



Susana Branco dos Anjos Henriques

Magmatitos e metamorfitos de alto grau no contacto entre as zonas de Ossa Morena e Centro Ibérica: significado geodinâmico

Tese de Doutoramento na área científica de Geologia, especialidade de Mineralogia, Petrologia e Geoquímica, orientada pela Senhora Professora Doutora Ana Margarida Ribeiro Neiva e coorientada pela Senhora Doutora Maria Luisa Paiva de Carvalho Duarte, apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

Maio de 2013



UNIVERSIDADE DE COIMBRA

Susana Branco dos Anjos Henriques

Magmatitos e metamorfitos de alto grau no contacto entre as zonas de Ossa Morena e Centro Ibérica: significado geodinâmico

Tese de Doutoramento na área científica de Geologia, especialidade de Mineralogia, Petrologia e Geoquímica, orientada pela Senhora Professora Doutora Ana Margarida Ribeiro Neiva e coorientada pela Senhora Doutora Maria Luisa Paiva de Carvalho Duarte, apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

Maio de 2013



UNIVERSIDADE DE COIMBRA

Índice

Agradecimentos.....	iv
Resumo.....	viii
Abstract	x
Índice de figuras	xii
Índice de tabelas	xix
1. Introdução.....	1
1.1 Localização da área em estudo.....	1
1.2 Trabalhos prévios	3
1.2.1 Cartografia geológica e litostratigrafia.....	3
1.2.2 Petrologia e geoquímica	4
1.2.3 Geocronologia	5
1.3 Objectivos.....	5
2. Geologia	6
2.1 Enquadramento regional	6
2.2 Geologia da área em estudo	8
2.2.1 Litostratigrafia	10
2.2.1.1 Sequências pelítica e quartzo-pelítica (filitos, quartzo-filitos, micaxistos e xistos quartzo-micáceos)	12
2.2.1.2 Sequência quartzo-feldspática.....	13
2.2.1.2.1 Metavulcanitos, metavulcanoclastitos e xistos quartzo-feldspáticos	13
2.2.1.2.2 Ortognaisses	15
2.2.1.2.2.1 Ortognaisses finos	15
2.2.1.2.2.2 Ortognaisses grosseiros	16
2.2.1.2.3 Migmatitos	17
2.2.1.3 Sequência quártzica (chertes e quartzitos negros).....	18
2.2.1.4 Sequência básica	19
2.2.1.4.1 Xistos verdes	19
2.2.1.4.2 Anfibolitos intercalados nos xistos quartzo-feldspáticos	20
2.2.1.4.3 Anfibolitos intercalados no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	20
2.2.1.4.4 Anfibolitos, anfibolitos blastomiloníticos, metatexitos, diatexitos e embrechitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	21
2.2.1.4.5 Anfibolito com almandina.....	23
2.2.1.5 Rochas intrusivas.....	25
2.2.1.5.1 Granitos biotítico-moscovíticos	25
2.2.1.5.2 Protomilonito trondjemítico	26
2.2.1.5.3 Filões félsicos variscos intrusivos no Complexo Igneo Ácido e Básico do Sardoal e Série Negra	26
2.3 Técnicas Analíticas	28
3.1 Amostragem	28
3.2 Análises de rocha total	28
3.3 Microsonda electrónica.....	29
3.4 Geocronologia: método U-Pb ID-TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry).....	30
3.4.1 Preparação de amostras	30
3.4.2 Lavagem, dissolução e tratamento químico do zircão, monazite e titanite.....	33
3.4.3 Medições das razões isotópicas.....	34
3.5 Isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd.....	35
3.6 Isótopos de oxigénio.....	36

4. Petrografia.....	37
4.1 Sequências pelítica e quartzo-pelítica.....	37
4.2. Sequência quartzo-feldspática	38
4.2.1 Xistos quartzo-feldspáticos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (Souto-V. Vacas)	38
4.2.2 Ortognaisses.....	40
4.2.2.1 Ortognaisse fino (C. Vale Cova – Carvalho).....	40
4.2.2.2 Ortognaisse fino (Ortognaisse de Olalhas).....	40
4.2.2.3 Ortognaisses grosseiros (Ortognaisse de C. Vale de Cova - Sardoal).....	43
4.3 Sequência básica.....	46
4.3.1 Anfibolitos intercalados no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	46
4.3.2 Anfibolitos, anfibolitos blastomiloníticos, metatexitos e diatexitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	47
4.3.2.1 Anfibolito com almandina	48
4.3.3 Rochas Intrusivas.....	50
4.3.3.1 Protomilonito trondjemítico.....	50
4.3.3.2 Filões félsicos variscos intrusivos no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra (riodacito)	53
5. Geocronologia: método U-Pb ID-TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry)	54
5.1 Métodos de datação U-Pb.....	54
5.2 Sistema de decaimento U-Th-Pb	56
5.3 Minerais utilizados.....	57
5.3.1 Zircão.....	58
5.3.1.1 Cátodo–luminescência do zircão	59
5.3.1.2 Zircão e petrogénese ígnea	60
5.3.1.3 Zircão e petrogénese metamórfica.....	61
5.3.2 Monazite	63
5.3.3 Titanite.....	64
5.4 Descrição das amostras.....	65
5.4.1 Sequências pelítica e quartzo-pelítica.....	66
5.4.2 Sequência quartzo-feldspática do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	69
5.4.2.1 Xisto quartzo-feldspático (Souto-V. Vacas).....	69
5.4.2.2 Ortognaisses.....	72
5.4.3 Sequência básica.....	83
5.4.3.1 Anfibolitos intercalados no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	83
5.4.3.2 Anfibolitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	85
5.4.4 Rochas Intrusivas.....	94
5.4.4.1 Protomilonito trondjemítico.....	94
5.4.4.2 Filões félsicos variscos intrusivos no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra.....	96
6. Geoquímica de Rocha total.....	98
6.1 Classificação normativa e química	98
6.2 Classificação tectónica.....	108
6.3 Diagramas de variação.....	112
6.4 Terras raras (REE)	115
6.5 Diagramas multielementares	121
7. Geoquímica isotópica das rochas.....	126
7.1 Isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd	126
7.2 Isótopos de oxigénio	134
8. Geoquímica dos minerais	138

8.1 Feldspatos.....	138
8.2 Clorite.....	148
8.3 Biotite.....	150
8.4 Moscovite.....	162
8.5 Anfíbola.....	169
8.6 Titanite.....	184
8.7 Piroxena.....	189
8.8 Granada.....	192
8.9 Estaurolite.....	203
9. Evolução <i>P-T</i>	206
9.1 Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	206
9.1.1 Ortognaisse Souto-V. Vacas (311-56).....	206
9.1.2 Anfíbolito Cabeço da Moura (311-1).....	208
9.2 Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	209
9.1.1 Protomilonito trondjemítico (165).....	209
9.1.2 Anfíbolito com almandina (20A).....	210
10. Modelo geodinâmico.....	214
11. Discussão e Conclusões.....	217
Referências bibliográficas.....	223
Anexo 1A.....	242
Anexo 1B.....	249

Prefácio e Agradecimentos

A ideia do presente trabalho surgiu no decurso das actividades desenvolvidas durante o meu estágio no Departamento de Geologia do ex-INETI, actual Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira (UGHGC) do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), realizado no âmbito do projecto “Investigação aplicada à caracterização dos processos geradores de recursos geológicos”, tendo como orientadora a Doutora Maria Luísa Paiva de Carvalho Duarte. Adveio da necessidade de obter os primeiros dados geocronológicos e geoquímicos da área em estudo, que serviriam de suporte à cartografia e à elaboração dum modelo geodinâmico.

A realização deste trabalho não teria sido possível sem o apoio inestimável de diversas pessoas e instituições, às quais quero aqui expressar o meu profundo reconhecimento.

As primeiras palavras de agradecimento são dirigidas às orientadoras científicas desta dissertação, que tornaram possível a elaboração e a conclusão deste trabalho.

Agradeço à Professora Doutora Ana Margarida Ribeiro Neiva, (Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências da Universidade de Coimbra), orientadora científica da tese, o seu empenho e disponibilidade permanentes no decurso de todo este trabalho, o esclarecimento de inúmeras dúvidas e as importantes e proveitosas sugestões, muito em especial sobre a geoquímica de rocha total, geoquímica isotópica, geoquímica de minerais e técnicas analíticas. A revisão da tese que efectuou, com sugestões e comentários que, em muito, contribuíram para a sua melhoria. Agradeço ainda as preciosas diligências que efectuou em inúmeras circunstâncias, bem como as diversas oportunidades que me proporcionaram a realização de estágios científicos e cursos no estrangeiro, que não só contribuíram para o enriquecimento da minha formação, como me abriram novos horizontes. E porque nem só a Ciência é importante, gostaria de referir as suas palavras de estímulo, os seus sábios conselhos nos momentos mais difíceis e as suas lições de vida.

Agradeço à Doutora Maria Luísa Paiva de Carvalho Duarte (UGHGC), co-orientadora científica da tese, a inestimável iniciação nos trabalhos de campo da Geologia de Portugal, a sugestão do tema e a área de estudo atribuída que se traduziu na oportunidade de trabalhar numa região tão rica do ponto de vista geológico. Sem esse trabalho de base, jamais poderia ter elaborado a presente dissertação. Agradeço ainda o estímulo para realizar o trabalho de campo numa forma autónoma, que me permitiu desenvolver as capacidades e metodologias de trabalho essenciais a um geólogo de campo. Agradeço a sugestão do laboratório de geocronologia da Memorial University, Canadá, onde foram realizadas as datações geocronológicas, bem como a indispensável disponibilização das verbas para o transporte das amostras. Agradeço as deslocações efectuadas ao campo para esclarecimento de dúvidas e toda a ajuda prestada, principalmente na elaboração dos

capítulos da geologia, petrografia e modelo geodinâmico que muito enriqueceram este trabalho. Agradeço também toda a sua paciência e disponibilidade demonstradas, particularmente após a sua aposentação e as proveitosas sugestões e comentários relativos à dissertação que muito contribuíram para o seu enriquecimento.

Aos coordenadores da minha instituição de acolhimento principal, onde tudo começou, nomeadamente ao Professor Doutor Miguel Magalhães Ramalho (Dep. Geologia, ex-INETI) e à Doutora Maria Luísa Paiva de Carvalho Duarte (antiga Unidade de Geologia e Cartografia Geológica-UGCG, LNEG), agradeço todo apoio logístico e laboratorial dispensado. Por fim ao Professor Doutor Engenheiro Mário Rui Machado Leite, na qualidade de Director do actual Laboratório de Geologia e Minas e interlocutor da antiga UGCG e ao Doutor Ruben Dias interlocutor da actual UGHGC, pelos apoios dispensados.

Ao meu Pai, Jaime Henriques, que, não sendo geólogo, não só me acompanhou nos trabalhos de campo, como disponibilizou a sua viatura, o seu tempo e esforço físico em toda a colheita de amostragem, imprescindível à realização de lâminas e datação geocronológica, que serviram de base à elaboração da tese. Pelas suas palavras de incentivo e entusiasmo nos momentos mais críticos, pela sua paciência e tolerância, pelas suas palavras de sabedoria, enfim por tudo isto e muito mais. Sem a sua colaboração este trabalho nunca teria sido concretizado, por isso o meu muito obrigado!

Ao Sr. Rogério Raposo, técnico do LNEG, agradeço a realização de todas as lâminas delgadas e polidas, bem como o corte de amostras e a realização de alguns dos pós, para análise de rocha total. Um agradecimento especial por atender às minhas urgências, sempre que o restante trabalho lho permitia, e por todo o empenho e rigor com que sempre desempenhou as suas tarefas, imprescindíveis à elaboração deste trabalho.

Agradeço ao Departamento de Ciências da Terra da *Memorial University of Newfoundland*, Canadá, no qual realizei um estágio em duas etapas: a primeira durante os meses de Abril e Maio de 2009 e a segunda durante os meses de Abril e Maio de 2010. Em particular agradeço ao Professor Doutor Gregory Dunning, à Mestre Sherri Furey, ao Dr. Alain Potrel e dum modo geral aos professores, colegas e funcionários com os quais tive um contacto mais próximo. Agradeço também a ajuda do gabinete de apoio aos alunos internacionais (*ISA office*) em especial à Teeba Alsafar. Ao Professor Doutor Gregory Dunning agradeço, de forma particular, as deslocações efectuadas à minha área de campo, os seus valiosos comentários, o apoio e a disponibilidade durante as minhas estadias, no esclarecimento de dúvidas e na troca de impressões sobre vários aspectos da área de trabalho, bem como as medições efectuadas no espectrómetro de massa e toda a sua colaboração na revisão do capítulo da geocronologia. À Mestre Sherri Furey pela sua incansável colaboração no

longo processo de preparação de amostras para análise geocronológica U-Pb e pelo muito que me ensinou nesse domínio. Agradeço também os resultados isotópicos de Sm-Nd e a sua disponibilidade constante não só durante a minha estadia, como também aquando dos meus pedidos de ajuda a partir deste lado do Atlântico. Ao Dr. Alain Potrel por me ter ensinado a preparação laboratorial de amostras para análise isotópica de Rb, Sr e Sm, Nd e pelos resultados de Rb-Sr fornecidos. A todos agradeço a simpatia e o ambiente caloroso que me proporcionaram longe do meu país.

Ao Professor Doutor Andrés Cuesta Fernández, do Departamento de Geologia da Universidade de Oviedo, Espanha, agradeço a possibilidade de realização de análises no aparelho de microsonda electrónica, as recomendações de diversa bibliografia e a prestimosa colaboração e paciência na resolução das inúmeras questões burocráticas que foram surgindo ao longo do trabalho. Ao Eng. Miguel Angel González a assistência prestada durante as várias sessões realizadas e todo o seu empenho na calibração do aparelho e na obtenção de resultados fiáveis.

Ao Professor Doutor Engenheiro Mário Rui Machado Leite, na qualidade de Director do Laboratório de S. Mamede de Infesta, agradeço a permissão para realização de algumas das sessões de microsonda electrónica efectuadas durante este trabalho. À Eng.^a Fernanda Guimarães agradeço a ajuda na realização de algumas das análises de microsonda electrónica que constam neste trabalho, pela identificação de fases minerais pertinentes e pelos esclarecimentos sobre o funcionamento do equipamento, que contribuíram significativamente para a obtenção de bons resultados.

Ao Professor Doutor Fred J. Longstaffe, do laboratório de isótopos estáveis da Universidade de Western Ontario, Canadá, agradeço a realização de análises de isótopos de oxigénio.

Ao Doutor José Manuel Correia Romão (Investigador da UGHGC), agradeço a cedência de parte da cartografia inédita da folha 311, que muito facilitou a realização de trabalho de campo nesta área.

À mestre Aurete Pereira, aquando da sua permanência na UGHGC, agradeço a ajuda prestada na elaboração do mapa geológico no software ARCGIS, a sua paciência no esclarecimento das minhas dúvidas e a permanente disponibilidade demonstrada, sem as quais a elaboração do mapa não teria sido possível.

Aos Investigadores, colegas e funcionários do LNEG em geral e, numa forma particular aos da UGHGC, agradeço as facilidades concedidas, o apoio, a simpatia e as palavras de estímulo recebidos. Ao núcleo de Cartografia Digital, em particular à Dra. Teresa Cunha e Mestre Aurete Pereira, agradeço a consulta de minutas e utilização da *plotter*; à Ana Garcia, Maria João Amorim e Maria do Rosário Martins a ajuda imprescindível e pela boa vontade na resolução das várias situações de logística que foram surgindo ao longo do tempo.

Ao Centro de Geociências pela disponibilização de verba, que permitiu efectuar as deslocações de campo e algumas das participações em congressos. Agradeço ao Dr. António Santos a realização das análises de ferro-ferroso das rochas. À Doutora Manuela da Vinha (Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra) agradeço os esclarecimentos de dúvidas relativas ao financiamento e aos aspectos burocráticos sobre a elaboração da tese. À D. Carminda Neves, funcionária do mesmo Departamento, agradeço a ajuda na resolução de questões burocráticas.

Ao grupo de Professores e colegas do curso EURISPET Padova 2010, agradeço os conhecimentos, troca de ideias e pelo agradável ambiente de sã e frutuosa convivência. Em particular, à Doutora Lucie Tajcmanova, agradeço os valiosos conhecimentos transmitidos acerca do software Perple_X, pela sua disponibilidade, simpatia e apoio durante o curso na Free University, Berlim e pela posterior ajuda na elaboração do capítulo da Evolução de *P-T*.

À Prof. Doutora Elisa Preto Gomes (Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro - UTAD), agradeço a coloração de lâminas para identificação de feldspato potássico e ao Doutor Rui Teixeira, do mesmo Departamento, agradeço a preparação duma superfície polida.

Aos meus Pais agradeço a sua compreensão e apoio incondicional em todos os momentos deste trabalho, sem o qual não teria certamente chegado até aqui. Ao meu Avô agradeço a sua alegria e força de viver que me deixaram muitas saudades. Agradeço aos meus familiares e amigos mais próximos que se preocuparam e que sempre me apoiaram nos momentos mais críticos. Em particular ao Professor Doutor Fernando Ladeira, pelos preciosos e oportunos conselhos e pela cedência de algumas obras bibliográficas. Um agradecimento em especial ao Manuel, à Maria do Céu, à Rosinda, à Paula e à Lurdes, bem como ao Carlos, à Ana, ao Alex e ao James, pelos seus apoios durante a minha estadia no Canadá.

Na impossibilidade de todos enumerar, agradeço àqueles que de alguma forma contribuíram, directa ou indirectamente, para elaboração deste trabalho.

Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), Ministério da Educação e Ciência, através de uma bolsa de doutoramento com a referência BD/28720/2006, tendo-se iniciado em Setembro de 2007.

Resumo

Na Zona de Ossa Morena próximo do contacto com a Zona Centro Ibérica na região de Abrantes, afloram três unidades tectonostratigráficas de orientação geral NW-SE, que da base para o topo compreendem a Série Negra, o Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (CIABS) e o Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM) e que contactam através de carreamentos. A Série Negra é constituída por filitos, quartzo-filitos, micaxistos, xistos quartzo-micáceos, metavulcanitos, metavulcanoclastitos, xistos quartzo-feldspáticos, chertes e quartzitos negros. Estas litologias são intercaladas por xistos verdes e anfibolitos e intruídas por filões de riodacito. Os anfibolitos são subalcalinos e apresentam afinidades geoquímicas MORB e intra-placa. Terão sido gerados a partir de magmas relativamente oxidados. O CIABS é constituído por xistos quartzo-feldspáticos com uma idade ígnea de $692 + 77/-60$ Ma, por ortognaisses finos com uma idade ígnea de 569 ± 3 Ma, ortognaisses grosseiros com uma idade ígnea de 548 ± 4 Ma e migmatitos. Ocorrem intercalações de anfibolitos com idades metamórficas de 539 ± 3 Ma e 529 ± 5 Ma e intrusões de filões de riodacito com idade ígnea de 308 ± 1 Ma.

Os protólitos dos ortognaisses são subalcalinos, peraluminosos e não se encontram relacionados entre si por processos de cristalização fraccionada. Têm características isotópicas híbridas. Terão sido gerados em ambiente de margem continental activa, a partir da fusão da crosta continental inferior meta-sedimentar e meta-ígnea e média superior meta-ígnea. As composições dos minerais dos ortognaisses foram reequilibradas, especialmente biotite e moscovite e menos intensamente a plagioclase. Os protólitos dos anfibolitos do CIABS são toleíticos e calco-alcalinos com assinatura geoquímica de MORB N e E e terão sido gerados em ambiente de arco-ilha. No xisto quartzo-feldspático e em dois ortognaisses foram encontradas monazites com idade ca. 540 Ma, interpretada como a idade do evento metamórfico. Esta idade é idêntica à do zircão metamórfico dum anfibolito (539 ± 3 Ma) e anterior à idade de arrefecimento da titanite de outro anfibolito (529 ± 5 Ma) após o pico metamórfico (ca. 539 Ma). Este evento metamórfico de grande amplitude terá conduzido à formação dos migmatitos.

O riodacito é subalcalino, pertence à série calco-alcalina e terá sido gerado em ambiente de margem continental activa a partir duma fonte empobrecida e de composição próxima da do manto litosférico Europeu e é uma rocha ígnea.

O CIMM é constituído por anfibolitos subalcalinos Neoproterozóicos com protólitos de assinaturas geoquímicas distintas (MORB, intra-placa e margem continental activa) mas idades ígneas idênticas (ca. 544 Ma). Os dados isotópicos indicam protólitos da litosfera subcontinental com variável contaminação crustal.

O CIMM contém dois litótipos de idade Ordovícica: o protomilonito trondjemítico intrusivo com idade ígnea de $483,0 \pm 1,5$ Ma e o anfibolito com almandina com uma idade ígnea de 477 ± 2 Ma. O protólito do protomilonito trondjemítico é peraluminoso e corresponde a uma pulsação magmática distinta da dos protólitos dos ortognaisses do CIABS. Os dados isotópicos indicam uma fonte mista com influência de fonte mantélica empobrecida e contaminação crustal. A geoquímica de elementos maiores e traço sugere gênese por fusão parcial de anfibolitos locais. O protomilonito apresenta reequilíbrio das composições químicas das micas. O anfibolito com almandina apresenta localmente texturas metatexíticas discretas com neossoma. O protólito deste anfibolito corresponde a uma pulsação magmática distinta dos protólitos dos anfibolitos Neoproterozóicos e possui assinaturas MORB e intra-placa. Os dados isotópicos indicam que os protólitos terão sido gerados a partir duma fonte MORB e duma fonte mantélica empobrecida com composição próxima da do manto litosférico Europeu.

As condições de P - T obtidas para as rochas Neoproterozóicas e Ordovícicas caem no campo da fácies anfibolítica, havendo uma amostra de anfibolito do CIABS com valores próximos da transição para a fácies granulítica. Os valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ das rochas Neoproterozóicas (-8.1 a -2.9) e os valores antigos das idades modelo T_{DM} (1.51 a 1.81 Ga) são característicos de terrenos do tipo cadomiano observados noutras áreas da Cadeia Varisca Europeia. A idade dos zircões herdados (1.6-2.8 Ga) comprova a antiguidade dos tempos de residência crustal dos seus protólitos.

Foram estabelecidos vários estádios de evolução tectono-magmática na região desde o Neoproterozóico até ao Paleozóico tardio. O primeiro estádio corresponde à presença dum arco-ilha durante o Criogeniano, o segundo à formação do arco cadomiano durante o Criogeniano/Edicariano, o terceiro a um episódio metamórfico de médio a alto grau que teve lugar no tempo da passagem do Pré-câmbrico-Câmbrico, o quarto a um episódio magmático durante o Ordovícico relacionado com a abertura do Rheic e o último a um evento ígneo durante o Carbónico. A Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba constitui uma sutura cadomiana retomada durante a orogenia varisca.

Abstract

Three units crop out in the Abrantes area, at the Ossa Morena Zone close to the contact with the Central Iberian Zone. The following sequence is observed from the base to the top: the Black Series, the Acid and Basic Igneous Complex of Sardeal (ABICS) and the Mafic Igneous Complex of Mouriscas (MICM). They have a NW-SE direction and contact by overthrusts. The Black Series consists of phyllites, quartz-phyllites, micashists, quartz-mica schists, metavolcanites, volcanoclastic rocks, quartz-pheldspatic schists, black cherts and black quartzites, with interbedded greenschists and amphibolites and rhyodacite intrusions. The amphibolites are subalkaline with MORB and intra-plate affinities and were generated from oxidized magmas. The ABICS consists of quartz-pheldspatic schists with an igneous age of 692 ± 77 Ma, fine-grained orthogneisses with an igneous age of 569 ± 3 Ma, coarse-grained orthogneisses with an igneous age of 548 ± 4 Ma and migmatites, with interbedded amphibolite and intrusions of rhyodacite. The amphibolites have metamorphic ages of 539 ± 3 Ma and 529 ± 5 Ma.

The protoliths of orthogneisses are subalkaline, peraluminous and are not related by fractional crystallization. They were generated on an active continental margin setting and result from partial melting of meta-sedimentary lower crust and meta-igneous lower crust and meta-igneous middle-upper crust. They are hybrid rocks. The mineralogical compositions of the orthogneisses were reequilibrated, particularly biotite and muscovite while the plagioclase reequilibrium was less intense. The protoliths of ABICS amphibolites are tholeiitic and calc-alkaline with a MORB signature. They were generated on an island arc setting. A quartz-pheldspatic schist and two orthogneisses contain monazite with ca. 540 Ma age which is interpreted as the age of the metamorphic event. This age is identical to the amphibolite metamorphic age of 539 ± 3 Ma and older than the amphibolite titanite cooling age of 529 ± 5 Ma, which is interpreted as the age of cooling through the blocking temperature for titanite after the ca. 539 Ma peak of metamorphism. This major metamorphic event is responsible for the formation of the ABICS migmatites.

The rhyodacite is subalkaline, calc-alkaline, was generated on an active continental margin setting and result from a depleted source with a composition identical to the European lithospheric mantle. It is an igneous rock.

The MICM comprises subalkaline Neoproterozoic amphibolites which have protoliths with different geochemical signatures (MORB, intra-plate and active continental margin) and identical ages (ca. 544 Ma). The isotopical data indicate protoliths generated on sub-continental lithosphere with crustal contamination.

The MICM has two Ordovician rock types, the intrusive protomylonite trondhjemite with an igneous age of $483,0 \pm 1,5$ Ma and the almandine amphibolite with an igneous age of 477 ± 2 Ma. The protolith of the protomylonite trondhjemite is peraluminous and its magmatic pulse is distinct from the protoliths of the ABICS orthogneisses. The isotopic data suggest a mixed source that consists of a depleted mantle source with crustal contamination. The geochemistry of major and trace elements and isotopic data indicates partial fusion from local amphibolites. The protolith of the protomylonite shows reequilibrium of the micas compositions. The almandine amphibolite has a gradual contact with migmatites and shows local metatextitic and neosome textures. The magmatic pulse of the Neoproterozoic protoliths of the amphibolites is distinct from the protolith of the almandine amphibolite. It has MORB and intra-plate geochemical signatures. The amphibolite isotopic data suggests that its protoliths were generated from MORB and a depleted mantle source with a similar composition to the European lithospheric mantle.

The estimated *P-T* conditions for the Neoproterozoic and Ordovician rocks correspond to the amphibolite facies conditions. One ABICS amphibolite sample has *P-T* values close to the transition to the granulite facies conditions.

The $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ negative values of the Neoproterozoic rocks (-8.1 a -2.9) and the old T_{DM} values (1.51 a 1.81 Ga) are consistent with magmas derived from ancient sources, characteristic of cadomian-type terranes, like the Bohemian Massif. The age of the inherited zircons (1.6-2.8 Ga) is consistent with the ancient residence time of their protoliths in the crust.

Several geodynamic events were identified in this study, from the Neoproterozoic to the late Paleozoic. The first one is the formation of an island-arc setting during the Cryogenian. The second one is the formation of a Cadomian arc during the Cryogenian/Ediacarian. The third one is a medium/high grade metamorphic event that represents the continental arc accretion of the Ossa Morena Zone to the Iberian Autochthon passive margin (Northern margin of Gondwana) that the Precambrian/cambrian boundary. The fourth stage is a magmatic event that occurred during the Ordovician probably connected to the opening of the Rheic ocean. The last one is an igneous event that took place during the Carboniferous. The Tomar-Badajoz-Córdoba Shear Zone is a Cadomian suture later reactivated during Variscan orogeny.

Índice de Figuras

Fig. 1.1 – A: localização da área de estudo (a vermelho) no mapa de unidades estruturais de Ribeiro (2006), adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> (1996) e Vera (2004); B: localização da área de estudo num mapa esquemático com a indicação das cartas geológicas à escala 1: 50 000 e cartas topografia à escala 1: 25 000; C: Unidades em estudo.....	2
Fig. 2.1 – Localização das unidades do soco pré-varisco das margens do Gondwana durante o Ordovícico inferior (Stampfli, <i>et al.</i> , 2002)	6
Fig. 2.2 – A: subdivisão da Ibéria e correlação das suturas variscas na Europa Ocidental, B: representação esquemática dos principais terrenos no Maciço Ibérico (<i>in</i> Ribeiro, 2010). A localização da área em estudo encontra-se assinalada a vermelho.....	7
Fig. 2.4 – Colunas litostratigráficas simplificadas da ZOM.....	9
Fig. 2.5 – Coluna litostratigráfica das rochas interestratificadas (A) e intrusivas (B).....	11
Fig. 2.6 – A: aspecto das alternâncias de bancadas de filitos e quartzo filitos evidenciando imbricação de quartzo secundário, nas imediações de um cavalgamento secundário; B: aspecto da clivagem xistenta nos filitos deformados..	13
Fig. 2.7 – Bancadas de xisto quartzo-feldspático (A), com planos de foliação (B) e porfiroclastos de quartzo e/ou feldspato (C). Níveis vulcânicos mais grosseiros de aspecto gnáissico (D).....	14
Fig. 2.8 – Bancadas de xisto-quartzo-feldspático com xistosidade evidente (A) e com dobramento (B).	14
Fig. 2.9 – Bancadas de ortogneisse fino (A) onde são visíveis bandas alternadas de cor clara (quartzo-feldspáticas) e escura (micáceas) de dimensão milimétrica a centimétrica (B, C, D).....	15
Fig. 2.10 – Textura gnáissica do ortogneisse grosseiro, onde são visíveis bandas alternadas de cor clara (quartzo-feldspáticas) e escura (micáceas) (A, B), foliação dobrada (C).	16
Fig. 2.11 – Estruturas dos migmatitos: <i>schollen migmatite</i> (A e B), biotite <i>schlieres</i> (B) e migmatito estromático (<i>stromatic migmatite</i> , C e D).....	17
Fig. 2.12 – Bandas miloníticas (A) e aspecto do esmagamento da granulometria nos planos de cisalhamento, a diferentes escalas, dos ortogneisses (B).	18
Fig. 2.13 – Intercalações de quartzitos negros nos metavulcanoclastitos (A) e nos xistos (B). Quartzitos negros com bandado (C) e dobramento (D).	18
Fig. 2.14 – Xisto verde intercalado na sequência quartzo-pelítica (A), <i>boundins</i> de anfíbolito intercalados nos xistos quartzo-feldspáticos (B) e granularidade fina e cor verde escura do anfíbolito (C).....	19
Fig. 2.15 – Anfíbolitos onde se evidencia bandado composicional (A) e (B), e foliação dobrada (C) e (D).....	21
Fig. 2.16 – Variedades litológicas de composição básica e intermédia e granularidade variável, sempre intensamente deformadas e recristalizadas.....	22
Fig. 2.17 – Metatexitos e embrechitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	23
Fig. 2.18 – Anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	24
Fig. 2.19 – Granito biotítico-moscovítico de granularidade média a grosseira (A), com restitos de biotite (B), inclusão de material com foliação dobrada (C), “amas” de quartzo (excedentário) (D, E).....	25
Fig. 2.20 – Protomilonito trondjemítico (A, B).....	26
Fig. 2.21 – Filões de riodacito (A); <i>boudins</i> de riodacito (B); textura porfirítica do riodacito (C); filão de traquiandesito (D); textura porfirítica do traquiandesito (E).	27
Fig. 4.1 – Aspectos microscópicos dos quartzo-filitos. A, B: textura granolepidoblástica e hábito tabular da moscovite e biotite; C: “ <i>ribbon quartz</i> ”; D: turmalina com inclusões de quartzo e ilmenite. Bt-biotite, Ms-moscovite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo, Tur-turmalina. A, C: nicóis x, B, D: nicóis //.....	38
Fig. 4.2 – Aspectos microscópicos dos xistos quartzo-feldspáticos.....	39
Fig. 4.3 – Aspectos texturais do ortogneisse fino (C. Vale Cova – Carvalho).....	41
Fig. 4.4 – Aspectos microscópicos do ortogneisse fino (Olalhas).....	42
Fig. 4.5 – Aspectos texturais do ortogneisse de C. Vale de Cova - Sardeal.....	44
Fig. 4.6 – Aspectos texturais do ortogneisse de C. Vale de Cova - Sardeal.....	45

Fig. 4.7 – Aspectos microscópicos de anfíbolitos: textura granoblástica dos anfíbolitos da área do Cabeço da Moura (A) e da área compreendida entre Vale das Vacas e Vila Nova (B).....	46
Fig. 4.8 – Aspectos microscópicos de anfíbolitos e gnaisses anfíbólicos.....	48
Fig. 4.9 – Aspectos microscópicos do anfíbolito com almandina.....	49
Fig. 4.10 – Aspectos microscópicos do protomilonito trondjemítico.....	51
Fig. 4.11 – Aspectos microscópicos do protomilonito trondjemítico.....	52
Fig. 4.12 – Textura porfírica do riódacito, onde se destacam megacristais de albite.....	53
Fig. 5.1 – Microfotografias em luz transmitida da população de zircões da amostra 311-43 de quartzo-filito.....	67
Fig. 5.2 – Imagens CL representativas dos zircões (2:1), de dimensão média a grande da amostra 311-43 de quartzo-filito.....	67
Fig. 5.3 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) de dimensão pequena da amostra 311-43 de quartzo-filito.....	68
Fig. 5.4 – Diagrama concórdia para a amostra 311-43 de quartzo-filito.....	69
Fig. 5.5 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão e monazite da amostra 321-140 de xisto quartzo-feldspático (Souto-V.Vacas) do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	70
Fig. 5.6 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas euédricos, límpidos, incolores, (2:1) de dimensão média a grande, da amostra 321-140 de xisto quartzo-feldspático (Souto-V.Vacas) do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	71
Fig. 5.8 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão e monazite da amostra 311-56 do ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	73
Fig. 5.9 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) de dimensão grande com terminações cónicas, da amostra 311-56 do ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	74
Fig. 5.10 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (3:1) de dimensão grande com terminações cónicas da amostra 311-56 do ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	75
Fig. 5.11 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas em forma de agulha, da amostra 311-56 do ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	76
Fig. 5.12 – Diagramas concórdia para a amostra 311-56 do ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	76
Fig. 5.13 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão e monazite da amostra gn do ortognaisse fino C. Vale Cova – Carvalhal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	77
Fig. 5.14 – Imagens CL representativas dos zircões da amostra gn do ortognaisse fino C. Vale Cova – Carvalhal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	78
Fig. 5.15 – Diagramas concórdia para a amostra gn do ortognaisse C. Vale Cova – Carvalhal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	78
Fig. 5.16 – Microfotografias em luz transmitida dos zircões da amostra 311-30 do ortognaisse fino de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	79
Fig. 5.17 – Imagens CL representativas dos zircões da amostra 311-30 do ortognaisse fino de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	80
Fig. 5.18 – Diagrama concórdia para a amostra 311-30 do ortognaisse fino de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	80
Fig. 5.19 – Microfotografias em luz transmitida de zircões prismáticos (3:1), euédricos, com terminações pontiagudas, límpidos, incolores e de dimensão grande da amostra 10 do ortognaisse grosseiro C. Vale de Cova – Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	81
Fig. 5.20 – Imagens CL representativas dos zircões prismáticos (3:1) de dimensão grande da amostra 10 do ortognaisse grosseiro C. Vale de Cova – Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	82
Fig. 5.21 – Diagrama concórdia para a amostra 10 do ortognaisse grosseiro C. Vale de Cova – Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	83

Fig. 5.22 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão da amostra 311-1 do anfibolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	83
Fig. 5.23 – Imagens CL representativas de zircões “ <i>soccer-ball</i> ” da amostra 311-1 do anfibolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.	84
Fig. 5.24 – Diagrama concórdia para a amostra 311-1 do anfibolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.	84
Fig. 5.25 – Microfotografias em luz transmitida das populações de titanite da amostra 311-62 do anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	85
Fig. 5.26 – Diagrama concórdia para a amostra 311-62 do anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	85
Fig. 5.27 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão da amostra 311-58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	86
Fig. 5.28 – Imagens CL representativas dos zircões prismáticos em forma de agulha da amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	87
Fig. 5.29 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) de dimensão média a grande da amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	87
Fig. 5.30 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1), de dimensão média a grande, após abrasão (Mattinson 2005), da amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	88
Fig. 5.31 – Diagrama concórdia para a amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	88
Fig. 5.32 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão da amostra 321-138 do anfibolito de granularidade média e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	89
Fig. 5.33 – Imagens CL representativas dos zircões (3:1), de secção transversal quadrada e dimensão grande, da amostra 321-138 do anfibolito de granularidade média e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	89
Fig. 5.34 – Diagrama concórdia para a amostra 321-138 do anfibolito de granularidade média e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	90
Fig. 5.35 – Microfotografias em luz transmitida de zircões da amostra 321-M do anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	91
Fig. 5.36 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1), de dimensão muito grande da amostra 321-M, de anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	91
Fig. 5.37 – Imagens CL representativas de zircões (2:1), de dimensão muito grande, após abrasão química (Mattinson 2005), da amostra 321-M, de anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	92
Fig. 5.38 – Diagrama concórdia para a amostra 321-M do anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	92
Fig. 5.39 – Microfotografias em luz transmitida dos fragmentos de prismas (2:1) de zircão, euédricos, lípidos, de cor amarela pálida a incolor, da amostra 20A do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	93
Fig. 5.40 – Imagens CL representativas dos fragmentos de prismas (2:1) de zircão da amostra 20A do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	93
Fig. 5.41 – Diagrama concórdia para a amostra 20A do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	94
Fig. 5.42 – Microfotografias em luz transmitida de zircão e monazite da amostra 165 do protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	95
Fig. 5.43 - Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) da amostra 165 do protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	95
Fig. 5.44 – Diagrama concórdia para a amostra 165 de protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	96

Fig. 5.45 – Microfotografias em luz transmitida dos zircões e monazites (A-C) e imagem CL de zircão com prisma (2:1) (D) da amostra 90A do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	97
Fig. 5.46 – Diagramas concórdia para a amostra 90A de riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.	97
Fig. 6.1 – Diagrama de classificação de La Roche <i>et al.</i> (1980), cujos parâmetros R1 e R2 estão expressos em milicatões.....	102
Fig. 6.2 – Diagrama TAS (Cox <i>et al.</i> , 1979), SiO ₂ vs Na ₂ O+K ₂ O, adaptado por Wilson (1989). A linha a tracejado separa os campos alcalino e subalcalino.	103
Fig. 6.3 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama de classificação de Barker (1979)..	103
Fig. 6.4 – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).	105
Fig. 6.5 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama de classificação de Debon & Le Fort (1983).....	105
Fig. 6.6 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama de Maniar e Piccoli (1989) A/KN vs A/CNK (A) e A/CNK vs SiO ₂ (B).....	106
Fig. 6.7 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal nos diagramas de Frost <i>et al</i> (2001). A: diagrama SiO ₂ vs FeO/(FeO+MgO), B: SiO ₂ vs MALI = Na ₂ O+K ₂ O-CaO.....	106
Fig. 6.8 – Diagrama Nb/Y vs Zr/TiO ₂ de Winchester & Floyd (1977).....	107
Fig. 6.9 – Diagrama SiO ₂ vs K ₂ O de Peccerillo & Taylor (1976).....	107
Fig. 6.10 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama discriminante de ambiente tectónico Ta vs Yb para granitóides (Pearce <i>et al.</i> , 1984).	108
Fig. 6.11 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico Th/Ta vs Ta/Yb (A) e Th/Ta vs Yb (B) de Gorton & Schandal (2000).....	109
Fig. 6.12 – Projecção dos anfibolitos e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e anfibolito da Série Negra nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico Th/Ta vs Ta/Yb (A) e Th/Ta vs Yb (B) de Gorton & Schandal (2000).....	109
Fig. 6.13 – Projecção do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico (C.I.A.B) do Sardoal e na Série Negra, nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico Th/Ta vs Ta/Yb (A) e Th/Ta vs Yb (B) de Gorton & Schandal (2000).....	110
Fig. 6.14 – Projecção dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama discriminante de Wood 1980.....	111
Fig. 6.15 – Projecção dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama discriminante de Pearce & Cann (1973).....	111
Fig. 6.16 – Projecção dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama de Pearce (1983), adaptado por Wilson (1989) (A) e no diagrama Th/Ta vs Zr de Floyd <i>et al.</i> (2000) (B).....	112
Fig. 6.17 – Diagramas de variação das rochas félsicas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	113
Fig. 6.18 – Diagramas de variação dos anfibolitos e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	113
Fig. 6.19 – Diagramas de variação dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.	114
Fig. 6.20 – Diagramas de variação do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico (C.I.A.B) do Sardoal e na Série Negra.....	114
Fig. 6.21 – Diagramas de REE dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, normalizados para os condritos de Sun & McDonough, 1989.....	118
Fig. 6.22 – Diagramas de REE normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989, das amostras Neoproterozóicas de anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (C.I.M.M) e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S).....	119

Fig. 6.23 – Diagramas de REE das rochas Ordovícicas do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989.....	120
Fig. 6.24 – Diagramas de REE dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal, normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989.....	121
Fig. 6.25 – Diagramas de REE do riódacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal e na Série Negra (A) e anfíbolito da Série Negra (B), normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989.....	121
Fig. 6.26 – Diagramas multielementares dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal, normalizados para o MORB (Pearce 1983).....	124
Fig. 6.27 – Diagramas multielementares normalizados para o MORB (Pearce 1983) das amostras Neoproterozóicas de anfíbolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (C.I.M.M) e gnaiss anfibólico Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal (C.I.A.B.S).....	125
Fig. 6.28 – Diagramas multielementares das rochas Ordovícicas do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, normalizadas para o MORB (Pearce 1983).....	125
Fig. 6.29 – Diagramas multielementares dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal, normalizados para o MORB (Pearce 1983).....	126
Fig. 6.30 – Diagramas multielementares do riódacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal (C.I.A.B. Sardeal) e na Série Negra (A) e anfíbolito da Série Negra (B), normalizados para o MORB (Pearce 1983).	126
Fig.7.1- Projecção das amostras estudadas no diagrama ϵNdt versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, onde se encontram os campos do MORB (Wilson, 1989), xenólitos mantélicos da Europa central e ocidental (Beccaluva <i>et al.</i> , 2004 in Orejana <i>et al.</i> , 2009), crosta média-superior meta-sedimentar e meta-ígnea e crosta inferior meta-sedimentar e meta-ígnea (Downes & Duthou, 1988, Turpin <i>et al.</i> , 1990, in Villaseca <i>et al.</i> , 1998).....	132
Fig.7.2 - Projecção das amostras estudadas no diagrama ϵNdt versus T_{DM} (Ma), adaptado de López-Guijarro <i>et al.</i> 2008.....	133
Fig.7.3 – Projecção da composição Sm-Nd das rochas Neoproterozóicas estudadas e doutros terrenos do tipo cadomiano, no diagrama de Murphy <i>et al.</i> 2006: Armorica e gnaiss Icart (Samson <i>et al.</i> , 2003), Saxo-Thuringia (Mação da Boémia, Linnemann <i>et al.</i> , 2004).	133
Fig. 8.1 – Projecção da composição das plagioclases dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal, no diagrama Ab, An, Or.	142
Fig. 8.2 – Projecção da composição das plagioclases dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, no diagrama Ab, An, Or.	143
Fig. 8.3 – Projecção da composição das plagioclases dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal, no diagrama Ab, An, Or.	144
Fig. 8.4 – Projecção da composição das plagioclases do riódacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal (C.I.A.B.S)/S. Negra e do anfíbolito da Série Negra, no diagrama Ab, An, Or.	144
Fig. 8.5 – Diagramas de Si, Mg, Ti, Al^{VI} , Fe^{2+} e Mn (<i>apfu</i>) versus X_{Mg} , para a clorite do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	149
Fig. 8.6 – Projecção das biotites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal no diagrama triangular de Foster (1960)	156
Fig. 8.7 – Projecção das biotites dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama triangular de Foster (1960)	157
Fig. 8.8 – Projecção das biotites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal no diagrama Al^{VI} versus $\text{Fe}_t/\text{Fe}_t+\text{Mg}$ de Deer <i>et al.</i> 1966.	158
Fig. 8.9 – Projecção das biotites dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama Al^{VI} versus $\text{Fe}_t/\text{Fe}_t+\text{Mg}$ de Deer <i>et al.</i> 1966.	158
Fig. 8.10 – Diagramas de Al^{VI} , Ti, Mn, Mg, F e Cl (<i>apfu</i>) versus X_{Mg} , para as biotites dos porfiroclastos dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal.	160
Fig. 8.11 – Projecção das moscovites no diagrama de subdivisão para micas potássicas di-octaédricas de Tischendorf <i>et al.</i> (2004).....	163
Fig. 8.12 – Projecção das anfífolas cálcicas ($\text{Ca}_B \geq 1.50$; $(\text{Na}+\text{K})_A < 0.50$; $\text{Ca}_A < 0.50$) no diagrama de Leake <i>et al.</i> (1997).....	176
Fig. 8.13 – Projecção das anfífolas cálcicas ($\text{Ca}_B \geq 1.50$; $(\text{Na}+\text{K})_A \geq 0.50$; $\text{TiO}_2 < 0.50$) no diagrama de Leake <i>et al.</i> (1997).	177

Fig. 8.14 – Projecção das anfíbulas magnésio-ferríferas monoclinicas, com $(Ca+Na)_B < 1.00$; $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Li)_B \geq 1.00$; $Li_B < 1.00$ no diagrama de Leake <i>et al.</i> (1997)	177
Fig. 8.15 – A: núcleo de anfíbola constituído por cumingtonite (cum) e grunerite (gru), rodeado parcialmente por bordo de ferro-tschermaquite (Fe-ts) em amostra de anfíbolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM); B: núcleo de grunerite (gru) com bordo parcial de ferro-tschermaquite (Fe-ts) em amostra de anfíbolito com almandina (CIMM)	178
Fig. 8.16 – A: intercrescimento de ferro-horneblenda (Fe-hbl) e grunerite (gru) com interface paralela a (100), com bordo parcial de ferro-tschermaquite (Fe-ts) em anfíbolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM); B: cristal de anfíbola com cumingtonite (cum) na zona central, magnésio-horneblenda (Mg-hbl) na zona central envolvendo parcialmente cumingtonite e bordo e ferro-tschermaquite (Fe-ts) em amostra de anfíbolito (CIMM)	179
Fig. 8.17 – A: lamelas de exsolução de cumingtonite (cum) num cristal de magnésio-horneblenda em amostra de anfíbolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM), que correspondem às zonas muito finas de cor mais clara; B: lamelas de exsolução de horneblenda (hbl) num núcleo de cumingtonite (cum), com bordo de ferro-tschermaquite (Fe-ts) e tschermaquite (ts) em amostra de anfíbolito (CIMM)	180
Fig. 8.18 – Cristal de magnésio-horneblenda (Mg-hbl) com bordo de ferro-pargasite (Fe-prg) que corresponde à zona mais clara em anfíbolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	182
Fig. 8.19 – Actinolite no bordo dum cristal de magnésio-horneblenda (A) e no seio dum cristal de magnésio-horneblenda (B) em amostras de anfíbolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	183
Fig. 8.20 – Imagem de BSE de anfíbolito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, onde se observa a ilmenite com bordo de titanite	184
Fig. 8.21 – Correlação inversa entre $Al+Fe^{3+}$ (<i>apfu</i>) e o Ti (<i>apfu</i>) que representa a substituição química $Ti+O \leftrightarrow (Al, Fe^{3+}) + (OH, F)$ (e.g. Franz & Spear, 1985)	187
Fig. 8.22 – Diagrama F versus $Al+Fe^{3+}$, onde foram projectadas as composições de titanite metassomática (Giére, 1992), para comparação	187
Fig. 8.23 – Projecção das piroxenas dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, no diagrama Wo-En-Fs de Morimoto <i>et al.</i> (1988)	190
Fig. 8.24 – Diagramas de vários elementos (<i>apfu</i>) versus X_{Mg} do diópsido dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	191
Fig. 8.25 – Diagramas ternários mostrando as composições moleculares (Xia <i>et al.</i> , 2012) da granada dos ortognaisses Souto-V.Vacas e Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	195
Fig. 8.26 – Diagramas ternários mostrando as composições moleculares (Xia <i>et al.</i> , 2012) da granada do protomilonito trondjemítico e anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	195
Fig. 8.27 – Diagramas de Alm (%), Grs (%), Prp (%) e Sps (%), versus X_{Mg} para as granadas dos ortognaisses Souto-V.Vacas e Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e para as granadas do protomilonito trondjemítico e anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	196
Fig. 8.28 – Perfil composicional da granada do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	198
Fig. 8.29 – Perfil composicional da granada do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	198
Fig. 8.30 – Mapa composicional da granada para elementos seleccionados do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	202
Fig. 8.31 – Diagrama de Si, Ti, Al^{VI} , Fe^{2+} , Mn, Zn, Mg e Na (<i>apfu</i>) versus X_{Mg} , para as estaurosites do ortognaisse de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	204
Fig. 8.32 – Substituição $AlTi \leftrightarrow SiR^{2+}$ (e.g. Nishimiya <i>et al.</i> , 2010) na estaurosite do ortognaisse de Olalhas e no protomilonito trondjemítico	205
Fig. 9.1 – Moscovite porfiroblástica incluindo silimanite fibrolítica e em pequenos prismas numa amostra de ortognaisse Souto-V.Vacas, do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	206
Fig. 9.2 – Diagrama de <i>P-T</i> para o ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (A, B) calculado no sistema MnNCKFMASHT	207
Fig. 9.3 – Diagrama de <i>P-T</i> para o anfíbolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (A, B), calculado no sistema NCFMASHTO	208

Fig. 9.4 – Diagrama de *P-T* para o protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (A, B), calculado no sistema MnNCFMASH 209

Fig. 9.5 – Perfil composicional da granada do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. . 211

Fig. 9.6 – Mapa composicional da granada para elementos selecionados, do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas 211

Fig. 9.7 – Diagrama de *P-T* para o anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (A, B) calculado no sistema NCFMASHTO 212

Fig. 10.1 – Diagrama esquemático com os estádios de evolução principais identificados neste trabalho 216

Índice de tabelas

Tabela 5.1 – Dados isotópicos U-Pb de zircão, monazite e titanite das rochas em estudo.....	65
Tabela 6.1 – Análises químicas representativas do ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal: elementos maiores (wt%), elementos traço e terras raras (ppm).....	99
Tabela 6.2 - Análises químicas representativas do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas: elementos maiores (wt%), elementos traço e terras raras (ppm)	100
Tabela 6.3 - Análises químicas representativas do gnaiss anfibólico, anfíbolitos e riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do anfíbolito da Série Negra: elementos maiores (wt%), elementos traço e terras raras (ppm) ..	101
Tabela 6.4 – Norma molecular de Niggli de amostras representativas dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	104
Tabela 6.5 – Variação das REE normalizadas em relação aos condritos de Sun & McDonough, 1989	116
Tabela 7.1 – Dados isotópicos Rb-Sr das rochas da área em estudo	130
Tabela 7.2 – Dados isotópicos Sm-Nd das rochas da área em estudo	131
Tabela 7.3 – Dados isotópicos de oxigénio ($\delta^{18}\text{O}$) e valores de SiO_2 , $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e ϵNd_t das rochas da área em estudo	136
Tabela 8.1 – Composição dos feldspatos dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	138
Tabela 8.2 – Composição dos feldspatos das amostras do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	138
Tabela 8.3 – Composição da plagioclase dos anfíbolitos e riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/S.Negra e do anfíbolito da Série Negra.....	138
Tabela 8.4 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais, de plagioclase dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	139
Tabela 8.5 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais de plagioclase, dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	140
Tabela 8.6 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais de plagioclase, dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S), do riodacito C.I.A.B.S/Série Negra e anfíbolito da Série Negra.....	141
Tabela 8.7 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de dois porfiroclastos de plagioclase zonados pertencentes ao Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil núcleo a bordo.....	145
Tabela 8.8 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de plagioclase zonado de anfíbolito da Série Negra. Perfil bordo a bordo.....	146
Tabela 8.9 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais de feldspato potássico, dos ortognaisses C. Vale Cova-Carvalho e C. Vale Cova-Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	147
Tabela 8.10 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) da clorite do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.	148
Tabela 8.11 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.	151
Tabela 8.12 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite dos ortognaisses C. Vale Cova – Carvalho e C. Vale Cova – Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	152
Tabela 8.13 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do ortognaisses de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	153
Tabela 8.14 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do anfíbolito e gnaiss anfibólico e anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	154
Tabela 8.15 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	155

Tabela 8.16 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das moscovites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	164
Tabela 8.17 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das moscovites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	165
Tabela 8.18 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das moscovites do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra.....	166
Tabela 8.19 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das fengites do ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S.) e riodacito C.I.A.B.S/Série Negra.....	167
Tabela 8.20 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfíbolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	170
Tabela 8.21 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfíbolito Cabeço da Moura do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	171
Tabela 8.22 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfíbolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	172
Tabela 8.23 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.....	173
Tabela 8.24 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfíbolito da Série Negra.....	174
Tabela 8.25 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais da anfíbola da matriz dos litótipos estudados.....	175
Tabela 8.26 – Análises químicas médias (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das titanites do anfíbolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e do anfíbolito Cabeço da Moura do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	185
Tabela 8.27 – Análises químicas média (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das titanites do anfíbolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do anfíbolito da Série Negra.....	186
Tabela 8.28 – Análises químicas médias (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das piroxenas dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.....	189
Tabela 8.29 – Análises químicas média (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das granadas dos ortognaisses Souto-V.Vacas e Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal..	193
Tabela 8.31 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de granada do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil bordo a bordo.....	197
Tabela 8.32 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de granada do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil bordo a bordo.....	199
Tabela 8.33 – Análises químicas médias (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais da estauroлите.....	203

1. Introdução

A evolução de Gondwana e Pangea constitui uma parte significativa da história geológica entre o Neoproterozóico e o Paleozóico. Os fragmentos desta evolução estão documentados em diferentes áreas do orógeno Varisco na América do Norte e na Europa, onde foi reconhecida sutura (e.g. Murphy *et al.*, 2006 e referências inclusas) que no Maciço Ibérico passa entre a Zona de Ossa Morena (ZOM) e a Zona Centro Ibérica (ZCI) (e.g. Ribeiro *et al.*, 2009; Eguíluz *et al.*, 2000). O reconhecimento de suturas Neoproterozóicas e o conhecimento da sua evolução é crucial para a compreensão da geodinâmica associada à margem norte do Gondwana. Contudo, no Maciço Ibérico, a idade da sutura é ainda controversa, devido à intensa deformação, sobreposição metamórfica e escassez de informação geocronológica (López-Guijarro *et al.*, 2008). Alguns autores consideram que a sutura cadomiana foi reactivada durante a orogenia varisca (e.g. Ribeiro *et al.*, 2009), enquanto outros a consideram apenas varisca (e.g. Matte 2001; Simancas *et al.*, 2004). Algumas das observações determinantes utilizadas na opção entre os actuais modelos carecem, em muitos casos, de sustentação petrogeoquímica e geocronológica.

O estudo desenvolvido nesta monografia visa colmatar algumas das carências acima mencionadas, numa região chave onde se conhecem magmatitos e metamorfitos anteriores à primeira fase de deformação hercínica (Carta Geológica de Portugal à esc. 1/1 000 000, 2010), bem como contribuir para o avanço do conhecimento geológico de Portugal e Europa.

1.1 Localização da área em estudo

A área em estudo, com cerca de 140 km², localiza-se na ZOM junto ao contacto com a ZCI, do Terreno Ibérico (e.g. Ribeiro, 2006) (Fig. 1A), na região de Abrantes, Portugal central, estando situada entre Abrantes, Mouriscas, e S.Simão (Sardoal) a SE e Souto (Sardoal e Olalhas, Tomar) a NW. Está incluída na área que abrange as cartas geológicas à escala 1: 50 000, 27-D (Abrantes), 28-C (Gavião), 28-A (Mação) e 27-B (Tomar) ainda não publicada (Fig.1B). As cartas militares à escala 1: 25 000 correspondentes à área em estudo, incluem as folhas: 311 (Serra), 321 (Sardoal), 331 (Abrantes), 332 (Alvega) e 322 (Mação) (Fig. 1B). Na carta geológica à escala 1: 1 000 000 (2010) (Fig.1C), a área em estudo abrange as Unidades Geológicas NP¹ (xistos, gnaisses, migmatitos, anfíbolitos, granulitos e eclogitos retrogradados) e NP² (filitos, metagrauvaques, metachertes, metaconglomerados, metacalcários e xistos).

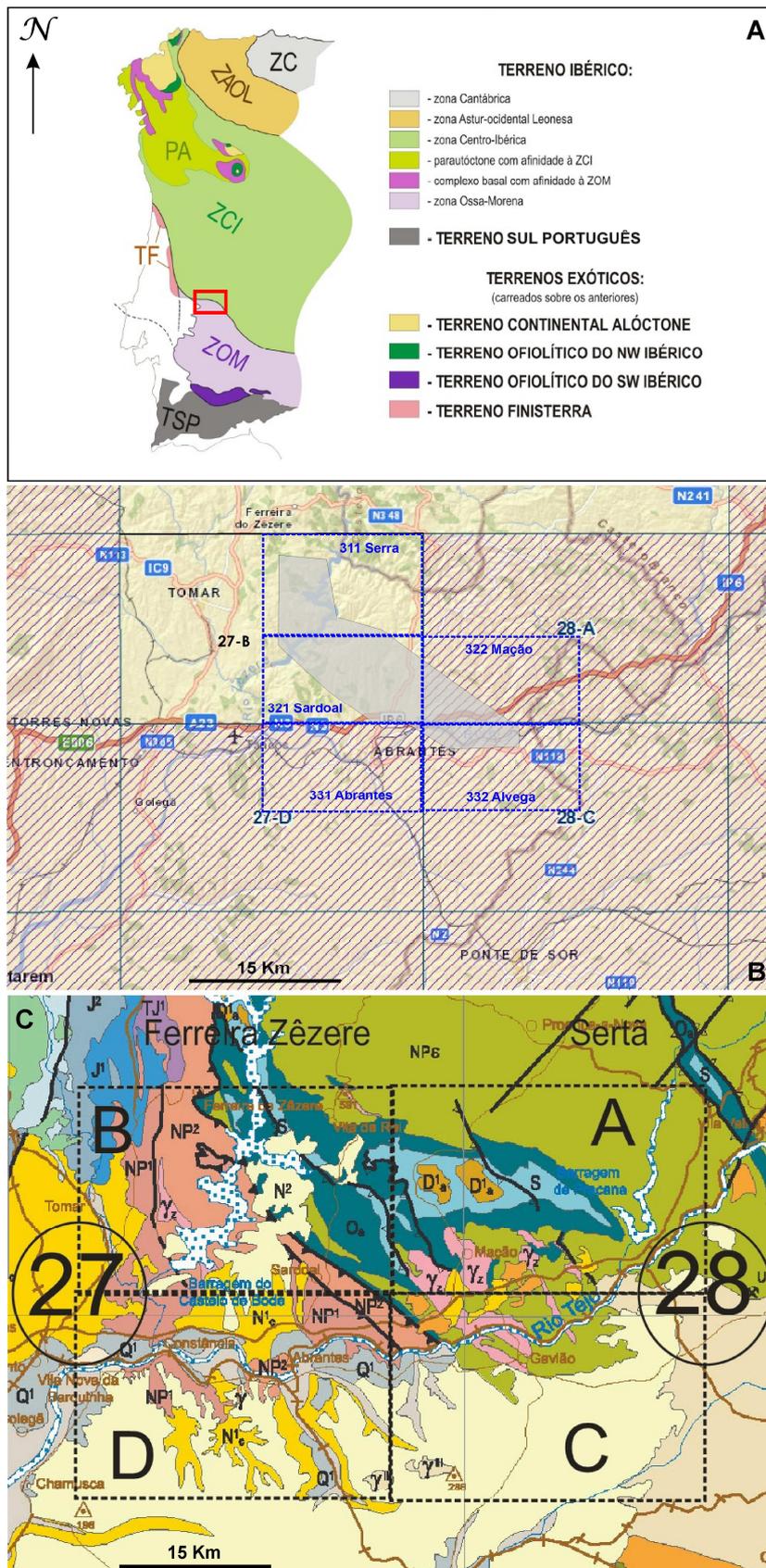


Fig. 1.1 – A: localização da área de estudo (a vermelho) no mapa de unidades estruturais de Ribeiro (2006), adaptado de Ribeiro *et al.* (1996) e Vera (2004); B: localização da área de estudo (cinzento) num mapa esquemático com a indicação das cartas geológicas à escala 1: 50 000 (27-D, 28-C, 28-A e 27-D) e cartas topográfica à escala 1: 25 000 (tracejado azul); C: Unidades em estudo, NP¹ (xistos, gnaisses, migmatitos, anfibolitos, granulitos e eclogitos retrogradados) e NP² (filitos, metagrauwaques, metachertes, metaconglomerados, metacalcários e xistos) no mapa geológico à escala 1: 1 000 000 (2010).

A cartografia geológica da área situada a NW encontra-se separada da correspondente da região SE por uma enorme mancha de depósitos cenozóicos que não fazem parte do presente estudo (Barbosa, 1995; Martins, 1999).

Os estudos já efectuados de cartografia geológica, estratigrafia e geologia estrutural (Ribeiro *et al.*, 1977; Gonçalves *et al.*, 1979; Zbyszewski *et al.*, 1981, 1983; Teixeira, 1981; Conde, 1984; Pereira *et al.*, 1998; Romão 2000; Romão & Esperancinha 2000; Romão 2006; Romão 2010) petrológicos e geoquímicos do Complexo Eruptivo de Mouriscas (Ribeiro *et al.*, 1995) e ortognaisses do Sardoal (Henriques *et al.*, 2006) serviram de pontos de partida para o estudo desenvolvido, bem como os trabalhos de Mendes 1967/1968 e Abranches & Canilho, 1981/82 que apresentam datações radiométricas de rochas pelo método Rb/Sr.

1.2 Trabalhos prévios

1.2.1 Cartografia geológica e litostratigrafia

Conde (1984) apresenta um esboço geológico onde está incluída a área em estudo e um corte esquemático que ilustram a interpretação da estrutura da zona de contacto da ZOM e da ZCI na região entre Ferreira do Zêzere e Sardoal. Este esboço foi baseado em levantamentos geológicos realizados em 1967 e 1976. Aí são individualizadas as principais litologias e estruturas que incluem da base para o topo: granitos, anfíbolitos, gabros, gnaisses anfibólicos, gnaisses graníticos, ortognaisses e filitos e chertes da Série Negra.

Teixeira (1981) assinala na região de Abrantes a existência de “pré-Câmbrico antigo gnaisso-migmatítico” e polimetamorfismo em particular nos gnaisses blastomiloníticos. Esta formação é sucedida por micaxistos granatíferos, que na parte superior incluem leitões anfibolíticos e metavulcanitos ácidos, bem como cálcarios, calcoxistos e quartzitos negros. Gonçalves *in* Teixeira (1981) apresenta um mapa geológico da região de Serra (Tomar), onde assinala a presença da Série Negra do Precâmbrico Superior, gnaisses ocelados e anfibólicos, migmatitos, paragnaisses e gnaisses graníticos.

Na Carta geológica à escala 1:50 000, Folha 28-C – Gavião (Zbyszewski *et al.*, 1981) é definida a formação gnaisso-migmatítica sobreposta pela Série Negra s.s, ambas do Precâmbrico superior e constituindo o substrato hercínico. As rochas intrusivas ante-hercínicas que afloram na área em estudo correspondem a quartzodioritos, dioritos e blastomiloníticos e anfíbolitos, e têm continuidade na folha 27-D –Abrantes (Ribeiro *et al.*, 1977; Gonçalves *et al.*, 1979).

Na Carta Geológica de Portugal à escala 1: 500 000 (1992) publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal, na região em estudo afloram: micaxistos, gnaisses e migmatitos; gnaisses tonalíticos do Proterozóico médio sobrepostos por xistos, grauvaques, chertes negros, vulcanitos

ácidos e xistos porfiroblásticos (estauroilite+granada) e pela Formação da Arada, que inclui xistos cloríticos e moscovíticos, do Proterozóico Superior. Estas litologias estão parcialmente cobertas por depósitos do Miocénico e Plistocénico.

Pereira *et al.* (1998) estabelecem a sucessão litostratigráfica da região de Tomar (onde se integra a área em estudo) que da base para o topo compreende duas unidades do Mesoproterozóico - Granulitos do Pouchão e Complexo de gnaisses e migmatitos e, uma unidade neoproterozóica - a Série Negra (Carvalhosa, 1965).

Na Carta geológica à escala 1:50 000, Folha 28-A - Mação (Romão & Esperancinha, 2000), são assinaladas as seguintes unidades litológicas: Granulitos máficos do Pouchão (Proterozóico indiferenciado) Ortognaisses de Mouriscas (que sobrepõem os primeiros) e Série Negra (Proterozóico Superior). Os Granulitos do Pouchão e os Ortognaisses de Mouriscas correspondem, respectivamente, às litologias intrusivas ante-hercínicas e à formação Gnaisso-migmatítica de Zbyszewski *et al.*, 1981.

Na Carta geológica de Portugal à escala 1: 1 000 000 (2010) publicada pelo LNEG, na região em estudo, assinalam-se xistos, gnaisses, migmatitos, anfíbolitos, granulitos e eclogitos retrogradados do Neoproterozóico sobrepostos por filitos, metagrauvaques, metachertes, metaconglomerados, metacalcários e xistos do Neoproterozóico. Estas litologias estão parcialmente cobertas por depósitos do Miocénico e Plistocénico.

1.2.2 Petrologia e geoquímica

Do ponto de vista geoquímico, Ribeiro *et al.* (1995) apresentam os primeiros dados geoquímicos para o Complexo Intrusivo de Mouriscas, sugerindo um ambiente de intraplaca e os primeiros cálculos de $P-T$ que indicam recristalização anfíbolítica em condições mesocrustais (575-650° C, 5-6 kb). A recristalização inicial em condições próximas da fácies granulítica, foi sugerida pela identificação da associação granada-ortopiroxena-plagioclase nas rochas mais deformadas, no entanto não foram obtidos valores de $P-T$ correspondentes, o que segundo os autores se deve ao intenso reequilíbrio composicional no par granada-piroxena. O Complexo Intrusivo de Mouriscas integra as rochas intrusivas ante-hercínicas de Zbyszewski *et al.* 1981 e os Granulitos máficos do Pouchão (Romão & Esperancinha, 2000).

1.2.3 Geocronologia

Os estudos geocronológicos sobre a região de Tomar-Sardoal são escassos e relativamente antigos (Chaminé, 2000). A tabela elaborada por este autor para a região de Tomar-Sardoal, permite constatar que sobre a área em estudo, existem apenas duas datações geocronológicas, que foram realizadas pelo método Rb/Sr: granito localizado na zona do Sardoal, com idade de 379 Ma (Mendes 1967/1968) e outro granito localizado no Rossio ao Sul do Tejo, com 482 ± 79 Ma (Abranches & Canilho, 1981/82). Pela localização, infere-se que estas amostras façam parte da formação gnaisso-migmatítica de Gonçalves *et al.* 1979, Zbyszewski *et al.*, 1981, equivalente dos Ortognaisses de Mouriscas (Romão & Esperancinha, 2000).

1.3 Objectivos

As referências anteriormente mencionadas evidenciam a complexidade geológica regional e a utilização de uma multiplicidade de critérios na elaboração da respectiva cartografia. De facto, existem unidades/formações descritas na base de litótipos sedimentares/ minerais índice de metamorfismo de baixo a alto grau, incluindo migmatitos e sequências intrusivas que não são directamente correlacionáveis em termos estratigráficos. Este trabalho tem como objectivos principais contribuir para o melhor conhecimento geológico regional através de:

- Identificação e caracterização dos diferentes litótipos no terreno e das suas relações de campo;
- Estudo petrográfico dos diferentes litótipos: caracterização textural, identificação das associações mineralógicas e classificação das rochas;
- Datação geocronológica dos litótipos principais através do método U-Pb, ID-TIMS, em zircão, monazite e titanite;
- Estudo geoquímico de rocha total (elementos, maiores, menores e terras raras) e caracterização do ambiente geotectónico dos diferentes litótipos;
- Estudo isotópico (Rb-Sr, Sm-Nd, $\delta^{18}\text{O}$) e caracterização das fontes mantélicas dos protólitos;
- Estudo da geoquímica dos minerais, determinação de condições de *P-T* dos litótipos principais;
- Elaboração duma coluna litostratigráfica da área em estudo e estabelecimento da sequência dos eventos magmáticos e metamórficos;
- Elaboração dum modelo geodinâmico para a região.

2. Geologia

2.1 Enquadramento regional

Na literatura geológica existem múltiplas reconstituições paleogeográficas e geológicas de várias etapas da evolução da Terra (Stampfli, 2000; Stampfli *et al.*, 2002; Murphy, 2006; Nance *et al.*, 2008). Nestas reconstituições é consensual que no Proterozóico o supercontinente Gondwana apresentava uma grande quantidade de pequenos terrenos associados ao seu bordo (Fig. 2.1). O estudo petrológico e geoquímico de alguns destes terrenos, que actualmente ocorrem como relíquias entre os produtos da orogenia varisca, registam uma história geodinâmica pré-varisca complexa – relíquias de arcos vulcânicos, margens acrescionárias, back-arc e expansão oceânica (Stampfli *et al.*, 2002). A evolução geodinâmica dos fragmentos perigondwanos é necessária à cabal reconstituição de todo o processo decorrido desde a subducção do proto-Tethis sob o supercontinente Gondwana, à colagem diacrónica que conduziu à sua recomposição, passando pela abertura do Rheic e do paleo-Tethis.

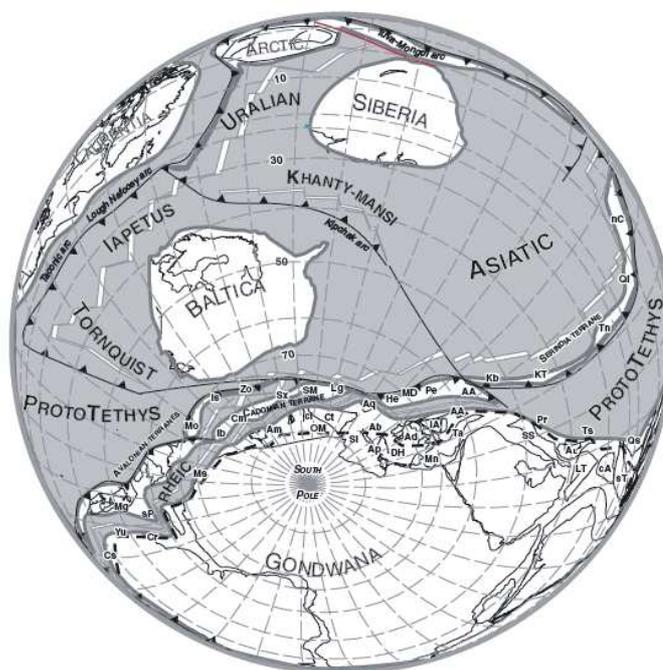


Fig. 2.1 – Localização das unidades do soco pré-varisco das margens do Gondwana durante o Ordovício inferior (Stampfli, *et al.*, 2002). Ct – Cantábria, Ib – alóctone do NW ibérico; OM – Ossa Morena.

O Maciço Ibérico constitui a parte mais ocidental do Orógeno Varisco Europeu. É constituído por rochas sedimentares e ígneas do Proterozóico ao Carbónico, deformadas e metamorfizadas em, pelos menos três grandes episódios da sua história (Pérez-Estaún *et al.*, 2004). Vários autores propuseram a divisão do Maciço Ibérico em zonas geológicas, considerando as suas características litostratigráficas, estruturais, magmáticas e metamórficas. A primeira divisão deve-se

a Lotze (1945), foi modificada por Julivert *et al.* (1972) e, desde então, embora tenha sofrido sucessivas mas pequenas alterações (Farias *et al.*, 1987; Arenas *et al.*, 1988) pode dizer-se que mantém o mesmo sentido, compreendendo – Zona Cantábrica (ZC), Zona Asturo-ocidental Leonesa (ZAOL), Zona da Galiza – Trás-os-Montes, Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona de Ossa Morena (ZOM) e Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Pérez-Estaún *et al.*, 2004). Com a confirmação da teoria de “tectónica de placas” passou-se a considerar a existência de vários *Terrenos* no sentido tectonostratigráfico de Coney *et al.* 1980. Contudo, os terrenos definidos para o Maciço Ibérico (Ribeiro, 2006) dependem da interpretação do significado atribuído à estrutura que separa a ZCI e a ZOM, justamente onde se situa o trabalho desenvolvido na presente monografia (Fig. 2.2A). Recentemente Ribeiro *et al.* (2010) apresentaram a seguinte divisão que incluiu unidades estruturais de 1ª ordem (*terrenos*), e de 2ª ordem (zonas geológicas onde existe controvérsia sobre a sua alocação em termos tectonostratigráficos): *Terreno* Ibérico, Zona de Ossa Morena, *Terreno* Sul Português (TSP); *Terrenos* Exóticos – T. Continental Alóctone e T. ofiolítico do NW (na região NW), *terrenos* ofiolíticos do SW Ibérico na região SW (todos carreados sobre os anteriores) e, o *Terreno* Finisterra, essencialmente coberto por materiais pós paleozóicos e ainda pouco conhecido, na região W (Fig. 2.2B).

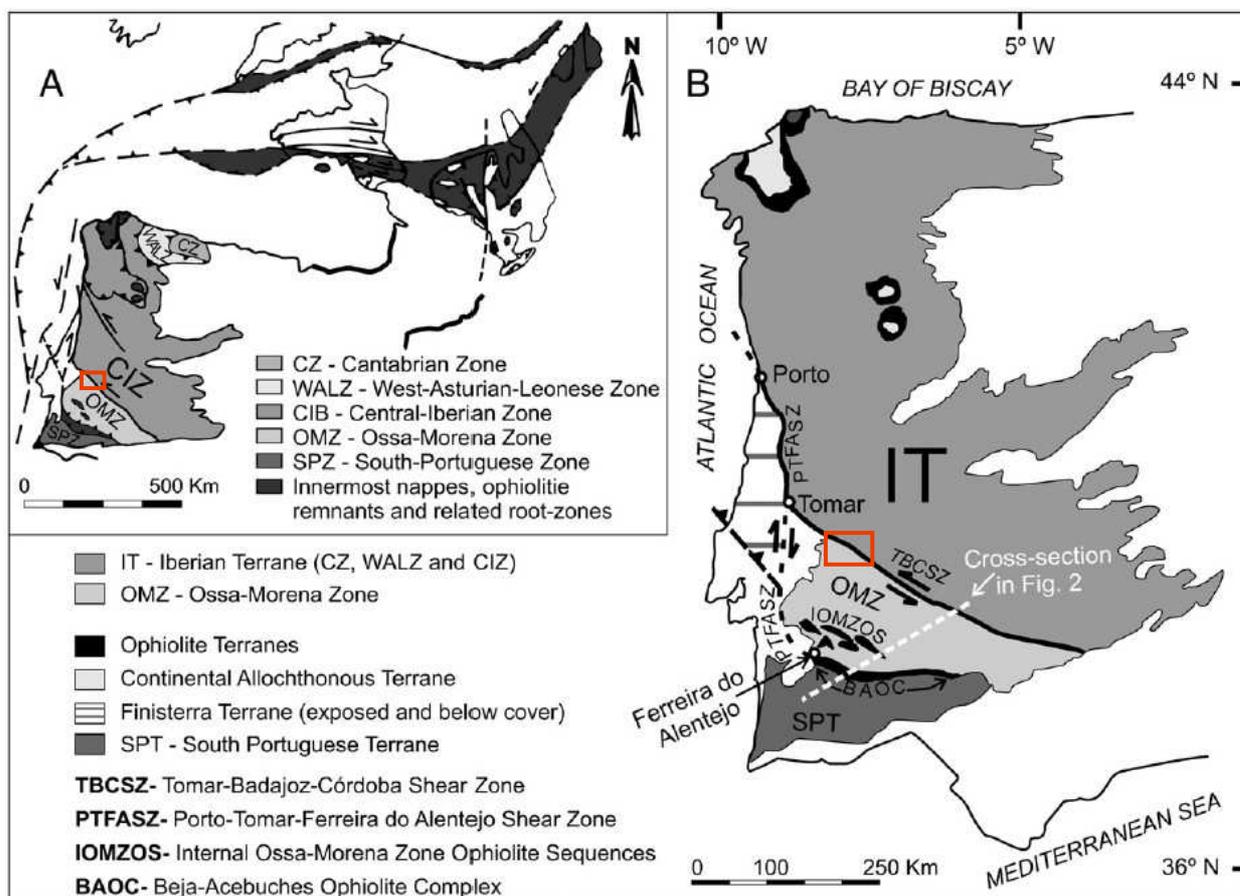


Fig. 2.2 – A: subdivisão da Ibéria e correlação das suturas variscas na Europa Ocidental, B: representação esquemática dos principais terrenos no Maciço Ibérico (*in* Ribeiro, 2010). A localização da área em estudo encontra-se assinalada a vermelho.

A fronteira entre a ZOM e a ZCI corresponde á zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (ZCTBC), também conhecida, por alguns autores, como Unidade Central (Azor *et al.*, 1994; Azor *et al.*, 2004,). A ZCTBC é uma estrutura com regime *strike-slip* esquerdo, que separa os dois ramos de vergências opostas numa estrutura em flor transpressiva (Ribeiro *et al.*, 2009). É interpretada como uma sutura Cadomiana reactivada durante a orogenia Varisca (e.g. Murphy *et al.*, 2006; Nance *et al.*, 2008; Ribeiro *et al.*, 2009), ou simplesmente como uma sutura Varisca, (e.g. Ordoñez-Casado, 1998; Matte 2001; Simancas *et al.*, 2004).

O limite ocidental do Terreno Ibérico e da ZOM, corresponde à Zona de Cisalhamento Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo (ZCPTFA), uma paleo-transformante direita que liga as suturas SW e NW Ibéricas e corta a ZCTBC (Fig. 2.2B) (Ribeiro *et al.*, 2010 e referências inclusas). A extremidade NW da ZCTBC termina na ZCPTFA na região de Abrantes (Romão *et al.*, 2010 e bibliografia inclusa), onde se encontra a área em estudo.

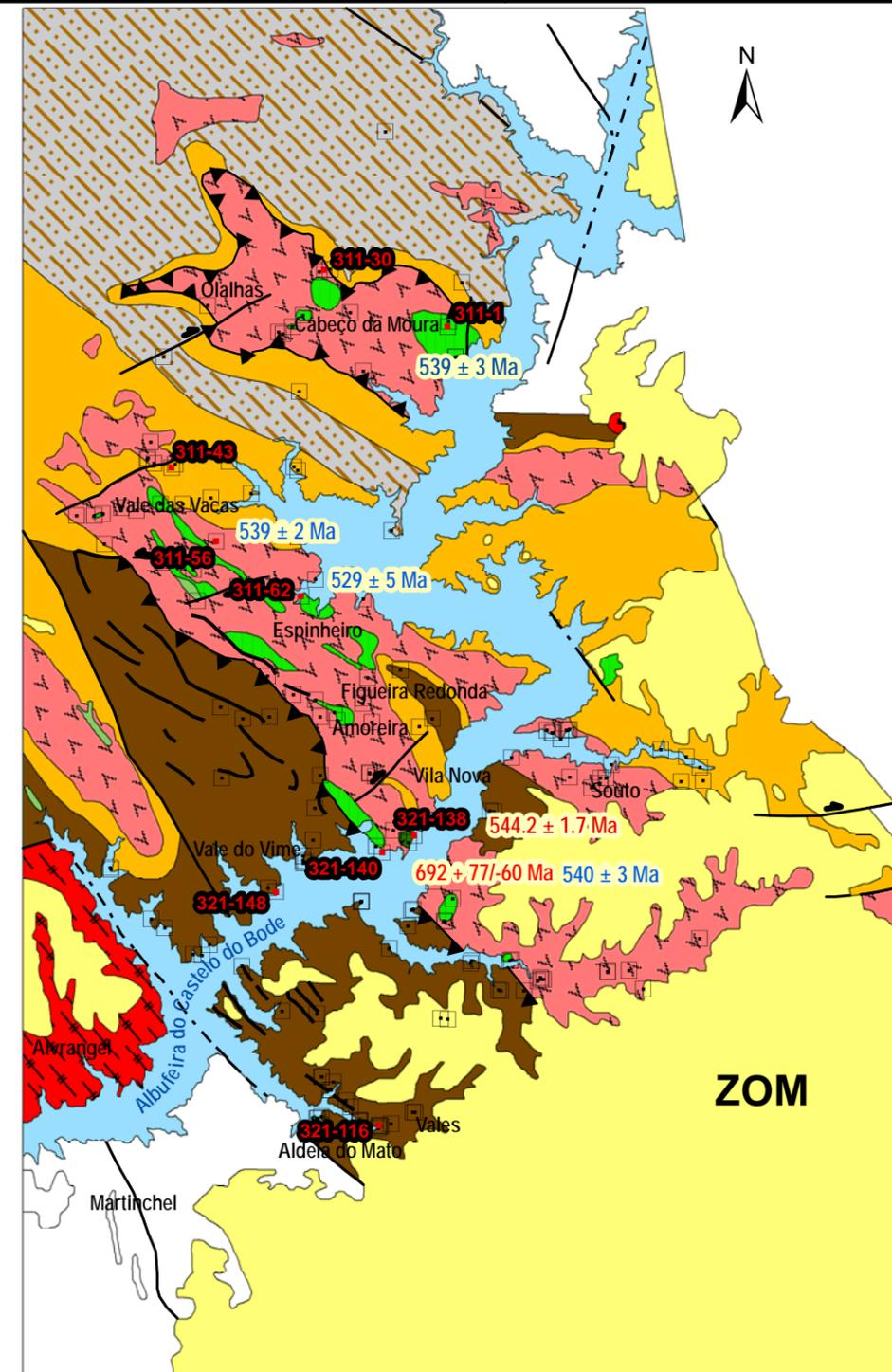
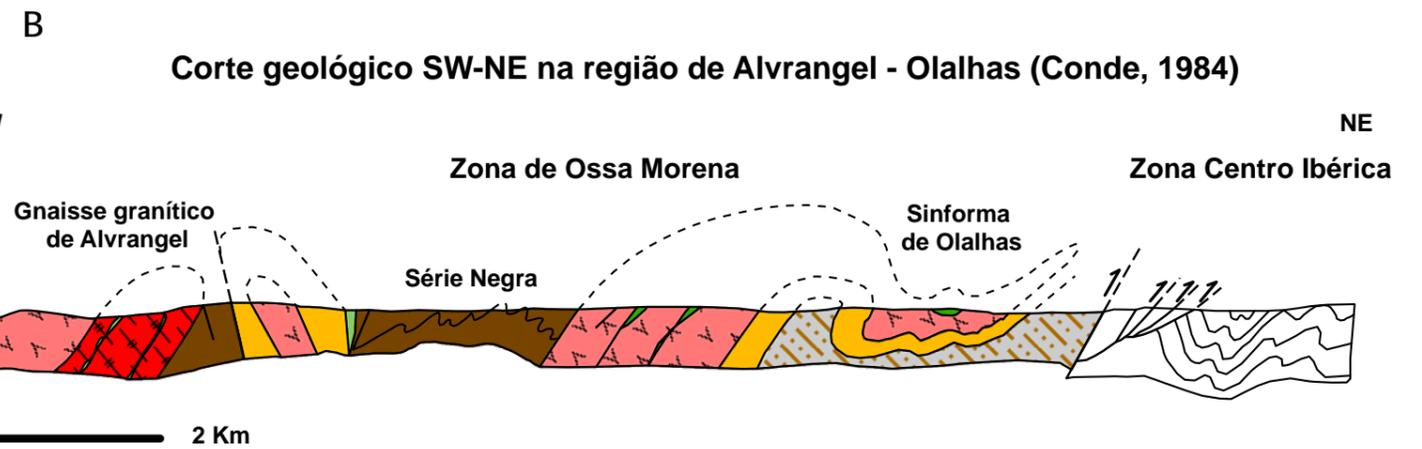
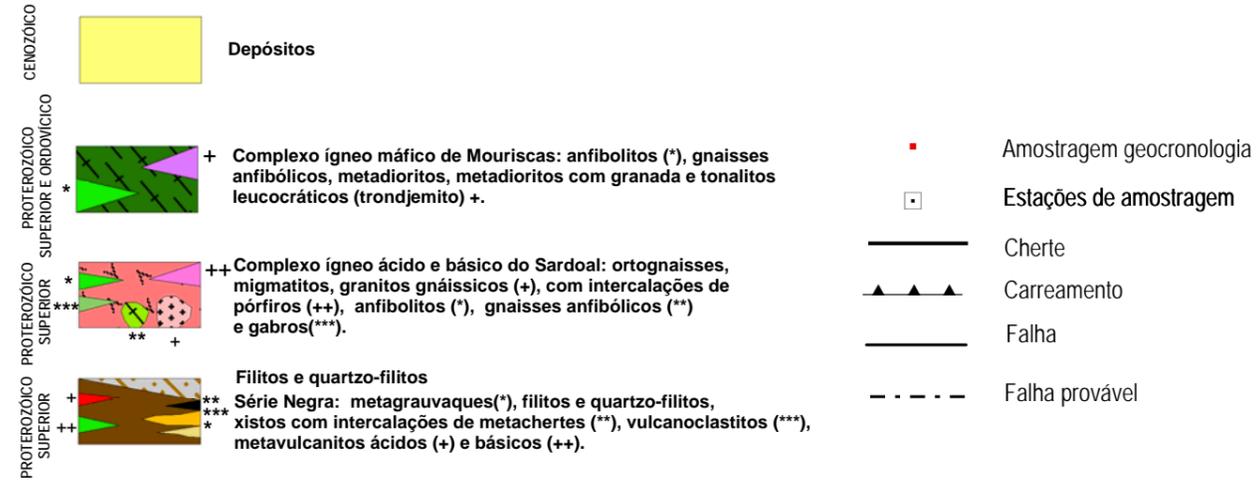
2.2 Geologia da área em estudo

A Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 respeitante à região estudada, Folha 27-B Tomar, não foi ainda publicada pelo Laboratório Nacional de Energia e Geologia, IP, actual entidade responsável pela elaboração das cartas geológicas do país. A informação contida no esquema geológico utilizado nesta tese resultou de uma síntese obtida a partir de cartografia publicada às escalas 1/ 50 000, folhas 27-D Abrantes, 28-C Gavião e 28-A Mação, 1/ 500 000 e 1/1 000 000 (SGP e LNEG: Ribeiro *et al.*, 1977, Zbyszewski *et al.*, 1983, Romão & Esperancinha 2000, 1992 e 2010, respectivamente), da cartografia publicada por Conde (1984) (Fig. 2.3). A selecção cartográfica, quando necessária, e as revisões geológicas com introdução de pequenas manchas consideradas significativas, baseou-se em observações de campo efectuadas durante as colheitas de amostragem e na interpretação dos dados obtidos no âmbito deste trabalho.

As litologias aflorantes na região integram-se na designada **Unidade da Série Negra** (Alia, 1963; Carvalhosa, 1965), que foi originalmente definida para designar xistos escuros e quartzitos negros, na época considerados de idade Câmbrica inferior.

Dado o contexto regional e as correlações estratigráficas a efectuar em seguida, torna-se necessário precisar alguns detalhes relativos à composição litoestratigráfica desta unidade. A Série Negra ocorre no Maciço Ibérico, na Zona de Ossa Morena, onde integra várias litologias correspondentes a várias formações localmente definidas por vários autores. A designação original tem sido mantida ao longo do tempo pelos autores que estudaram as litologias e litoestratigrafia da Zona de Ossa Morena (e.g. Gonçalves, 1971; Eguiluz, 1987; Quesada *et al.*, 1990; Oliveira *et al.*, 1991; Azor *et al.*, 2004; Pereira *et al.*, 2008a, b, 2010). Oliveira *et al.* (1991) apresentam uma

Carta geológica sintética da região Olalhas-Mouriscas adaptada a partir de Conde (1984), Zbyszewski et al. 1981 e Romão & Esperancinha 2000.



ZCI

ZOM

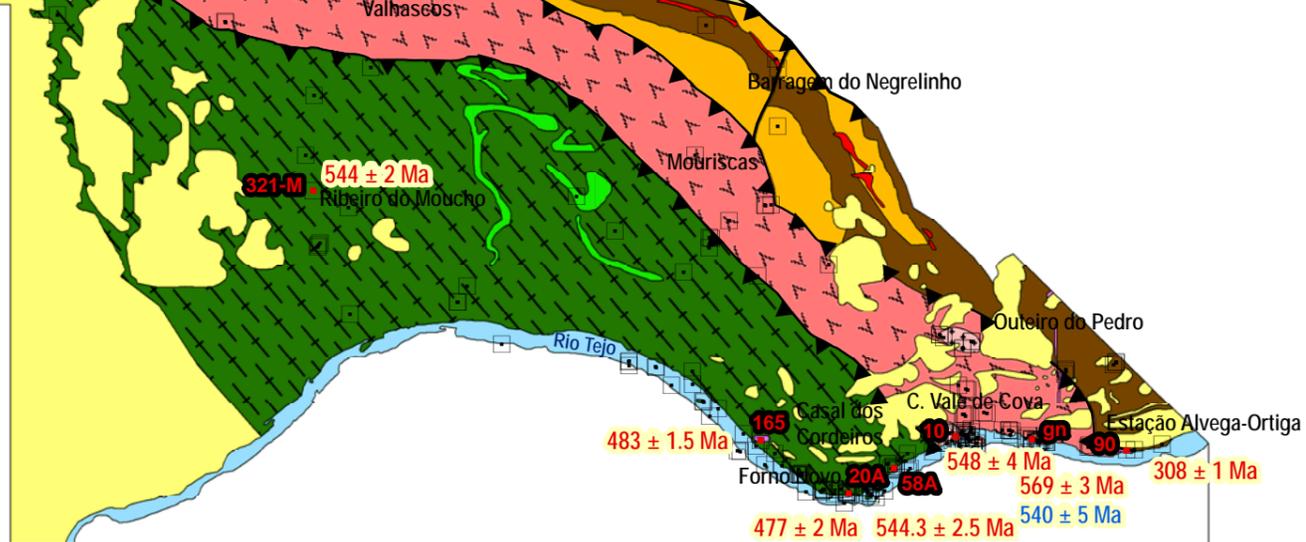
Fig. 2.3 - Carta geológica sintética da região Olalhas-Mouriscas adaptada a partir de Conde (1984), Zbyszewski et al. (1981) e Romão & Esperancinha (2000) (A); carreamentos de Ribeiro et al. (2013) e corte geológico SW-NE da região de Alvrangel-Olalhas Conde (1984) (B).

Mapa no sistema de projeção ETRS_1989_Portugal_TM06

A vermelho encontram-se as idades ígneas e a azul as idades metamórficas.

As amostras 311-30 e 311-43 só têm zircão herdado e para as amostras 321-148 e 321-116 não foi possível obter idade.

ZOM-Zona de Ossa Morena; ZCI-Zona Centro Ibérica.



coluna litostratigráfica, observada na região de Arronches - Campo Maior, que tem sido utilizada nas legendas das cartas geológicas publicadas a partir desta data na ZOM onde a Série Negra compreende duas formações cuja composição, da base para o topo é a seguinte (Fig. 2.4B):

- Formação de Morenos – constituída por metavulcanitos ácidos piroclásticos, anfíbolitos intercalados próximo da base, em metasedimentos derivados de arcoses, arenitos e siltopelitos com intercalações calcárias e calco-silicatadas para o topo a qual culmina com micaxistos por vezes granatíferos;

- Formação de Mosteiros – essencialmente constituída por metamorfitos derivados de pelitos carbonosos, grauvaques, chertes negros, calcários com intercalações de vulcanitos básicos.

Na região onde foi definida a sucessão estratigráfica acima referida, a Série Negra é sobreposta em discordância provável (Oliveira *et al.*, 1991) pela Formação de Urra que foi descrita por Gonçalves em 1971. Esta formação é constituída por dois membros – o inferior, vulcânicas (vulcanitos porfiróides) e o superior vulcano-sedimentar (Gonçalves, 1971).

Solá (2007b, 2008) estudou as litologias vulcânicas (dacíticas a riolíticas) e vulcanoclásticas, com maior e menor contribuição sedimentar, do membro inferior da Formação de Urra que datou do Ordovícico por vários métodos – LA-ICP-MS, Kober e SHRIMP. O membro superior é essencialmente constituído por metasedimentos pelíticos e quartzopelíticos com intercalações de chertes e materiais muito finos, provavelmente cinzas vulcânicas muito distais.

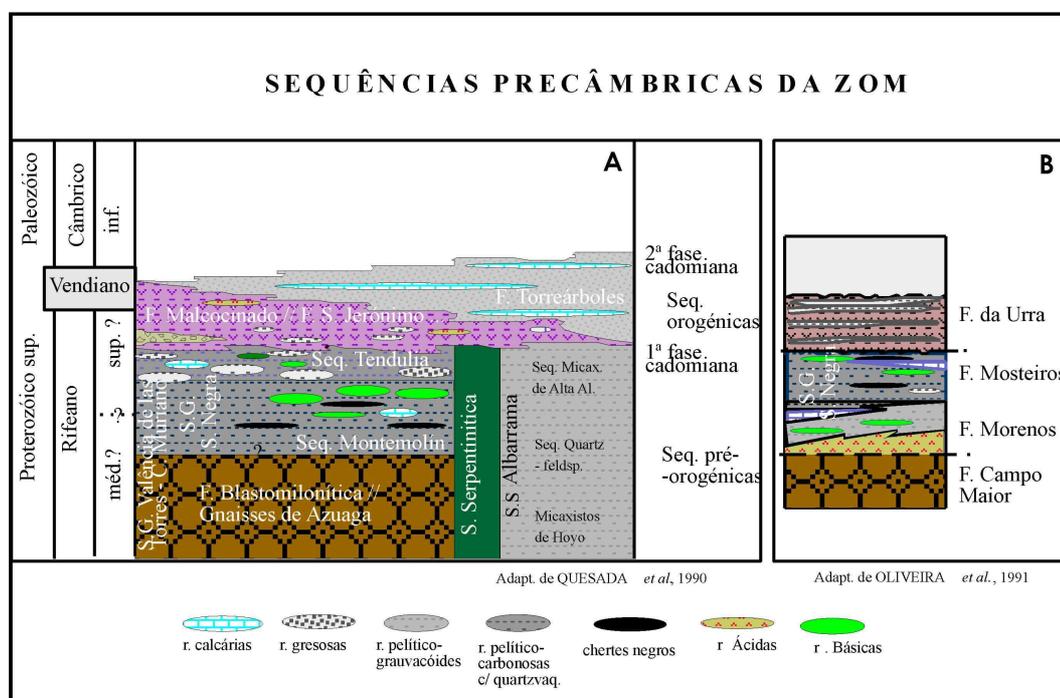


Fig. 2.4 – Colunas litostratigráficas simplificadas da ZOM. **A:** adaptada de Ribeiro *et al.* 2003 a partir de Quesada *et al.* 1990; **B:** adaptada de Oliveira *et al.* 1991.

Em Espanha, Eguíluz (1987) subdividiu a Série Negra, da base para o topo, em Sequência. Montemolín e Sequência de Tentúdia que são, sucessivamente, sobrepostas pela Formação de Malcocinado / S. Jerónino que passa, para o topo, à Formação de Torrearboles (Liñan & Quesada, 1990; Quesada *et al.*, 1990) (Fig.2.4A). Alguns autores referem que a Série Negra assenta sobre litologias extremamente deformadas e metamorfizadas de idade e posição estratigráfica difíceis de estabelecer (gnaisses, migmatitos, granulitos básicos, eclogitos, etc), identificados como – Formação Blastomilonítica, Formação de Campo Maior e Gnaisses de Azuaga (Quesada, 1990; Oliveira *et al.*, 1991) (Fig. 2.4A). A idade máxima de deposição da Série Negra até agora encontrada com base em zircões detriticos corresponde a *ca* 591-545 Ma (Ordóñez-Casado, 1998; Fernández-Suárez *et al.*, 2002; Pereira *et al.*, 2008b; Linnemann *et al.*, 2008b) *in* Pereira *et al.* (2011). No Maciço da Boémia, o equivalente à Formação de Mosteiros da Série Negra, é a Formação Rothstein (Linnemann *et al.*, 2008b), que contém tufos com idade de 566 ± 10 Ma (Buschmann *et al.*, 2001).

2.2.1 Litostratigrafia

A litologia da área em estudo é bastante variada apresentando litótipos pelíticos, quartzo-pelíticos, chérticos, quartzíticos, vulcânicos e vulcanoclásticos, localmente intruídos por maciços ácidos e básicos de diferentes idades, todos metamorfizados e deformados. A sua complexidade torna difícil colocar numa só coluna litostratigráfica todas as tipologias atrás mencionadas considerando o seu significado, uma vez que as rochas ígneas de diferentes idades e ambientes geotectónicos, intruíram apenas algumas das rochas pré-existentes (Fig. 2.5A e B). Nalguns locais, (região NW) fácies de alto grau metamórfico sobrepõem-se a filitos, quartzo-filitos e filitos quartzo-feldspáticos de baixo grau metamórfico devido à existência de carreamentos. Ocorrem também, migmatitos e granitos tipo-S, resultantes da fusão parcial de metassedimentos, pelitos, vulcanitos e anfibolitos. Estes chegam a apresentar exsudação da parte mais félsica. Localmente, o líquido félsico assim produzido intrui sob a forma de filões independentes (tonalito leucocrático/trondjemito) o próprio resíduo e respectivo encaixante. Para ultrapassar este problema e como habitualmente se faz em circunstâncias idênticas, utilizou-se a metodologia de separar as litofácies em duas colunas, uma para as rochas interstratificadas (sedimentares e vulcano-sedimentares) e outra para as rochas intrusivas (Fig. 2.5A e B). A primeira regista e localiza os protólitos originais da sequência vulcano e vulcano-sedimentar observadas na Série Negra – membros inferior e superior e, a segunda corresponde às rochas intrusivas. Os aspectos petrográficos do metamorfismo serão referidos neste capítulo, evidenciando a transformação dos protólitos das várias sequências regionais.

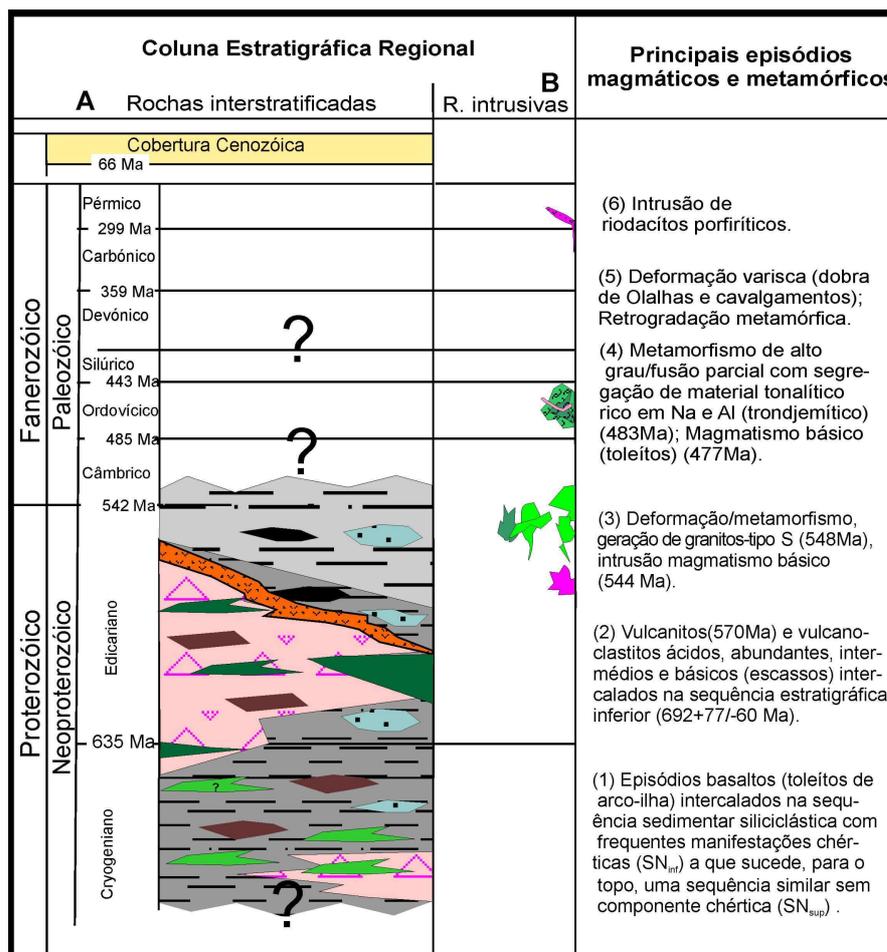


Fig. 2.5 – Coluna litostratigráfica das rochas interestratificadas (A) e intrusivas (B).

Como mencionado anteriormente, a cartografia geológica, com excepção das pequenas manchas introduzidas durante a colheita de amostras, foi essencialmente adaptada de vários autores, atrás citados, pelo que a carta apresentada apenas precisou de alguma revisão e uniformização cartográfica. Trata-se de uma carta sintética cuja escala – aproximadamente 1/ 80 000 não permite, encaixar todo o detalhe necessário à cabal compreensão da geologia regional (Fig. 2.3). No entanto, para o actual estado de conhecimento geológico regional, especialmente em termos de geocronologia, a escala utilizada foi considerada suficiente. Só quando número suficientemente amplo de datações geocronológicas de massas ígneas regionais permitir alocá-las correctamente nas colunas estratigráficas, se poderá definir com rigor a geologia e a evolução geodinâmica regional. Actualmente optou-se por manter uma cartografia de base litológica.

O conjunto litológico de massas ígneas intermédias e básicas (idades edicarianas e ordovícicas) que constituem a grande unidade cartográfica que, na metade sul da carta margina o Tejo entre os depósitos de cobertura cenozóica e as restantes, foi designado Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Esta designação parece mais adequada, por ser mais estrita, à de Ribeiro *et al.* 1995 (Complexo Eruptivo de Mouriscas). Outros autores que anteriormente efectuaram estudos da região identificaram vários litótipos neste complexo: dioritos blastomiloníticos associados a

anfíbolitos e gnaisses anfíbólicos (Ribeiro *et al.*, 1977; Gonçalves *et al.*, 1979); quartzodioritos, dioritos e gabros blastomiloníticos, anfíbolitos (Zbyszewski *et al.*, 1981, 1983.); Granulitos do Pouchão (Pereira *et al.*, 1998) e Granulitos máficos de Pouchão (Romão & Esperancinha, 2000; Romão, 2006.).

Outra grande unidade cartográfica que se estende NW-SE em toda a carta igualmente referenciada em estudos anteriores corresponde a litologias metamórficas derivadas de protólitos de rochas vulcânicas félsicas, vulcanoclásticas e vulcano-sedimentares com algumas intercalações de rochas básicas, não datadas, foi designado Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal que vem substituir as várias designações anteriores – Formação Gnaisso-Migmatítica (Ribeiro *et al.*, 1977; Gonçalves *et al.*, 1979; Zbyszewski *et al.*, 1981, 1983), Complexo de Gnaisses e Migmatitos (Pereira *et al.*, 1998); Ortognaisses de Mouriscas (Romão & Esperancinha, 2000; Romão, 2006.); Gnaisses do Sardoal (Henriques *et al.*, 2006). É importante referir aqui que as litologias foram submetidas a intensa deformação (dobramentos e cavalgamentos importantes) e metamorfismo com intrusão de granitóides tipo-S cujos limites são difíceis de estabelecer com a actual informação. Por último, refere-se a mancha cartográfica que constitui o encaixante de todo o magmatismo regional, a Série Negra, com as litologias descritas na literatura geológica desde Alia (1963) e Carvalhosa (1965). Segue-se a descrição das litologias desde os seus protólitos aos termos mais metamórficos dentro das respectivas sequências de associações mineralógicas (Williams *et al.*, 1954; Miyashiro, 1973).

2.2.1.1 Sequências pelítica e quartzo-pelítica (filitos, quartzo-filitos, micaxistos e xistos quartzo-micáceos)

Derivados de anteriores sedimentos de granularidade muito fina e fina por compactação, deformação e metamorfismo regional, ocorrem em bancadas de espessura métrica, com clivagem xistenta sempre muito evidente (Fig. 2.6). Intercaladas nestas litologias encontram-se rochas vulcânicas e vulcanoclásticas finas que Conde (1984) designou orto e paragnaisses, respectivamente. Estas designações eram, à época, atribuídas durante os trabalhos de campo às litologias que evidenciavam alguma componente vulcânica. No entanto, actualmente são apenas utilizadas para rochas metamórficas de grau médio a alto pelo que não foi possível manter a designação de paragnaisses, visto que o seu grau metamórfico é relativamente baixo.

Na região leste, próximo do contacto com o cavalgamento assinalado por Conde (1984) (Fig. 2.3), as litofácies destas sequências apresentam quer clivagem xistenta forte e granulometria muito fina, geralmente irresolúvel ao microscópio, quer granulometria muito fina mas onde é possível identificar pequenos cristais de quartzo, feldspato de maiores dimensões, palhetas de

moscovite e óxidos de ferro. Em toda a restante área da região estudada (Fig. 2.3), a granulometria é sempre visível ao microscópio, as texturas são igualmente xistentas e grosseiramente planares, com quartzo disposto em pequenos cristais retangulares, e palhetas de micas, essencialmente biotite, orientados na foliação. Nalguns casos observa-se a presença de moscovite em estruturas diversas – amigdalóides, sugerindo retrogradação a partir da biotite, ou em cristais tardios, que cortam a clivagem xistenta. As associações mineralógicas integram: quartzo + biotite \pm moscovite \pm oligoclase \pm ortoclase \pm turmalina \pm zircão \pm apatite + ilmenite \pm rútilo. Nesta variação de litofácies foi possível identificar um nítido aumento do grau metamórfico de metassedimentos filitosos e quartzo-filitosos da parte leste sob o cavalgamento de base e toda a área a oeste onde o grau metamórfico mais baixo é já representado por xistos.

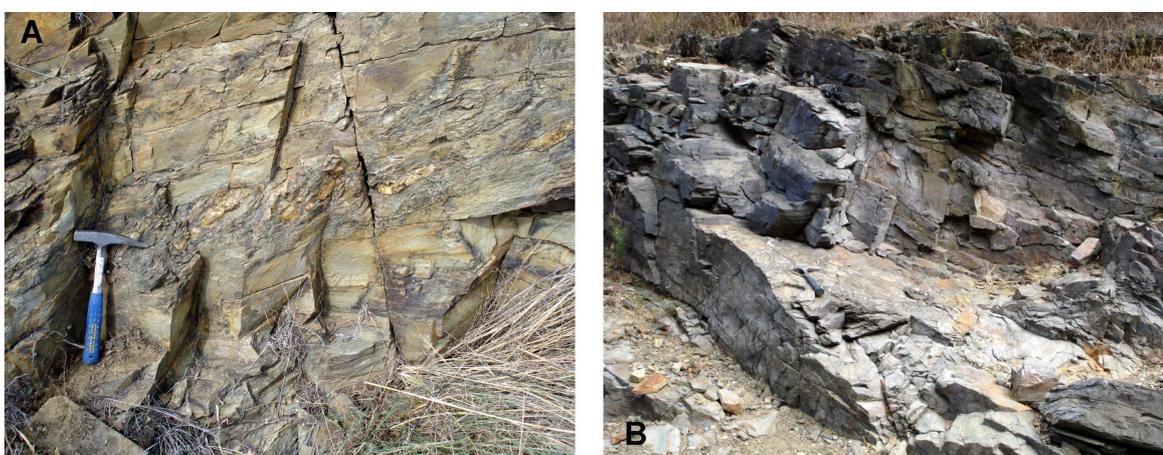


Fig. 2.6 – A: aspecto das alternâncias de bancadas de filitos e quartzo filitos evidenciando imbricação de quartzo secundário, nas imediações de um cavalgamento secundário; B: aspecto da clivagem xistenta nos filitos deformados.

2.2.1.2 Sequência quartzo-feldspática

2.2.1.2.1 Metavulcanitos, metavulcanoclastitos e xistos quartzo-feldspáticos

Ocorrem em bancadas de espessura decimétrica a métrica (Fig. 2.7A), com planos de foliação com intervalos de dimensão milimétrica onde, por vezes, são visíveis porfiroclastos de moscovite (Fig. 2.7B) e de quartzo e/ou feldspato (Fig. 2.7C) de granularidade média. Apresentam níveis mais grosseiros por vezes de aspecto gnaissóide, com zonas miloníticas mais finas e escuras, com foliação dobrada (Fig. 2.7D). Em lâmina delgada (cap.4), observa-se textura porfiroclástica, foliada, por vezes dobrada, onde porfiroclastos de feldspato e moscovite estão inseridos numa matriz fina, foliada (foliação milonítica), constituída por quartzo, feldspato, biotite, moscovite e óxidos. O quartzo está subgranulado e a moscovite dobrada. A idade do protólito (vulcanito) foi de 692 \pm 77/-60 Ma (U-Pb, ID-TIMS em zircão cap. 5). Podem ser observados na área entre Vale das Vacas e Vila Nova (Fig. 2.3), Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.



Fig. 2.7 – Bancadas de xisto quartzo-feldspático (A), com planos de foliação (B) e porfiroclastos de quartzo e/ou feldspato (C). Níveis vulcânicos mais grosseiros de aspecto gnáissico (D).

Nos xistos quartzo-feldspáticos a sul do Vale do Vime junto à barragem (Série Negra), observam-se bancadas com xistosidade evidente (Fig. 2.8A), dobramentos (Fig. 2.8B) e abundantes *rods* de quartzo, estirados que ilustram a mobilização da sílica durante a deformação. Em lâmina delgada, a textura é geralmente porfiroclástica, com foliação por vezes milonítica, não sendo possível distinguir o componente vulcânico do detrítico, caso exista. Observam-se porfiroclastos de albite e oligoclase, numa matriz quartzo-feldspática e micácea, com ilmenite, rútilo, turmalina e apatite. A biotite está cloritizada.

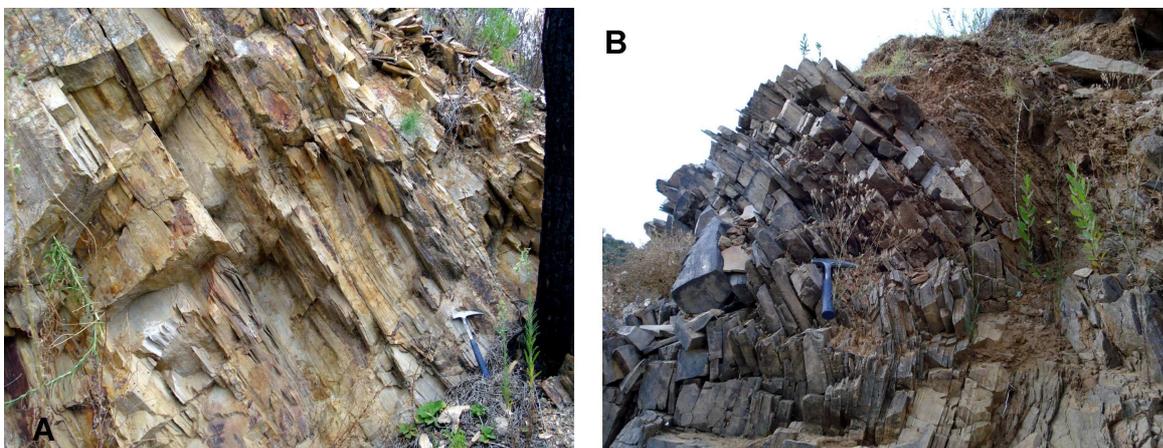


Fig. 2.8 – Bancadas de xisto-quartzo-feldspático com xistosidade evidente (A) e com dobramento (B).

2.2.1.2.2 Ortognaisses

2.2.1.2.2.1 Ortognaisses finos

Ocorrem em bancadas de espessura métrica com xistosidade e lineação de estiramento, que na área a SE de C. Vale de Cova junto ao rio Tejo, se encontram dobradas, com direcções respectivamente de N 40-70°W, 24-52° SW e N 20-50°E, 50-85°NE. Apresentam bandas alternadas de cor clara (quartzo-feldspáticas) e escura (micáceas) de dimensão milimétrica a centimétrica (Fig. 2.9). Nas superfícies de xistosidade são visíveis palhetas de moscovite.

Em lâmina delgada (cap.4), observa-se granularidade fina a média, texturas porfiroclásticas, com bandado composicional e porfiroclastos com inclusões de minerais relíquia, inseridos numa matriz foliada (foliação milonítica), quartzo-feldspática e micácea, recristalizada. As associações mineralógicas são muito variadas e incluem geralmente: quartzo + feldspato + biotite ± moscovite ± turmalina, ± almandina ± estauroлите ± silimanite. A idade ígnea obtida numa amostra de ortogneise, ou seja, a idade de cristalização do protólito, foi de 569 ± 3 (U-Pb, ID-TIMS em zircão ígneo, Henriques *et al.*, 2010a; cap. 5). Podem ser observados a SE de C. Vale de Cova junto ao rio Tejo, na região de Olalhas e na área entre Vale de Vacas e Vila Nova (Fig. 2.3).



Fig. 2.9 – Bancadas de ortogneise fino (A) onde são visíveis bandas alternadas de cor clara (quartzo-feldspáticas) e escura (micáceas) de dimensão milimétrica a centimétrica (B, C, D).

2.2.1.2.2.2 Ortognaisses grosseiros

Os ortognaisses com granularidade média a grosseira e mais homogêneos em termos de bandado (Fig. 2.10A) apresentam deformação intensa, aspecto gnáissico (Fig.2.10B) e foliação dobrada (Fig. 2.10C). Em lâmina delgada (cap. 4), apresentam textura porfiroclástica, com foliação milonítica a gnáissica. A associação mineralógica corresponde a quartzo + feldspatos + biotite + moscovite (tardia) \pm almandina \pm turmalina \pm fibrolite (em moscovite e quartzo). A idade de cristalização ígnea obtida foi de 548 ± 4 (U-Pb, ID-TIMS em zircão ígneo, Henriques *et al.*, 2010a; cap. 5). Estes ortognaisses são observados em vários pontos, como por exemplo a sul de C. Vale de Cova junto ao rio Tejo.

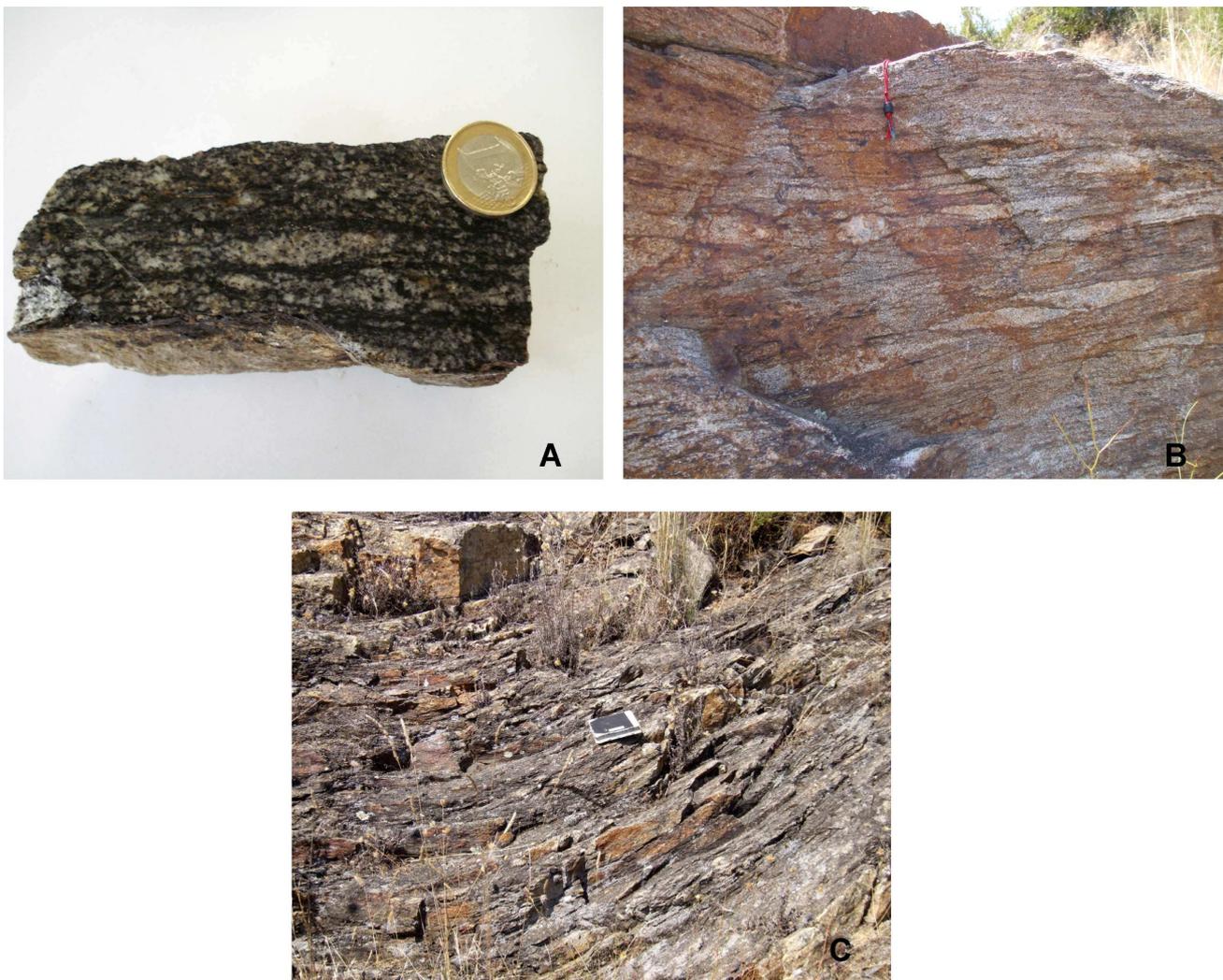


Fig. 2.10 – Textura gnáissica do ortogneisse grosseiro, onde são visíveis bandas alternadas de cor clara (quartzo-feldspáticas) e escura (micáceas) (A, B), foliação dobrada (C).

2.3.1.2.3 Migmatitos

Os migmatitos estão associados aos gnaisses e granitos e apresentam um conjunto variado de estruturas: encraves de vários materiais, por vezes miloníticos, (Fig. 2.11A e B) (*schollen migmatite*, Sawyer, 2008) nalguns casos dobrados; restitos de biotite (Fig. 2.11B) (*biotite schlieres*, Sawyer, 2008); migmatito estromático (*stromatic migmatite*, Sawyer, 2008), onde o neossoma ocorre em bandas paralelas, que neste caso se encontram intensamente dobradas (Fig. 2.11C e D). Os migmatitos podem ser observados em vários locais, como por exemplo no Sardeal e na sua proximidade, mas assumem maior expressão nos afloramentos junto ao rio Tejo, a Sul do Outeiro do Pedro. O aumento do grau metamórfico leva à fusão parcial e formação de granitos.

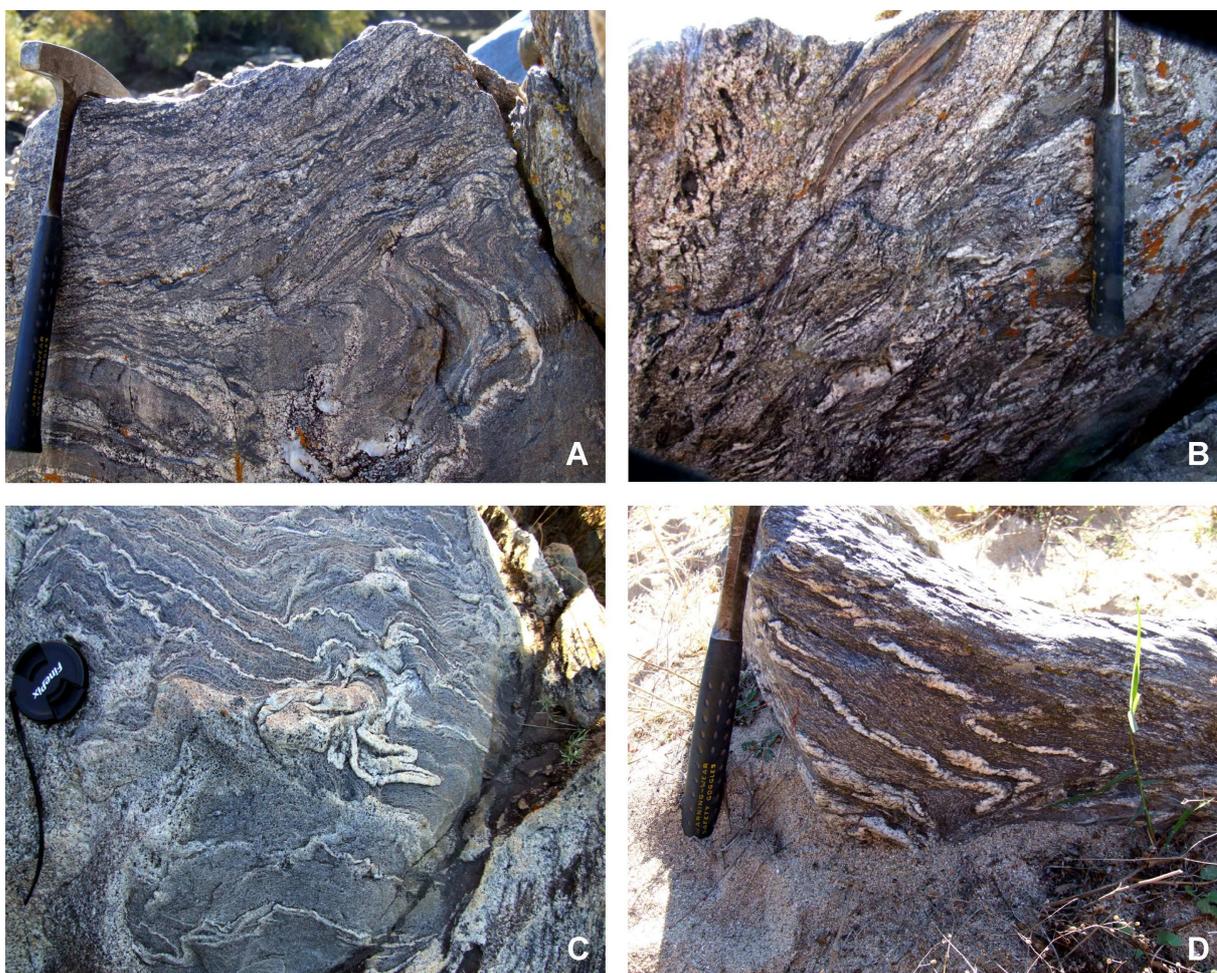


Fig. 2.11 – Estruturas dos migmatitos: *schollen migmatite* (A e B), *biotite schlieres* (B) e migmatito estromático (*stromatic migmatite*, C e D).

Associados à sequência quartzo-feldspática ocorrem milonitos félsicos. Os milonitos félsicos são de granularidade fina e ocorrem em bancadas de espessura métrica com xistosidade evidente (Fig. 2.12A). Estes afloramentos podem ser observados junto ao rio Tejo, a leste da estação de Alvega-Ortiga. Os milonitos têm aspecto compacto e ocorrem em zonas de esmagamento associadas aos ortognaisses em lentículas de expressão centimétrica ou em bandas mais expressivas (Fig. 2.12B).

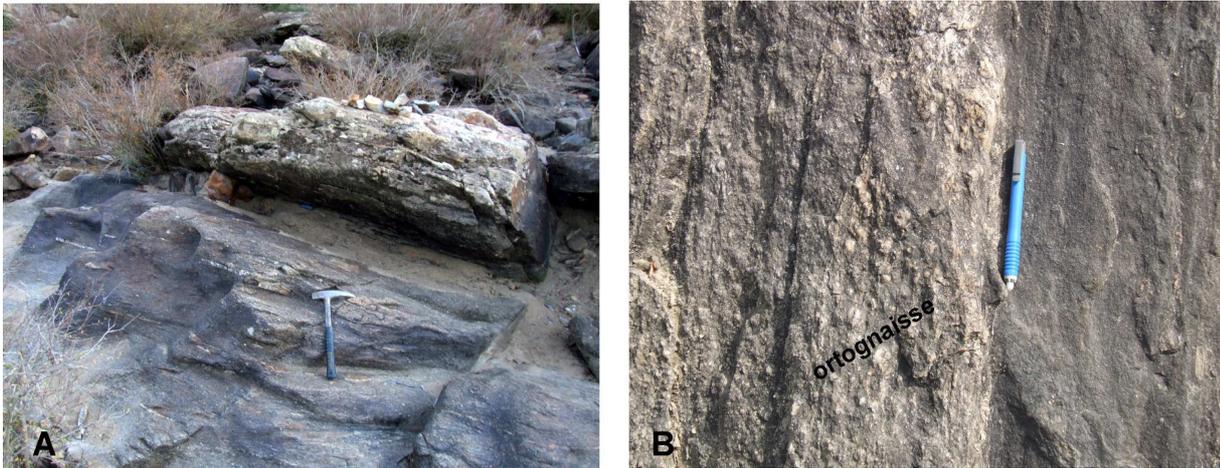


Fig. 2.12 – Bandas miloníticas (A) e aspecto do esmagamento da granulometria nos planos de cisalhamento, a diferentes escalas, dos ortognaisses (B).

2.3.1.3 Sequência quártzica (chertes e quartzitos negros)

Os quartzitos negros derivados de chertes por metamorfismo regional, ocorrem intercalados nos metavulcanoclastitos e nos xistos, em bancadas de espessura métrica a centimétrica (Fig. 2.13A e B), com xistosidade evidente.



Fig. 2.13 – Intercalações de quartzitos negros nos metavulcanoclastitos (A) e nos xistos (B). Quartzitos negros com bandado (C) e dobramento (D).

São de granularidade muito fina a fina, cor negra, com bandado milimétrico (Fig. 2.13A e C) correspondente a uma alternância de níveis negros e claros (Fig. 2.13 A e D). Localmente observa-se dobras apertadas e com diversos estilos (Fig. 2.13D). Em lâmina delgada, observa-se níveis quártzicos sem matriz e com cristais de contornos lineares, mais ou menos enriquecidos num material opaco de cor negra, que quando mais intensa produz o bandado. Este material escuro constitui uma “poalha” não identificada em microsonda electrónica.

2.3.1.4 Sequência básica

2.3.1.4.1 Xistos verdes

Ocorrem intercalados na sequência quartzo-pelítica pequenas intercalações, de dimensão métrica, lenticulares, de rochas verdes, paralelas à xistosidade (Fig. 2.14A). A granularidade é fina e a cor quase negra (Fig. 2.14A).



Fig. 2.14 – Xisto verde intercalado na sequência quartzo-pelítica (A), *boundins* de anfibolito intercalados nos xistos quartzo-feldspáticos (B) e granularidade fina e cor verde escura do anfibolito (C).

Em lâmina delgada têm textura foliada e são constituídas por albite / oligoclase + biotite verde + epidoto \pm quartzo \pm apatite \pm esfena \pm magnetite + ilmenite \pm carbonatos. A idade de cristalização destas rochas, não pôde ser obtida uma vez que os zircões separados eram de má qualidade (cap. 5). Podem ser observados junto à barragem próximo de Vales.

2.3.1.4.2 Anfibolitos intercalados nos xistos quartzo-feldspáticos

Ocorrem sob a forma de *boundins* intercalados nos xistos quartzo-feldspáticos, com direcção paralela à xistosidade (Fig. 2.14B), próximo do contacto com o granito de Martinchel, na praia fluvial da Aldeia do Mato. Têm granularidade fina e cor verde escura (Fig. 2.14C) e em lâmina delgada apresentam textura nematoblástica, sendo constituídos por, labradorite / andesina + magneshornblenda + ferro-hornblenda + ferro-tshermakite \pm quartzo \pm biotite + ilmenite

2.3.1.4.3 Anfibolitos intercalados no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal

Os anfibolitos ocorrem como intercalações de dimensão decamétrica. Apresentam granularidade fina, alternância de bandas escuras e claras de dimensão milimétrica (Fig. 2.15A) e decimétrica (Fig. 2.15B) e foliação que nalguns casos se apresenta dobrada (Fig. 2.15C e D). As bandas escuras correspondem a níveis ricos em anfíbola enquanto as bandas claras correspondem a níveis com plagioclase, epidoto e por vezes carbonatos. A proporção destes minerais é muito variável, por vezes os níveis claros são constituídos por plagioclase abundante e epidoto escasso, enquanto noutros, o epidoto e os carbonatos são as fases mineralógicas predominantes. A cartografia evidencia afloramentos lenticulares, provavelmente resultantes da deformação regional. Os anfibolitos são abundantes e podem ser observados em diversos locais como na proximidade de Valhascos, a SW de Vila Nova junto à barragem e NE da Amoreira.

Os anfibolitos, localizados na área do Cabeço da Moura e na proximidade do Espinheiro (Fig. 2.3) possuem granularidade fina e a cor escura. Em lâmina delgada (cap. 4), as texturas são foliadas, nematoblásticas e granoblásticas. As associações mineralógicas nos anfibolitos da área do Cabeço da Moura consistem em: anfíbola + plagioclase + clinopiroxena + ilmenite \pm titanite \pm zircão \pm quartzo \pm apatite \pm epidoto \pm magnetite \pm pirite. A idade metamórfica obtida foi de 539 ± 3 Ma (Henriques *et al.*, 2009; Henriques *et al.*, 2010b; cap. 5) (U-Pb, ID-TIMS em zircão metamórfico). As associações mineralógicas dos anfibolitos na área compreendida entre Vale das Vacas e Vila Nova (Fig. 2.3) são: anfíbola + plagioclase + clinopiroxena + ilmenite \pm titanite \pm quartzo \pm apatite \pm epidoto \pm pirite. A idade metamórfica obtida para estes anfibolitos foi de 529 ± 5 Ma (U-Pb, ID-TIMS em titanite metamórfica, cap.5). Em nenhum destes casos foi possível a determinação da idade de cristalização ígnea.



Fig. 2.15 – Anfibolitos onde se evidencia bandado composicional (A) e (B), e foliação dobrada (C) e (D).

2.3.1.4.4 Anfibolitos, anfibolitos blastomiloníticos, metatexitos, diatexitos e embrechitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas

Todos estes tipos litológicos ocorrem na região sul da área estudada integrando o Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Podem ser observadas nas margens do Rio Tejo.

Os anfibolitos, rochas de composição química básica e intermédia (cap. 6), têm granularidade fina a média (Fig. 2.16A), apresentando, por vezes, zonas de grão mais desenvolvido (Fig. 2.16B). Observa-se foliação nítida, por vezes dobrada (Fig. 2.16C) e estrutura gnaissóide (Fig. 2.16D). Em lâmina delgada (cap.4), as texturas variam entre porfiroclásticas, porfiroblásticas e miloníticas. As associações mineralógicas correspondem a: plagioclase + anfíbola \pm biotite \pm epidoto \pm quartzo \pm titanite \pm zircão \pm apatite + ilmenite \pm magnetite \pm turmalina. As idades de cristalização ígnea obtidas foram de $544,2 \pm 1,7$ Ma e 544 ± 2 Ma (U-Pb, ID-TIMS em zircão ígneo (cap. 5).

Podem ser observados a SW de Vila Nova, junto à barragem, nas proximidades da Ribeira do Moucho. Próximo do contacto com os gnaisses, a NE do Forno Novo, ocorrem rochas de granularidade fina (Fig. 2.16E) (cap.4), com a associação mineralógica de quartzo + plagioclase + anfíbola ± epídoto ± clorite ± zircão ± apatite + ilmenite. Para esta rocha obteve-se uma idade de cristalização ígnea de $544,3 \pm 2,5$ Ma (U-Pb, ID-TIMS em zircão ígneo, cap. 5).



Fig. 2.16 – Variedades litológicas de composição básica e intermédia e granularidade variável, sempre intensamente deformadas e recristalizadas. **A:** granularidade média; **B:** zonas de grão mais desenvolvido; **C:** foliação dobrada; **D:** aspecto gnaissóide; **E:** anfibolito de granularidade fina.

Os anfibolitos blastomiloníticos são rochas em fácias anfibolítica que evidenciam ter sido submetidas a intenso esmagamento e recristalização. Estão, geralmente, associados a metatexitos e a embrechitos (Fig. 2.17). Possuem, geralmente, composição intermédia e granulometria variável, podendo chegar a média, ou mesmo, grosseira. Tanto a composição mineralógica como as texturas, são inteiramente metamórficas embora nalguns pontos possa haver texturas aparentemente residuais, não significativas.

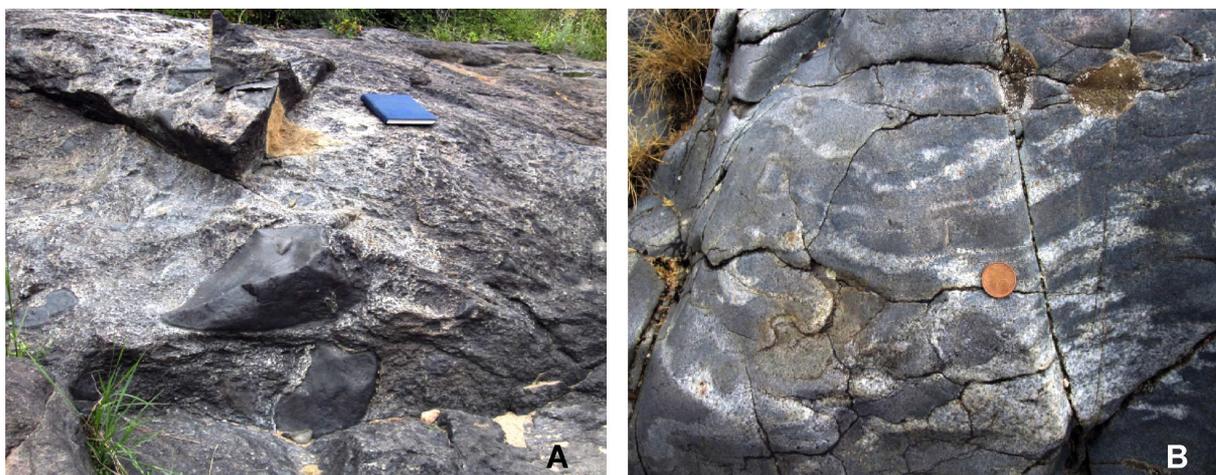


Fig. 2.17 – Metatexitos e embrechitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A:** aspecto de “brecha” com clastos decimétricos envolvidos por material félsico de segregação metamórfica, idêntico ao da foto **B;** **B:** a segregação do material félsico tem expressão centimétrica que, por vezes, mimetiza ou corta as dobras.

2.3.1.4.5 Anfibolito com almandina

O anfibolito com almandina tem granularidade grosseira (Fig. 2.18A e B), ocorre sob a forma de pequenos corpos de dimensão métrica ou em massas heterogêneas em contacto brusco com zonas de granularidade fina e cor escura sem granada (Fig. 2.18C), que por sua vez são atravessadas por veios leucocratas com granada (Fig. 2.18D).

Em afloramento, destacam-se porfiroblastos de granada de contorno irregular rodeadas por halos de material félsico (Fig. 2.18A e B), quartzo-feldspático. O estudo das associações mineralógicas em termos do seu significado termo-barométrico é efectuado no cap. 9.

A associação mineralógica corresponde a: andesina + grunerite (com bordo de ferrotschermaquite) + almandina + biotite + quartzo ± alanite ± zircão ± apatite + ilmenite. Para esta rocha obteve-se uma idade de cristalização ígnea de 477 ± 2 Ma (U-Pb, ID-TIMS em zircão ígneo, cap. 5). Estas rochas podem ser observadas na proximidade do Forno Novo junto ao rio Tejo. Nesta região pode observar-se a passagem gradual deste litótipo a migmatitos onde o neossoma pode mover-se mais ou menos relativamente ao paleossoma (Figs 2.18D a F).



Fig. 2.18 – Anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A, B**: granadas de contorno irregular rodeadas por halos de material félsico; **C**: contacto brusco com zonas de granularidade fina e cor escura sem granada; **D**: veios leucocratas com granada; **E**: aspecto do neossoma e do paleossoma; **F**: ampliação da anterior.

2.3.1.5 Rochas intrusivas

2.3.1.5.1 Granitos biotítico-moscovíticos

Os granitos biotítico-moscovíticos apresentam granularidade média a grosseira (Fig. 2.19A), restitos de biotite (Fig. 2.19B) e, nalguns casos, encraves de material milonítico, por vezes com foliação dobrada (Fig. 2.19C) e “amas” de quartzo abundantes (Fig. 2.19D e E).



Fig. 2.19 – Granito biotítico-moscovítico de granularidade média a grosseira (A), com restitos de biotite (B), inclusão de material com foliação dobrada (C), “amas” de quartzo (excedentário) (D, E).

Em lâmina delgada apresentam textura hipidiomórfica e granular, mais ou menos foliada. A associação mineralógica corresponde a quartzo + feldspatos + biotite + moscovite \pm turmalina. Os granitos são observados em vários pontos, como por exemplo entre Matelas e Valhascos e a sul de

C. Vale de Cova junto ao rio Tejo. No entanto, a sua cartografia é de difícil execução uma vez que estão intimamente associados aos gnaisses e migmatitos, o que foi também constatado por Zbyszewski *et al.* (1981).

2.3.1.5.2 Protomilonito trondjemítico

Ocorre sob a forma de filões e pequenas massas leucocráticas de dimensão métrica e centimétrica, que pode cortar a foliação do encaixante, os anfibolitos de composição básica a intermédia (Fig. 2.20A e B). Possuem granularidade média e em lâmina delgada (cap. 4), apresentam textura foliada, e, nos casos de deformação mais acentuada, textura protomilonítica. As associações mineralógicas correspondem a: quartzo + oligoclase + moscovite + biotite ± silimanite fibrolítica + almandina ± estauroilite ± zircão ± ortoclase ± rútilo ± ilmenite ± apatite ± monazite. Afloram junto ao rio Tejo, na proximidade de Casal dos Cordeiros e a sua ocorrência é restrita a esta área. Para esta rocha obteve-se uma idade de cristalização ígnea de $483,0 \pm 1,5$ Ma (U-Pb, ID-TIMS em zircão ígneo, cap. 5).



Fig. 2.20 – Protomilonito trondjemítico (A, B).

2.3.1.5.3 Filões félsicos variscos intrusivos no Complexo Igneo Ácido e Básico do Sardal e Série Negra

Os filões félsicos correspondem a riodacitos e traquiandesitos. Os riodacitos ocorrem sob a forma de filões (Fig. 2.21A) mais ou menos “boudinados” (Fig. 2.21B), por vezes anastomosados, de espessura centimétrica a métrica. Nalguns casos apresentam fracturação. A textura é porfírica, com granularidade fina a média (Fig. 2.21C) e em lâmina delgada (cap. 4), é possível observar as seguintes associações mineralógicas: quartzo + albite + biotite + monazite + rútilo + pirrotite ± moscovite ± clorite. Podem ser observados junto ao rio Tejo, na proximidade da estação Alvega-Ortiga. A idade de cristalização obtida foi de 308 ± 1 Ma (U-Pb, ID-TIMS em monazite ígnea, cap. 5). Os filões traquiandesitos têm espessura métrica (Fig. 2.21D), textura porfírica e granularidade fina a média (Fig. 2.21E). Podem ser observados, próximo da barragem do Negrelinho e junto à

barragem de Castelo de Bode na proximidade da Aldeia do Mato. Em lâmina delgada, apresentam uma textura porfírica, com fenocristais de albite + quartzo + biotite \pm clorite, inseridos numa matriz com albite + quartzo + apatite \pm moscovite.



Fig. 2.21 – Filões de riodacito (A); *boudins* de riodacito (B); textura porfírica do riodacito (C); filão de traquiandesito (D); textura porfírica do traquiandesito (E).

3. Técnicas Analíticas

3.1 Amostragem

O trabalho de campo foi realizado tendo por base as cartas militares do Instituto Geográfico do Exército, à escala 1:25 000, folhas 331 (Abrantes), 332 (Alvega), 321 (Sardoal), 311 (Serra) e o auxílio dum aparelho de GPS com uma precisão de 2.5 m e uma sensibilidade de 158 dBm. Para reconhecimento das principais unidades geológicas foram utilizados os mapas geológicos à escala 1: 50 000 publicados pelos Serviços Geológicos de Portugal e pelo Instituto Geológico e Mineiro, folhas 28-A (Mação), 28-C (Gavião) e 27-D (Abrantes). Foram também consultadas as minutas de campo à escala 1:25 000 dos arquivos do LNEG e cartografia não publicada referente à folha 311 (Serra), gentilmente cedida pelo Investigador Doutor José Manuel Romão (LNEG). A localização para a colheita de amostras, num total de 378 (Fig. 2.3), foi seleccionada de acordo com a existência de afloramentos bem conservados e condições de acessibilidade, presença de minerais índice e estruturas importantes para a caracterização das unidades geológicas e determinação das relações de campo.

Para realização de lâminas delgadas e análise de rocha total, as amostras foram colhidas com um peso variável entre os 4 a 12 kg (granularidade fina a grosseira) e para geocronologia com um peso variável entre 20 a 30 kg (composições básicas a ácidas). Após uma observação cuidadosa dos afloramentos e lâminas delgadas, foram seleccionadas 83 amostras para análise de rocha total (elementos maiores, traço e terras raras) (Anexo 1A), 96 amostras para análise de microsonda electrónica (elementos maiores), 16 amostras para geocronologia (método U-Pb, ID-TIMS) e 27 amostras para análises isotópicas (Rb- Sr, Sm-Nd and $\delta^{18}\text{O}$). As amostras seleccionadas são frescas e consideradas representativas das unidades geológicas.

3.2 Análises de rocha total

A preparação de amostras para análise de rocha total foi realizada no laboratório de corte e moagem no pólo de Alfragide do LNEG e obedeceu ao seguinte procedimento. As amostras foram cortadas numa máquina de corte com lâmina diamantada em fragmentos cúbicos, que foram secos numa estufa de laboratório, moídos num moinho de maxilas de tungsténio e pulverizados num moinho de ágata com dimensão final < 200 mesh. A fracção final foi homogeneizada e quarteada de modo a obter uma amostra de 50 g enviada para análise, enquanto a restante fracção foi guardada em arquivo de amostragem. O procedimento de limpeza foi efectuado entre amostras para evitar contaminação, tendo as peças individuais do equipamento utilizado sido limpas com ar comprimido e etanol e os anéis de ágata limpos num aparelho de ultra-sons.

As análises de rocha total foram efectuadas pelos ACTLABS, Canadá. As abundâncias dos elementos maiores foram determinadas por ICP (*Inductively Coupled Plasma*) tendo sofrido fusão prévia em metaborato de lítio. O limite de detecção é 0.001% para o MnO e TiO₂ e 0.01% para os restantes elementos. As abundâncias dos elementos traço, excepto Cl, F, S e Li foram determinadas por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*). O limite de detecção para os elementos traço e terras raras varia de acordo com o elemento no intervalo 0.005- 30 ppm (Anexo 1B). A abundância do Cl foi determinada por INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*), do F por ISE (*Ion Selective Electrode*), do S por combustão de infravermelhos e do Li por TD-ICP (*Total Digestion-Inductively Coupled Plasma*). As abundâncias dos elementos maiores e do Rb foram determinadas com precisão superior a $\pm 1\%$ e para os elementos traço a precisão foi de $\pm 5\%$. As concentrações de FeO foram determinadas pelo método de titulação com solução de permanganato de potássio, com uma precisão de $\pm 1\%$, no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

3.3 Microsonda electrónica

A maioria das análises de química mineral foi realizada no decurso de vários estágios efectuados nos serviços científico-técnicos da Universidade de Oviedo, Espanha, sob a orientação do Professor Doutor Andrés Cuesta Fernández e sob a supervisão do Eng. Miguel Angel González.

As análises foram obtidas num aparelho de microsonda electrónica CAMECA SX-100 e as lâminas polidas foram previamente metalizadas num evaporador de carbono BIO-RAD. De maneira a identificar fases mineralógicas desconhecidas, utilizou-se a análise qualitativa através de *scanning* WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometry*) e EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*), determinando os elementos presentes e fazendo uma estimativa das suas abundâncias relativas. Para identificar zonamentos nos minerais recorreu-se a imagens BSE (*Backscattered Electron*). O diâmetro de feixe utilizado para silicatos e óxidos foi de 5 μm , o potencial de aceleração de 15 kV e a intensidade de corrente de 15 nA. No caso dos sulfuretos, o diâmetro de feixe foi de 1 μm , o potencial de aceleração 20 kV e intensidade de corrente 20 nA. Os tempos de contagem de pico e de fundo são respectivamente 10 s e 5 s para a maioria dos elementos, excepto para o V (20 s e 10 s), Co e Ni (5 s e 2.5 s). Os padrões utilizados correspondem a elementos puros ou compostos simples: albite (Na K α), Al₂O₃ (Al K α), apatite (Ca K α , F K α , P K α), BaSO₄ (Ba L α) cromite (Cr K α), Co (Co K α), Cu (Cu K α), FeAsS (As L α), magnetite (Fe K α), MgO (Mg K α), MnTiO₃ (Mn K α , Ti K α), Ni (Ni K α), NiO (Ni K α), ortoclase (K K α , Si K α), pirite (Fe K α), SnO₂ (Sn L α), vanadite (V K α , Cl K α) e ZnS (S K α , Zn K α).

Algumas das análises químicas de minerais foram obtidas na microsonda electrónica Jeol 8500-F, no pólo de S. Mamede de Infesta do LNEG, sob a direcção do Professor Doutor Eng. Mário Machado Leite e com a colaboração da Eng. Fernanda Guimarães.

O diâmetro de feixe utilizado para silicatos e óxidos foi geralmente de 5 μm , excepto no caso da granada (3 μm) e dos filossilicatos (7-10 μm). O potencial de aceleração foi de 15 kV, a intensidade de corrente de 15 nA e os tempos de contagem de pico e de fundo foram respectivamente 10 s e 5 s. Os padrões utilizados foram, albite (Na-K α), andradite (Ca-K α), apatite (P-K α e F-K α), Cr₂O₃ (Cr-K α), Fe₂O₃ (Fe-K α), MgO (Mg-K α), MnTiO₃ (Ti-K α e Mn-K α), ortoclase (Al-K α e K-K α), vanadinite (Cl-K α) e volastonite (Si K α).

O limite de detecção varia de acordo com o elemento, sendo geralmente superior a 200 ppm. Foram efectuadas correcções ZAF e as análises obtidas com uma precisão superior a 2%.

3.4 Geocronologia: método U-Pb ID-TIMS (*Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*)

A preparação de amostras bem como a medição das razões isotópicas foram realizadas no âmbito dum estágio no *Earth Sciences Department, Memorial University, Newfoundland, St. John's*, Canadá. Este estágio foi efectuado sob a orientação do Professor Doutor Gregory Dunning e com a colaboração da Mestre Sherri Furey. A primeira etapa realizou-se durante os meses de Abril e Maio de 2009 e a segunda durante os meses de Abril e Maio de 2010.

3.4.1 Preparação de amostras

As amostras de rocha (20-30 kg cada) foram lavadas com água corrente e uma escova metálica de modo a remover toda a sujidade. Depois de secas as amostras foram fragmentadas primeiro num moinho hidráulico e seguidamente num moinho de maxilas que reduz a amostra à dimensão 5-10 cm e finalmente pulverizadas num moinho de discos com dimensão final < 100 *mesh*. Todas as peças individuais do equipamento foram limpas com ar comprimido e etanol e as peças amovíveis do moinho de maxilas e do moinho de discos foram limpas com uma escova de aço, antes e depois de cada utilização.

A amostra pulverizada foi separada em duas fracções na mesa de *Wifley*, que por acção da água e da gravidade concentra a fracção mais pesada enquanto parte da fracção leve é desperdiçada. A fracção pesada e a fracção leve não desperdiçada foram lavadas com etanol e secas numa placa de aquecimento a 100° C. A mesa de *Wifley* assim como o equipamento acessório foram lavados com detergente, água corrente, etanol e ar comprimido. Posteriormente a mesa de *Wifley* foi lavada com 1N HCl de modo a remover eventuais partículas residuais. Este procedimento de limpeza foi realizado antes e depois da cada utilização. A fracção pesada foi passada por um crivo para se obter

uma dimensão final < 40 mesh e depois foi submetida à acção dum íman de maneira a remover os minerais magnéticos e as partículas metálicas provenientes do moinho de discos.

A porção não magnética foi guardada para a fase seguinte de separação gravítica que é feita através da utilização de iodeto de metileno, um líquido pesado com densidade de 3.32 g/cm^3 . O iodeto de metileno foi colocado na ampola de decantação usando um funil coberto com papel de filtro e em seguida adicionou-se lentamente a porção não magnética da amostra. Agitou-se a ampola de decantação de maneira a misturar o líquido com a amostra e deixou-se a repousar até a fracção pesada ser decantada, tendo sido recolhida num balão de Erlenmeyer. Este processo foi repetido geralmente duas a três vezes até estar completo e posteriormente a fracção leve foi também recolhida. Depois da recolha as fracções foram secas numa placa de aquecimento. Todos os utensílios de laboratório assim como as bancadas foram lavados com acetona de maneira a remover o iodeto de metileno. Depois da evaporação da acetona estar completa, procedeu-se à limpeza dos utensílios, primeiro num aparelho de ultra-sons e em seguida com detergente e água corrente, etanol e ar comprimido. A secagem foi feita sob uma lâmpada de aquecimento. O procedimento de limpeza foi sempre efectuado entre amostras, de maneira a evitar contaminação.

A fracção pesada contém minerais com densidade superior a 3.32 g/cm^3 que inclui vários minerais para além daqueles que se pretende datar pelo método U-Pb. Deste modo, de maneira a separar os minerais de interesse (zircão, monazite, titanite e rútilo) dos restantes, foi necessário recorrer ao separador magnético de *Frantz*, que separa os minerais de acordo com a sua susceptibilidade magnética (Roseblum 1958, Flinter 1959). O processo foi realizado em diversos estádios, diminuindo a inclinação do aparelho e aumentando a intensidade de corrente: 10° , 0.25A; 10° , 0.5A; 10° , 1.0A; 10° , 1.7 A; 5° , 1.7A; 3° , 1.7A; 1° , 1.7A; 0° , 1.7A. Para cada etapa obtiveram-se duas fracções, uma magnética e a outra não magnética. O separador de *Frantz* e as suas peças amovíveis foram limpos com etanol e ar comprimido e estas últimas foram também colocadas num aparelho de ultra-sons, lavadas com detergente e água corrente e secas sob uma lâmpada de aquecimento. O procedimento de limpeza foi sempre efectuado entre amostras, de maneira a evitar contaminação.

Os zircões de melhor qualidade encontram-se geralmente nas fracções não magnéticas 0° a 3° , 1.7A, enquanto as monazites se encontram na fracção não magnética 10° , 1.0A e a titanite na fracção magnética 1° , 1.7A. As fracções foram observadas à lupa binocular e os minerais de melhor qualidade foram seleccionados para análise geocronológica e imagens de cátodo-luminescência. Seleccionaram-se, sempre que possível, os cristais mais límpidos, de maiores dimensões, euédricos, sem inclusões ou fracturas, tendo sido agrupados por populações de acordo com a sua dimensão e morfologia. Os cristais com características distintas das das populações constituídas foram excluídos.

Alguns dos zircões seleccionados, bem como as monazites e titanites foram submetidos ao processo de abrasão de Krogh (1982). Esta técnica consiste na remoção mecânica da superfície externa dos cristais, onde as perdas de Pb que provocam a discordância nos diagramas (Silver & Deutsch, 1963) são mais elevadas, em virtude da sua maior exposição à alteração.

A técnica é aplicada através da injeção de ar comprimido no *abrador*, que promove a circulação e colisão dos minerais contra as suas paredes de aço, conduzindo assim ao desgaste pretendido. Conjuntamente com os zircões é adicionada pirite (Davis *et al.*, 1982) que produz o polimento da superfície dos zircões, facilitando a identificação de fracturas, inclusões ou alteração. Para garantir que nenhum cristal se perde durante o processo foi colocado no *abrador* um filtro de nylon (< 40 *mesh*).

O *abrador* foi limpo num aparelho de ultra-sons, e em seguida com detergente e água corrente, etanol e ar comprimido. O procedimento de limpeza foi sempre efectuado entre amostras, de maneira a evitar contaminação.

Noutros casos os zircões foram sujeitos aos processos de *annealing* e abrasão química de Mattinson (2005), método mais recente e eficaz que o anterior, que remove por completo todos os domínios do zircão que foram afectados pela perda de Pb, incluindo aqueles que se encontram nas zonas mais internas do cristal, conduzindo assim a resultados de alta precisão (exemplo nas Figs. 5.30 e 5.37, cap. 5). A técnica de *annealing* corresponde a um aquecimento elevado dos zircões que são colocados em cadinhos num forno de laboratório a 900° C, por um período de 36 horas. Para a abrasão química os zircões são colocados em bombas *teflon* Saville®[®], onde se adiciona HF sendo novamente aquecidas por um período de 2 a 4 horas. É de salientar que este processo não introduz qualquer distúrbio no sistema isotópico U-Pb.

Após estes procedimentos foi realizada uma segunda selecção dos minerais para análise, de modo assegurar a qualidade dos resultados. Os zircões foram transferidos para uma caixa de Petri e lavados com HNO₃ 4N (30 min na placa de aquecimento a temperatura <100 °C), de modo a dissolver a pirite e a evaporar o S. Todos os minerais a datar, incluindo os zircões, foram lavados com água e etanol e depois transferidos para goblés.

Os cristais seleccionados para imagens de cátodo-luminescência (CL) foram colocados num suporte para o efeito onde se misturou resina *epoxi* e endurecedor. Após solidificação, a montagem foi polida num aparelho de polimento. As imagens foram obtidas num microscópio electrónico de varrimento FEI Quanta 400, com um potencial de aceleração de 25 kV e um diâmetro de feixe de 10 nA. As imagens CL são mais utilizadas do que as imagens BSE na identificação de diferentes zonas de crescimento do zircão, devido ao maior alcance de intensidade da CL e às variações adicionais em cor (Corfu *et al.*, 2003).

3.4.2 Lavagem, dissolução e tratamento químico do zircão, monazite e titanite

Esta fase teve lugar no laboratório de ar limpo (*clean laboratory*), onde as normas de segurança foram respeitadas integralmente e o manuseamento das amostras e utensílios seguiu os procedimentos adequados a um laboratório desta natureza.

Para remover o Pb “comum”, os minerais foram lavados com HNO₃ 4N (30 min na placa de aquecimento a 100° C), 2xH₂O (água bi-distilada; 30 min na placa de aquecimento a 100° C) e acetona (2 vezes). Entre cada lavagem o goblé foi colocado num aparelho de ultra-sons por 10 s.

As fracções de zircão foram pesadas e transferidas para micro-cápsulas de dissolução *teflon* Savillex® (Parrish 1987) misturadas com uma solução padrão (*spike*) ²⁰⁵Pb/²³⁵U (Parrish & Krogh, 1987)¹, HNO₃ 8N e HF destilado. As cápsulas foram seladas primeiro em invólucros do mesmo material e depois em invólucros de aço e colocadas no forno a 220° C durante 5 dias (Krogh, 1973). A utilização deste tipo de cápsulas permite que a temperatura de dissolução alcance os 250° C, em vez dos 220° C, valor máximo permitido pelos fornos de laboratório.

As fracções de monazite e titanite foram pesadas e transferidas para recipientes de *teflon* Savillex® onde se adicionou a solução padrão (*spike*) ²⁰⁵Pb/²³⁵U. Às fracções de monazite adicionou-se ainda HCl 6.2 N destilado e às de titanite HF e HNO₃ 8N destilados. Em ambos os casos, a dissolução efectuou-se numa placa de aquecimento a 120° C por 5 dias. Após a dissolução as amostras foram secas numa placa de aquecimento a 120° C e re-dissolvidas com HCl 3.1N nas mesmas condições de temperatura acima mencionadas, por um período de 24 horas. De maneira a assegurar que a dissolução foi completa, observou-se o conteúdo das cápsulas e recipientes Savillex® em luz de iluminação de fibra óptica, previamente transferido para goblés de poli-metileno pentano (PMP), de modo a facilitar a observação.

O U e o Pb foram recuperados através da química de troca iónica. Para o zircão foram seguidos os procedimentos modificados de Krogh (1973), reduzindo o volume das colunas e dos reagentes numa razão de 1/10 e para a monazite e a titanite os procedimentos de Manhès *et al.* (1978). O procedimento iniciou-se com a lavagem das colunas *teflon* Savillex®, que contêm resina de troca iónica DOWEX AG1-X8. A lavagem consistiu na adição de 2xH₂O (2 vezes), HCl 6.2N (2 vezes), 2xH₂O (2 vezes), HNO₃ 8N (2 vezes), HCl 6.2N (2 vezes), 2xH₂O (2 vezes), HCl 6.2N (2 vezes) e HCl 3.1N. Entre cada adição foi necessário aguardar a secagem da resina (cerca de 10 min). As fracções de zircão foram transferidas para as colunas e adicionou-se HCl 3.1N (5 vezes), HCl 6.2N (2 vezes), aguardou-se a secagem da resina (cerca de 10 min), recolheu-se o Pb num goblé limpo, adicionou-se 2xH₂O (2 vezes), recolheu-se o U e adicionou-se H₃PO₄. Posteriormente as amostras ficaram a secar na placa de aquecimento (cerca de 1-2 h), até à evaporação estar

¹ Que se destina a monitorizar a fraccionação do U, durante a medição no espetectómetro.

completa. As fracções de monazite e titanite foram transferidas para as colunas após a lavagem e adicionou-se HCl 3.1N (3 vezes), HBr e recolheu-se o U em bombas *teflon* Savillex®. O HBr foi removido pela adição de HCl 3.1N (3 vezes) e pela sua evaporação na placa de aquecimento. Adicionou-se HCl 6.2N e colocou-se em ultra-sons durante 10 s, tendo em seguida as bombas sido fechadas. O Pb foi recolhido pela adição de HCl 6.2N (2 vezes) e os goblés cobertos com parafilme. As colunas foram cobertas com 2xH₂O de maneira a manter a resina húmida durante a noite. Na fase seguinte procedeu-se à limpeza das colunas, com adição de 2xH₂O e HCl 6.2N. As colunas foram novamente carregadas com o conteúdo contido nas bombas onde se encontrava o U. Para obter o U puro, adicionou-se às colunas HCl 6.2N, HNO₃ 8N, HCl 6.2N (2 vezes). O U foi recolhido no mesmo goblé do Pb através da adição de 2xH₂O (2 vezes). Adicionou-se H₃PO₄ e as amostras ficaram a secar na placa de aquecimento (3-4 h), até à evaporação estar completa.

3.4.3 Medições das razões isotópicas

As razões isotópicas foram obtidas num espectrómetro Finningan MAT 262, TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) e os procedimentos descritos são os mesmos utilizados por Sánchez-García *et al.* (2008). As amostras foram colocadas num filamento simples de Re com sílica gel e H₃PO₄, usando a técnica de Cameron *et al.* 1969.

O Pb e o U foram medidos em modo estático pelos colectores de *Faraday*, no intervalo de temperatura 1400-1550° C e 1550-1640° C, respectivamente. As pequenas quantidades de Pb (com sinal <5mv) foram medidas em modo dinâmico (*peak jumping*) pelo SEM (*Secondary Electron Multiplier*). As medições foram efectuadas em blocos de 10 ciclos (*scans*), tendo sido excluídos os resultados anómalos no cálculo da média final da razão isotópica. Os colectores de *Faraday* foram calibrados com padrão de Pb, NBS 981² e o SEM através dos colectores de *Faraday*, medindo uma razão isotópica conhecida. A incerteza das razões isotópicas, 2σ, foi calculada através dum programa não publicado e teve em conta os seguintes parâmetros: fraccionação do Pb (0.1% /amu) e U (0.03% /amu) durante as medições; branco de Pb (1-4 pg) e de U (0.5-1 pg); Pb “comum” acima do valor branco de laboratório, cuja correcção seguiu o modelo de Stacey and Kramers (1975). As idades foram calculadas usando as constantes de decaimento de Jaffey *et al.* (1971) recomendadas por Steiger & Jäger (1977) e são apresentadas com 95% de grau de confiança. As regressões lineares das linhas de discórdia foram calculadas utilizando o método de Davis (1982), através dum programa não publicado, e as idades baseadas em valores concordantes, são apresentadas como médias ponderadas e foram calculadas pelo programa ISOPLOT (Ludwig, 2003).

² Destina-se a medir a fraccionação do Pb

3.5 Isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd

O trabalho analítico foi desenvolvido no *Earth Sciences Department, Memorial University, Newfoundland, St. John's*, Canadá, no decurso do estágio atrás mencionado, sob a orientação do Doutor Alain Potrel.

Para dissolução da amostra, colocaram-se cerca de 0.05 a 0.2 g de amostra pulverizada em goblés de *teflon* Savillex© conjuntamente com uma mistura de HF e HNO₃, tendo-se adicionado previamente a cada amostra o *spike* ¹⁵⁰Nd/¹⁴⁹Sm. Tanto a amostra como o *spike* foram inicialmente pesados. Os goblés foram colocados numa placa de aquecimento durante 5 dias até à evaporação completa da solução. Adicionou-se HCl 6N e repetiu-se o aquecimento por 2 dias, até nova evaporação. Adicionou-se HCl 2.5N, as amostras foram transferidas para pipetas pequenas e foram submetidas a centrifugação de maneira a separar o líquido do resíduo. Depois da centrifugação as amostras foram colocadas em colunas previamente lavadas e carregadas com resina Eichrom© Sr spec (Pin *et al.*, 1994) e HCl 2.5N. Adicionou-se HCl 2.5N, aguardou-se o escoamento, adicionou-se HCl 6N e o Sr foi recolhido em goblés limpos. Adicionou-se HCl 6N, as terras raras foram recolhidas e posteriormente transferidas para uma coluna secundária, previamente lavada, carregada com resina Eichrom© Ln (Pin & Zalduegui, 1997) e HCl 0.18N. Para recolher o Nd adicionou-se HCl 0.18N e para recolher o Sm, HCl 0.5N. Depois de recolhidas as amostras foram secas numa placa de aquecimento e posteriormente adicionou-se HNO₃ e H₂O₂ e aguardou-se nova secagem. Todos os reagentes foram purificados de maneira a garantir um baixo nível de contaminação. Os utensílios de laboratório foram limpos e a transferência das amostras foi feita com uma micropipeta manual de pontas descartáveis.

As razões isotópicas foram obtidas num espectrómetro de massa Finnigan Mat 262, TIMS, operando em modo estático. As razões isotópicas de Nd e Sr foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.721903 e ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.375209 respectivamente e corrigidas em relação ao desvio dos padrões JNdi-1 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512115, Tanaka *et al.*, 2000) e NBS 987 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710340). Os valores médios dos padrões obtidos durante a aquisição de dados foram, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512137 ± 19 (Stedv, n=112) para JNdi-1 e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710291 ± 25 (Stedv, n=46) para NBS 987. A incerteza das razões isotópicas é de 95% de grau de confiança. O erro das composições isotópicas do Nd e Sr é <0.002% e o erro da razão ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd é inferior a 0.1%. Os valores εNd foram calculados usando os valores de ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.1967 e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 para a composição actual do CHUR (*Chondrite Uniform Reservoir*). A constante de decaimento do ¹⁴⁷Sm utilizada foi de 6.54 10⁻¹² y⁻¹ (Steiger & Jäger, 1977). O valor de T_{DM} foi calculado em relação ao modelo mantélico de DePaolo (1981) e utilizando a evolução linear do manto separado do CHUR há 4.55Ga e tendo o valor actual de εNd = +10 (T_{DM2}).

3.6 Isótopos de oxigénio

Os resultados de isótopos de oxigénio foram determinados pelo laboratório de isótopos estáveis da Universidade de Western Ontario, Canadá, a cargo do Professor Doutor Fred J. Longstaffe.

O procedimento seguiu o método de Clayton & Mayeda (1963), modificado por Borthwick & Harmon (1982) que utiliza o ClF_3 como reagente de extracção de oxigénio. As composições isotópicas foram medidas num espectrómetro de massa VG Optima e os padrões utilizados foram, NBS-30, NBS-28 e quartzo de laboratório. Os resultados são apresentados na notação usual (δ) relativa ao VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) e a precisão é de $\pm 0.2\%$ para amostras homogéneas.

4. Petrografia

A área em estudo é complexa e trabalhos prévios (caps. 1 e 2) evidenciam uma história evolutiva com sobreposição de vários episódios de metamorfismo e deformação. O metamorfismo é um processo que envolve transformações do conteúdo mineral, composição mineralógica e estrutura da rocha, principalmente no estado sólido. Este processo deve-se ao ajustamento da rocha a condições físicas diferentes daquelas em que foram formadas e daquelas que normalmente ocorrem na superfície da Terra e nas zonas de diagenese. O processo pode coexistir com fusão parcial e pode envolver mudanças na composição química da rocha (Fettes and Desmons, 2007). Esta definição aponta que o metamorfismo afecta rochas ígneas, sedimentares ou mesmo metamórficas, tratando-se neste último caso de polimetamorfismo (Fettes and Desmons, 2007). Deste modo, mesmo reconhecendo a proveniência magmática original da rocha, a deformação e o metamorfismo subsequentes podem tornar difícil distinguir entre fases magmáticas e metamórficas, principalmente no que diz respeito aos feldspatos e micas, envolvidos pela foliação. Utiliza-se a designação de porfiroclasto, como cristal relíquia numa rocha metamórfica, inserido numa matriz de dimensão mais reduzida produzida pela deformação (Fettes and Desmons, 2007).

O capítulo 2 apresenta as principais características petrográficas (textura e associações mineralógicas) dos litótipos regionais, identificados com recurso às observações de campo, petrografia e alguma química mineral. Deste modo, para evitar repetições desnecessárias, serão descritos com detalhe apenas os litótipos que foram objecto de datação geocronológica. As dimensões utilizadas na definição da granulometria são as da IUGS (Fettes and Desmons, 2007): muito grosseira (>16 mm), grosseira (16-4 mm), média (4-1 mm), fina (1-0.1 mm), muito fina (0.1-0.01 mm), ultra-fina (<0.01 mm).

Seguem-se as descrições dos litótipos datados dentro das respectivas sequências metamórficas descritas no capítulo 2.

4.1 Sequências pelítica e quartzo-pelítica

O quartzo-filito datado (311-43) está localizado na (Fig. 2.3). Pertence à mancha cartografada a norte do Vale das Vacas e que se prolonga até à barragem, que Conde (1984) designou anteriormente de paragnaises. Nesta mancha os quartzo-filitos possuem, geralmente, granularidade fina, textura foliada, granolepidoblástica (Figs. 4.1A, B), e as seguintes associações mineralógicas: quartzo + biotite ± moscovite ± oligoclase ± turmalina ± zircão ± apatite + ilmenite ± rútilo. O quartzo tem extinção ondulante, ocorrendo frequentemente em *ribbon quartz* (Fig. 4.1C) contendo inclusões de rútilo. A biotite tem hábito tabular alongado e está associada a moscovite. A

moscovite tem hábito tabular alongado (Figs. 4.1A, B) e por vezes apresenta inclusões de ilmenite. Os feldspatos têm hábito prismático. A turmalina, pleocroísmo de ω = amarelo esverdeado/verde claro a ε = verde pálido, tem contorno poligonal e regular, inclusões de quartzo e ilmenite (Fig. 4.1D). A apatite tem contornos poligonais arredondados e ocorre disseminada. A ilmenite alongada e de contornos regulares, ocorre disseminada e, também, inclusa na biotite. O rútilo ocorre disseminado e como inclusões no quartzo.

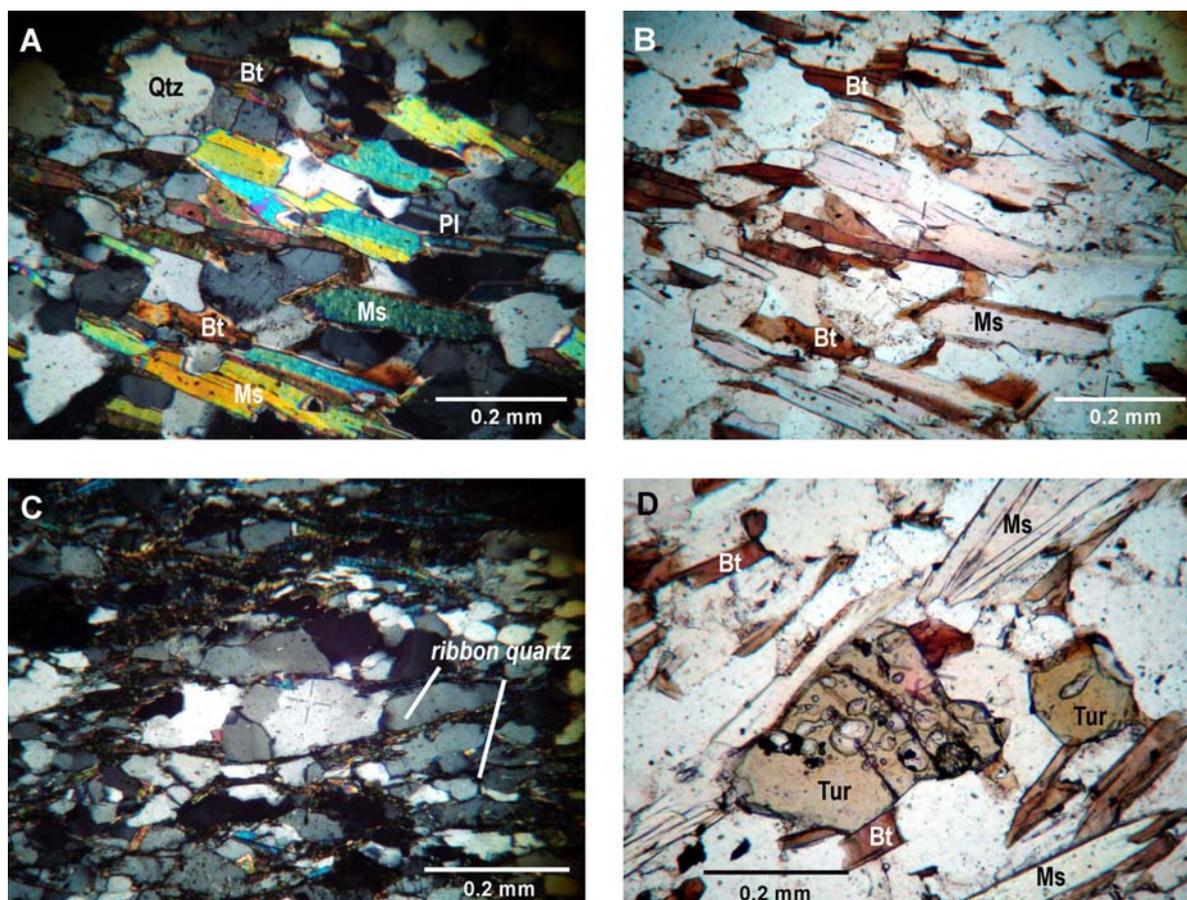


Fig. 4.1 – Aspectos microscópicos dos quartzo-filitos. **A, B:** textura granolepidoblástica e hábito tabular da moscovite e biotite; **C:** “ribbon quartz”; **D:** turmalina com inclusões de quartzo e ilmenite. Bt-biotite, Ms-moscovite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo, Tur-turmalina. A, C: nicóis x, B, D: nicóis //.

4.2. Sequência quartzo-feldspática

4.2.1 Xistos quartzo-feldspáticos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (Souto-V. Vacas)

O xisto quartzo-feldspático datado (321-140) está localizado na (Fig. 2.3). Integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal que aflora a oeste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Os litótipos possuem grão médio a grosseiro, textura porfiroclástica a foliada e, frequentemente, foliação milonítica (Fig. 4.2A). As associações mineralógicas correspondem a: quartzo + oligoclase + biotite + moscovite \pm feldspato potássico \pm silimanite \pm almandina \pm zircão \pm turmalina + ilmenite

± rútilo ± monazite ± apatite ± albite ± epidoto. Observam-se principalmente porfiroclastos de plagioclase, frequentemente associados a quartzo, envolvidos por uma matriz de granularidade mais fina contendo essencialmente quartzo e micas (Fig. 4.2B). Menos frequentes são os porfiroclastos de biotite, moscovite, almandina e turmalina (Fig. 4.2C). Nalguns casos observam-se alternâncias essencialmente quartzo-feldspáticas e micáceas, onde as micas têm uma disposição subparalela à foliação, conferindo à rocha um aspecto gnáissico (Fig. 4.2B) que sugerem transição ao grau metamórfico superior (Ortognaisses Souto-V. Vacas).

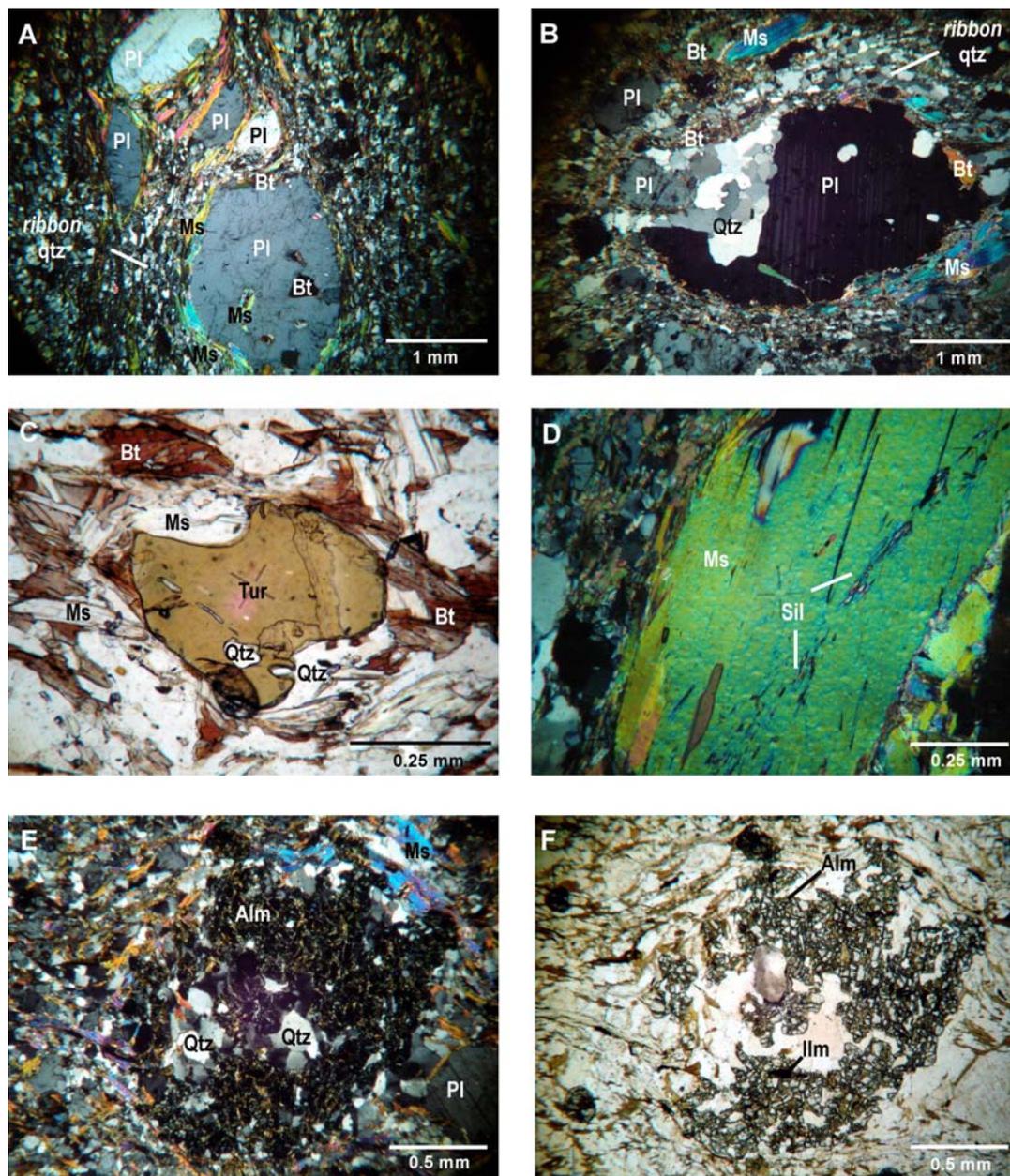


Fig. 4.2 – Aspectos microscópicos dos xistos quartzo-feldspáticos. **A**: foliação milonítica (*ribbon quartz*) envolvendo porfiroclastos de plagioclase com inclusões de micas; **B**: porfiroclasto de plagioclase com “sombas de pressão” em quartzo envolvidos por foliação, marcada por *ribbon* (ou *platten*) *quartz* e micas e contacto lobado com o quartzo; **C**: porfiroclastos de turmalina envolvidos por foliação milonítica; **D**: moscovite pós-cinematática (helicítica) com inclusões de fibrolite e biotite; **E** e **F**: porfiroclastos de almandina rotacional (?) com inclusões de quartzo, biotite e ilmenite. Alm-almandina, Bt-biotite, Ilm-ilmenite, Ms-moscovite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo, Sil-silimanite, Tur-turmalina. A-E: nicóis x, F: nicóis //.

4.2.2 Ortognaisses

4.2.2.1 Ortognaisse fino (C. Vale Cova – Carvalhal)

O ortognaisse datado (gn) está localizado na (Fig. 2.3) e integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Pode ser observado na área compreendida entre C. Vale Cova e Carvalhal. Possui composição granítica a granodiorítica (cap. 6), grão médio a fino, textura porfiroclástica, foliação milonítica e bandado gnáissico incipiente. As associações mineralógicas correspondem a: quartzo + oligoclase ± andesina ± ortoclase ± microclina micropertítica + biotite ± moscovite ± clorite ± turmalina, ± almandina ± zircão ± apatite ± monazite ± ilmenite ± rútilo ± magnetite. Os cristais mais desenvolvidos são de feldspato e mica, com expressão sigmóidal. Geralmente estão envolvidos por pequenos cristais de biotite que define a foliação milonítica. (Figs. 4.3A, B).

O quartzo tem geralmente inclusões dos outros minerais. A plagioclase apresenta inclusões de biotite e quartzo. O feldspato potássico apresenta pertites (Fig. 4.3C) e alguns cristais apresentam recristalização no bordo (Figs. 4.3C, D). A microclina mostra macla em cruz bem definida (Fig. 4.3D). A biotite, com pleocroísmo $\gamma, \beta = \text{castanho avermelhado}$ a $\alpha = \text{beige}$, é o mineral máfico predominante. Apresenta formas sigmóides (Fig. 4.3B) e está associada à moscovite. A biotite e a moscovite têm inclusões de zircão e apatite e a biotite também tem inclusões de opacos. Os cristais maiores de moscovite apresentam deformação (Fig. 4.3E). A clorite está associada à biotite. A turmalina é porfiroclástica e tem inclusões de quartzo. A almandina é rara, porfiroclástica, fracturada com inclusões de quartzo e biotite (Fig. 4.3F). Os minerais opacos são pouco frequentes e ocorrem em geral disseminados ou inclusos na plagioclase e biotite.

4.2.2.2 Ortognaisse fino (Ortognaisse de Olalhas)

O gnaiss datado (311-30) está localizado na (Fig. 2.3). Pode ser observado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, na região de Olalhas (Fig. 2.3). Trata-se de um gnaiss de composição granítica (cap. 6), de grão médio a grosseiro, biotítico-moscovítico, que contém porfiroclastos de plagioclase, feldspato potássico, biotite, moscovite e, raros, de granada formando ocelos. Possui foliação milonítica. As associações mineralógicas correspondem a: quartzo + oligoclase + biotite + moscovite ± feldspato potássico ± silimanite ± estauroilite, ± almandina ± turmalina ± zircão ± ilmenite ± rútilo ± apatite ± pirite. Todos os minerais são anteriores à deformação principal que é bastante acentuada e gerou estruturas S-C (Fig. 4.4A). Observam-se sombras de pressão constituídas por material da matriz. O bandado gnáissico, está aqui bem definido pelas alternâncias essencialmente micáceas e quartzo-feldspáticas (Fig. 4.4A). Os cristais

de micas apresentam geralmente formas encurvadas. O quartzo, de contorno irregular, tem extinção ondulante, inclusões de rútilo e forma estruturas de *ribbon quartz* (Fig. 4.4A), onde os contactos são denteados e rectilíneos e no contacto com a plagioclase são lobados. A oligoclase, tem contornos arredondados (Fig. 4.4A), apresenta mirmequites e tem inclusões de quartzo, biotite e moscovite. Localmente está fracturada. A biotite tem pleocroísmo γ, β =castanho a α =incolor, possui inclusões de zircão, estauroilite e ilmenite.

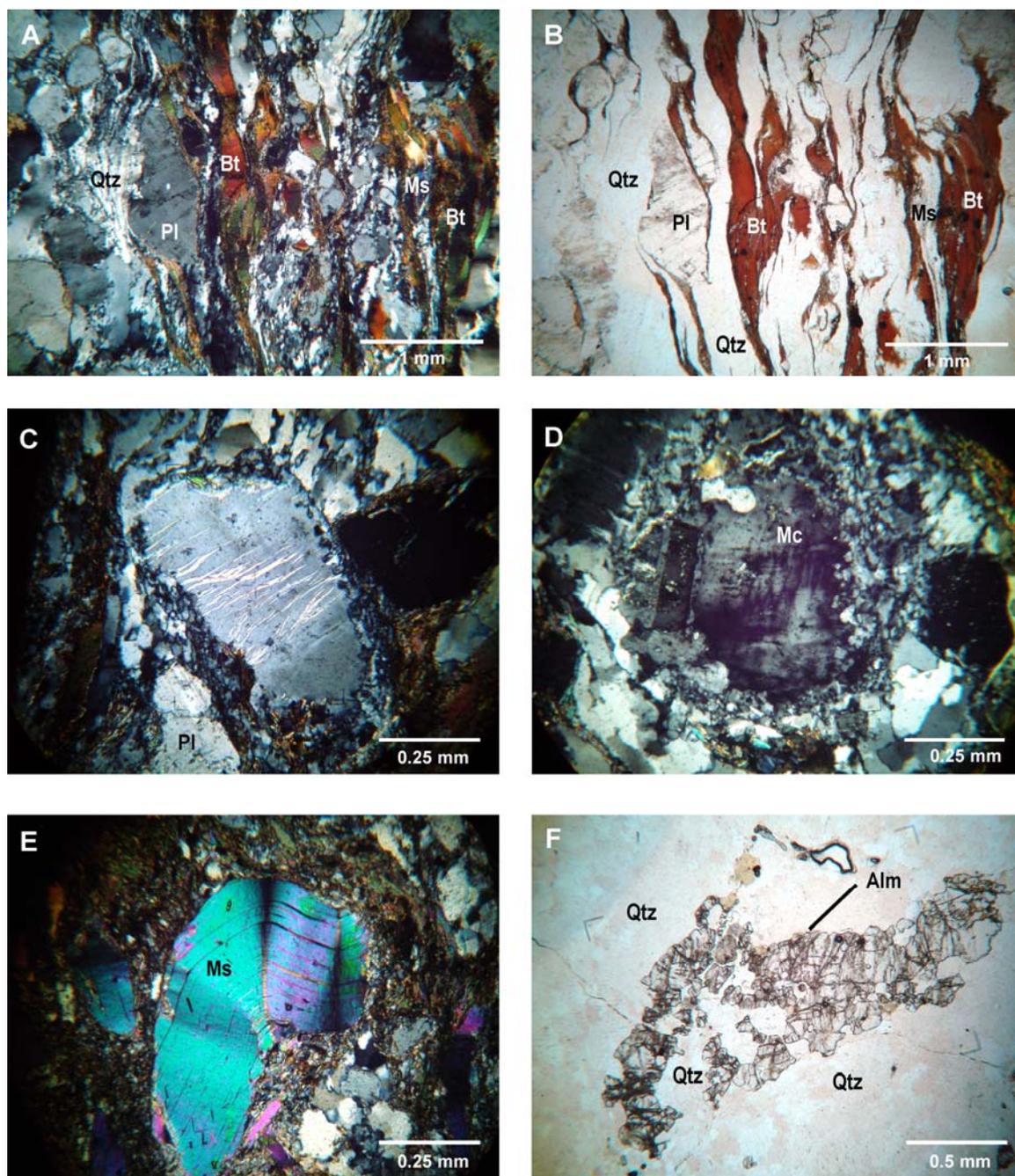


Fig. 4.3 – Aspectos texturais do ortogneiss fino (C. Vale Cova – Carvalho). **A:** textura gnaissóide, com foliação milonítica bem evidenciada e porfiroclastos (sigmoidais) de plagioclase, e de biotite; **B:** Alternância de bandas essencialmente biotíticas com bandas félsicas (quartzo-feldspáticas); **C:** feldspato potássico pertítico com subgranulação e recrystalização no bordo; **D:** microclina com subgranulação e recrystalização no bordo; **E:** deformação tardia (*kink*) da moscovite; **F:** almandina porfiroclástica, fracturada e com inclusões de quartzo. Alm-almandina, Bt-biotite, Ms-moscovite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo. B, C, F: nicóis //; A, C-E: nicóis x.

A moscovite tem inclusões de silimanite, quer sob a forma de cristais desenvolvidos (Fig. 4.4B), ou agulhas (fibrolite) (Fig. 4.4C) e estauroлите (Fig. 4.4D). O feldspato potássico, tem contornos arredondados, localmente macla de Carlsbad e inclusões de quartzo. A silimanite ocorre inclusa na moscovite e disseminada na matriz. A estauroлите ocorre inclusa na moscovite e está associada à silimanite (Figs. 4.4D, E).

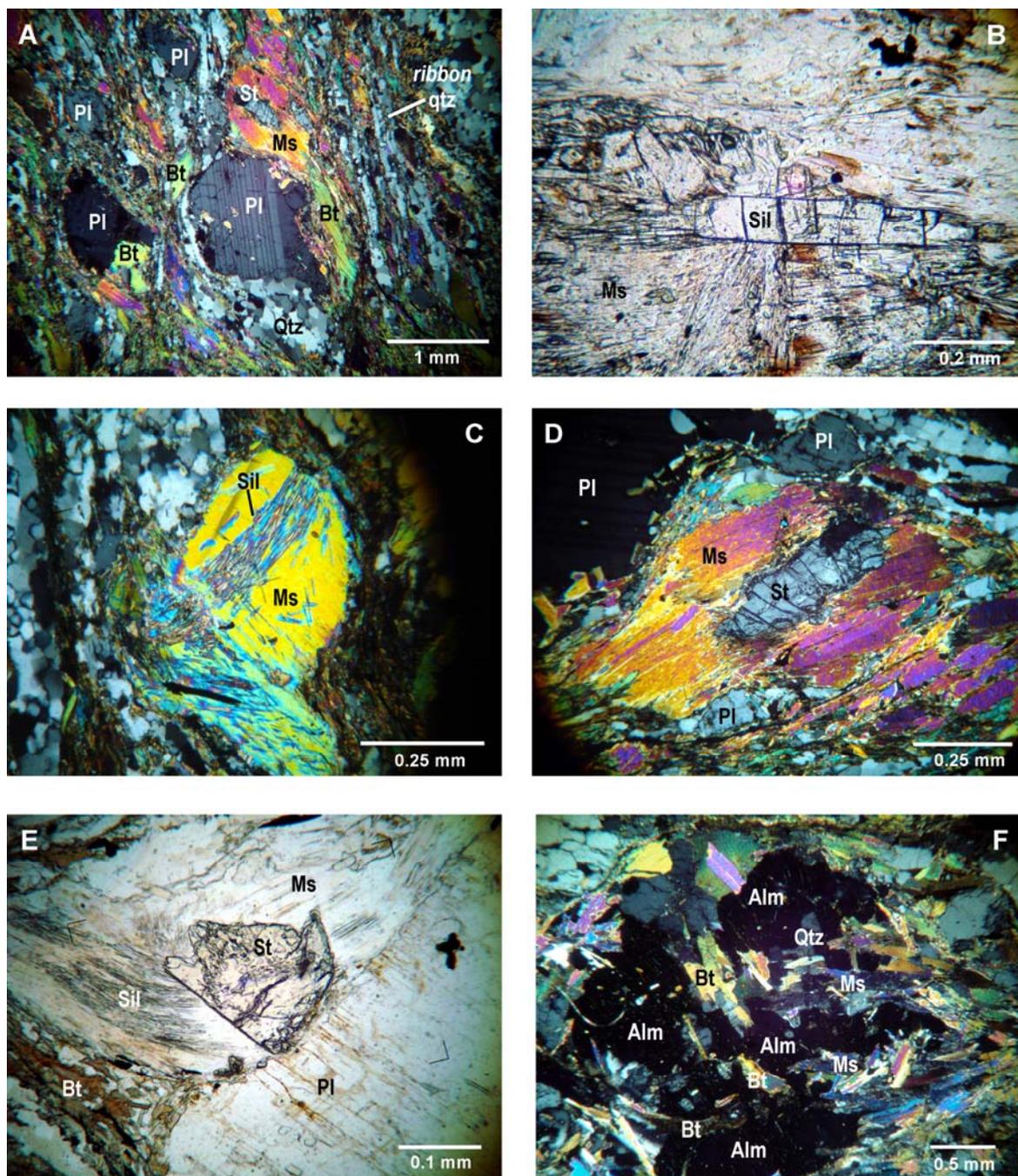


Fig. 4.4 – Aspectos microscópicos do ortogneiss fino (Olalhas): **A**: foliação milonítica (*ribbon quartz*) com bandado composicional incipiente acomodando porfiroclastos de plagioclase com sombras de pressão em quartzo; **B**: inclusões de silimanite em moscovite; **C**: relações complexas entre um porfiroclasto de moscovite com inclusões de fibrolite rodadas e fracturadas; **D**: relíquia de estauroлите inclusa em moscovite; **E**: estauroлите e moscovite helicíticas, observando-se fibrolite dobrada em perfeita continuidade no interior do conjunto; **F**: almandina com inclusões quartzo, biotite e moscovite. Alm-almandina, Bt-biotite, Ms-moscovite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo, Sil-silimanite, St-estauroлите. B, E: nicóis //; A, C, D, F: nicóis x.

A almandina de contorno irregular, está fracturada e tem inclusões de oligoclase, biotite, moscovite, quartzo e ilmenite. Ocorre sob a forma de cristais mais desenvolvidos (Fig. 4.4F). A turmalina, com pleocroísmo de ω = verde pálido a ε = incolor ocorre na matriz e tem inclusões de ilmenite. O zircão está incluso na biotite, moscovite e plagioclase. A ilmenite e o rútilo são abundantes. A ilmenite está preferencialmente inclusa na biotite, enquanto o rútilo predomina como inclusão no quartzo. A apatite tem dimensões reduzidas. A pirite é abundante.

4.2.2.3 Ortognaisses grosseiros (Ortognaisse de C. Vale de Cova - Sardoal)

O gnaisse datado (10) está localizado na (Fig. 2.3) e integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Pode ser observado na área compreendida entre C. Vale Cova e Sardoal. Tem uma textura porfiroclástica com foliação milonítica (Figs. 4.5 e 4.6A). As associações mineralógicas correspondem a: quartzo + plagioclase + feldspato potássico + biotite \pm moscovite, \pm clorite \pm fibrolite \pm turmalina, \pm zircão \pm apatite \pm ilmenite \pm magnetite \pm rútilo \pm pirite. Em domínios/microdomínios ao abrigo das tensões cisalhantes podem ocorrer aspectos mineralógicos do protólito (Fig 4.6B). Com aumento do grau de deformação, a deformação plástica intracristalina e a recristalização dinâmica, produziram microestruturas S-C e afectaram os minerais principais principalmente ao longo dos planos C, havendo redução do tamanho dos grãos dos minerais, aparecendo texturas miloníticas com matriz de grão mais fino e porfiroclastos de plagioclase e quartzo que foram os mais resistentes (Figs. 4.5A-C). O bandado gnáissico é indicado por uma alternância de bandas essencialmente micáceas e quartzo-feldspáticas que á escala do afloramento têm dimensão centimétrica (Figs. 4.5A-C).

O quartzo tem extinção ondulante, contacto denteado (Fig. 4.6A) e inclusões da maioria dos outros minerais incluindo fibrolite e rútilo. Nas rochas mais deformadas ocorre sob a forma de *ribbon quartz* (Fig. 4.5A), fracturado e recristalizado, com evidências de aspectos *mortar* e contactos do tipo denteado (Fig. 4.5D). A plagioclase é oligoclase, apresenta mirmequites (Fig. 4.6B) e inclusões de moscovite, biotite e quartzo. O feldspato potássico é ortoclase com macla de Carlsbad (Fig. 4.6B), com inclusões de quartzo e biotite e, por vezes, alguma microclina com inclusões de ortoclase. Os cristais mais intensamente deformados evidenciam fracturação, subgranulação marginal e deformação da macla de microclina e pertites (Fig. 4.5E). A biotite tem pleocroísmo γ, β =castanho avermelhado a α =incolor. Alguns cristais estão encurvados e tem inclusões de fibrolite (Fig. 4.6C) e zircão, com halos pleocróicos, apatite e ilmenite ao longo das clivagens. Nas rochas mais deformadas a biotite apresenta formas sigmóides (Fig. 4.5C) e *kink band*. A moscovite tem aspecto tabular (Fig. 4.6A) e nas rochas mais deformadas é encurvada, alongada e com *kink-bands* frequentes (Fig. 4.5C). Alguns dos seus cristais estão associados com a

biotite (Fig. 4.6D). Apresenta inclusões de fibrolite, de quartzo (Fig. 4.6E) com inclusões de fibrolite (Fig. 4.6F) e, ainda, de zircão e apatite. A clorite, com pleocroísmo que varia de γ, β =verde escuro a α =verde pálido, ocorre geralmente associada à biotite. Tem inclusões de zircão e exsoluções de rútilo.

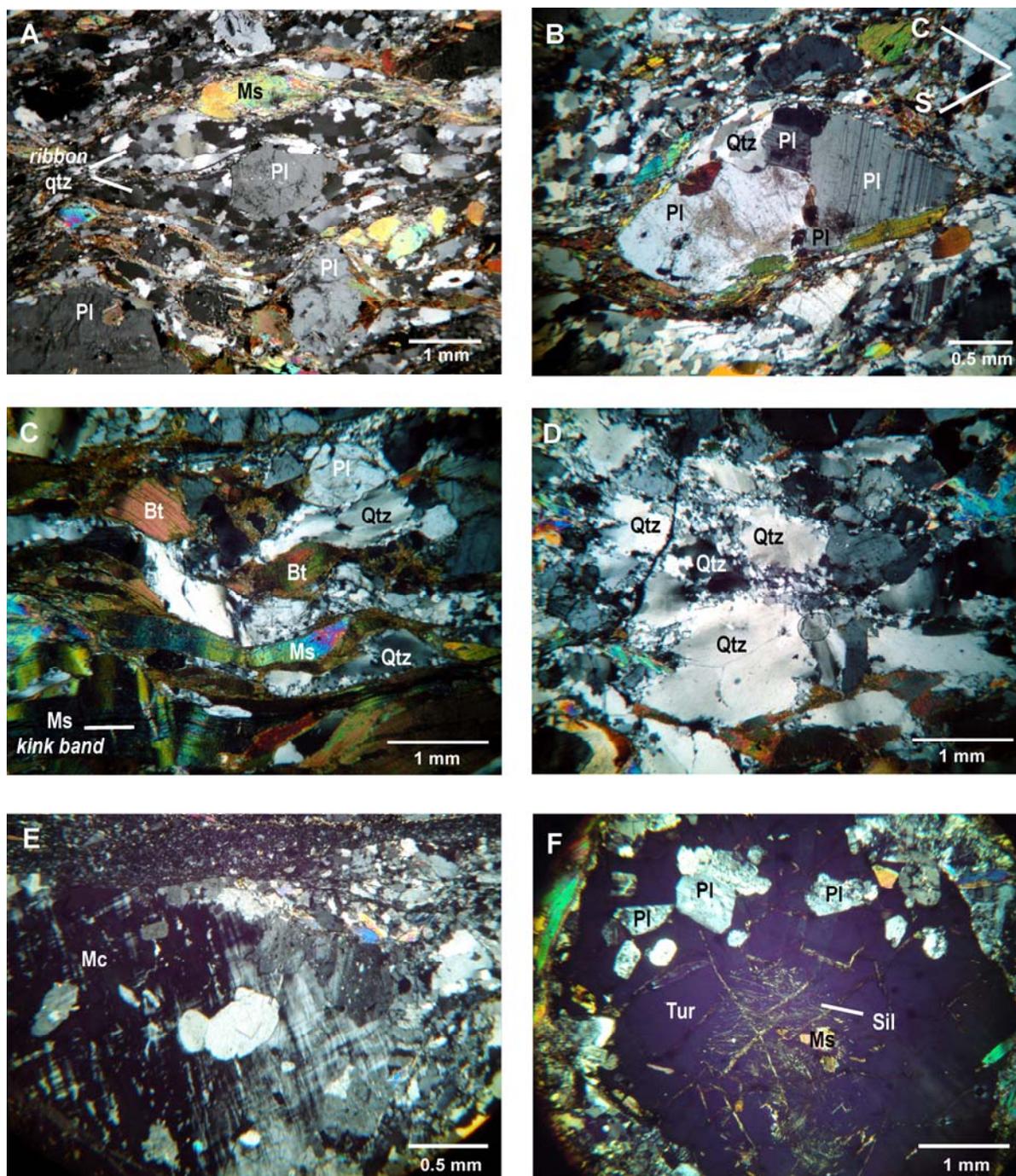


Fig. 4.5 – Aspectos texturais do ortogneisse de C.Vale de Cova - Saradoal. **A:** textura porfiroclástica com foliação milonítica, *ribbon quartz* e porfiroclastos de plagioclase e moscovite de aspecto sigmoidal; **B:** porfiroclastos de plagioclase subgranulada, quartzo e biotite e planos S e C; **C:** textura cataclástica com recrystalização das micas que apresentam dobras em *kink band*; **D:** cataclase e recrystalização originando a estrutura tipo *mortar* em quartzo; **E:** cristal de microclina constituindo um porfiroclasto com macla deformada e subgranulação dos bordos (canto inferior direito); **F:** turmalina com inclusões de plagioclase, moscovite e fibrolite. Bt-biotite, Mc-microclina, Ms-moscovite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo, Sil-silimanite, Tur-turmalina. A-F: nicóis x.

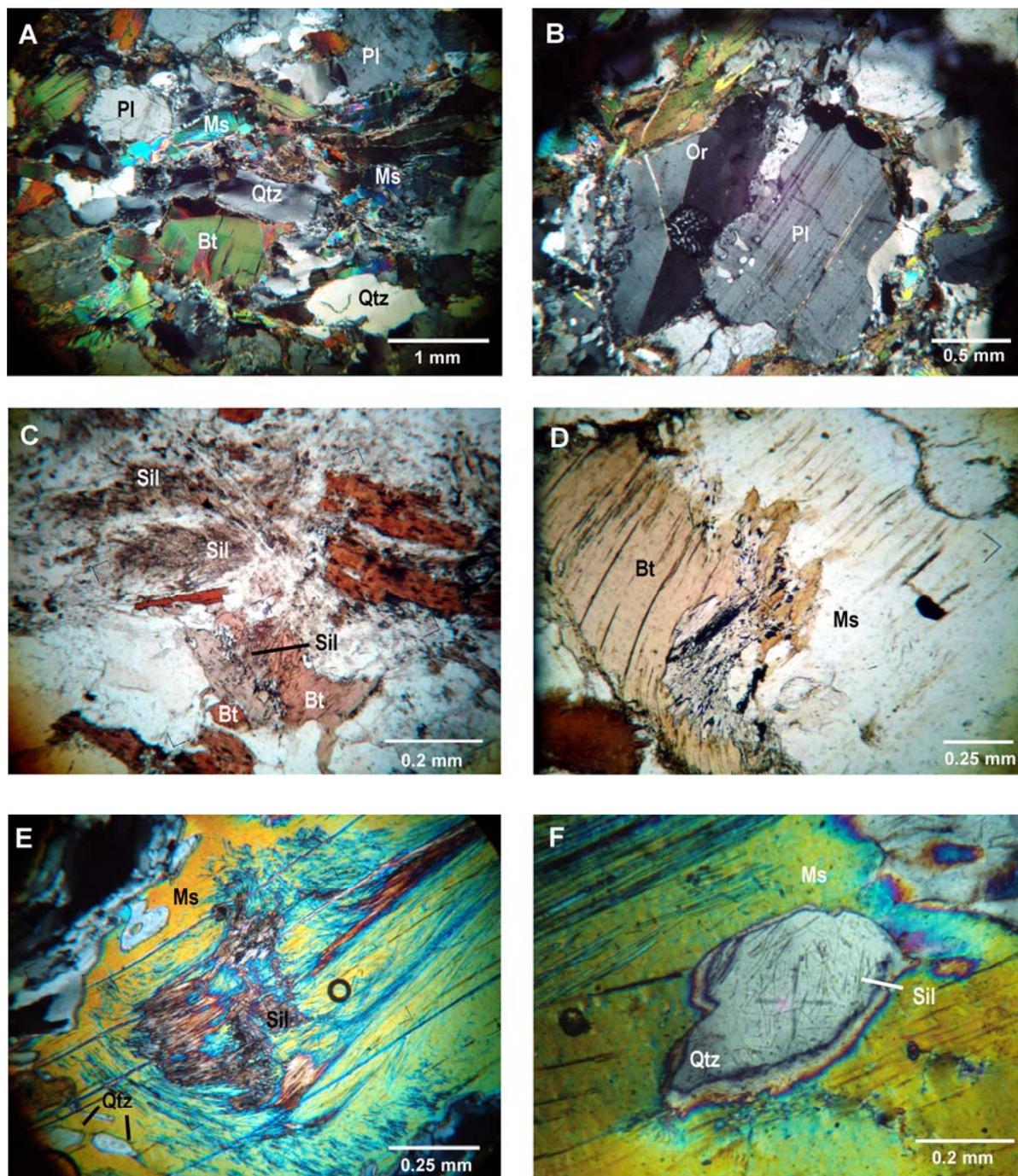


Fig. 4.6 – Aspectos texturais do ortogneisse de C. Vale de Cova - Sardoal. **A:** Foliação milonítica; **B:** em domínios/microdomínios ao abrigo das tensões cisalhantes podem ocorrer aspectos texturais e mineralógicos do protólito: ortoclase e plagioclase com mirmequites; **C:** fibrolite em feixes (canto superior esquerdo) e incluída em biotite (centro inferior); **D:** associação de moscovite e biotite; **E:** inclusões de fibrolite e quartzo em moscovite; **F:** inclusões de fibrolite em quartzo incluído em moscovite. Bt-biotite, Ms-moscovite, Or-Ortoclase, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo, Sil-Silimanite. A, B, E, F: nicóis x; C-D: nicóis //.

A fibrolite, que é a silimanite fibrosa, ocorre incluída principalmente em biotite, moscovite, plagioclase, quartzo e turmalina. A turmalina, com pleocroísmo de ω = cor de laranja a ε = amarelo pálido, forma porfiroblastos incluindo moscovite, biotite, plagioclase e por vezes fibrolite (Fig. 4.5F). É um mineral que cristalizou tardiamente. O zircão ocorre como inclusão na biotite, moscovite e plagioclase. A apatite ocorre principalmente incluída nas micas e plagioclase, ou em

cristais isolados de contornos arredondados que podem ocorrer fracturados nas rochas mais deformadas. A ilmenite, magnetite e rútilo são pouco abundantes. A pirite ocorre isolada ou em aglomerados a preencher veios ou fracturas.

4.3 Sequência básica

4.3.1 Anfibolitos intercalados no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal

O anfibolito datado (311-1) está localizado na (Fig. 2.3) e integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal na região do Cabeço da Moura (Fig. 2.3). Nesta zona, este tipo de rochas apresenta granularidade fina, textura nematoblástica a granoblástica e foliação (Fig. 4.7A). As associações mineralógicas correspondem a: anfíbola + plagioclase + clinopiroxena + ilmenite ± titanite ± zircão ± quartzo ± apatite ± epídoto ± actinolite ± magnetite ± pirite. A anfíbola é geralmente magnesianhornblenda e ocasionalmente ferrohornblenda. A magnesianhornblenda apresenta alguns cristais com bordo de actinolite. A plagioclase apresenta núcleo de labradorite e bordo de bitaunite e noutros casos núcleo de labradorite e bordo de andesina. A clinopiroxena é geralmente diópsido e raramente augite e ferroedenite. A ilmenite e a titanite ocorrem disseminadas e, por vezes, a ilmenite está bordejada por titanite. A ilmenite ocorre também como inclusão na plagioclase e no diópsido.

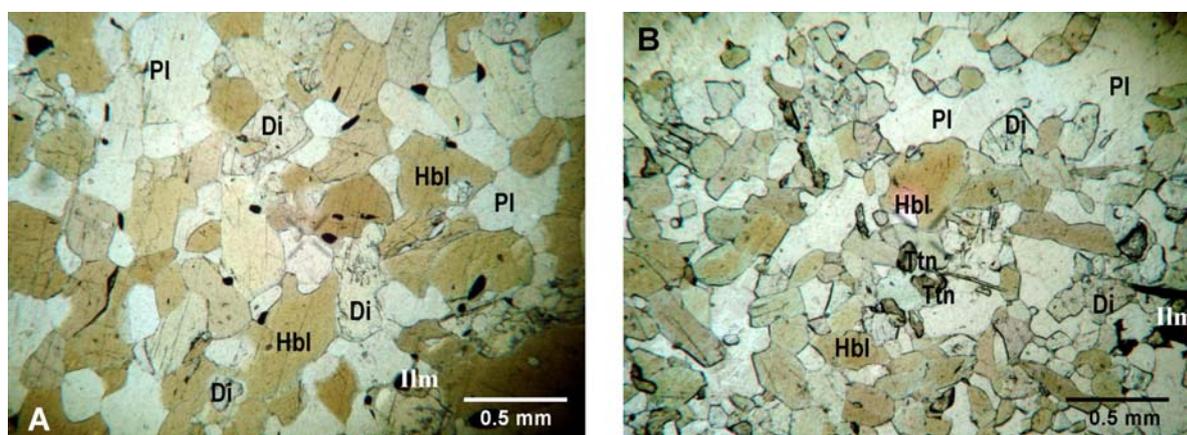


Fig. 4.7 – Aspectos microscópicos de anfibolitos: textura granoblástica dos anfibolitos da área do Cabeço da Moura (A) e da área compreendida entre Vale das Vacas e Vila Nova (B). Di-diópsido, Hbl-hornblenda, Ilm-ilmenite, Pl-plagioclase, Ttn-titanite. A, B: nicóis //.

O anfibolito datado (311- 62) da área compreendida entre Vale das Vacas e Vila Nova (Fig. 2.3), apresenta granularidade fina, textura nematoblástica a granoblástica e foliação (Fig. 4.7B). As associações mineralógicas correspondem a: anfíbola + plagioclase + clinopiroxena + ilmenite ± titanite ± quartzo ± apatite ± epídoto ± pirite. Estas associações mineralógicas são as reconhecidas em toda a área. A anfíbola é geralmente magnesianhornblenda e ocasionalmente pargasite e ferropargasite. A plagioclase tem zonamento com núcleo de labradorite e bordo de andesina. A

clinopiroxena é diópsido. A ilmenite e a titanite ocorrem disseminadas e, por vezes, a ilmenite está bordejada por titanite.

4.3.2 Anfibolitos, anfibolitos blastomiloníticos, metatexitos e diatexitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas

Deste grupo de rochas foram datadas (58A; 321-M; 321-138) (Fig. 2.3). São rochas de composição básica e intermédia (cap. 6) e que evoluem desde anfibolitos e gnaisses anfibólicos a anfibolitos blastomiloníticos, metatexitos, diatexitos e segregados de tonalitos trondjemíticos. Variam de granularidade média a grosseira e textura muito variada (Figs. 4.8A, B). Os gnaisses anfibólicos, de granularidade média a grosseira, apresentam texturas desde porfiroclásticas, blastomilonítica, milonítica, a gnaissóide (Fig. 4.8C) e grosseiramente granular-cataclástica. Quando a deformação é intensa observam-se milonitos (Fig. 4.8D). Observaram-se as seguintes associações mineralógicas: plagioclase + anfíbola \pm biotite \pm quartzo \pm epídoto \pm titanite \pm zircão \pm apatite + ilmenite \pm magnetite \pm turmalina \pm clorite \pm actinolite \pm rútilo \pm pirite.

A plagioclase é zonada com núcleo de labradorite e bordo de andesina ou apenas andesina. Tem inclusões de anfíbola, apatite e ilmenite. A anfíbola apresenta-se frequentemente zonada com núcleo de magnesianorheblenda e bordo de cumingtonite e/ou de ferrotschermaquite, tschermaquite (Fig. 4.8E) e, menos frequentemente, de ferrohorneblenda. A cumingtonite também se encontra em núcleos, com bordo de ferrotschermaquite e tschermaquite. A magnesianorheblenda tem inclusões de apatite e ilmenite. A biotite tem pleocroísmo γ , β = castanho avermelhado a α = incolor. Tem inclusões de ilmenite, zircão e exsoluções de rútilo. O quartzo tem extinção ondulante e contactos denteados. O epídoto é pouco abundante. A titanite pode ocorrer isolada ou constituir o bordo da ilmenite e apresentar um contorno muito irregular (Fig. 4.8F). O zircão ocorre incluso principalmente em plagioclase, anfíbola e biotite. A apatite ocorre como cristais disseminados ou inclusos na plagioclase e anfíbola. A ilmenite ocorre disseminada ou inclusa na plagioclase, anfíbola e biotite. A turmalina tem pleocroísmo de ω = cor de laranja a ε = amarelo pálido. Ocasionalmente observa-se actinolite associada à magnesianorheblenda e clorite, com pleocroísmo γ , β = verde escuro a α = incolor associada à biotite.

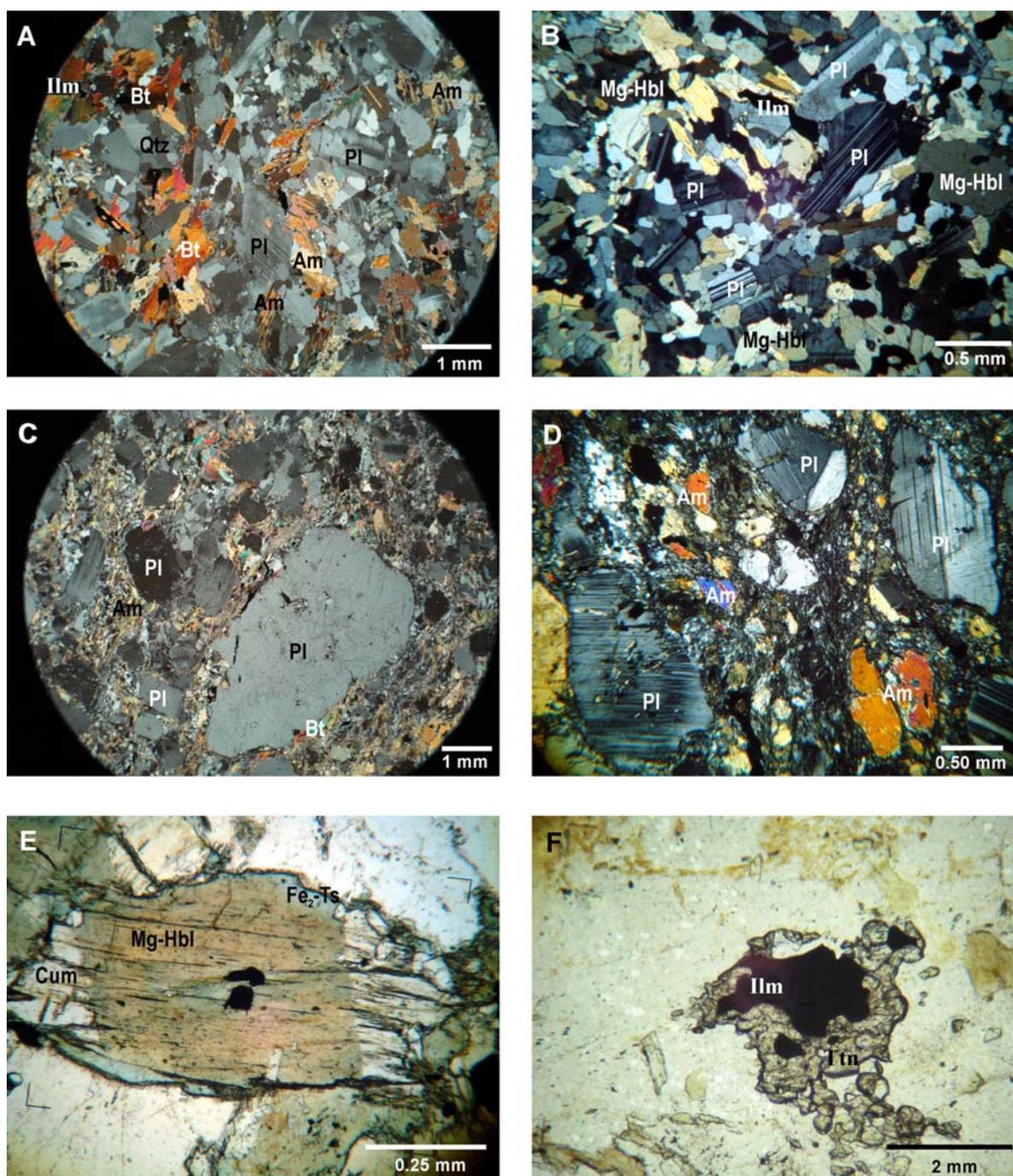


Fig. 4.8 – Aspectos microscópicos de anfibolitos e gnaisses anfibólicos. **A e B**: texturas granofélsica; **C**: textura porfiroclástica com foliação milonítica; **D**: milonito; **E**: anfíbola zonada; **F**: ilmenite com bordo de titanite. Am-anfíbola, Bt-biotite, Cum-cumingtonite, Fe₂-Ts-ferrotschermakite, Ilm-ilmenite, Mg-Hbl-magneisohorneblenda, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo. A-D: nicóis x; E, F: nicóis //.

4.3.2.1 Anfibolito com almandina

O anfibolito com almandina datado (20A) (Fig. 2.3) apresenta granularidade média (Fig. 4.9A), e a seguinte associação mineralógica: plagioclase + anfíbola + biotite + quartzo ± alanite ± zircão ± apatite + ilmenite. A plagioclase é andesina com bordo de oligoclase e inclusões de anfíbola, biotite, ilmenite e apatite. A anfíbola é zonada (grunerite incolor com bordo de ferrothermakite azul-esverdeada) e tem inclusões de apatite e ilmenite (Fig.4.9B).

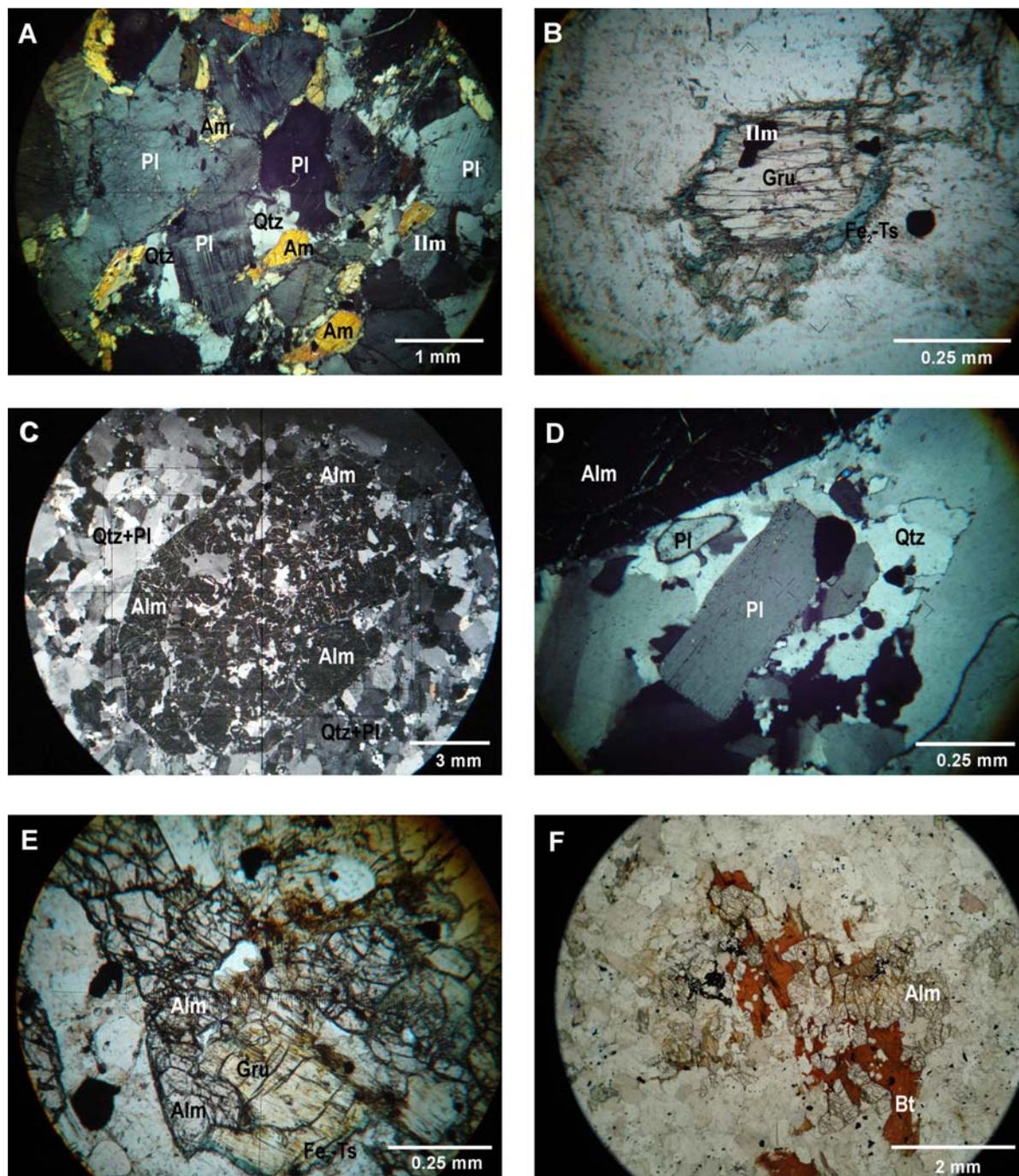


Fig. 4.9 – Aspectos microscópicos do anfibolito com almandina. **A:** granularidade média; **B:** anfíbola zonada; **C:** textura poiquiloblástica da almandina; **D:** cristal de oligoclase posterior à foliação; **E:** almandina com inclusão parcial de anfíbola zonada; **F:** biotite a envolver a almandina. Alm-almandina, Bt-biotite, Fe₂-Ts-ferro-thermaquite, Gru-grunerite, Ilm-ilmenite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo. A, C, D: nicóis x, B, E, F: nicóis //.

A biotite tem inclusões de ilmenite e apatite e por vezes concentra-se em aglomerados. O quartzo tem extinção ondulante. O zircão encontra-se incluso na plagioclase, anfíbola e biotite. A apatite ocorre disseminada, por vezes, inclusa em plagioclase, anfíbola e biotite. A ilmenite ocorre dispersa ou inclusa como mencionado anteriormente. Localmente apresenta texturas metatexíticas discretas com neossoma (cap.2) onde se observam porfiroblastos/poiquiloblastos de almandina de granularidade grosseira, contorno irregular, tardias relativamente à foliação com inclusões

abundantes de quartzo, andesina, oligoclase e ilmenite (Fig. 4.9C). A almandina está mais ou menos rodeada de material fêlsico - quartzo, andesina e oligoclase. Pontualmente observam-se cristais euédricos de oligoclase, que tal como a almandina são posteriores à foliação (Fig. 4.9D). Noutros casos a almandina apresenta inclusões de anfíbola zonada, biotite e clorite (Fig. 4.9E), sendo a biotite muito abundante e ocorrendo também parcialmente no seu contorno (Fig. 4.9F).

4.3.3 Rochas Intrusivas

4.3.3.1 Protomilonito trondjemítico

O protomilonito trondjemítico, de grão médio a grosseiro (Fig. 4.10A), apresenta textura porfiroclástica, foliação milonítica e nalguns casos texturas cataclásticas (Fig. 4.11A). Observam-se as seguintes associações mineralógicas: quartzo + oligoclase + moscovite + biotite ± silimanite fibrolítica + almandina ± estaurolite ± zircão ± ortoclase ± rútilo ± ilmenite ± apatite ± monazite.

O quartzo tem extinção ondulante e contactos lobados e denteados entre si. Apresenta texturas vermiculares, quando em contacto com a plagioclase (Fig. 4.10B). Tem inclusões de fibrolite (Fig. 4.10B) e rútilo. A oligoclase tem contactos lobados com o quartzo (Fig. 4.10C), inclusões de quartzo, com formas muito irregulares (Fig. 4.10C) e de fibrolite (Fig. 4.10D), granada (Fig. 4.10C), estaurolite (Fig. 4.10E), biotite, zircão e apatite acicular. Apresenta extinção ondulante, recristalização marginal e simpletites com a moscovite (Fig. 4.10E). Nas rochas mais deformadas apresenta fracturação acompanhada de recristalização mais intensa (Fig. 4.11C). A moscovite tem inclusões de fibrolite. A biotite tem como pleocroísmo $\gamma, \beta =$ castanho avermelhado a $\alpha =$ incolor. É tabular ou alongada, com algumas palhetas cloritizadas e tem inclusões de fibrolite, ilmenite e zircão. Nas rochas com deformação mais intensa apresenta formas sigmóidais (Fig. 4.11B). A silimanite ocorre sob a forma de agulhas como inclusão no quartzo (Fig. 4.10B), plagioclase (Fig. 4.10D), moscovite e biotite ou disseminada formando feixes (Fig. 4.10D). A almandina tem, contornos arredondados, está fracturada e as fracturas estão preenchidas por moscovite secundária e clorite (Fig. 4.10C). Está parcialmente incluída na plagioclase (Fig. 4.10C). Nas amostras mais deformadas está intensamente fracturada, com inclusões de quartzo, oligoclase, biotite e ilmenite (Figs. 4.11E, F). A estaurolite ocorre como inclusões prismáticas ou arredondadas na plagioclase (Fig. 4.10E) e sob a forma de cristais alongados com fracturação. Está associada à silimanite (Fig. 4.10F). O zircão ocorre incluso na plagioclase e biotite. A ortoclase é rara (Fig. 4.11D). O rútilo ocorre como inclusão no quartzo. A ilmenite é rara. A apatite ocorre como inclusões aciculares na plagioclase. A monazite está incluída na biotite e moscovite.

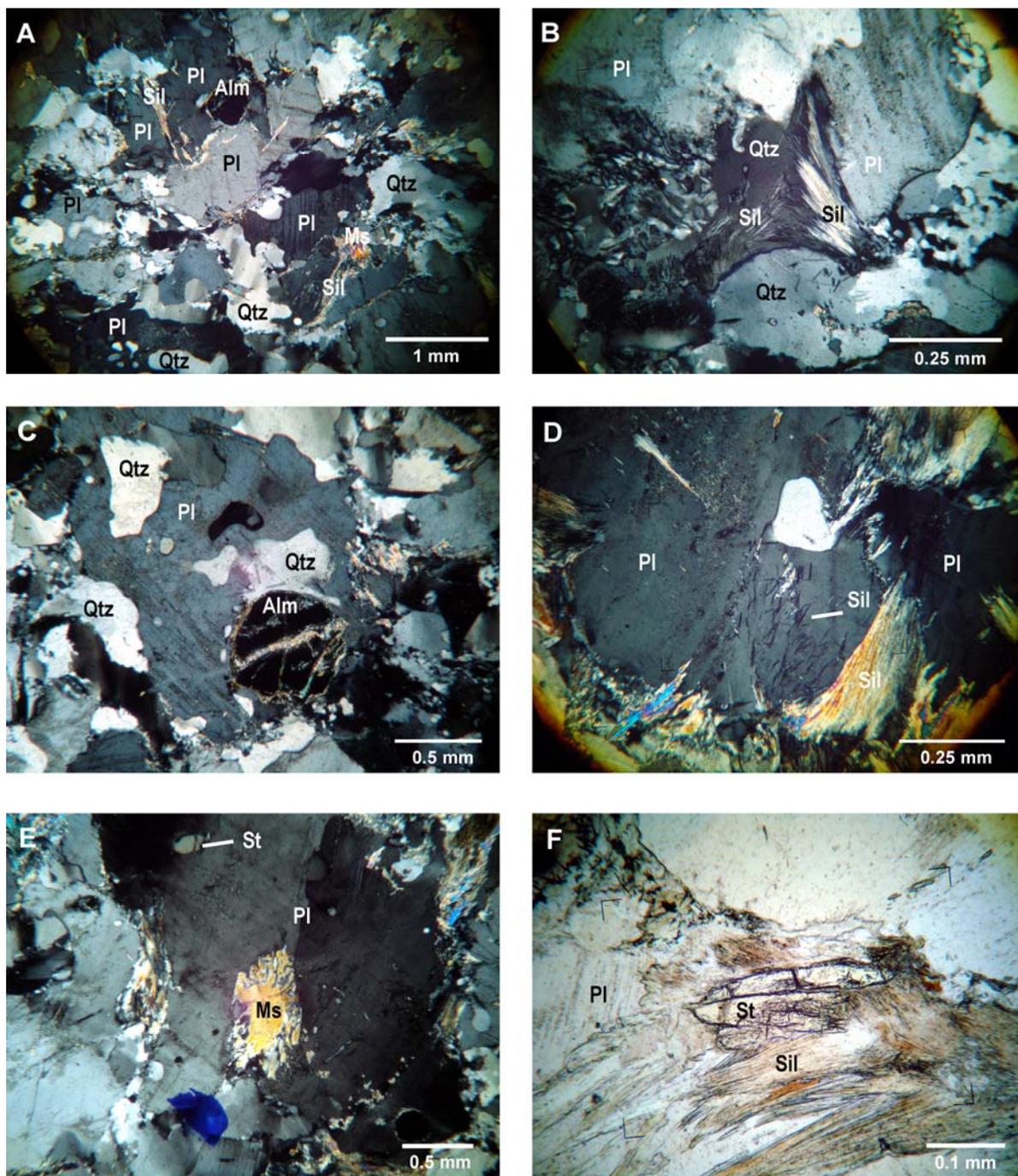


Fig. 4.10 – Aspectos microscópicos do protomilonito trondjemítico. **A**: granularidade média **B**: quartzo com inclusões de silimanite fibrolítica, forte deformação com subgranulação e *annealing* dando aspecto vermicular à plagioclase (lado esquerdo); **C**: plagioclase com inclusões de almandina e quartzo, todos com contactos lobados; **D**: cristais de plagioclase com inclusões de silimanite fibrolítica; **E**: plagioclase com pequena inclusão de estaurolite e simplectite de moscovite; **F**: plagioclase associada a estaurolite e silimanite. Alm-almandina, Ms-moscovite, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo, Sil-silimanite, St-estaurolite. A-E: nicóis x; F: nicóis //.

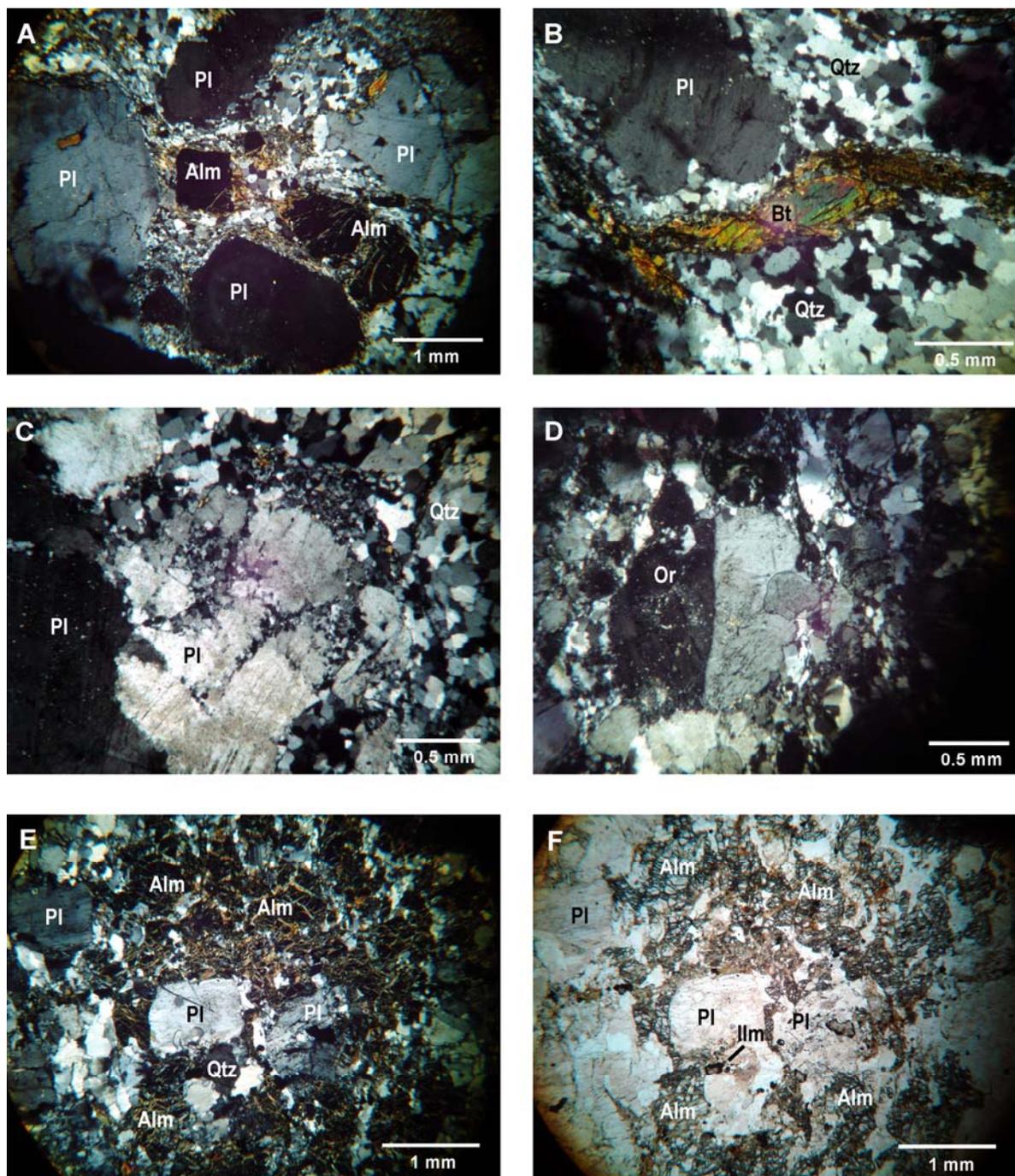


Fig. 4.11 – Aspectos microscópicos do protomilonito trondjemítico. **A:** textura porfiroclástica com foliação milonítica e porfiroclastos de plagioclase e almandina; **B:** cristais de quartzo, alguns dos quais com forma poligonal e biotite com forma sigmóide; **C:** fraturação da plagioclase com recristalização; **D:** cristal de ortoclase, onde é visível a macla de Carlsbad; **E, F:** almandina intensamente fraturada com inclusões de plagioclase, quartzo e ilmenite Alm-almandina, Bt-biotite, Ilm-ilmenite, Or-Ortoclase, Pl-plagioclase, Qtz-quartzo. A-E: nicóis x; F: nicóis //.

4.3.3.2 Filões félsicos variscos intrusivos no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra (riodacito)

O riodacito apresenta uma textura porfirítica (Fig. 4.12), granularidade fina a média com as seguintes associações mineralógicas: quartzo + albite + biotite + monazite + rútilo + pirrotite \pm moscovite \pm clorite. Os megacristais, de granularidade média, são de quartzo, albite-oligoclase, e biotite e estão envolvidos por uma matriz de granularidade fina, constituída pelos mesmos minerais da geração fenocristalina e também por moscovite, e pirrotite. O quartzo é subédrico, com extinção ondulante. A albite-oligoclase é euédrica a subédrica e nalguns casos está alterada para moscovite secundária. A biotite é euédrica, com hábito tabular e pleocroísmo γ, β =castanho avermelhado a α =incolor. A moscovite é euédrica, com hábito tabular e ocorre na matriz. A pirrotite é subédrica, ocorre na matriz e é pouco abundante.

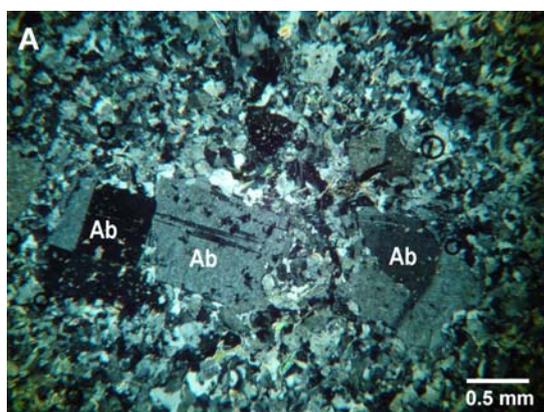


Fig. 4.12 – Textura porfirítica do riodacito, onde se destacam megacristais de albite. Nicóis x.

5. Geocronologia: método U-Pb ID-TIMS (*Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*)

5.1 Métodos de datação U-Pb

O método de ID-TIMS é o mais preciso das técnicas isotópicas (Parrish & Noble, 2003), com incertezas inferiores a 0.2% (2σ) (Willigers *et al.*, 2002), sendo especialmente indicado para determinações precisas de cronoestratigrafia magmática em rochas de qualquer idade, comparação detalhada de trajetórias P-T-t, discriminação de terrenos e de mineralizações e seus encaixantes (Silva, 2006). É o método mais indicado para datar episódios magmáticos com curtos intervalos de tempo (Kosler & Sylvester, 2003; *e.g.*, Sánchez-García *et al.*, 2008), zircões jovens (Davis *et al.*, 2003) e tem sido utilizado com sucesso no estabelecimento da evolução tectonometamórfica em rochas antigas e deformadas (*e.g.*, Bleeker *et al.*, 1999; Valverde-Vaquero *et al.*, 2006; Dunning & Indares, 2010). No entanto apesar da alta precisão, apresenta algumas limitações: exigência de laboratórios ultra-limpos; procedimentos demorados; método destrutivo não permitindo repetição; cristais com domínios complexos, ou no caso de componentes herdados, as análises podem representar a média de misturas isotópicas e não uma idade geológica (Silva, 2006). Nestas circunstâncias deverá ser utilizada a datação *in situ*, como o SIMS (*Secondary Ion Mass Spectrometry*) ou o LA-ICPMS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

Em geral, com as técnicas de calibração actuais a precisão do SIMS está limitada a 1% (Ireland & Williams, 2003), já que o efeito da fraccionação significativa entre o Pb e U constitui um grande problema na determinação de idades U-Pb (Li *et al.*, 2009). Por outro lado, no caso de determinação de idades Pb/Pb, onde as calibrações Pb/U não são necessárias, a precisão (2σ) é melhor, 0.1–1% para amostras mais antigas (>1 Ga) mas apenas de 2-7% para amostras mais recentes (< 1 Ga), (Chamberlain *et al.*, 2010). Os instrumentos analíticos que utilizam a técnica de SIMS incluem o SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*), a Cameca IMS 3f, IMS 6f, IMS 1270, IMS 1280 e NanoSIMS 50 (Sano *et al.*, 2006; Takahata *et al.*, 2008). Os modelos de SHRIMP incluem I, II, RG e SI. O modelo II é a versão comercial melhorada do primeiro, o RG apresenta uma melhor resolução do que o II e o SI foi concebido especialmente para análise de isótopos estáveis de massa pequena. As versões Cameca IMS 1270 e IMS 1280 são derivadas das IMS 3f e IMS 6f (ANU, 2011¹). O SHRIMP e a Cameca 1270 são hoje utilizados rotineiramente na geocronologia U-Pb, com diâmetros de feixe de 10-30 μm e profundidades de resolução 0.1-1 μm

¹ Acedido em 18 de Dezembro de 2011 no *Web site* da: Australian National University (ANU), for SHRIMP instruments: <http://shrimp.anu.edu.au/shrimp/instruments.php>

(Stern *et al.*, 2005). A diferença principal entre eles reside na maior capacidade do SHRIMP na obtenção de imagens com melhor ampliação e por sua vez na maior precisão de posicionamento do *spot* no alvo. No entanto, as precisões analíticas são semelhantes (Ireland & Williams, 2003). A Cameca NanoSIMS 50 tem demonstrado bons resultados em diâmetros < 10 µm (e.g. Stern *et al.*, 2005; Sano *et al.*, 2006) e os seus valores para diâmetros de 15 µm, são comparáveis aos de SHRIMP. No entanto este aparelho tem sido aplicado principalmente a estudos de cosmoquímica e biologia, havendo ainda poucas aplicações na área da geoquímica (Takahata *et al.*, 2008 e referências inclusas).

A grande vantagem do SHRIMP, para além da rapidez analítica, é a de poder analisar cristais com domínios muito pequenos (10-50 µm) de diâmetro, profundidade < 5 µm e com apenas alguns nanogramas de peso (Ireland & Williams, 2003). Porém, em zircões com múltiplos eventos metamórficos e recristalização, a interpretação dos resultados pode não ser fácil, uma vez que os domínios respondem de maneira diferente aos eventos térmicos, originado uma grande dispersão (e.g., Bowring & Williams, 1999). Por outro lado, como demonstrado por Anderson & Hinthorne (1972), as medições das composições isotópicas requerem grandes correções para as interferências moleculares isobáricas, que advêm do processo de ionização. No caso da titanite, que contém menos U e mais Pb comum que o zircão, as correções do Pb podem ser muito grandes, comprometendo a precisão da idade Pb/U (Ireland & Williams, 2003). Todavia, este método é o adequado para zircões complexos e/ou onde uma precisão elevada não seja necessária, como por exemplo para definir estatisticamente idades de zircões detríticos (e.g., Sircombe, 2000).

O LA-ICPMS tem várias vantagens sobre o método SHRIMP, é um método mais rápido, cerca de 2 minutos por análise, em contraste com o SHRIMP, o qual é de cerca de 15 a 17 minutos. Isto implica análises com custos muito menores, o que torna o desempenho do LA-ICPMS muito mais eficiente para estudos de proveniência rochas sedimentares e metassedimentares (Silva, 2006). Permite obter simultaneamente idades U-Pb e composições não só de elementos traço (e.g. Liu *et al.*, 2007) como também de isótopos Lu, Hf, que permite inferir a petrogénese da rocha (e.g. Teixeira *et al.*, 2011). No entanto, para diâmetro e profundidade de feixe característicos (30-60 µm; 10-20 µm), a sua precisão (2σ), 1-10%, é menor que a do SHRIMP, 0.5-5%, (Kosler & Sylvester, 2003) e a sua maior profundidade de feixe torna-o mais propenso a apanhar inclusões (Hoskin & Schaltegger, 2003). O LA-ICPMS, à semelhança do SHRIMP, não consegue identificar episódios magmáticos com curtos intervalos de tempo, excepto em zircões de grandes dimensões, muito antigos ou ricos em U (Kosler & Sylvester, 2003).

A competição entre a superioridade dos métodos pontuais, tal como o SHRIMP e ID-TIMS tem produzido acesos debates, contudo a estratégia mais eficiente para datar terrenos complexos, é a

utilização de ambos os métodos (Davis *et al.*, 2003). No entanto dada esta impossibilidade, por constrangimentos de natureza económica e não havendo trabalhos prévios de geocronologia na área de estudo, optou-se por utilizar o método ID-TIMS. Não só por ser o mais preciso, como também por ser um método eficaz no estabelecimento da cronologia de eventos magmáticos e metamórficos, sendo o mais indicado para determinação de idade em rochas recentes e ser economicamente acessível.

5.2 Sistema de decaimento U-Th-Pb

O método U-Pb é baseado no sistema de decaimento radioactivo U-Pb, que apresenta um certo número de vantagens em relação a outros sistemas: é baseado em dois cronómetros independentes (^{238}U - ^{206}Pb ; ^{235}U - ^{207}Pb) que podem ser comparados para avaliar o comportamento em sistema aberto (Bowring & Schmitz, 2003); os minerais que contêm concentrações elevadas de U são bem conhecidos e fáceis de obter; os tempos de meia vida dos isótopos naturais de U são suficientemente longos de maneira a abranger a escala de tempo geológico; para determinar a idade do isótopo filho não é necessário conhecer a razão da composição isotópica pai/filho, parâmetro difícil de quantificar (Davis *et al.*, 2003).

Os isótopos de Pb estáveis são o produto final do decaimento radioactivo de U e Th, que passa por diversas etapas de transição intermediárias (séries radioactivas naturais) e que pode ser sumariado de acordo com as seguintes equações: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\alpha + 6\beta^-$ ($T_{1/2} = 4468 \text{ Ma}$), $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7\alpha + 4\beta^-$ ($T_{1/2} = 704 \text{ Ma}$), $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6\alpha + 4\beta^-$ ($T_{1/2} = 14010 \text{ Ma}$), onde $T_{1/2}$ é o tempo de meia vida do isótopo, ou seja o tempo necessário para metade da sua massa se desintegrar (Gebauer & Grünenfelder, 1979; Davis *et al.*, 2003). As deduções das equações utilizadas no cálculo das idades radiométricas encontram-se em Faure & Mensing (2005). A seguir são apresentadas apenas as equações utilizadas (Sato *et al.*, 2008):

Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

$$T_{206} = (1/\lambda_1) \ln [(^{206}\text{Pb}_{\text{rad}}/^{238}\text{U}) + 1] \quad (1)$$

Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

$$T_{207} = (1/\lambda_2) \ln [(^{207}\text{Pb}_{\text{rad}}/^{235}\text{U}) + 1] \quad (2)$$

Idade $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$

$$T_{208} = (1/\lambda_3) \ln [(^{208}\text{Pb}_{\text{rad}}/^{232}\text{Th}) + 1] \quad (3)$$

Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

$$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{rad}} = (1/137,88) \times (e^{\lambda_2 T} - 1) / (e^{\lambda_1 T} - 1) \quad (4)$$

onde $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ são as constantes de decaimento de Jaffey *et al.* (1971) recomendadas por Steiger & Jäger (1977), $\text{Pb}_{\text{rad}} = \text{P}_{\text{medido}} - \text{Pb}_0$, sendo 1/137.88 a razão atômica actual $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Shields, 1960), Pb_0 é a quantidade de chumbo inicial que foi incorporado no sistema na altura da cristalização do mineral e

$$\left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right]_{\text{rad}} = \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right]_{\text{med}} + \left[\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right]_{\text{med}} \times \frac{(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{m}} - (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{i}}}{(^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{i}} - (^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{m}}} \quad (5)$$

onde i é a razão inicial de Pb que varia em função do tempo geológico (Stacey & Kramers, 1975), m é a razão medida e ^{204}Pb é o único isótopo não radiogénico de Pb e a sua abundância não é variável com o tempo (Parrish & Noble, 2003).

5.3 Minerais utilizados

Apesar de U e Th ocorrerem num elevado número de minerais apenas alguns satisfazem as condições necessárias à datação pelo método U-Pb. Os minerais mais favoráveis são, zircão, xenotima, badeleiíte, titanite, rútilo e monazite, pois retêm o U, Th e Pb e os seus isótopos filhos e têm uma larga distribuição quer nas rochas ígneas, quer metamórficas. Contêm quantidades traço de U e Th, mas baixas concentrações de Pb radiogénico inicial, o que favorece a datação. Também são resistentes à alteração, durante a meteorização química, erosão, transporte e deposição, pelo que ocorrem em rochas sedimentares clásticas (Faure & Mensing, 2005). A capacidade do zircão reter a assinatura da sua idade de cristalização original após múltiplos eventos metamórficos de alto grau é bem conhecida. Os restantes minerais, que ou recristalizam ou perdem parte ou a totalidade do seu Pb radiogénico durante eventos metamórficos ou de deformação, são os minerais mais importantes na reconstrução da cronologia da história tectono-metamórfica (Parrish, 2001).

As idades U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) são geralmente projectadas no diagrama de Concórdia de Wetherill (1956). A curva da Concórdia corresponde ao local onde se encontram todos os pontos para os quais as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ têm o mesmo valor, o que acontece quando o sistema permaneceu fechado (Gebauer & Grünenfelder, 1979). Quando o sistema é perturbado, os pontos projectam-se abaixo da Concórdia e dizem-se, normalmente discordantes, ou acima ou à esquerda da Concórdia e dizem-se, inversamente discordantes (Parrish & Noble, 2003). Os trabalhos iniciais revelaram que a maioria das amostras evidencia idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

discordantes. A discordância foi atribuída à perda de Pb por Holmes (1954) e Ahrens (1955) constatando que as idades U-Pb discordantes definiam um conjunto linear de pontos, mais tarde designado de Discórdia. A intercepção superior da Discórdia com a Concórdia caracteriza a idade de cristalização dos minerais analisados (Dickin, 2005). As idades de intercepção superior para as linhas de Discórdia foram calculadas utilizando o método de Davis (1982), através dum programa não publicado e as idades baseadas em valores concordantes, são apresentadas como médias ponderadas e foram calculadas pelo programa ISOPLOT (Ludwig, 2003).

5.3.1 Zircão

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral refractário que sobrevive a vários ciclos de sedimentação, metamorfismo e fusão, o que conduz à preservação frequente de componentes mais antigos em grãos magmáticos e metamórficos e à geração de zircões compósitos com vários componentes de idade, que se reflecte no diagrama de Concórdia como pontos discordantes. A sua estrutura cristalina favorece a incorporação de U e Th em quantidades moderadas (10-1000 ppm U, 1-100 ppm Th), excluindo o Pb e outros elementos durante a cristalização (Parrish & Noble, 2003 e referências inclusas). As idades U-Pb de zircão mostram frequentemente discordância, geralmente atribuída à perda de Pb que pode ser episódica, causada por um evento térmico de metamorfismo (Wetherill, 1965) ou contínua por difusão ao longo do tempo (Nicolaysen, 1957; Tilton, 1960; Wasserburg, 1963). Pode também ocorrer perda de Pb episódica sobreposta por perda de Pb contínua, ou mais do que um episódio de perda de Pb episódica, geralmente em rochas polimetamórficas (Wetherill 1963; Allègre *et al.*, 1974). A perda de Pb também pode ocorrer durante o levantamento crustal em cristais danificados pela radiação, onde a água é aprisionada em microcanais da rede cristalina e escapa conjuntamente com o Pb radiogénico dissolvido, durante a libertação de pressão (Goldich & Mudrey, 1972). Enquanto a intercepção superior da discórdia com a Concórdia corresponde à idade de cristalização do zircão ou no caso de metamorfismo à idade do protólito, a intercepção inferior pode ou não ter significado geológico, sendo necessário comparar com a idade obtida para outras fases mineralógicas com temperaturas de fecho mais baixas. No entanto, a interpretação de que a intercepção inferior corresponde a uma idade de metamorfismo é aceitável em muitos casos (Mezger & Krogstad, 1997). Medições laboratoriais da difusão do Pb indicam que é extremamente lenta em zircões cristalinos e mais rápida em zircões metamórficos danificados pela radiação (Cherniak & Watson, 2003). No entanto, muitos estudos questionaram a robustez do zircão à perda de Pb por difusão em condições prolongadas de alta temperatura. A preservação de idades antigas concordantes e teores de REE da fonte em núcleos não metamórficos, indica que o zircão cristalino é extremamente robusto ao distúrbio térmico e que a sua sistemática

U-Pb pode permanecer inalterada apesar de múltiplos episódios metamórficos de alta temperatura. Estas observações implicam que o *reset* do zircão, não pode ser afectado por difusão em condições crustais e que o distúrbio do sistema U-Pb de zircões cristalinos pode apenas ser causado por recristalização de zircões danificados pela radiação (Kooijman *et al.*, 2011 e referências inclusas). A temperatura de fecho (Dodson, 1973; Ganguly & Tirone, 1999) do zircão é elevada na ordem dos 950-1000°C (Cherniak & Watson, 2003 e referências inclusas). Em terrenos de alta temperatura porções significativas dos percursos P-T, encontram-se acima dos 800°C. O zircão é em muitos casos o único mineral que pode fornecer informações sobre a idade e que sobrevive a temperaturas crescentes, residência no pico metamórfico e reacções imediatas pós-pico (Harley *et al.*, 2007).

5.3.1.1 Cátodo–luminescência do zircão

Alguns minerais incluindo o zircão, exibem imagens CL (cátodo–luminescência), quando bombardeados por electrões e são geralmente mais úteis do que as de BSE (*Backscattered Electron*) na identificação das diferentes regiões de crescimento do zircão devido a um maior alcance de intensidade da emissão CL e das variações de cor (Hanchar & Miller, 1993 e referências inclusas). Existe ainda alguma controvérsia acerca dos factores que controlam a intensidade CL das imagens de zircões naturais, que pode ser afectada pelo grau de cristalinidade, pela estrutura electrónica, irradiação interna e externa e a história térmica da amostra. Deste modo, não se pode esperar uma relação simplista entre o teor de certos elementos traço e a intensidade da imagem (Nasdala *et al.*, 2003 e referências inclusas). Após o processo de *annealing*, os cristais de zircão aumentam a intensidade CL apesar dos conteúdos de U e Hf permanecerem os mesmos, constituindo evidência para que a intensidade CL não seja unicamente determinado pela composição da amostra (Nasdala *et al.*, 2002). No entanto, para zircões que não sofreram irradiação interna ou externa, recristalização secundária nem alteração hidrotermal, o grau de cristalinidade e a intensidade CL intrínseca dependem da concentração de defeitos na rede cristalina que estão muitas vezes relacionados com a incorporação de elementos traço (Nasdala *et al.*, 2003 e referências inclusas). Por exemplo, os domínios mais escuros, com fluorescência mais fraca, são mais enriquecidos em U e Y do que os mais brilhantes, mas duas bandas adjacentes com aspecto idêntico não têm necessariamente que ter os mesmos teores (Rubatto & Gebauer, 2000). A recristalização térmica, em condições metamórficas de alta temperatura, pode aumentar a cristalinidade do zircão, através da recuperação de áreas danificadas pela radiação e perda de elementos traço. Por consequência, o zircão recristalizado termicamente mostra frequentemente elevada intensidade CL. Em contraste, a alteração hidrotermal pode decrescer o grau de cristalinidade e a intensidade CL (Nasdala *et al.*, 2003 e referências inclusas).

5.3.1.2 Zircão e petrogénese ígnea

Muitos autores referem a ubiquidade do zircão nas rochas crustais e de facto a sua ocorrência é ampla. Contudo, o zircão não é ubíquo pois não ocorre em todas as rochas crustais. É mais comum em rochas ígneas de composição intermédia a saturada em Si e menos comum em rochas menos saturadas. Em geral o desenvolvimento da forma e a dimensão do zircão dependem da altura de saturação do zircão na história de cristalização da rocha (Hoskin & Schaltegger, 2003). Pequenos cristais aciculares podem ser formados devido a saturação local no limite duma fase de cristalização inicial (Bacon, 1989), enquanto *melts* inicialmente saturados em zircão tendem a produzir cristais maiores com razão comprimento – largura, 2:1 a 4:1. Os cristais tardios em rochas plutónicas tendem a ser anédricos, pois são controlados pela forma do espaço intersticial livre, entre os cristais formados inicialmente (Scoates & Chamberlain, 1995). Rápida cristalização do zircão em rochas vulcânicas é caracterizada por grandes razões comprimento – largura até 12:1, produzindo hábitos aciculares (Hoskin & Schaltegger, 2003). Uma textura predominante do zircão ígneo é o zonamento oscilatório, também designado de zonamento de crescimento e caracteriza-se por uma alternância de bandas paralelas às superfícies do cristal (Rubatto & Gebauer, 2000; Hoskin & Schaltegger, 2003) tendo cristalizado durante um único evento petrogenético (Hoskin, 2000). Padrões de zonamento oscilatório espaçados, interrompidos por superfícies de dissolução, representam um baixo grau de saturação do zircão no *melt* e padrões estreitos representam padrões de saturação mais elevados (supersaturação) (Vavra, 1990). Os padrões de zonamento oscilatório tendem a formar-se mais tardiamente com o aumento da diferenciação magmática, existindo uma correlação, dada pelo parâmetro λ_m , que representa o decréscimo progressivo do grau de caos do zonamento oscilatório do zircão das rochas máficas para as félsicas (Hoskin, 2000). Deste modo, o zonamento bandado simples tem sido atribuído a rochas máficas ou com componentes máficos na fonte (*e.g.*, Chichorro *et al.*, 2008; Solá *et al.*, 2009). No entanto, zircão com este tipo de zonamento não é invulgar nas rochas félsicas, sugerindo que os magmas máficos possam ter um papel importante na sua formação ou que este tipo de zonamento não é um indicador inequívoco duma fonte máfica (Chichorro *et al.*, 2008), sendo também atribuído a uma rápida cristalização (Pereira *et al.*, 2008). O zonamento sectorial é outra das características dominantes do zircão ígneo, sendo uma consequência natural de difusão lenta na rede cristalina e é inevitável em cristais que apresentam enriquecimento selectivo nalgumas das suas superfícies de crescimento (Watson & Liang 1995).

5.3.1.3 Zircão e petrogénese metamórfica

O termo “zircão metamórfico” é utilizado para designar o zircão formado em condições de metamorfismo por um conjunto de processos diferentes: (1) precipitação a partir de *melt* durante anetexia; (2) nucleação e cristalização por difusão do Zr e Si libertado pela quebra de minerais em condições *sub-solidus*; (3) precipitação a partir de fluidos metamórficos; (4) recristalização do zircão do protólito. O conhecimento do processo responsável pela formação do “zircão metamórfico” é essencial para a correcta interpretação da idade e da petrogénese da rocha. O zircão formado pelos mecanismos (2) e (4) não evidencia estrutura interna, a não ser fraco zonamento sectorial, o que contrasta com o zonamento oscilatório característico do zircão ígneo. Quando a formação do zircão metamórfico pelo mecanismo (4) não é completa, os cristais de zircão exibem uma estrutura interna que inclui áreas onde o zonamento oscilatório é preservado e áreas não zonadas onde o zonamento foi destruído (Hoskin & Black, 2000 e referências inclusas). Os eventos que originam o zircão podem ocorrer antes, durante ou após as condições de pico metamórfico (Hoskin & Schaltegger, 2003). Os zircões em rochas de baixo grau de metamorfismo são geralmente herdados do protólito e podem mostrar sinais de reabsorção ou sobrecrecimento metamórfico (Hoskin & Schaltegger, 2003). O metamorfismo de fácies anfíbolítica origina frequentemente o crescimento de novo zircão pela libertação de Zr das fases minerais que se tornaram instáveis, numa grande variedade de tipos de rochas, incluindo anfíbolitos máficos e pelitos (Parrish & Noble, 2003). As fases minerais propostas incluem a hornblenda e granada, que contêm Zr em quantidade suficiente que ao ser libertado constitui um episódio distinto de crescimento de zircão, que é registado pela idade U-Pb do novo zircão, correspondendo à idade da quebra da hornblenda ou granada. No caso do metamorfismo granulítico, espera-se que a hornblenda seja substituída por piroxena com o aumento de temperatura e o crescimento do zircão irá registar uma idade de parte do metamorfismo prógrado. Em contraste, a quebra da granada nos granulitos está associada à descompressão subsequente ao pico metamórfico e o zircão irá registar a idade subsequente ao pico metamórfico. Também existe a possibilidade de retrogradação de granulito para a fácies anfíbolítica, envolvendo a cristalização de anfíbola com Zr, responsável pela reabsorção do zircão existente (Fraser *et al.*, 1997). Outras fases propostas são a biotite em situações de descompressão em *melt* anatético (Vavra *et al.*, 1996), zirconolite em fácies anfíbolítica superior, com geração de titanite e rútilo para além do zircão metamórfico (Pan, 1997) e ilmenite durante metamorfismo granulítico (Bingen *et al.*, 2001). As concentrações mais elevadas de Zr encontram-se na xenotima, seguida pela titanite, ilmenite, rútilo, alanite, anfíbola, clinopiroxena, granada e magnetite (Bea *et al.*, 2006).

As morfologias do zircão metamórfico são arredondadas ou ovais, por vezes acompanhadas por zircão equidimensional, multi-facetado, do tipo “*soccer-ball*” (Hoskin & Schaltegger, 2003 e referências inclusas). O zircão “*soccer-ball*” evidencia bandado planar ou zonamento sectorial do tipo “*fir-tree*” e o seu crescimento está associado a metamorfismo prógrado de alta temperatura (e.g., Vavra *et al.*, 1996) e de muito alta temperatura (e.g., Kelly & Harley, 2005). No zonamento sectorial do tipo “*fir-tree*”, as fronteiras entre as zonas de crescimento adjacentes não são direitas ou ligeiramente curvadas como geralmente se observa no zircão dos granitóides (Vavra, 1994), mas em forma de “zig-zag”. Isto deve-se à rápida flutuação e taxas de crescimento desiguais, relacionadas com a rugosidade da superfície e com o grau de saturação do meio de crescimento Vavra *et al.* (1996). Os processos de recristalização no estado sólido e de recristalização por dissolução - reprecipitação local não são significativos a baixos graus metamórficos mas criam uma variedade de texturas internas em graus mais elevados (Hoskin & Schaltegger, 2003 e referências inclusas):

- (1) zonamento primário apagado (*blurred primary zoning*). O zonamento primário oscilatório ígneo pode estar apagado, ou esbatido, como primeira indicação do distúrbio metamórfico da estrutura;
- (2) zonamento convoluto (*convoluted zoning*) é o conjunto de zonas sinuosas com baixa e alta cátodo-luminescência (CL) que podem parecer dobradas.
- (3) recristalização transgressiva (*transgressive recrystallization*). Descrita para zircão em condições não metamórficas e rochas metamórficas de alto grau. A textura produzida tem extremidades lobatadas e corta outras texturas primárias e secundárias. Relíquias de texturas primárias (“*ghosts*”), como zonamento oscilatório, podem ficar preservadas. O resultado final da recristalização transgressiva é a recristalização completa. Alguns zircões de rochas de alto grau não têm textura interna e são considerados como tendo sofrido recristalização completa. O processo de recristalização foi considerado como ocorrendo no estado sólido, sem a participação significativa numa fase fluida (Hoskin & Black, 2000). Evidências para a recristalização isoquímica no estado sólido são a preservação de texturas primárias (“*ghosts*”) e a presença de idades isotópicas distintas. Porém, Tomaschek *et al.* (2003) forneceu fortes evidências para a recristalização por dissolução – reprecipitação local e para o papel essencial da fase fluida, tais como porosidade e cavidades remanescentes de inclusões fluidas, com ausência de relíquias de texturas primárias. Möller *et al.* (2002) invoca tanto a presença como a ausência da fase fluida na recristalização, em granulitos de muito alta temperatura.

5.3.2 Monazite

A monazite [(CeLaTh)PO₄] é frequentemente usada para datar rochas ígneas e metamórficas (Catlos *et al.*, 2002), sendo amplamente utilizada na geocronologia em terrenos metamórficos de médio a alto grau e desenvolve-se como mineral metamórfico num largo campo de estabilidade (Cherniak & Pyle, 2008). No entanto, a monazite só regista a idade de pico metamórfico em situações de rápido arrefecimento inicial associado a rápida exumação (Harley *et al.*, 2007). A formação da monazite varia em função da composição da rocha e das condições de *P-T* e as reacções da sua formação foram estabelecidas com base em estudos de rochas ígneas e metamórficas de alto grau. Os minerais precursores em rochas de metamorfismo prógrado são a alanite, apatite e óxidos de Th e REE e em metamorfismo retrógrado a alanite e a monazite pré-existente (Catlos *et al.*, 2002). A temperatura de fecho é elevada, apesar de existir alguma controvérsia no que se refere ao intervalo de valores: > 900° C (Cherniak *et al.*, 2004), ~700° C a >800° C (Catlos *et al.*, 2002 e referências inclusas) e >750° C (Dahl, 1997). Apesar dos elevados teores de Th e U (~1-25 e 0.01-1 wt%, respectivamente) as monazites apresentam geralmente idades concordantes sem evidência para a perda de Pb observada nos zircões. Isto deve-se à maior resistência aos efeitos destrutivos da radiação, uma vez que mobilidade do Pb e provavelmente do U e Th pode ser favorecida por uma rede cristalina danificada (Cherniak & Pyle, 2008 e referências inclusas). Apesar da robustez da monazite, o seu sistema U-Th-Pb pode ser perturbado e produzir idades discordantes pela perda de Pb causada por um distúrbio episódico ou prolongado de alta temperatura (Parrish, 1990) ou pela dissolução – precipitação (recristalização) em condições hidrotermais, mesmo a baixas temperaturas (*e.g.*, Teufel & Heinrich, 1997). Trabalhos mais recentes (Gardés *et al.*, 2006, 2007) sugerem que difusão do Pb é demasiado lenta a temperaturas metamórficas comuns e que a maioria das perturbações na idade U-Th-Pb da monazite não pode ser atribuída à difusão, mas à dissolução – precipitação, resultante da interacção com fases fluidas. Outro factor capaz de produzir idades U-Pb discordantes é a presença de núcleos herdados com sobrecrescimentos, embora menos comum do que no zircão. A discordância inversa deve-se à incorporação de um excesso de ²³⁰Th durante a sua cristalização (Shärer, 1984; Parrish, 1990). O ²³⁰Th é um isótopo filho intermédio da cadeia de decaimento do ²³⁸U e é incorporado preferencialmente relativamente ao U, em minerais ricos em Th como a monazite. O decaimento subsequente do excesso de ²³⁰Th resulta num excesso de ²⁰⁶Pb* no mineral, o que aumenta a idade ²⁰⁶Pb*/²³⁸U e decresce a idade ²⁰⁷Pb*/²⁰⁶Pb* produzindo a discordância inversa (Mattinson, 1996).

5.3.3 Titanite

O conteúdo inicial de U da titanite (CaTiSiO_5) na maioria das rochas ígneas varia entre 20-1000 ppm, enquanto que os valores mais elevados correspondem a >3000 ppm em leucossomas de rochas da fácies granulítica. Devido à sua elevada temperatura de fecho, $660-700^\circ\text{C}$, possivelmente $>700^\circ\text{C}$,² a titanite pode tal como o zircão fornecer importante informação na idade dos eventos metamórficos de alta temperatura (Frost *et al.*, 2000 e referências inclusas). Contudo, o comportamento da titanite num ambiente de alta-temperatura é muito diferente do apresentado pelo zircão. O zircão é muitas vezes o único mineral rico em Zr na maioria das rochas e pode participar em reacções apenas se interagir com fluidos ricos em Zr, ou Zr dissolvido proveniente de outras fases existentes na rocha. Desta forma a sistemática U-Pb do zircão retém a informação dos eventos de cristalização originais, apesar de sobrecrecimentos em rochas de alto grau de metamorfismo serem comuns. Como a maioria das rochas contém numerosas fases que podem conter Ti e Ca, a titanite ao contrário do zircão é bastante reactiva em ambientes de alta temperatura. Deste modo, a sistemática U-Pb da titanite é mais afectada por múltiplos estádios de crescimento do que o zircão e é muito natural que ocorra um *reset* das idades U-Pb por crescimento de nova titanite em vez de difusão. O reajustamento por difusão térmica foi registado a temperaturas $>700^\circ\text{C}$, numa auréola de metamorfismo de contacto (Verts *et al.*, 1996). Para pressões características de metamorfismo regional, em fácies anfíbolítica ou inferior, a titanite irá registar a idade de cristalização (Frost *et al.*, 2000 e referências inclusas). A titanite pode ocorrer como múltiplas populações de idades diferentes e vários episódios de crescimento distintos podem ser preservados numa mesma amostra, pois o novo crescimento poderá não substituir completamente as gerações anteriores (Aleinikoff *et al.*, 2002 e referências inclusas). É possível datar vários eventos metamórficos se várias gerações de titanite forem correctamente identificadas (Verts *et al.*, 1996). De maneira a avaliar o significado da idade obtida, é necessário associar correctamente o crescimento do mineral ao evento em questão: se a titanite se encontra paralela a lineações ou foliações que claramente se formaram durante o metamorfismo e/ou deformação, ou se provém duma reacção que actuou durante o metamorfismo. As reacções que controlam o campo de estabilidade em rochas ígneas e metamórficas são bem conhecidas. Devido à natureza reactiva da titanite, ao seu largo campo de estabilidade e elevada temperatura de fecho, é o mineral ideal para datação do metamorfismo. Como na maioria dos casos o metamorfismo está associado à deformação, a titanite também pode ser usada para datar a deformação em terrenos de médio a alto grau de metamorfismo (Frost *et al.*, 2000 e referências inclusas).

² Estimativas recentes (Gao *et al.*, 2011) indicam uma temperatura de fecho na ordem dos 800°C , possivelmente até 850°C para titanite magmática herdada.

5.4 Descrição das amostras

Para a geocronologia foram seleccionadas 16 amostras representativas da área em estudo. Contudo, não foi possível datar 2 destas amostras, xisto verde e micaxisto, dado que não foram encontrados minerais passíveis de datação por ID-TIMS, apenas zircão de má qualidade no xisto verde, que como tal não pode ser utilizado. Os resultados analíticos encontram-se na tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Dados isotópicos U-Pb de zircão, monazite e titanite das rochas em estudo.

Fracção	Concentração		Medições		Razões atómicas corrigidas *						Idade Ma				
	Peso (mg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb total comum (pg)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Quartzo-filito (311-43) (39°37'1.01"N, 8°17'50.90"W)															
Z1 4 pq lp eu AQ	0.004	282	46.9	5	2312	0.1048	0.15895	184	2.4340	246	0.11106	70	951	1253	1817
Z2 2 pq lp prm AQ	0.002	146	34.4	8	516	0.2238	0.20685	90	2.8808	210	0.10101	60	1212	1377	1643
Z3 6 pq lp eu prm AQ	0.006	270	30.5	6	1912	0.1073	0.11189	54	1.0600	56	0.06871	28	684	734	890
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal															
Xisto quartzo-feldspático (321-140) (39°34'28.66"N, 8°16'2.44"W)															
Z1 2 gr lp eu prm AQ	0.002	756	75.0	5.5	1748	0.0860	0.10058	66	0.8457	50	0.06098	32	618	622	638
Z2 1 gr lp eu prm AQ	0.001	936	87.0	5.8	972	0.0778	0.09509	56	0.7839	52	0.05979	26	586	588	596
Z3 1 gr lp eu prm AQ	0.001	1061	92.5	4.7	1285	0.0666	0.09008	42	0.7316	32	0.05890	18	556	557	563
Z4 2 gr lp eu prm AQ	0.002	615	98.6	4.7	2530	0.0953	0.15452	72	2.3724	114	0.11135	16	926	1234	1822
Z5 1 eu prm AQ	0.002	172	38.5	1.3	3607	0.0803	0.21161	82	4.4025	170	0.15089	34	1237	1713	2356
Z6 1 eu prm AQ	0.002	422	38.2	4.2	1179	0.0739	0.09293	96	0.7561	84	0.05901	50	573	572	568
Z7 2 eu prm AQ	0.004	63	6.0	1.8	855	0.0947	0.09591	80	0.7849	82	0.05935	60	590	588	580
Z8 1 lp eu prm AQ	0.001	781	75.7	7.4	667	0.0832	0.09868	70	0.8157	86	0.05995	54	607	606	602
M1 1 ach eu med am A	0.001	30735	6632.2	677	269	1.7763	0.08808	88	0.7020	88	0.05780	42	544	540	522
M2 1 ach eu med am A	0.001	20781	3859.2	247	478	1.4103	0.08708	52	0.6973	44	0.05808	12	538	537	533
M3 1 gr ach eu am A	0.002	25074	3838.0	523	398	1.0418	0.08444	68	0.6735	58	0.05785	20	523	523	524
Ortoqnaisse Souto-V.Vacas (311-56) (39°36'31.87"N, 8°17'28.01"W)															
Z1 1 med lp prm AQ	0.001	1430	265.3	4	3913	0.0782	0.18327	82	2.5036	112	0.09907	22	1085	1273	1607
Z2 2 med-gr prm AQ	0.002	1461	162.3	4	5204	0.0589	0.11347	136	1.2537	138	0.08013	42	693	825	1200
Z3 1 med-gr prm AQ	0.001	1319	123.7	5	1494	0.0741	0.09612	40	0.7949	34	0.05998	14	592	594	603
M1 1 gr am lp sub A	0.002	66231	12831.3	22	24826	1.5303	0.08662	42	0.6932	34	0.05804	4	536	535	531
M2 1 gr am lp sub A	0.002	44622	10970.3	33	11227	2.1972	0.08733	42	0.6998	34	0.05812	6	540	539	534
Ortoqnaisse C. Vale Cova – Carvalhal (qn) (39°28'17.32"N, 8° 3'19.34"W)															
Z1 2 gr lp eu A	0.004	244	37.5	1	9059	0.1366	0.14588	78	1.7251	96	0.08577	30	878	1018	1333
Z2 3 gr lp eu A	0.006	255	34.7	1	8544	0.1358	0.12954	64	1.4810	70	0.08292	20	785	923	1267
Z3 4 gr lp eu A	0.008	250	30.3	75	209	0.1545	0.11486	62	1.1424	102	0.07214	48	701	774	990
Z4 2 gr lp eu A	0.004	220	42.8	3	3767	0.1392	0.18302	96	2.4612	132	0.09753	22	1083	1261	1577
Z5 3 gr lp eu A	0.006	364	102.2	7	5123	0.0961	0.25364	262	6.6954	682	0.19145	40	1457	2072	2755
Z6 1 gr lp eu A	0.002	338	33.4	1	3072	0.1859	0.09204	78	0.7545	90	0.05945	68	568	571	584
Z7 1 gr lp eu A	0.002	360	36.6	7	695	0.1415	0.09825	76	0.8222	70	0.06069	46	604	609	628
Z8 1 gr lp eu A	0.002	244	28.2	1	3545	0.2626	0.10172	64	0.8570	46	0.06110	32	625	628	643
Z10 1 lp prm A	0.002	98	9.2	4	288	0.1201	0.09247	108	0.7585	242	0.05949	176	570	573	585
Z11 1 lp eu A	0.002	100	56.3	3	2214	0.1109	0.49941	866	13.5602	1728	0.19693	244	2611	2719	2801
Z12 1 med lp prm A	0.002	114	12.5	3	486	0.3097	0.09253	124	0.7536	186	0.05907	130	570	570	570
Z13 1 med lp prm A	0.002	184	18.2	4	523	0.1536	0.09502	110	0.7848	172	0.05990	122	585	588	600
Z14 1 med lp prm A	0.002	132	14.6	3	521	0.2894	0.09496	48	0.7817	110	0.05970	76	585	586	593
M1 2 med sub A	0.004	2298	460.9	7	7329	1.6795	0.08475	134	0.6784	110	0.05805	50	524	526	532
M2 1 med sub A	0.002	6156	942.8	20	3346	0.9690	0.08751	76	0.7028	64	0.05825	34	541	540	539
M3 2 med sub A	0.004	4972	864.1	6	17722	1.2802	0.08604	60	0.6882	44	0.05801	26	532	532	530
M4 1 sub A	0.002	1749	696.9	88	200	5.2657	0.07279	62	0.5627	112	0.05606	100	453	453	455
Ortoqnaisse de Olalhas (311-30) (39°38'19.76"N, 8°16'32.65"W)															
Z1 4 med 3:1 prm AQ	0.006	443	58.0	7	2797	0.1575	0.12048	54	1.7270	72	0.10396	26	733	1019	1696
Z2 3 med 3:1 prm AQ	0.004	257	27.9	7	1081	0.0859	0.10999	38	0.9757	60	0.06434	30	673	691	753
Z3 5 med 3:1 prm AQ	0.007	243	23.7	10	1158	0.1223	0.09602	38	0.8003	54	0.06045	32	591	597	620
Z4 3 med prm AQ	0.004	365	41.1	11	1011	0.1359	0.10920	60	0.9555	72	0.06347	34	668	681	724
Ortoqnaisse C. Vale de Cova – Sardoal (10) (39°28'18.66"N, 8° 3'56.42"W)															
Z1 5 lp prms A	0.007	260	23.0	16	678	0.0973	0.08876	100	0.7409	130	0.06055	88	548	563	623
Z2 5 lp ag prm A	0.007	339	28.5	2	6680	0.0859	0.08545	118	0.6878	92	0.05838	44	529	531	544
Z3 2 3:1 lp prm A	0.004	157	14.2	2	1654	0.0914	0.09170	66	0.7535	100	0.05960	76	566	570	589
Z4 1 lp ag prm A	0.002	440	35.7	1	5666	0.0568	0.08462	40	0.6824	34	0.05849	14	524	528	548
Z5 3 lp ag prm A	0.006	128	12.8	2	2327	0.0950	0.09994	76	0.8653	70	0.06280	32	614	633	701
Z6 1 lp ag prm A	0.002	272	21.7	1	2103	0.0552	0.08337	58	0.6722	58	0.05848	32	516	522	548
Z7 2 lp ag prm A	0.004	314	24.8	2	3298	0.0336	0.08407	80	0.6780	70	0.05850	46	520	526	548
Anfibolito Cabeço da Moura (311-1) (39°37'57.06"N, 8°15'29.24"W)															
Z1 15 pq mfacet A	0.023	162	13.8	2	8319	0.0763	0.08738	84	0.7038	68	0.05842	36	540	541	546
Z2 5 pq mfacet A	0.007	214	18.3	1	5938	0.0829	0.08681	124	0.6990	100	0.05840	64	537	538	545
Z3 1 long prm A	0.002	39	3.4	1	322	0.0768	0.08714	104	0.7135	100	0.05938	54	539	547	581
Z4 5 pq rnd A	0.010	59	5.0	25	145	0.0693	0.08721	150	0.7088	302	0.05895	240	539	544	565

Notas: Z=zircão, M=monazite, T=titanite, 1,2,3=número de grãos, 2:1,3:1=proporção comprimento largura, gr=grande, med=médio(a), pq=pequeno(a), lp=limpido(a), long=longos, ag=aguçados (terminações pontiagudas), mfacet=multifacetados, rnd=arredondados, am=amarela, cast=castanha, prm=prisma, frg=fragmentos, eu=euédrico(a), sub=subédrico(a), ach=achatada, A=abrasão, AQ=abrasão química. Os pesos foram estimados. Os zircões foram sujeitos ao processo de abrasão (Krogh, 1982) ou ao processo de annealing e abrasão química em ácido HF (Mattinson, 2005). *As razões atómicas foram corrigidas em função da fraccionamento, da solução padrão (spike), branco de Pb (1-4 pg) e U(0.5-1) e Pb "comum" inicial cuja correcção seguiu o modelo de Stacey & Kramers (1975).

Tabela 5.1 (continuação) – Dados isotópicos U-Pb de zircão, monazite e titanite das rochas em estudo.

Fracção	Peso (mg)	Concentração		Medições		Razões atômicas corrigidas *						Idade Ma			
		U (ppm)	Pb (ppm)	Pb total comum (pg)	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁷ Pb	
Anfibolito Vale das Vacas – Vila Nova (311-62) (39°36'10.32"N, 8°16'44.24"W)															
T1 1 med lp cast A	0.002	1833	209.7	18	1105	0.4918	0.08563	122	0.6870	90	0.05819	44	530	531	537
T2 2 med lp cast A	0.004	898	101.8	21	948	0.4800	0.08550	148	0.6871	112	0.05829	50	529	531	541
Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas															
Anfibolito (58A) (39°28'6.42"N, 8° 4'26.41"W)															
Z1 2 gr eu prm AQ	0.003	2141	187.7	7	5166	0.1086	0.08736	62	0.7033	50	0.05840	16	540	541	545
Z2 3 prm AQ	0.004	1723	146.7	7	4662	0.0714	0.08763	40	0.7053	30	0.05837	12	542	542	544
Z3 3 pq eu prm AQ	0.003	1563	137.6	5	4939	0.1090	0.08770	32	0.7061	26	0.05839	10	542	542	545
Anfibolito (321-138) (39°34'35.15"N, 8°15'46.02"W)															
Z1 3 med prm AQ	0.006	772	69.3	10	2494	0.1284	0.08791	56	0.7088	44	0.05848	14	543	544	548
Z2 6 med prm AQ	0.012	1543	140.4	12	8651	0.1392	0.08834	56	0.7106	46	0.05834	8	546	545	543
Z3 3 med prm AQ	0.006	814	73.8	12	2223	0.1400	0.08802	46	0.7090	36	0.05842	14	544	544	546
Anfibolito (321-M) (39°29'46.96"N, 8° 9'8.59"W)															
Z1 2 gr lp eu prm AQ	0.005	2142	186.7	4	13257	0.0965	0.08778	58	0.7066	48	0.05838	8	542	543	544
Z2 2 gr lp eu prm AQ	0.004	2923	246.4	17	3713	0.0823	0.08595	74	0.6916	58	0.05836	10	532	534	543
Anfibolito com almandina (20A) (39°27'56.80"N, 8° 4'48.24"W)															
Z1 4 gr lp prm A	0.008	54	5.1	2	1273	0.3811	0.07673	54	0.6047	46	0.05716	24	477	480	498
Z2 2 gr lp prm A	0.004	104	9.6	3	719	0.3412	0.07635	58	0.5980	72	0.05680	54	474	476	484
Z3 2 gr lp prm/frg A	0.004	99	7.7	3	727	0.1562	0.07455	52	0.5836	56	0.05678	46	464	467	483
Z4 2 lp prm AQ	0.002	63	5.6	4	174	0.2865	0.07683	72	0.6012	234	0.05675	208	477	478	482
Z5 4 lp prm AQ	0.004	154	13.8	4	689	0.3028	0.07663	38	0.5995	48	0.05674	38	476	477	482
Z6 2 lp prm AQ	0.002	329	30.1	5	653	0.3220	0.07691	62	0.6022	80	0.05679	72	478	479	483
Z7 2 lp prm AQ	0.002	99	8.6	5	215	0.2625	0.07674	132	0.6016	168	0.05686	148	477	478	486
Protomilonito trondjemítico (165) (39°28'17.17"N, 8° 5'31.09"W)															
Z1 2 lp 2:1 prm A	0.003	75	6.0	1	804	0.0918	0.08100	176	0.6722	142	0.06019	114	502	522	610
Z2 2 lp 2:1 prm AQ	0.002	272	22.1	4	732	0.0755	0.08331	42	0.6669	58	0.05806	42	516	519	532
Z3 2 lp prm AQ	0.002	364	27.4	4	894	0.0706	0.07775	20	0.6088	42	0.05679	34	483	483	483
Z4 1 lp eu prm AQ	0.001	253	22.1	4	358	0.0697	0.08983	66	0.7224	164	0.05832	120	555	552	542
M1 15 pq eu	0.010	36	6.9	5	337	2.0608	0.07199	72	0.5691	104	0.05733	98	448	457	504
M2 6 pq eu	0.004	94	17.3	3	650	1.9503	0.07047	100	0.5511	130	0.05672	124	439	446	481
M3 4 pq eu-sub	0.002	185	46.5	2	1212	2.7845	0.07556	48	0.5903	84	0.05666	74	470	471	478
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra															
Riodacito (90A) (39°28'13.36"N, 8° 2'33.35"W)															
M1 1 sub lp med A	0.002	13154	1856.9	7	11270	2.2852	0.04890	44	0.3526	32	0.05230	28	308	307	298
M2 1 sub lp A	0.002	2819	596.1	4	5426	2.4954	0.06883	84	0.5292	46	0.05577	60	429	431	443
M3 2 sub lp A	0.004	14850	1509.1	12	15599	1.3386	0.04920	40	0.3566	30	0.05257	12	310	310	310
M4 1 sub lp A	0.002	5138	685.1	24	1337	2.1025	0.04888	24	0.3524	20	0.05230	20	308	307	298
Z1 2 lp 2:1 prm A	0.003	346	31.4	1	4354	0.0953	0.09137	58	0.7613	42	0.06043	30	564	575	619
Z2 6 lp ag prm A	0.009	233	24.3	2	6484	0.1487	0.09914	62	1.0181	54	0.07448	32	609	713	1055

Notas: Z=zircão, M=monazite, T=titanite, 1,2,3=número de grãos, 2:1,3:1=proporção comprimento largura, gr=grande, med=médio(a), pq=pequeno(a), lp=límpido(a), long=longos, ag=aguçados (terminações pontiagudas), mfacet=multifacetados, md=arredondados, am=amarela, cast=castanha, prm=prisma, frg=fragmentos, eu=euédrico(a), sub=subédrico(a), ach=achatada, A=abrasão, AQ=abrasão química. Os pesos foram estimados. Os zircões foram sujeitos ao processo de abrasão (Krogh, 1982) ou ao processo de *annealing* e abrasão química em ácido HF (Mattinson, 2005). *As razões atômicas foram corrigidas em função da fraccionamento, da solução padrão (*spike*), branco de Pb (1-4 pg) e U(0.5-1) e Pb "comum" inicial cuja correção seguiu o modelo de Stacey & Kramers (1975).

5.4.1 Sequências pelítica e quartz-pelítica

A amostra de quartzo-filito (311-43) está localizada na Fig. 2.3 e pertence à mancha cartografada a norte do Vale das Vacas e que se prolonga até á barragem. Tem duas populações de zircão. Uma contém prismas (2:1)³, euédricos a subédricos, límpidos, incolores, alguns com terminações subarredondadas, de dimensão média a grande com 130-170 µm de comprimento e 80-125 µm (Fig. 5.1A). As imagens CL mostram zircões ígneos euédricos com zonamento sectorial, oscilatório e de crescimento simples (Figs. 5.2A-C), com recristalização local (Fig. 5.2B). Observam-se zircões com núcleos herdados com intensidades CL contrastantes e contornos diferentes (Figs. 5.2D-F) e com bordos euédricos com zonamento oscilatório, que representam um estágio final de crescimento no *melt* (e.g. Ordóñez Casado, 1998). A outra população contém prismas (2:1), euédricos a subédricos, límpidos, incolores, geralmente com terminações pontiagudas e de dimensão pequena, com 80-125 µm

³ Proporção comprimento, largura.

de comprimento e 30-60 μm de largura (Fig. 5.1B). As imagens CL mostram zircões ígneos (Figs. 5.3A-C) e herdados com núcleo ígneo (Figs. 5.3D, E) e possivelmente metamórfico (Fig. 5.3F).

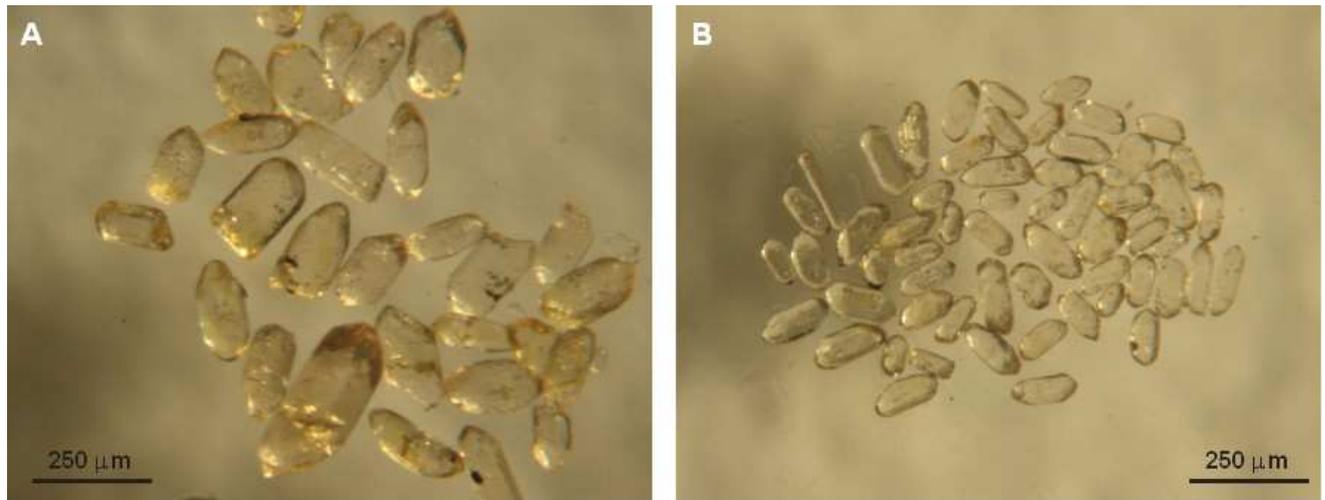


Fig. 5.1 – Microfotografias em luz transmitida da população de zircões da amostra 311-43 de quartzo-filito. **A:** prismas (2:1) euédricos a subédricos, límpidos, incolores, alguns com terminações subarredondadas, de dimensão média a grande; **B:** prismas (2:1), euédricos a subédricos, límpidos, incolores, com terminações geralmente pontiagudas e de dimensão pequena.

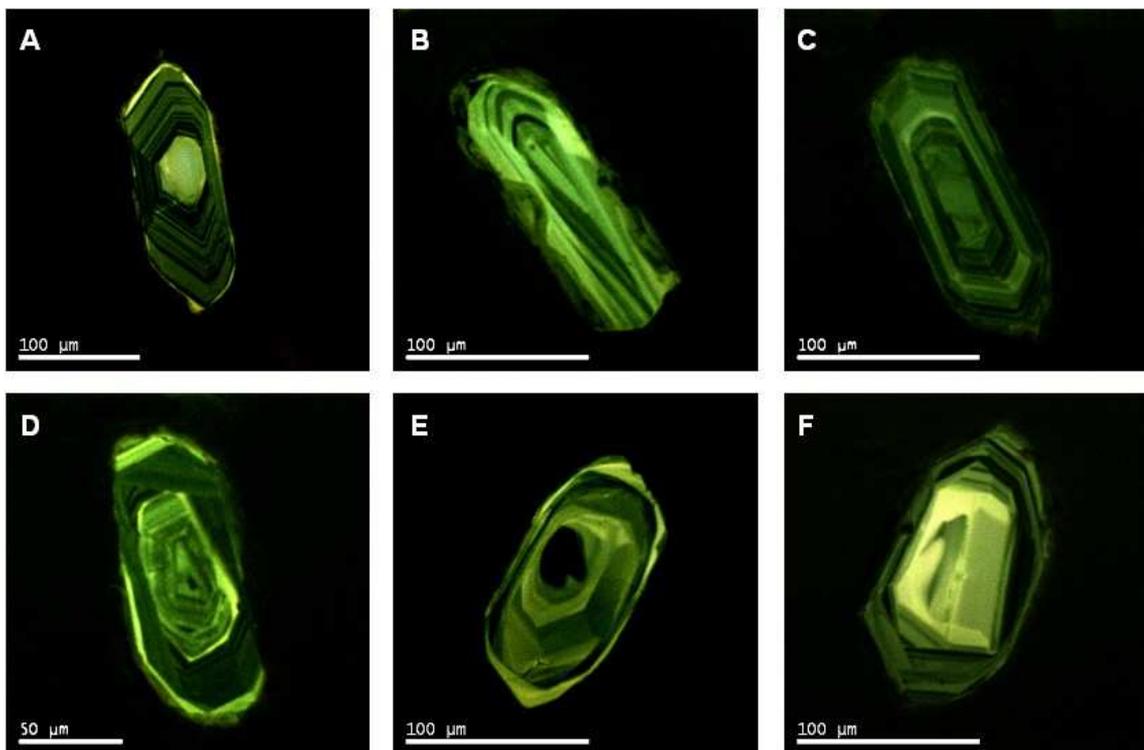


Fig. 5.2 – Imagens CL representativas dos zircões (2:1), de dimensão média a grande da amostra 311-43 de quartzo-filito. **A:** zircão euédrico com zonamento sectorial, crescimento rápido em (110) e núcleo de alta luminescência sem zonamento; **B:** zircão com zonamento de crescimento simples perturbado por recristalização transgressiva; **C:** zircão ígneo com zonamento oscilatório regular, estreito e superfície de dissolução (superfície curvada); **D:** núcleo de alta luminescência, com zonamento oscilatório truncado por novas superfícies de crescimento ígneo, envolvidas parcialmente por um bordo, de alta luminescência subarredondado. **E:** núcleo subarredondado com zonamento radial e zona interna não luminescente, envolvido por uma zona intermédia estreita sem luminescência com sobrecrescimento; **F:** núcleo de alta luminescência, anguloso, sem zonamento, envolvido por uma zona intermédia não luminescente e de contorno subarredondado, rodeada por bordo euédrico com zonamento oscilatório.

Os cristais herdados têm bordos arredondados que representam um estágio final de crescimento durante o metamorfismo (e.g. Ordóñez Casado, 1998). A recristalização local afecta quer os zircões ígneos, quer os zircões herdados, indicando metamorfismo do protólito. As superfícies de dissolução (Figs. 5.2C, 5.3A) e de rápido crescimento em (110) (Figs. 5.2A, 5.3C) são observadas nas 2 populações de zircão. As superfícies de dissolução marcam estádios de subsaturação em zircão no *melt* (Vavra 1990) e o rápido crescimento tem lugar após os eventos de corrosão que perturbam as camadas de adsorção, o que pode estar relacionado com mistura de magmas (Vavra 1994). Após abrasão química (Mattison, 2005), foram analisadas 3 fracções de zircão contendo 2 a 6 prismas (2:1) de dimensão pequena (tabela 5.1). Os pontos obtidos são discordantes (Fig. 5.4), o que é interpretado como reflexo duma origem herdada, como indicado pelas imagens CL. As análises podem conter núcleos herdados de diferentes idades.

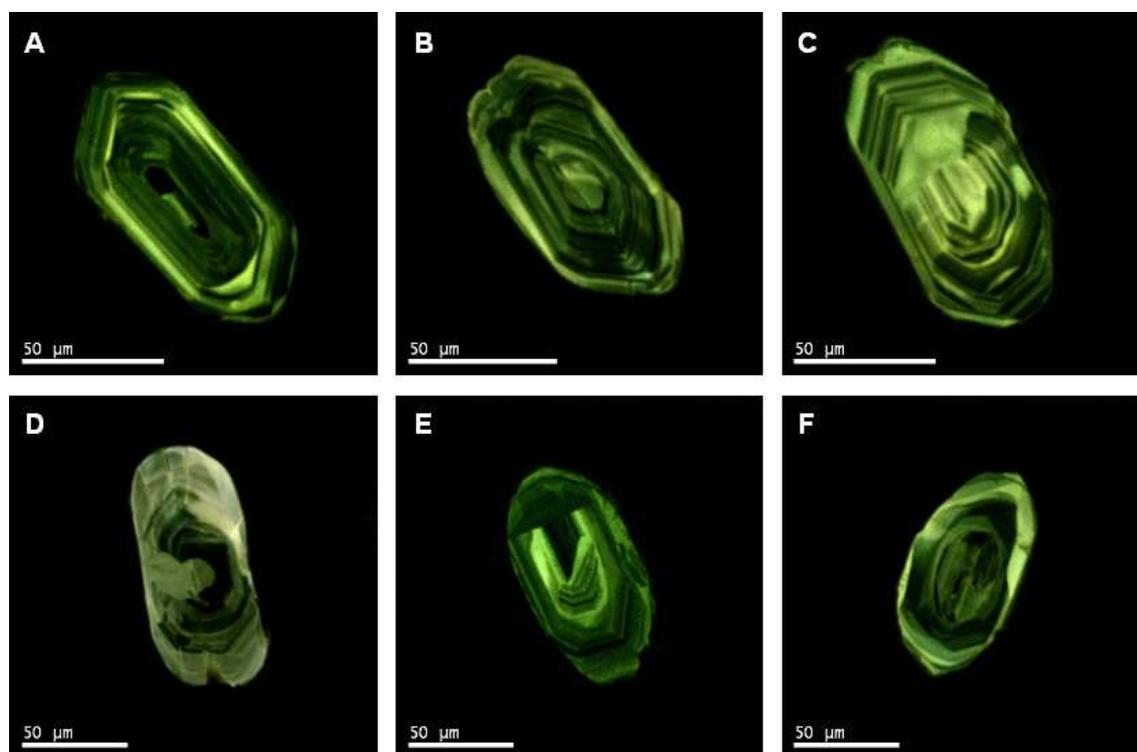


Fig. 5.3 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) de dimensão pequena da amostra 311-43 de quartzo-filito. **A:** zircão subédrico, ígneo, com núcleo com área não luminescente e superfície curvada (de dissolução), envolvida por uma zona intermédia com zonamento oscilatório, rodeada por um bordo subédrico com superfície de recristalização (alta luminescência); **B:** zircão ígneo, subédrico com zonamento oscilatório; **C:** zircão ígneo, euédrico com zonamento sectorial e uma superfície de rápido crescimento em (110), com recristalização transgressiva junto ao núcleo; **D:** zircão herdado com zonamento oscilatório, perturbado por recristalização transgressiva e fracturas, com contorno e terminações subarredondadas. **E:** zircão herdado, com núcleo ígneo com zonamento oscilatório, envolvido por um bordo subarredondado com zonamento oscilatório apagado; **F:** zircão herdado com núcleo subarredondado, envolvido por uma zona intermédia de contorno irregular e luminescência variável e bordo de alta luminescência.

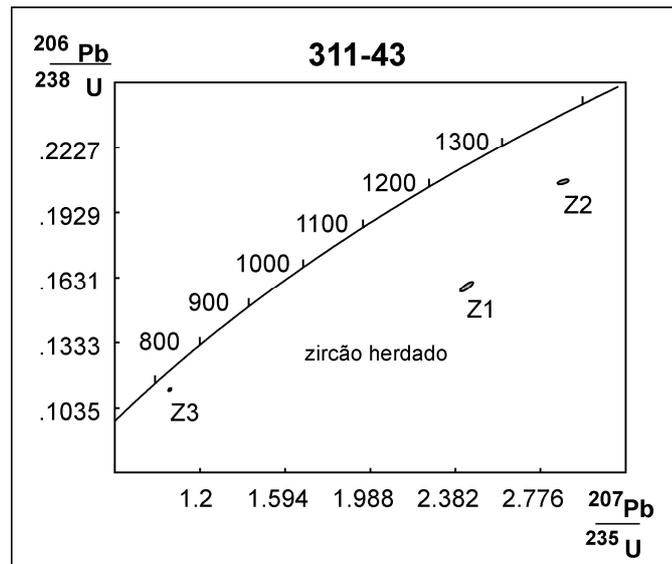


Fig. 5.4 – Diagrama concórdia para a amostra 311-43 de quartzo-filito. Erro= 2σ .

5.4.2 Sequência quartzo-feldspática do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal

5.4.2.1 Xisto quartzo-feldspático (Souto-V. Vacas)

A amostra de xisto quartzo-feldspático (321-140) está localizada na Fig. 2.3. Integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal que aflora a oeste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Contém uma população de zircão e duas de monazite. Os zircões são euédricos, límpidos, incolores, com prismas (2:1), de dimensão média a grande, com 200-250 μm de comprimento e 75-100 μm de largura (Fig. 5.5A). As monazites são euédricas, achatadas, de cor amarela, sendo uma população de dimensão média com 75-100 μm de diâmetro e outra de dimensão grande com 200-250 μm de comprimento (Figs. 5.5B, C). As imagens CL do zircão (Fig. 5.6) mostram núcleos com crescimento ígneo que nalguns casos apresentam superfícies de dissolução (Fig. 5.6C), evidências de metamorfismo tardio como bordo subarredondado, (Fig. 5.6C, D), zonamento primário apagado (*blurred texture*) (Fig. 5.6D) e recristalização transgressiva (Fig. 5.6E, F). As superfícies de dissolução assinalam estádios temporários de subsaturação em zircão no *melt* e indicam que a sobresaturação global foi muito baixa durante o sobrecrecimento do zircão (Vavra 1990). Após abrasão (Krogh, 1982), foram analisadas 3 fracções de monazite euédrica, achatada e de cor amarela, contendo cristais únicos de dimensão média (M1 e M2) e de dimensão grande (M3) (tabela 5.1). A idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ da fracção mais antiga de monazite (M1) é de 540 ± 3 Ma (95%CI) e a média ponderada de idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de M1 e M2 é de 538 ± 2 Ma (MSWD=0.92, probabilidade de ajuste=0.34, 95%CI), o que é interpretado como a idade do evento metamórfico (Fig. 5.7B). A fracção M3 é mais recente e também se sobrepõe à concórdia.

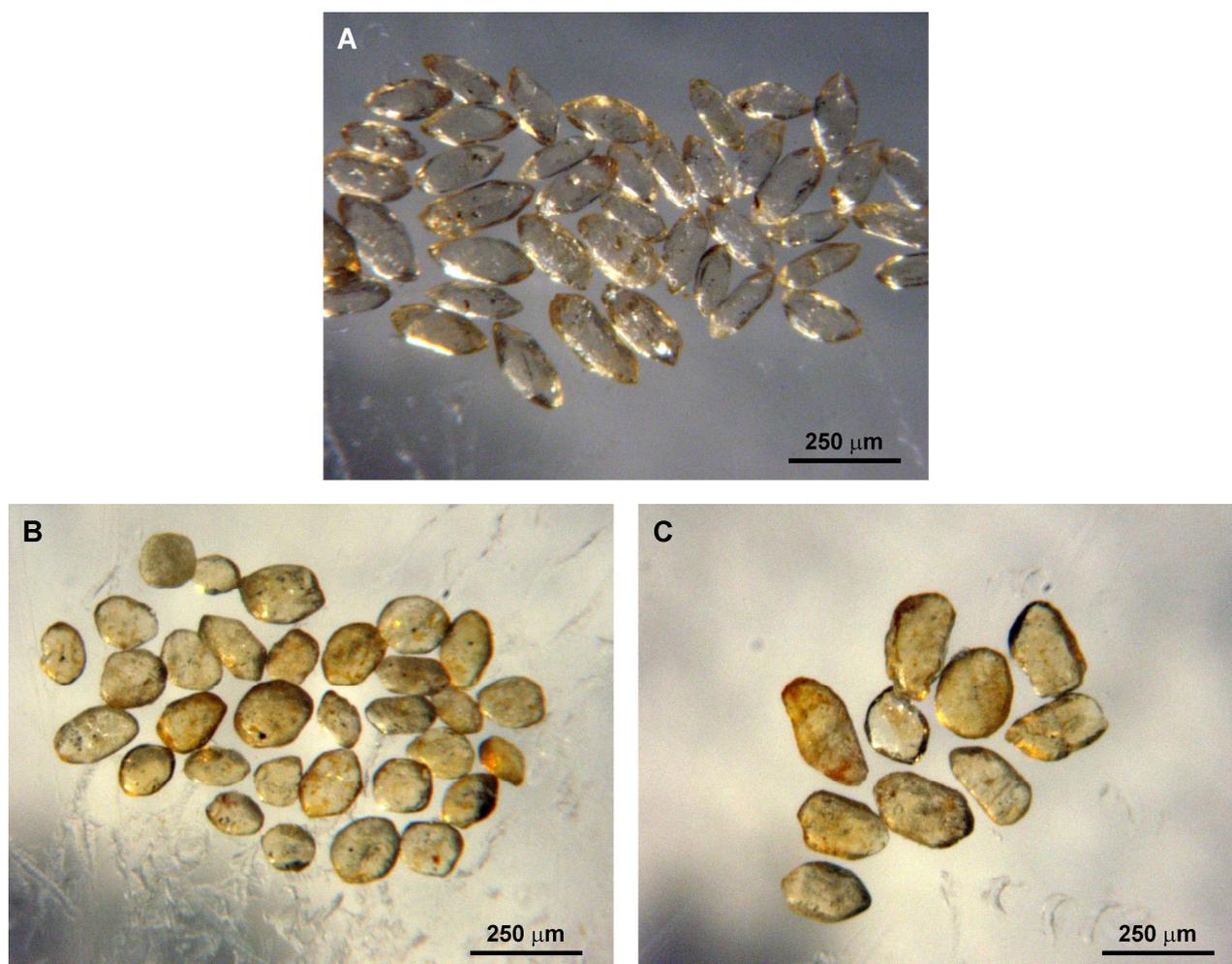


Fig. 5.5 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão e monazite da amostra 321-140 de xisto quartzo-feldspático (Souto-V.Vacas) do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** zircões com prismas euédricos, límpidos, incolores, (2:1) de dimensão média a grande; **B, C:** monazites euédricas, achatadas, de cor amarela, de dimensão média (B) e de dimensão grande (C).

É interpretada como contendo muito provavelmente um bordo de idade varisca (Fig. 5.7B). Após abrasão química (Mattison, 2005), foram analisadas 8 fracções de zircão contendo 1 a 2 cristais incolores de dimensão grande, (2:1) (tabela 5.1). As fracções Z4 e Z5 são muito discordantes indicando uma origem herdada (Fig. 5.7A, tabela 5.1). As primeiras fracções de zircão analisadas (Z1, Z2, Z3) definem uma linha de mistura com uma intercepção inferior em 540 ± 3 Ma (idade da fracção de monazite M1) e uma intercepção superior em 736 ± 80 Ma, com uma probabilidade de ajuste de 70% (Fig. 5.7B). Contudo é possível que estes 3 pontos indiquem 3 idades diferentes de zircão herdado ou detrítico, incorporado na rocha o que é sugerido pelas imagens CL (Fig. 5.6). Deste modo, foi necessário analisar mais fracções de cristais únicos (Z6, Z7, Z8), que conjuntamente com as anteriores (Z1, Z2, Z3), definem uma linha de mistura com uma intercepção inferior em 540 ± 3 Ma (idade da fracção de monazite M1) e uma intercepção superior em $692 + 77/-60$ Ma, com uma probabilidade de ajuste de 8% (Fig. 5.7B). A sistemática isotópica deste conjunto de análises de zircão, sugere que a idade de 692 Ma é a idade do protólito, que foi provavelmente uma rocha ígnea.

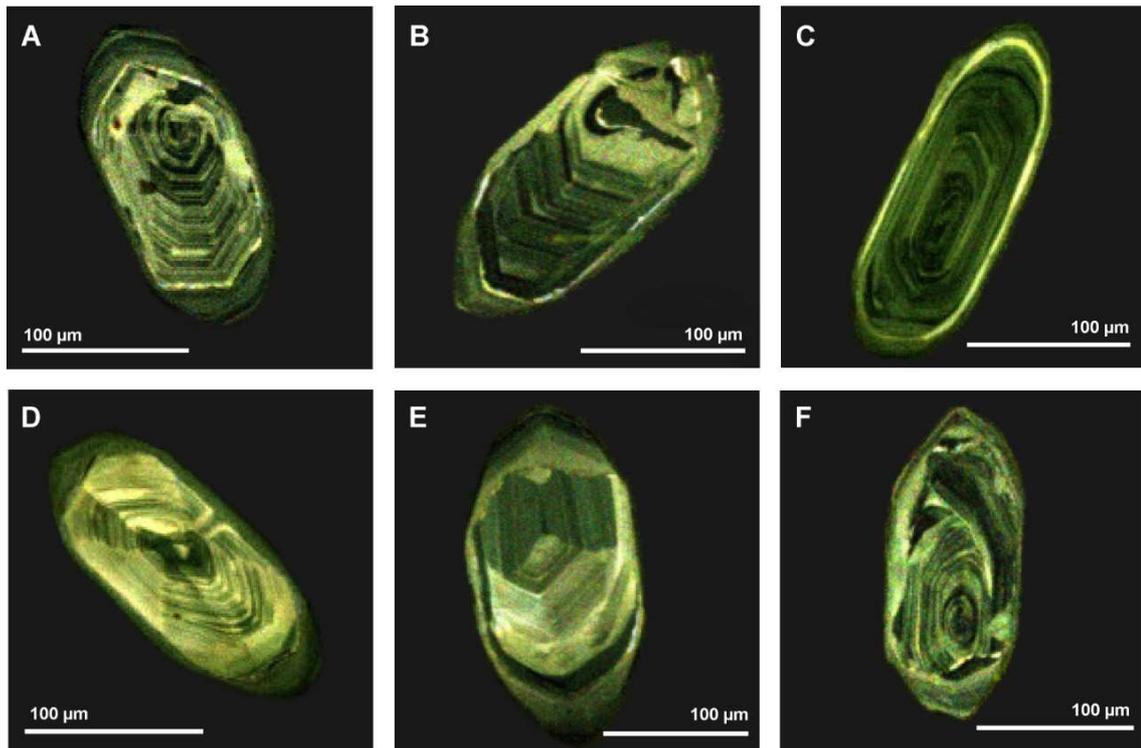


Fig. 5.6 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas euédricos, límpidos, incolores, (2:1) de dimensão média a grande, da amostra 321-140 de xisto quartzo-feldspático (Souto-V.Vacas) do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** núcleo de zircão ígneo com zonamento sectorial e alta luminescência, rodeado por um bordo ígneo com zonamento oscilatório estreito e baixa luminescência; **B:** zircão ígneo com zonamento sectorial e núcleo não zonado de alta luminescência; **C:** zircão ígneo com zonamento oscilatório, superfície de dissolução (superfície curva) e bordo com contorno subarredondado de alta luminescência; **D:** zircão ígneo com zonamento sectorial apagado (*blurred*) e bordo não zonado, subarredondado de baixa luminescência; **E, F:** zircão ígneo com zonamento oscilatório, perturbado por recristalização transgressiva.

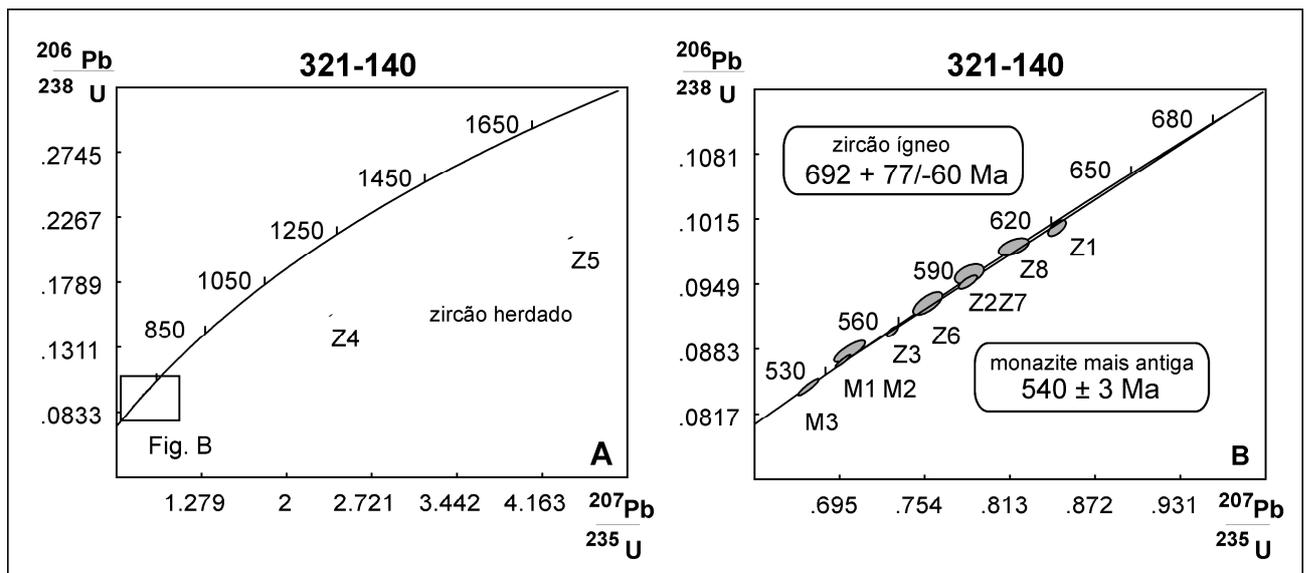


Fig. 5.7 – Diagramas concórdia para a amostra 321-140 do xisto quartzo-feldspático (Souto-V.Vacas) do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Erro= 2σ .

5.4.2.2 Ortognaisses

A amostra de **ortognaisse Souto-V.Vacas (311-56)** está localizada na Fig. 2.3. Integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal que aflora a oeste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Contém 3 populações de zircão e 2 de monazite. A primeira população de zircão contém prismas (2:1), euédricos a subédricos, uns com inclusões mas na sua maioria límpidos, incolores, com terminações cónicas, de dimensão média a grande, com 200-250 μm de comprimento e 80-125 μm de largura (Fig. 5.8A). As imagens CL (Fig. 5.9) mostram núcleos ígneos herdados (Figs. 5.9A, B, C), com zonamento oscilatório perturbado por recristalização transgressiva e um estágio final de crescimento ígneo, sugerido pelo zonamento oscilatório observado no bordo (Figs. 5.9A, B). Também se observam núcleos metamórficos (Figs. 5.9D, E, F), com estágio final de crescimento ígneo (Fig. 5.9D). A segunda população contém prismas (3:1), euédricos a subédricos, límpidos, com terminações cónicas, incolores, de dimensão grande com 215-300 μm de comprimento e 50-100 μm de largura (Fig. 5.8B). As imagens CL mostram zircões ígneos com zonamento bandado (Fig. 5.10A, B, C), possivelmente como resultado de rápido crescimento (e.g. Pereira *et al.*, 2008) e núcleos ígneos herdados com recristalização extensa (Fig. 5.10D, E, F) sugerindo um evento metamórfico. A terceira população contém prismas em forma de agulha, euédricos a subédricos, límpidos, incolores, com 100-200 μm de comprimento e 25-50 μm de largura (Fig. 5.8C). As imagens CL (Fig. 5.11) revelam características idênticas à população anterior. Uma das populações de monazite contém cristais subédricos, de cor amarela e de dimensão grande com 150-250 μm de largura (Figs. 5.8D, E) e a outra contém cristais mais pequenos com 100-150 μm de largura (Fig. 5.8F). Após abrasão, foram analisadas 2 fracções de monazite contendo cristais únicos de dimensão grande (tabela 5.1). Os pontos obtidos apresentam uma ligeira discordância inversa (Fig. 5.12B), que está relacionada com a incorporação durante a cristalização de quantidades em excesso de ^{230}Th (Shärer, 1984; Parrish, 1990). O ^{230}Th é um isótopo filho intermédio no sistema de decaimento do ^{238}U e é incorporado preferencialmente em relação ao U, em minerais ricos em Th como a monazite. O subsequente decaimento do excesso de ^{230}Th resulta num excesso de $^{206}\text{Pb}^*$ no mineral, que aumenta ligeiramente a idade $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ e decresce a idade $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, produzindo discordância inversa (Mattinson 1996). O excesso de ^{206}Pb produzido pelo decaimento de ^{230}Th , com um tempo de meia-vida de 75 000 anos, será retido nos cristais, a menos que a monazite sofra completa perda de Pb, por exemplo por aquecimento ou mantendo-se acima da sua temperatura de fecho (Vavra & Schaltegger, 1999). A idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ da fracção mais antiga de monazite (M2) é de 539 ± 2 Ma (95%CI) (Fig. 5.12B), semelhante à idade de metamorfismo da amostra 311-1 do anfibolito Cabeço da Moura, que é de 539 ± 3 Ma.

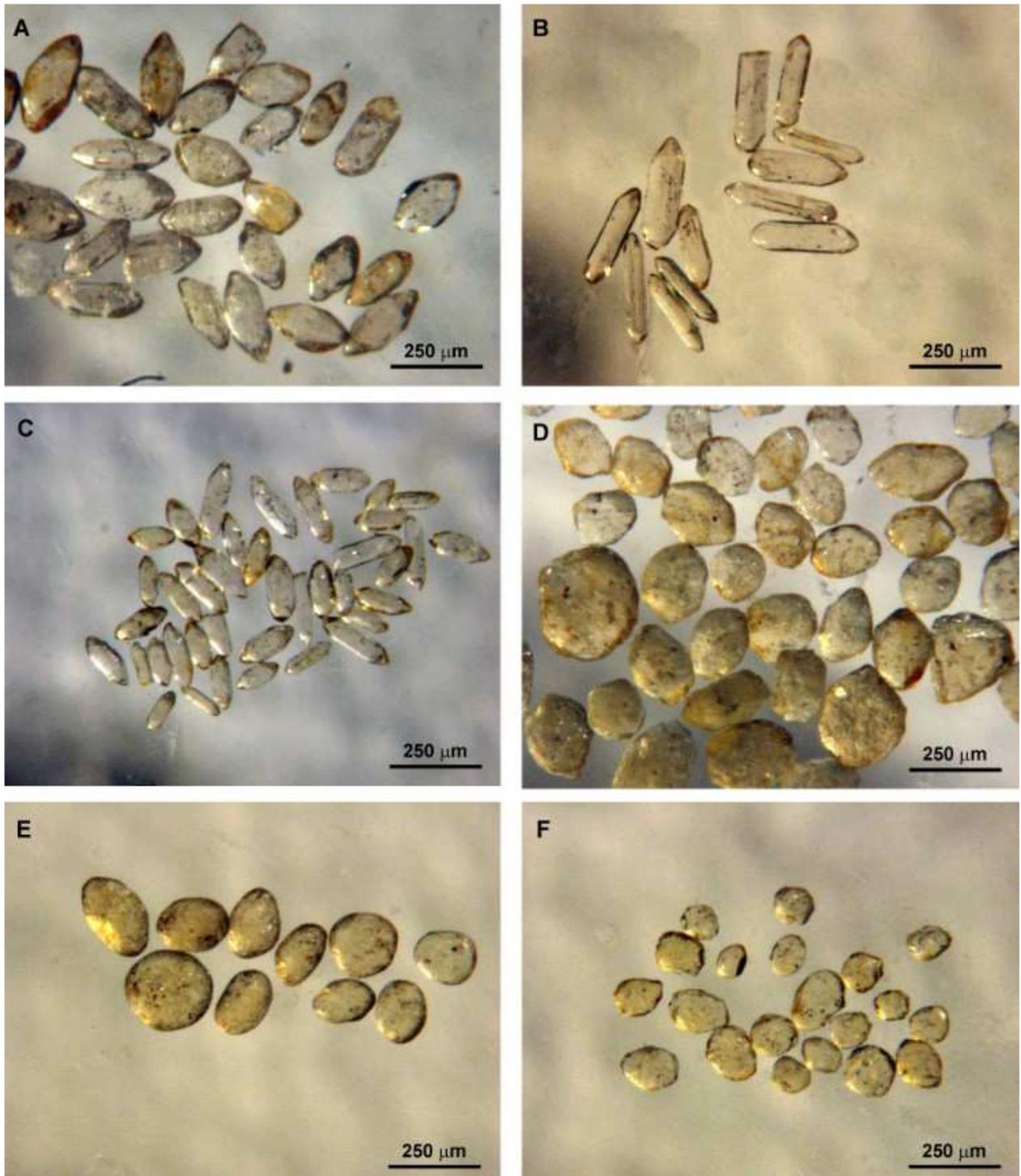


Fig. 5.8 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão e monazite da amostra 311-56 do ortogneisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** zircões com prismas (2:1), euédricos a subédricos, uns com inclusões mas na sua maioria lípidos, incolores, com terminações cónicas, de dimensão média a grande; **B:** zircões com prismas (3:1), euédricos a subédricos, lípidos, incolores, com terminações cónicas; **C:** zircões com prismas euédricos a subédricos, lípidos, incolores em forma de agulha; **D:** cristais de mozanite subédricos, de cor amarela e de dimensão grande; **E:** cristais de monazite de dimensão grande, após abrasão; **F:** cristais de mozanite subédricos, de cor amarela e de dimensão pequena.

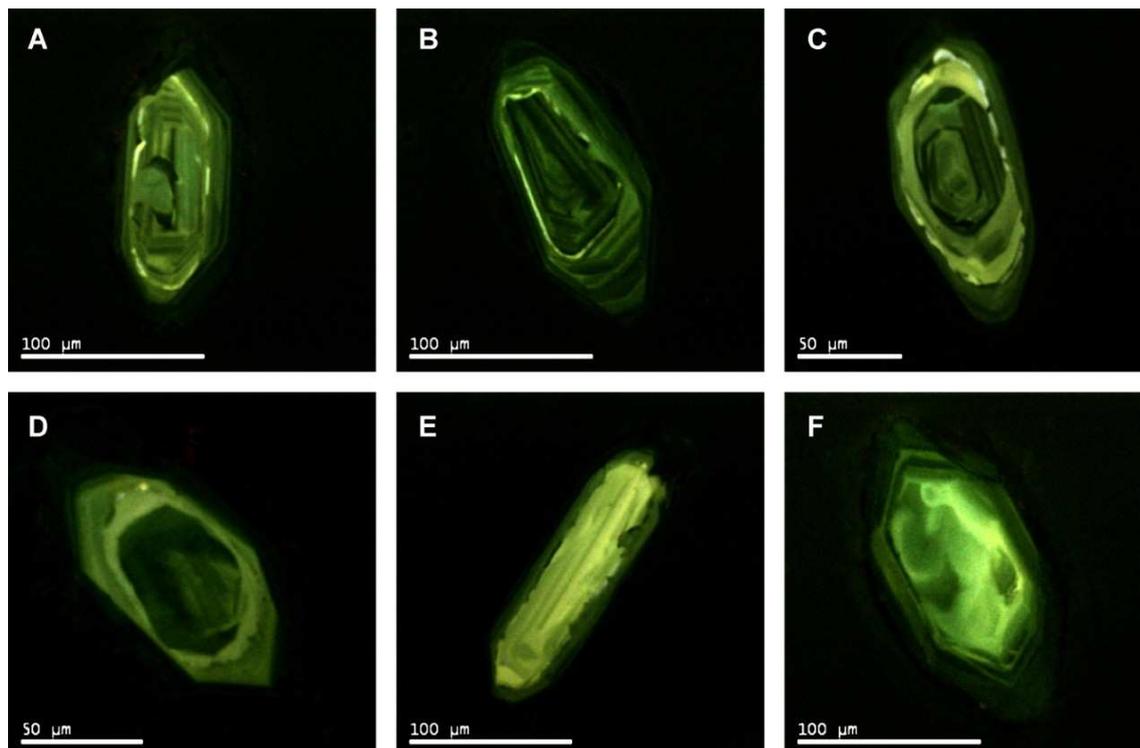


Fig. 5.9 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) de dimensão grande com terminações cónicas, da amostra 311-56 do ortogneisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** zircão ígneo com zonamento oscilatório, perturbado por recristalização transgressiva; **B:** núcleo ígneo com zonamento oscilatório e contorno subarredondado de alta luminescência, truncado por um bordo ígneo com zonamento oscilatório; **C:** núcleo ígneo com zonamento oscilatório, envolvido por uma zona intermédia de alta luminescência e contorno subarredondado e por um bordo subédrico com zonamento oscilatório; **D:** núcleo de baixa luminescência, sem zonamento e de contorno subarredondado, envolvido por uma zona intermédia de luminescência mais elevada e contorno irregular e um bordo euédrico com zonamento oscilatório apagado (*blurred*); **E:** núcleo de alta luminescência com zonamento bandado apagado (*blurred*) e contorno irregular, rodeado por um bordo estreito de baixa luminescência; **F:** núcleo não zonado de alta luminescência e contorno regular, rodeado por um bordo euédrico de baixa luminescência com zonamento oscilatório.

A idade da monazite é interpretada como idade do evento metamórfico. Após abrasão química (Mattison, 2005), foram analisadas 3 fracções de zircão contendo 1 a 2 prismas (2:1) com terminações cónicas, incolores e de dimensão média (tabela 5.1). As fracções Z1 e Z2 são muito discordantes (Fig. 5.12A) indicando uma origem herdada e a fracção Z3 (Fig. 5.12B) é ligeiramente discordante, o que é atribuído à perda de Pb (Parrish *et al.*, 2003), causada muito provavelmente pelos efeitos do metamorfismo que produziu a monazite. Deste modo a determinação da idade mínima da rocha não é possível, pois o evento metamórfico provocou a abertura do sistema U-Pb antes dos ca. 539 Ma.

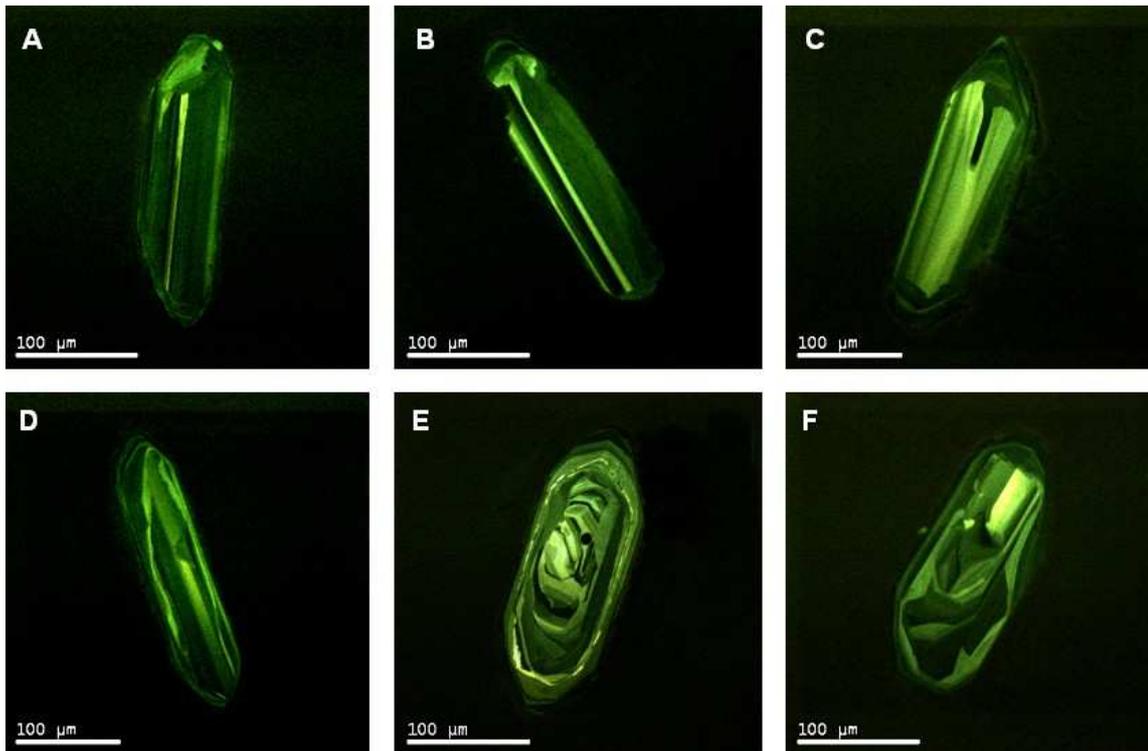


Fig. 5.10 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (3:1) de dimensão grande com terminações cónicas da amostra 311-56 do ortognaisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A, B:** zircões com zonamento bandado e bordo subarredondado; **C:** núcleo com zonamento bandado de alta luminescência, rodeado por bordo euédrico, com zonamento oscilatório mal definido; **D:** núcleo com zonamento bandado, rodeado por zona intermédia transgressiva de alta luminescência e bordo estreito com zonamento oscilatório; **E:** núcleo com zonamento oscilatório, perturbado por recristalização transgressiva intensa e rodeado dum bordo com zonamento oscilatório; **F:** núcleo euédrico de alta luminescência sem zonamento, rodeado por zona intermédia extensa com recristalização transgressiva intensa e bordo estreito sem zonamento.

A amostra de **ortognaisse fino C. Vale Cova – Carvalhal (gn)** está localizada na Fig. 2.3. Integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal que aflora a leste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Contém 1 população de zircão e outra de monazite. Os zircões são euédricos, límpidos, incolores com prismas (2:1) de terminações pontiagudas e dimensão média a grande com 100-150 µm de comprimento e 50-100 µm de largura (Fig. 5.13A). A monazite é subédrica, de cor amarela e com 100-150 µm de diâmetro (Fig. 5.13B). As imagens CL (Fig. 5.14) mostram zircões ígneos e herdados. Os zircões ígneos (Fig. 5.14A, B) têm zonamento sectorial e oscilatório, com superfícies de dissolução, que marcam estádios temporários de subsaturação em zircão (Vavra 1990). Os núcleos dos zircões herdados mostram zonas irregulares, não luminescentes (Fig. 5.14C) que representam possivelmente segregações ou impurezas, extraídos das áreas recristalizadas do núcleo (Vavra, 1996). O bordo dos zircões herdados pode ser euédrico (Fig. 5.14C), o que sugere uma fase final de crescimento no *melt* (Hanchar & Miller, 1993) ou subarredondado (Fig. 5.14D), sugerindo uma fase final de crescimento durante metamorfismo (Hanchar and Miller, 1993).

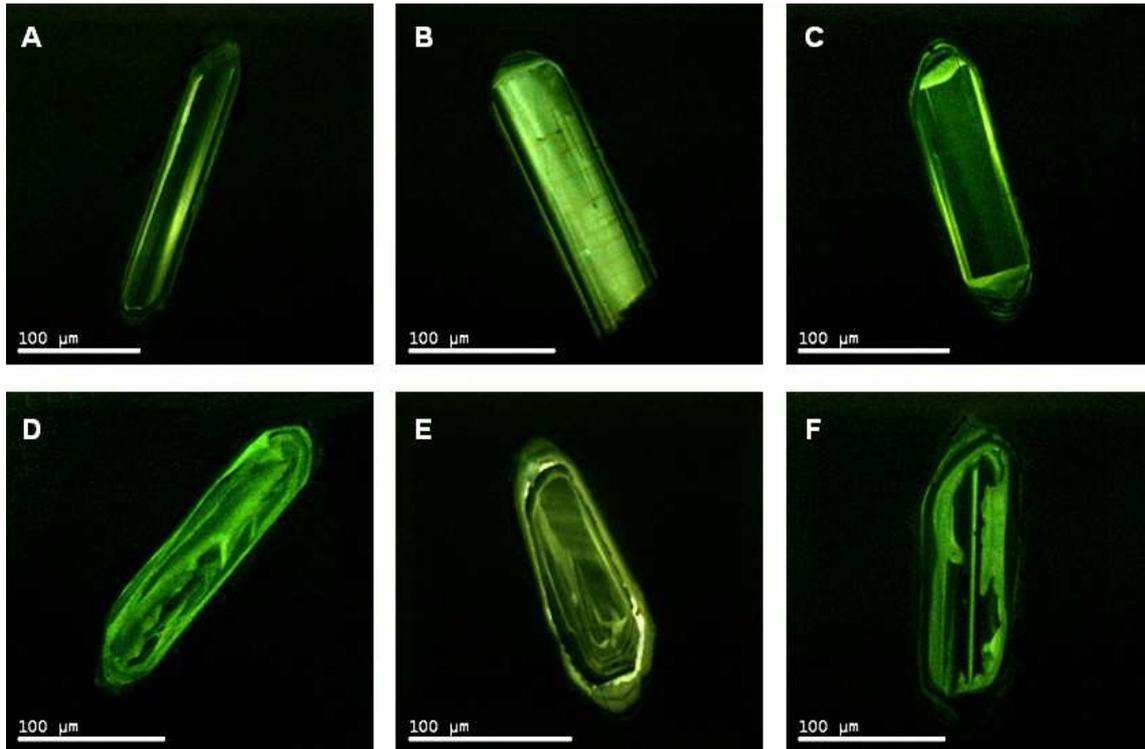


Fig. 5.11 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas em forma de agulha, da amostra 311-56 do ortogneisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A-C**: zircão com zonamento bandado; **D**: zircão de alta luminescência com zonamento bandado apagado (*blurred*); **E**: núcleo com zonamento oscilatório apagado (*blurred*), rodeado por uma zona intermédia estreita de baixa e alta luminescência e bordo estreito com zonamento oscilatório; **F**: zonamento bandado perturbado por recristalização transgressiva.

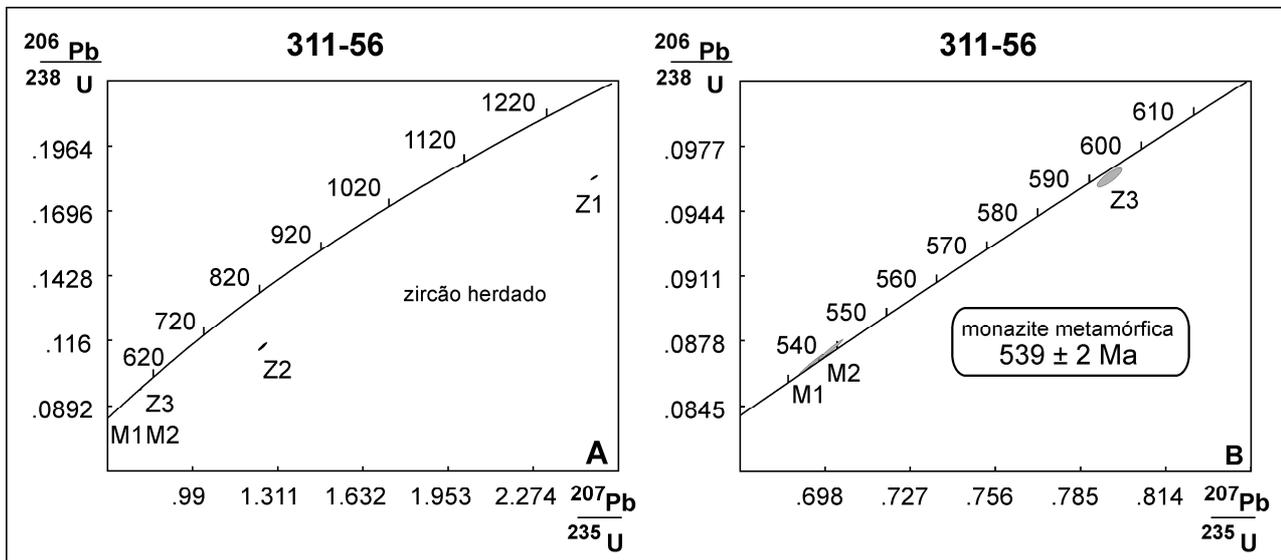


Fig. 5.12 – Diagramas concórdia para a amostra 311-56 do ortogneisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Erro= 2 σ .

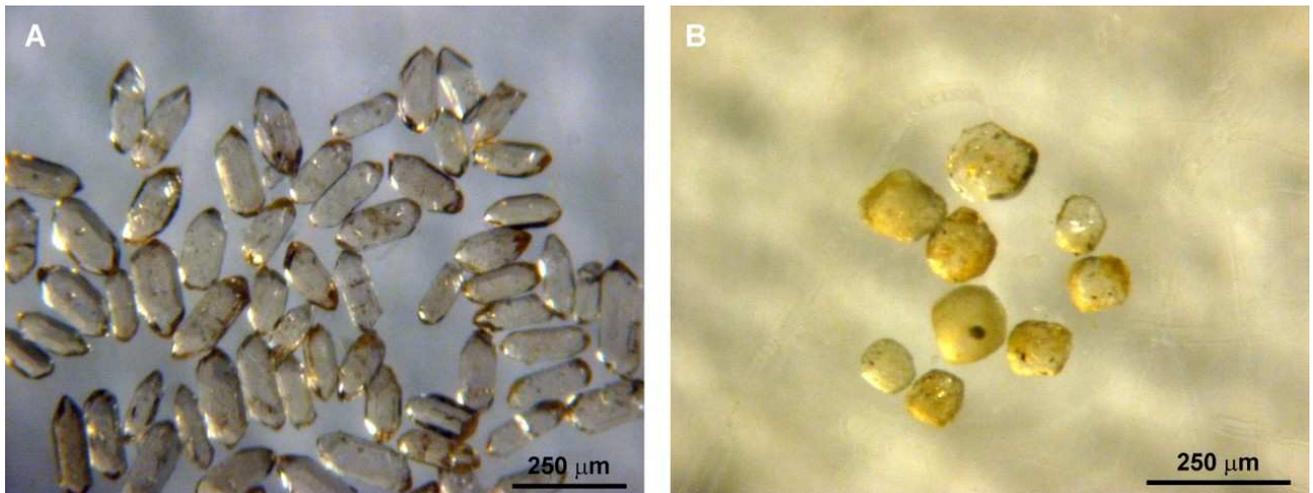


Fig. 5.13 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão e monazite da amostra gn do ortogneisse fino C. Vale Cova – Carvalho do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** zircões com prismas (2:1), euédricos, límpidos, incolores, com terminações pontiagudas e de dimensão média a grande; **B:** monazite subédrica, de cor amarela.

Após abrasão (Krogh, 1982), 4 fracções de monazite contendo cristais únicos (M2, M4) ou 2 cristais (M1, M3), de monazite subédrica de dimensão média, foram analisados (tabela 5.1). Os pontos obtidos são concordantes, com dispersão ao longo da concórdia. A fracção mais antiga (M2) tem uma idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 540 ± 5 Ma (95%CI), que é interpretada como idade de metamorfismo (Fig. 5.15B). As fracções de monazites mais recentes (M1, M3, M4) são concordantes, mas interpretadas como “compositas” e numa linha de mistura dum evento metamórfico varisco. Após abrasão (Krogh, 1982), foram analisadas 13 fracções de zircão: 5 contendo 2 a 4 prismas (2:1) euédricos, de dimensão grande (Z1-Z5) e 8 fracções contendo cristais únicos de prismas (2:1), euédricos de dimensão média grande (Z6-Z14) (tabela 5.1). Os prismas ígneos mais jovens triplamente concordantes (Z6, Z10, Z12) têm uma média ponderada de idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 569 ± 3 Ma (MSWD=0.33, probabilidade de ajuste=0.72, 95% CI), o que é interpretado como a idade de cristalização ígnea do protólito granítico (Fig. 5.15B). Os pontos Z13 e Z14 são concordantes e os pontos Z7 e Z8, estão próximo da concórdia e são interpretados como constituídos por um bordo ígneo e núcleo mais antigo (Fig. 5.15B). Existem zircões herdados do Neoarcaico, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2801 ± 20 Ma (Z11) e 2755 ± 4 Ma (Z5) e várias análises com zircão herdado do Proterozóico (Z1-Z4) que definem uma linha com uma idade de intercepção inferior em 569 ± 3 Ma (a idade mais provável dos bordos) e uma idade de intercepção superior em 1905 ± 85 Ma (Fig. 5.15A). Esta idade pode ser de uma quantidade significativa de material na região fonte, como zircões detríticos ou gnaisses basais antigos.

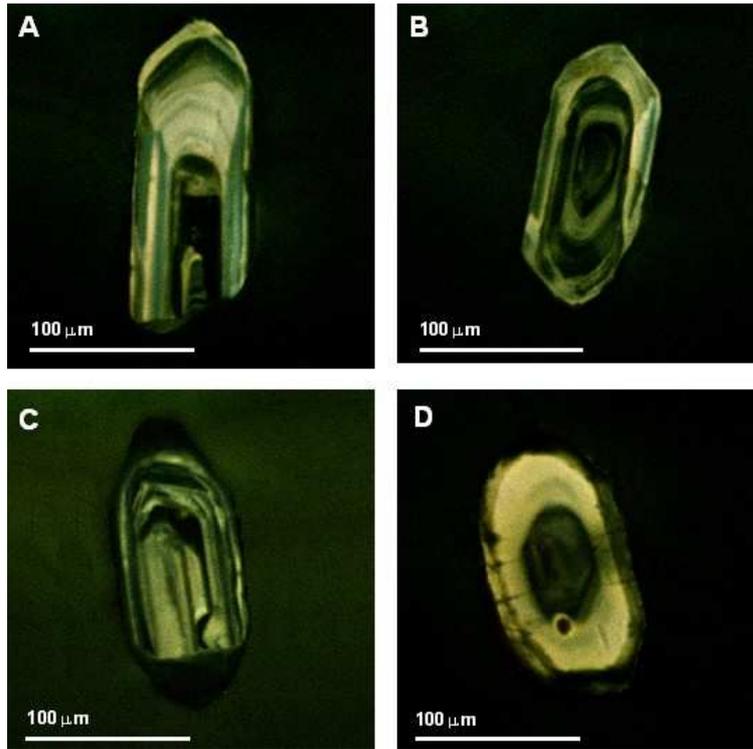


Fig. 5.14 – Imagens CL representativas dos zircões da amostra gn do ortogneisse fino C. Vale Cova – Carvalho do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** zircão ígneo euédrico com zonamento sectorial e núcleo com baixa luminescência e superfície de dissolução (superfície curvada); **B:** zircão ígneo euédrico com zonamento oscilatório, e superfície de dissolução (superfície curvada); **C:** zircão herdado com núcleo de contorno subarredondado, com zonas irregulares não luminescentes e com sobrecrecimento de baixa luminescência, euédrico e terminação cônica; **D:** zircão herdado com núcleo de baixa luminescência, zonamento indefinido, superfície de dissolução (superfície curvada) e inclusão, envolvido por um sobrecrecimento de alta luminescência com zonamento oscilatório apagado (*blurred texture*) e contorno subarredondado, atravessado por fracturas. Em C e D, as fronteiras entre bordo e núcleo são nítidas.

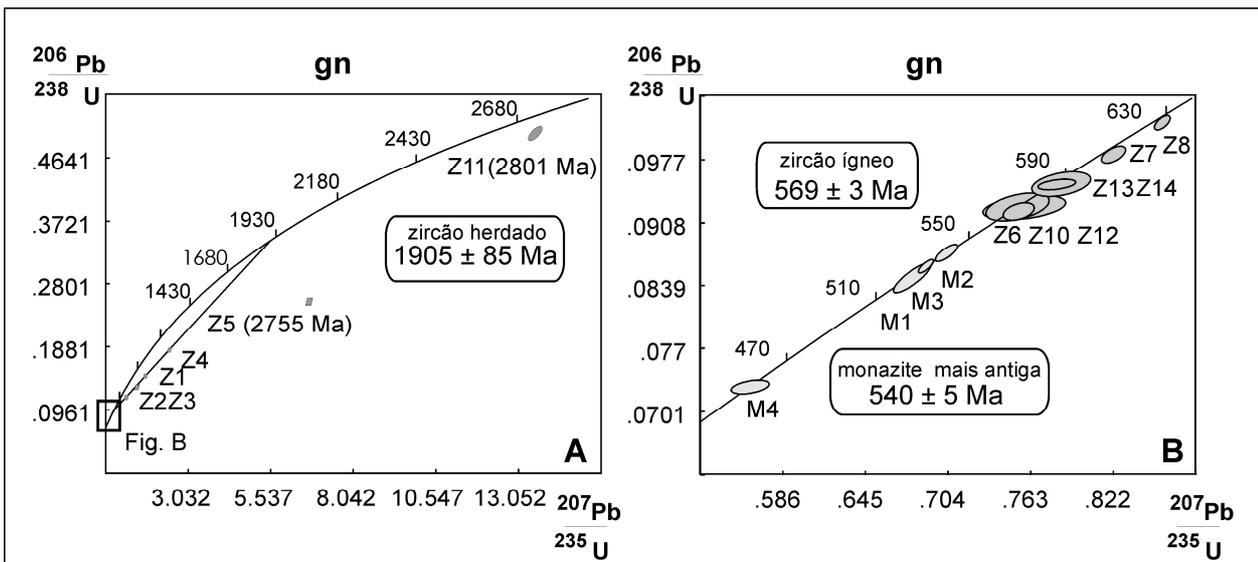


Fig. 5.15 – Diagramas concórdia para a amostra gn do ortogneisse C. Vale Cova – Carvalho do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Erro= 2 σ .

A amostra de **ortognaisse fino de Olalhas (311-30)** está localizada na Fig. 2.3. Integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal que aflora a leste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Contém uma população de zircão com prismas (3:1), euédricos, límpidos, incolores, com terminações cónicas e dimensão média a grande com 200-250 μm de comprimento e 50-75 μm de largura (Fig.5.16). As imagens CL mostram padrões texturais complexos, com evidências de origem herdada (Figs. 5.17D, F), cristalização magmática indicada por zonamento oscilatório e bandado (Figs. 5.17A-C), seguida de metamorfismo, indicado por sobrecrecimento (Figs. 5.17A-D,F), recristalização (Figs. 5.17E, F), textura apagada (*blurred texture*) (Fig. 5.17B) e zonamento convoluto (Figs. 5.17D, F). As zonas irregulares não luminescentes que invadem o núcleo (Figs. 5.17D-F) representam possivelmente segregações ou impurezas, extraídos das áreas recristalizadas do núcleo (Vavra, 1996). Após abrasão química (Mattison, 2005), foram analisadas 4 fracções de zircão contendo 3 a 5 cristais de dimensão média (tabela 5.1). Os pontos obtidos são discordantes (Fig. 5.18), o que é interpretado como reflexo de origem herdada, como sugerido pelas imagens CL (Fig. 5.17). Dado que são análises multi-grão, podem conter mais do que uma idade de núcleo herdado. Contudo, a fracção Z3 está próximo da concórdia com uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 597 Ma (95%CI) e a fracção Z1 contém um componente com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de pelo menos 1696 ± 4 Ma (Fig.5.18).

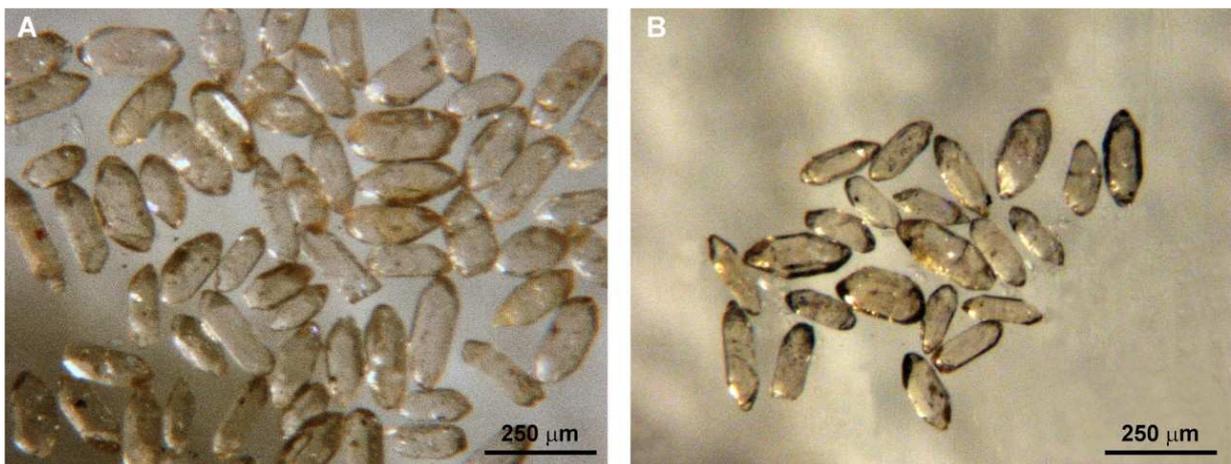


Fig. 5.16 – Microfotografias em luz transmitida dos zircões da amostra 311-30 do ortognaisse fino de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Os zircões correspondem a prismas (3:1), euédricos, límpidos, incolores, com terminações cónicas. **A:** população donde foram seleccionados os zircões para análise; **B:** população donde foram seleccionados os zircões para imagens CL.

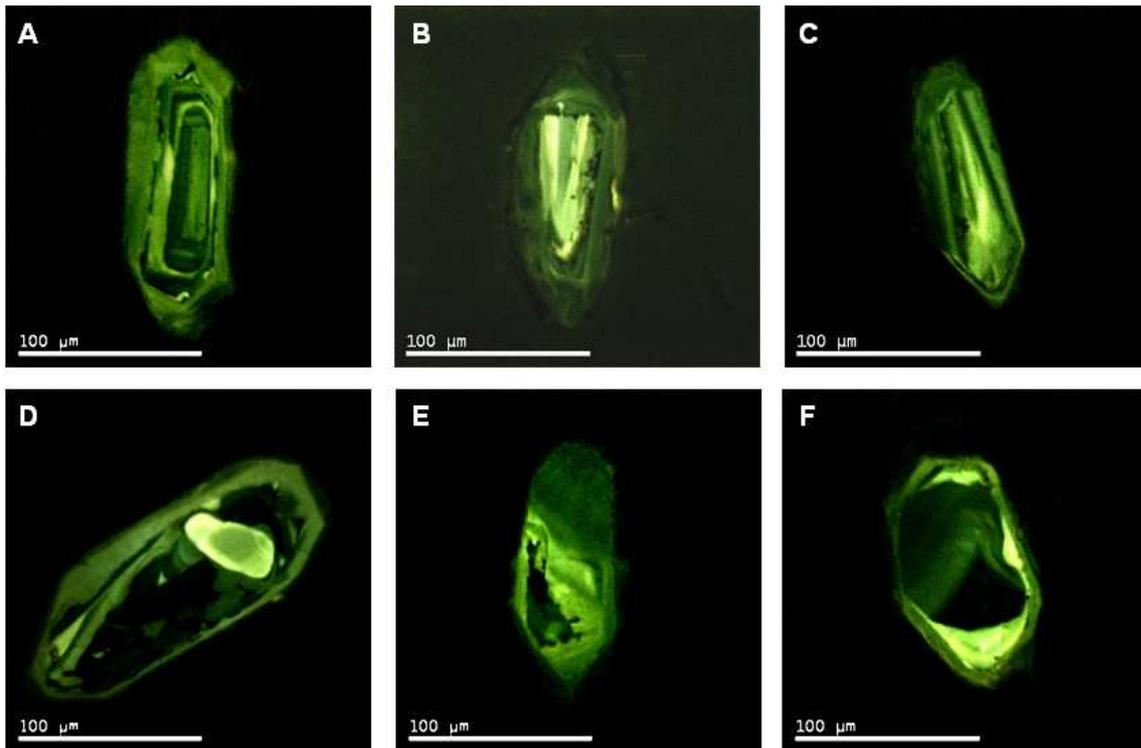


Fig. 5.17 – Imagens CL representativas dos zircões da amostra 311-30 do ortognaisse fino de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** núcleo ígneo com zonamento oscilatório, rodeado por sobrecrescimento espesso sem zonamento; **B:** núcleo com zonamento oscilatório apagado (*blurred texture*) e alta luminescência, rodeado por sobrecrescimento espesso sem zonamento; **C:** prisma com zonamento bandado e alta lumiscência, envolvido por um sobrecrescimento estreito; **D:** núcleo subarredondado de alta luminescência, envolvido por uma zona convoluta não luminescente e por um sobrecrescimento; **E:** zircão sem zonamento (recristalização completa) com estrutura interna e luminescência irregular; **F:** núcleo subarredondado, com zonamento convoluto e luminescência variável, envolvido por uma zona intermédia irregular de alta luminescência (frente de recristalização), com sobrecrescimento estreito.

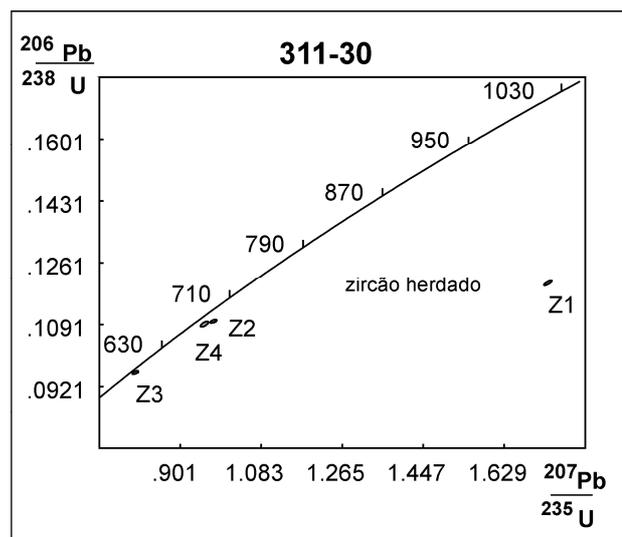


Fig. 5.18 – Diagrama concórdia para a amostra 311-30 do ortognaisse fino de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Erro= 2σ .

A amostra de **ortognaisse grosseiro C. Vale de Cova – Sardeal (10)** está localizada na Fig. 2.3. Integra-se no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal que aflora a leste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Contém zircões prismáticos (3:1), euédricos, com terminações pontiagudas, límpidos, incolores, de dimensão grande com 150-250 μm de comprimento e 50-70 μm de largura (Fig. 5.19). As imagens CL mostram zircões ígneos com zonamento oscilatório bem preservado (Fig. 5.20B), zonamento bandado simples com superfície de dissolução (Fig. 5.20C) e com perturbação metamórfica evidenciada por texturas apagadas (*blurred textures*) (Figs. 5.20A, D). Após abrasão (Krogh, 1982), foram analisadas 7 fracções de zircão prismático (3:1) de dimensão grande: Z1-Z3, Z5, Z7, contendo 2 a 5 cristais e Z4, Z6, contendo cristais únicos (tabela 5.1). Dos pontos analisados, 4 são discordantes numa linha a partir dos 548 Ma e têm uma idade de média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 548 ± 4 Ma (MSWD=0.08, probabilidade de ajuste=0.97, 95%CI) (Fig. 5.21), que é interpretada como idade de cristalização ígnea do protólito granítico. As fracções Z1, Z3 e Z5 são discordantes e interpretadas como contendo um componente de zircão herdado mais antigo (Fig. 5.21).



Fig. 5.19 – Microfotografias em luz transmitida de zircões prismáticos (3:1), euédricos, com terminações pontiagudas, límpidos, incolores e de dimensão grande da amostra 10 do ortognaisse grosseiro C. Vale de Cova – Sardeal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal.

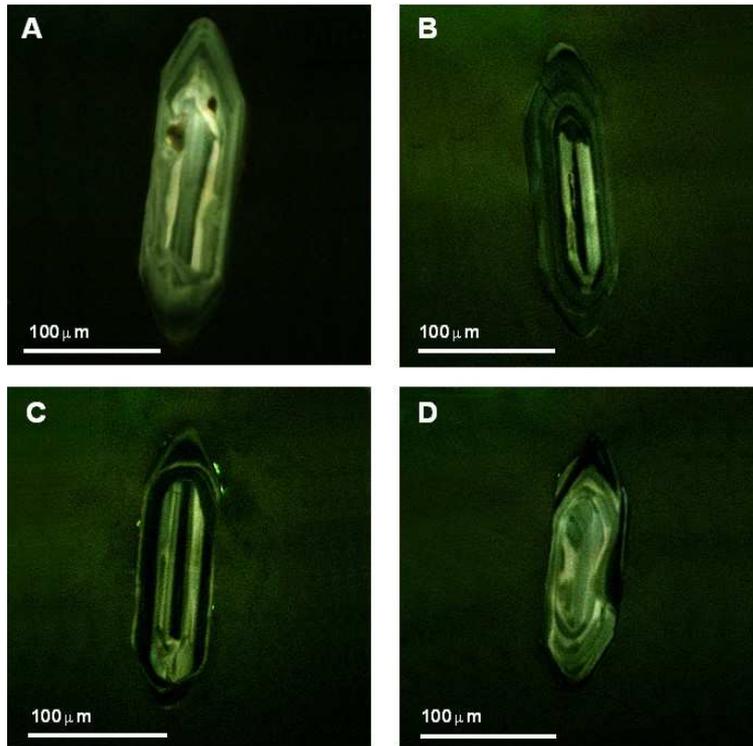


Fig. 5.20 – Imagens CL representativas dos zircões prismáticos (3:1) de dimensão grande da amostra 10 do ortogneisse grosseiro C. Vale de Cova – Sardeal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal. **A:** zircão euédrico, com núcleo com zonamento bandado simples, envolvido por um bordo com zonamento oscilatório apagado; **B:** zircão euédrico, com núcleo com zonamento bandado simples, envolvido por bordo com zonamento oscilatório, de luminescência mais baixa; **C:** zircão euédrico, com zonamento bandado simples e superfície de dissolução (superfície curvada); **D:** zircão euédrico com zonamento oscilatório apagado (*blurred texture*).

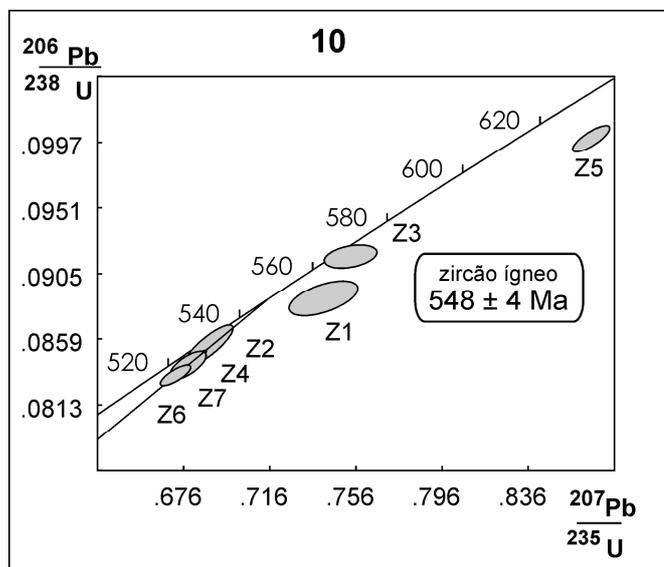


Fig. 5.21 – Diagrama concórdia para a amostra 10 do ortogneisse grosseiro C. Vale de Cova – Sardeal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal. Erro= 2σ .

5.4.3 Sequência básica

5.4.3.1 Anfibolitos intercalados no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal

A amostra de **anfibolito Cabeço da Moura (311-1)** está localizada na Fig. 2.3. Está intercalada no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal que aflora a oeste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Contém duas populações de zircão. Uma contém zircões equidimensionais, multi-facetados, do tipo “*soccer-ball*”, límpidos, incolores, com dimensões reduzidas na ordem dos 125 µm de diâmetro (Fig. 5.22A). A outra contém prismas (2:1), subédricos, límpidos, incolores, com terminações arredondadas e dimensões na ordem de 150 µm de comprimento e 70 µm de largura (Fig. 5.22B). As imagens CL foram obtidas para os zircões do tipo “*soccer-ball*” mas não foram obtidas para os prismáticos, uma vez que esta população tinha um número reduzido de cristais que foram guardados para análise. As imagens CL dos zircões “*soccer-ball*” (Figs. 5.23 A-D) mostram zonamento sectorial “*fir-tree*” em todos os cristais, zonamento sectorial radial (Fig. 5.23B) e apenas um núcleo herdado (Fig. 5.23D). A morfologia externa e a estrutura interna dos zircões “*soccer-ball*” são indicativas de zircão metamórfico que cristaliza na fácies anfibolítica superior/granulítica (e.g. Hoskin & Schaltegger, 2003 e referências inclusas). Após abrasão (Krogh, 1982), foram analisadas 4 fracções de zircão: 3 contendo 5 a 15 cristais “*soccer-ball*” (Z1, Z2, Z4) e 1 contendo 1 zircão prismático (Z3) (tabela 5.1). A fracção Z3 é discordante (Fig. 5.24), o que é atribuído ao efeito combinado de origem herdada e perda de Pb. A média ponderada de idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ das fracções (Z1, Z2, Z4) é de 539 ± 3 Ma (MSWD=0.20, probabilidade de ajuste=0.90, 95%CI), o que é interpretado como a idade do pico de metamorfismo (Fig. 5.24).

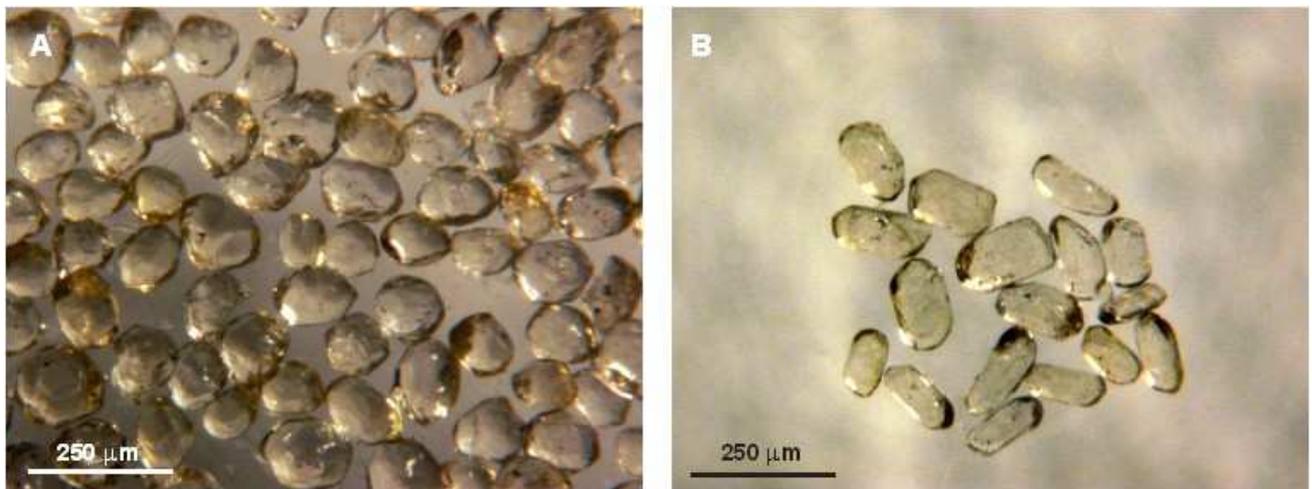


Fig. 5.22 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão da amostra 311-1 do anfibolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** zircões equidimensionais, multi-facetados, do tipo “*soccer-ball*”, com dimensões reduzidas; **B:** zircões prismáticos (2:1) com terminações arredondadas.

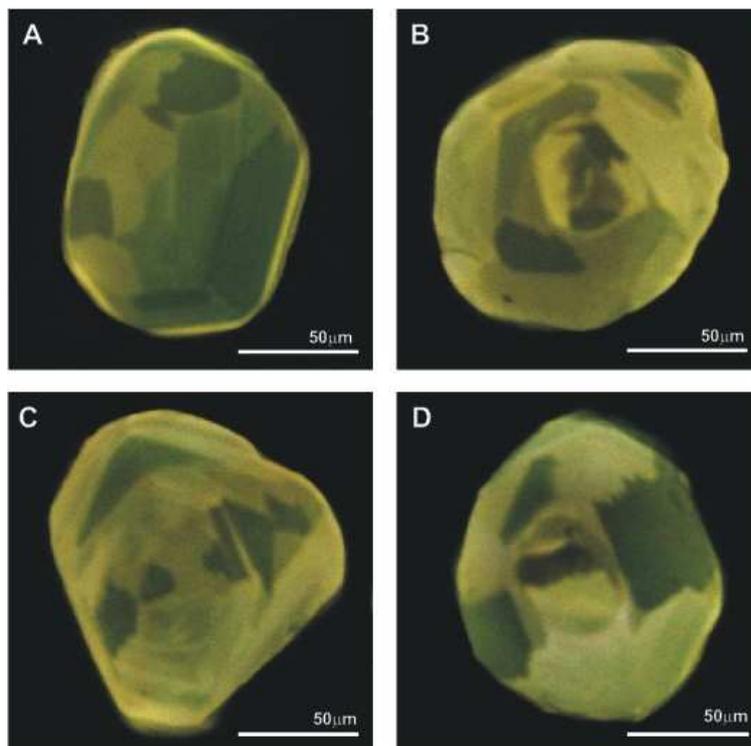


Fig. 5.23 – Imagens CL representativas de zircões “soccer-ball” da amostra 311-1 do anfibolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** zircão com zonamentos bandado planar e sectorial “fir-tree” e bordo estreito com alta luminescência; **B:** zonamento radial e “fir-tree”; **C:** zonamento sectorial “fir-tree”; **D:** zircão com núcleo herdado subarredondado com sobrecrecimento em zonamento sectorial “fir-tree”.

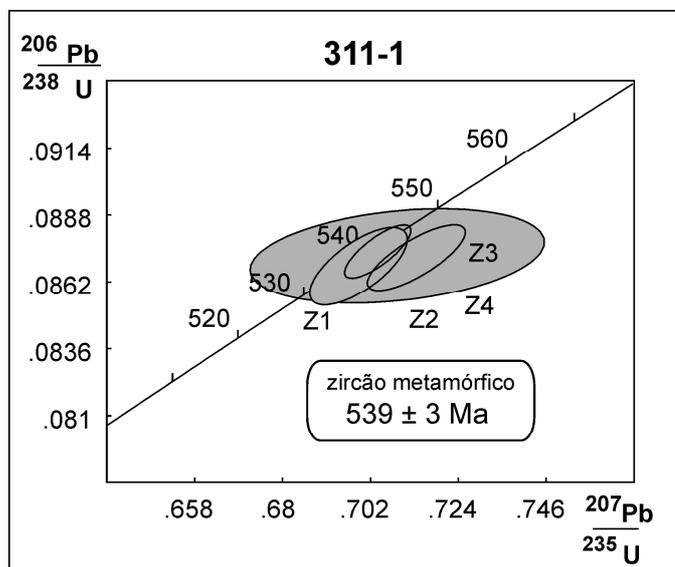


Fig. 5.24 – Diagrama concórdia para a amostra 311-1 do anfibolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Erro= 2σ .

A amostra de **anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova (311-62)** está localizada na Fig. 2.3. Está intercalada no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal que aflora a oeste dos depósitos cenozóicos (Fig. 2.3). Contém uma população de titanite, subédrica, límpida, de cor castanha, e dimensão média com 250-350 μm long de comprimento (Fig. 5.25). Após abrasão (Krogh, 1982),

foram analisadas 2 fracções de titanite, contendo 1 a 2 cristais (tabela 5.1). Os pontos obtidos têm média ponderada de idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 529 ± 5 Ma (MSWD=0.018, probabilidade de ajuste=0.89, 95%CI) (Fig. 5.26), que é interpretada como a idade de arrefecimento da titanite, após o pico metamórfico (ca. 539 Ma).

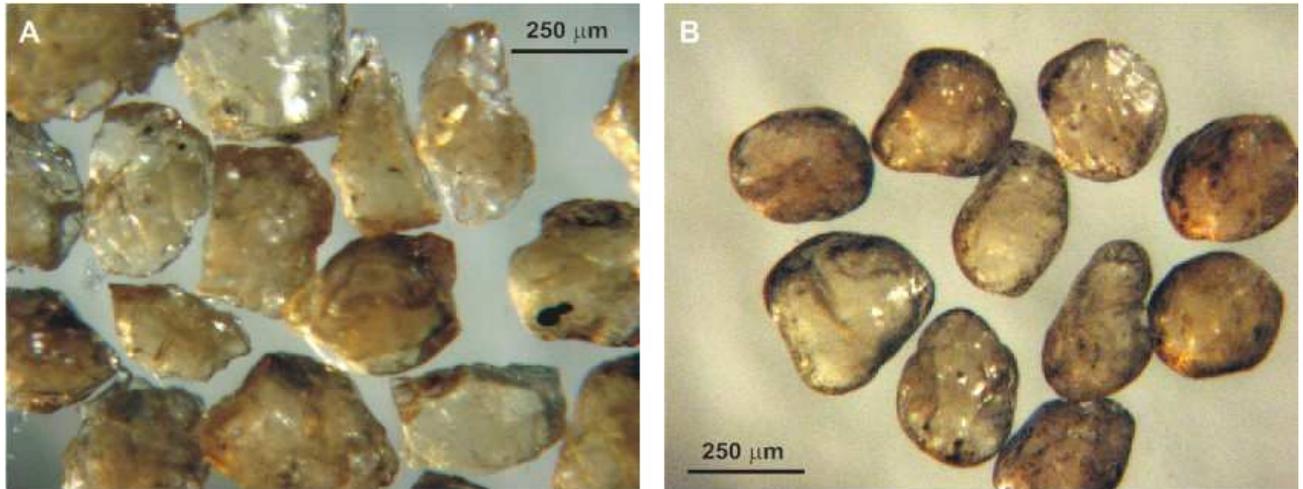


Fig. 5.25 – Microfotografias em luz transmitida das populações de titanite da amostra 311-62 do anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A:** titanite antes do processo de abrasão; **B:** titanite depois da abrasão.

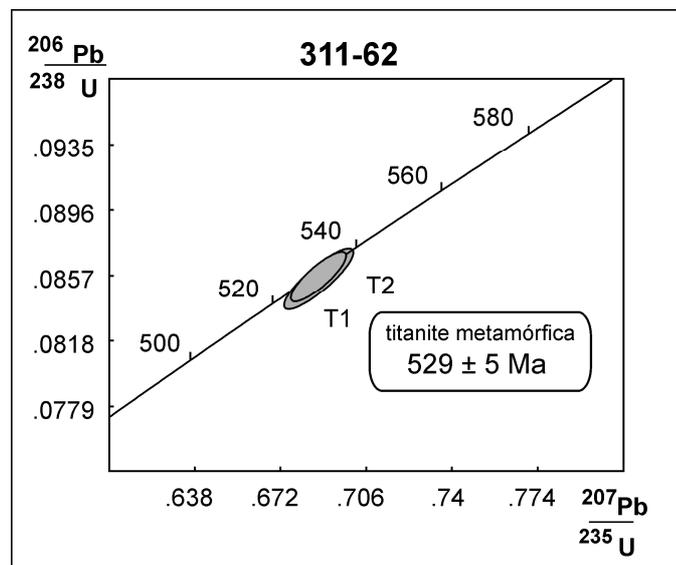


Fig. 5.26 – Diagrama concórdia para a amostra 311-62 do anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Erro= 2σ .

5.4.3.2 Anfibolitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas

A amostra de **anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica (58A)** integra-se no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e está localizada na Fig. 2.3. Contém 2 populações de zircão. Uma é constituída por zircões prismáticos euédricos, em forma de agulha com terminações aguçadas, límpidos, incolores e com 150-250 μm de comprimento e 25-50 μm de largura (Fig. 5.27A). A outra contém prismas (2:1), euédricos a subédricos, incolores, alguns com inclusões, de

dimensão média a grande com 100-150 μm de comprimento e 150-300 μm de largura (Fig. 5.27B). As imagens CL mostram zonamento ígneo bandado nas 2 populações de zircão (Figs. 5.28, 5.29), comum em rochas máficas (Hoskin, 2000, e.g. Chichorro *et al.*, 2008; Solá *et al.*, 2009). Evidências para um evento metamórfico tardio, são sugeridas por zona irregular não luminescente que invade o núcleo (Fig. 5.29E), recristalização ligeira do bordo (Fig. 5.28A), textura ígnea apagada (Fig. 5.29E) e bordo subarredondado (Figs. 5.28C, D e Figs. 5.29A, C). No entanto, as texturas ígneas bem preservadas, no bordo e núcleo na maioria dos cristais indicam que o evento metamórfico não afectou significativamente estas rochas. As imagens CL (Fig. 5.30) de zircões prismáticos (2:1) de dimensão média a grande, após abrasão química (Mattinson, 2005) (Fig. 5.27C), mostram que as zonas danificadas pela radiação de U, foram preferencialmente corroídas, eliminando as áreas do cristal que podem causar perda de Pb (Mattinson, 2005). Após a aplicação deste método, foram analisadas 3 fracções de zircão, contendo 2 a 3 prismas de dimensão média a grande (tabela 5.1). Os pontos obtidos são sobrepostos e concordantes, com uma idade de média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 544.3 ± 2.5 Ma (MSWD=0.054; probabilidade de ajuste=0.95, 95%CI), o que é interpretado como a idade de cristalização ígnea (Fig. 5.31).

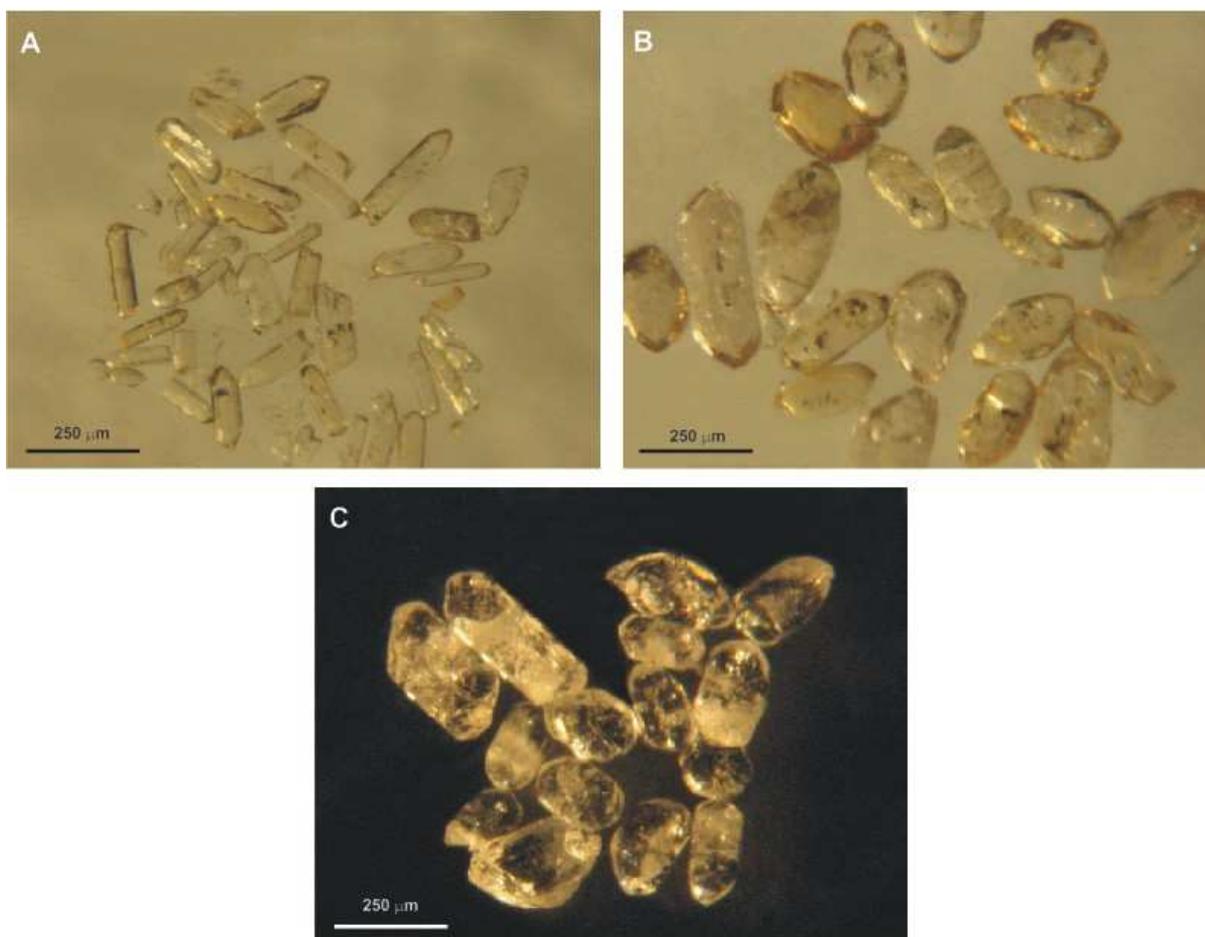


Fig. 5.27 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão da amostra 311-58A do anfibólito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A:** prismas em forma de agulha; **B:** prismas (2:1) de dimensão média a grande; **C:** prismas (2:1) de dimensão média a grande, após abrasão química (Mattison, 2005).

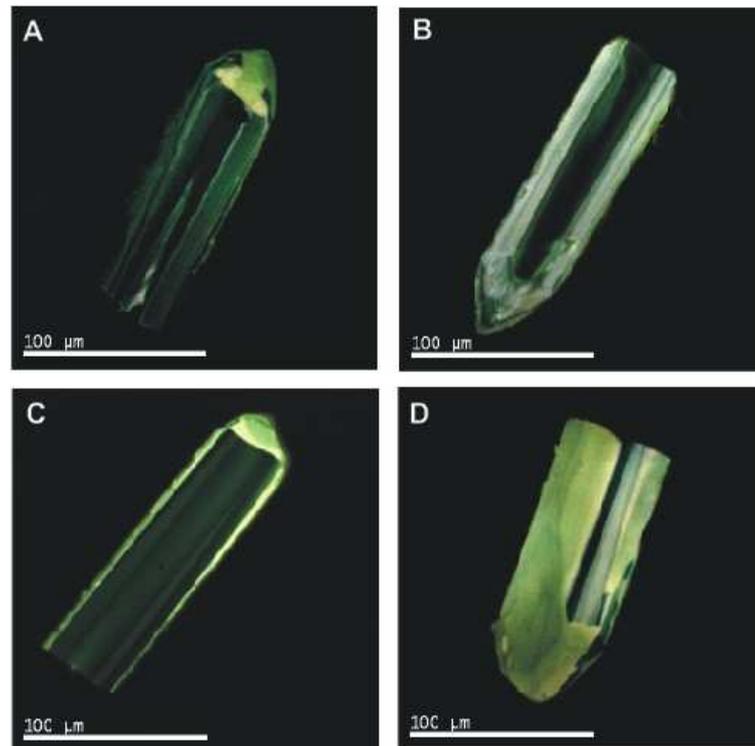


Fig. 5.28 – Imagens CL representativas dos zircões prismáticos em forma de agulha da amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Zircões ígneos com zonamento bandado e terminações aguçadas (A, B), terminações subarredondadas (C, D), mostrando recristalização tardia do bordo (A).

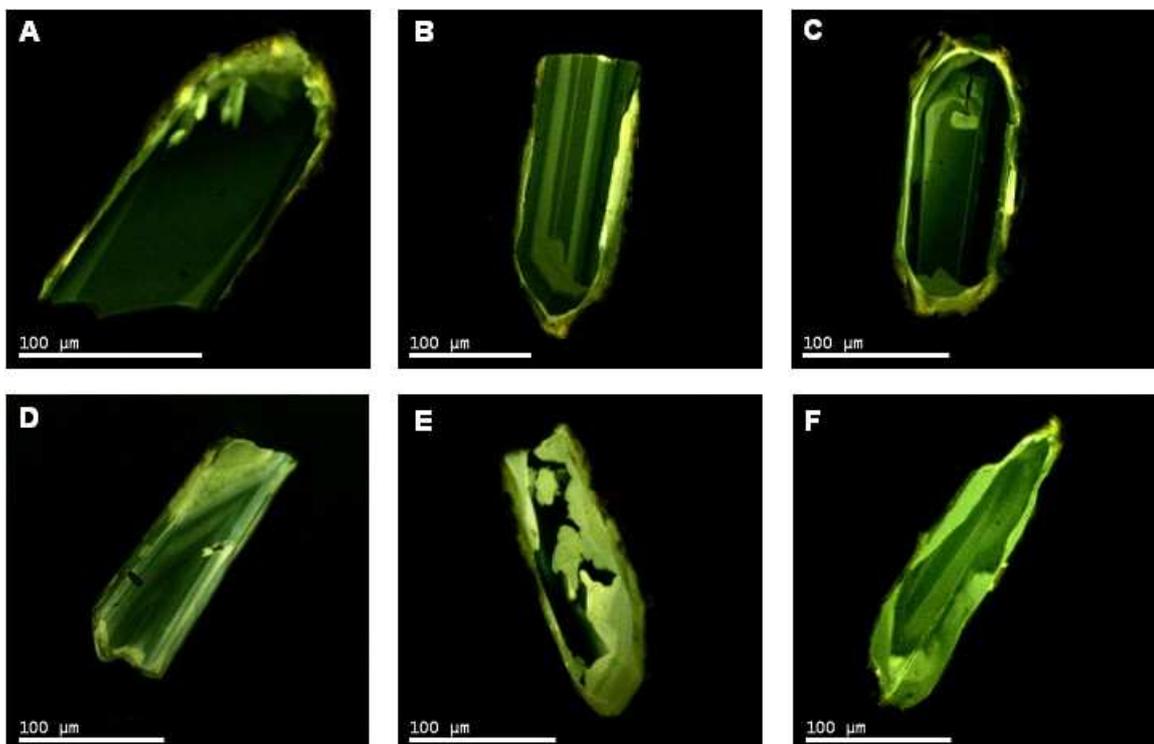


Fig. 5.29 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) de dimensão média a grande da amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. A-D: zircões ígneos com zonamento bandado, com terminação subarredondada (A, C) e cônica (B); E: núcleo perturbado por zona irregular não luminescente, envolvido por bordo euédrico com zonamento oscilatório apagado; F: núcleo com zonamento bandado envolvido por um sobrecrecimento irregular de alta luminescência.

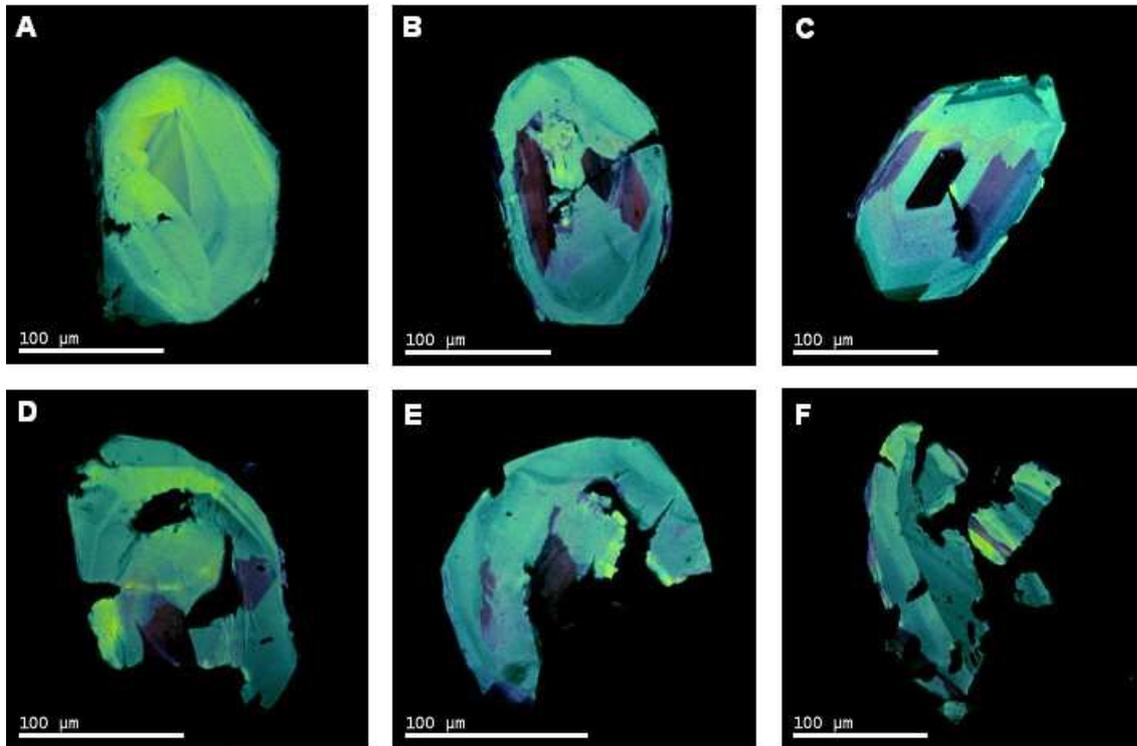


Fig. 5.30 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1), de dimensão média a grande, após abrasão (Mattinson 2005), da amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. As zonas danificadas pela radiação de U foram preferencialmente corroídas. **A-C**: a maioria da estrutura cristalina está preservada; **D-F**: a estrutura cristalina está intensamente corroída.

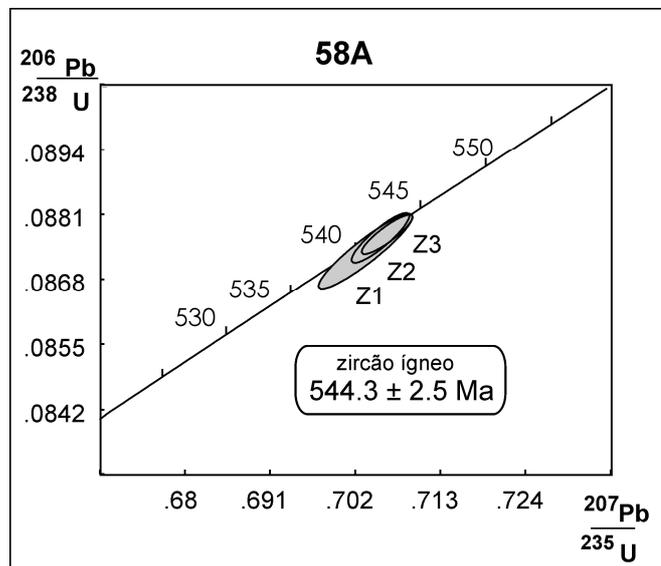


Fig. 5.31 – Diagrama concórdia para a amostra 58A do anfibolito de granularidade fina e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Erro= 2σ .

A amostra de **anfibolito de granularidade média e textura granofélsica (321-138)** integra-se no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e está localizada na Fig. 2.3. Contém duas populações de zircão com prismas (3:1) e secção transversal quadrada. Uma corresponde a fragmentos de prismas e prismas de dimensão média com 175-200 μm de comprimento e 75-85 μm de largura (Fig. 5.32A) e a outra contém prismas de dimensão grande com 300-450 μm de

comprimento e 100-125 μm de largura (Fig. 5.32B). As imagens CL mostram zonamento bandado simples (Fig. 5.33), comum em rochas máficas (Hoskin 2000, e.g. Chichorro *et al.*, 2008; Solá *et al.*, 2009). Após abrasão química (Mattison, 2005), foram analisadas 3 frações de zircão contendo 3 a 6 prismas de dimensão média (tabela 5.1). Os pontos obtidos são concordantes e a média ponderada de idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é de 544.2 ± 1.7 Ma (MSWD=0.66, probabilidade de ajuste=0.52, 95% CI), que é interpretada como idade de cristalização ígnea (Fig. 5.34).

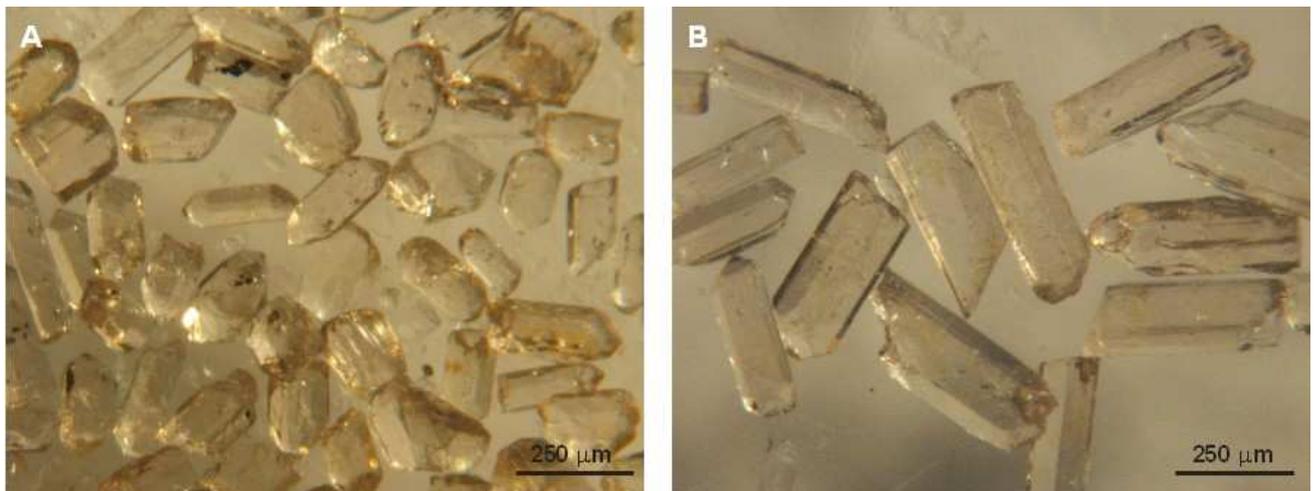


Fig. 5.32 – Microfotografias em luz transmitida das populações de zircão da amostra 321-138 do anfibolito de granularidade média e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Fragmentos de prismas e prismas (3:1), com secção transversal quadrada, de dimensão média (A) e de dimensão grande (B).

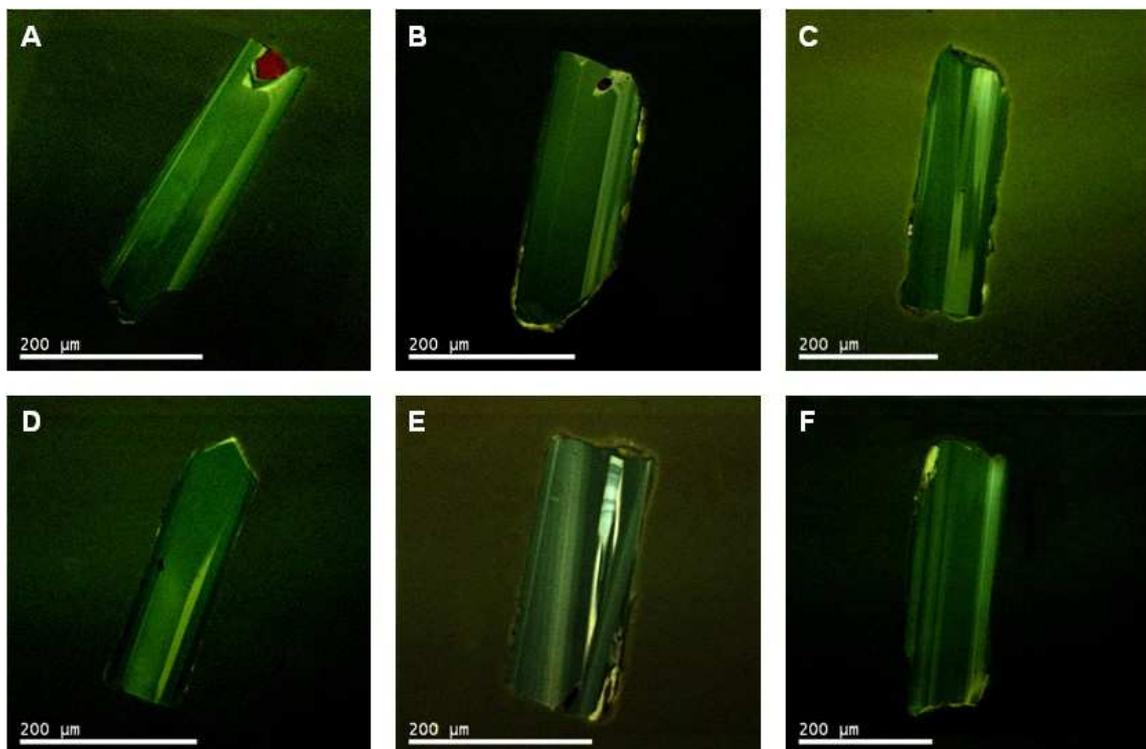


Fig. 5.33 – Imagens CL representativas dos zircões (3:1), de secção transversal quadrada e dimensão grande, da amostra 321-138 do anfibolito de granularidade média e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Todas as imagens mostram zonamento bandado simples.

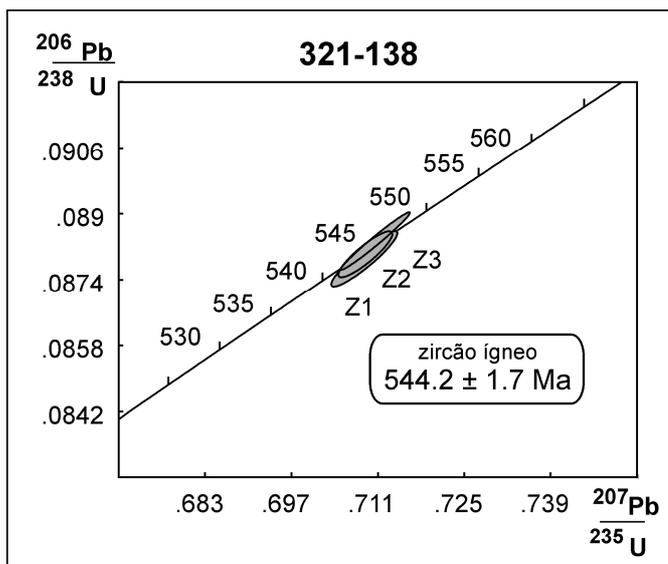


Fig. 5.34 – Diagrama concórdia para a amostra 321-138 do anfibolito de granularidade média e textura granofélsica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Erro= 2σ .

A amostra de **anfibolito de granularidade média e foliação milonítica (321-M)** integra-se no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e está localizada na Fig. 2.3. Contém zircão com prismas (2:1), euédricos, límpidos, incolores, de dimensão muito grande, com 350-550 μm de comprimento e 150-250 μm de largura (Fig. 5.35). As imagens CL mostram zircões ígneos com zonamento bandado, comum em rochas máficas (Hoskin, 2000, e.g. Chichorro *et al.*, 2008; Solá *et al.*, 2009), e com bordos estreitos homogêneos (Fig. 5.36A-D). Observam-se zonamento oscilatório e sectorial com alguma perturbação da estrutura interna por recristalização e textura apagada (Fig. 5.36E, F). Contudo, a estrutura interna bem preservada após abrasão química (Mattinson, 2005, Fig. 5.37), indica que a maioria dos cristais não foi danificada pela radiação de U, excepto nos bordos e em pequena extensão (Fig. 5.37C, F). Após abrasão química (Mattison, 2005), foram analisadas 2 fracções contendo 2 prismas (2:1), euédricos, límpidos e de dimensões muito grandes (tabela 5.1). Os pontos obtidos são concordantes ou ligeiramente discordantes e têm uma idade de média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 544 ± 2 Ma (MSWD=0.098; probabilidade de ajuste=0.75, 95%CI), que é interpretada como a idade de cristalização ígnea (Fig. 5.38).

A amostra de **anfibolito com almandina (20A)** integra-se no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e está localizada na Fig. 2.3. Contém 1 população de zircão, com fragmentos de prismas (2:1) euédricos, límpidos, de cor amarela pálida a incolor, de dimensão grande, com 100-200 μm de comprimento e 50-80 μm de largura (Fig. 5.39). As imagens CL mostram zonamento bandado (Fig. 5.40), comum nas rochas máficas (Hoskin, 2000, e.g. Chichorro *et al.*, 2008; Solá *et al.*, 2009), excepto a Fig. 5.40C, que evidencia zonamento sectorial, uma consequência de difusão lenta na rede (Watson & Liang, 1995). A maioria dos cristais mostra recristalização (excepto a Fig. 5.40A), causada muito provavelmente por evento metamórfico.

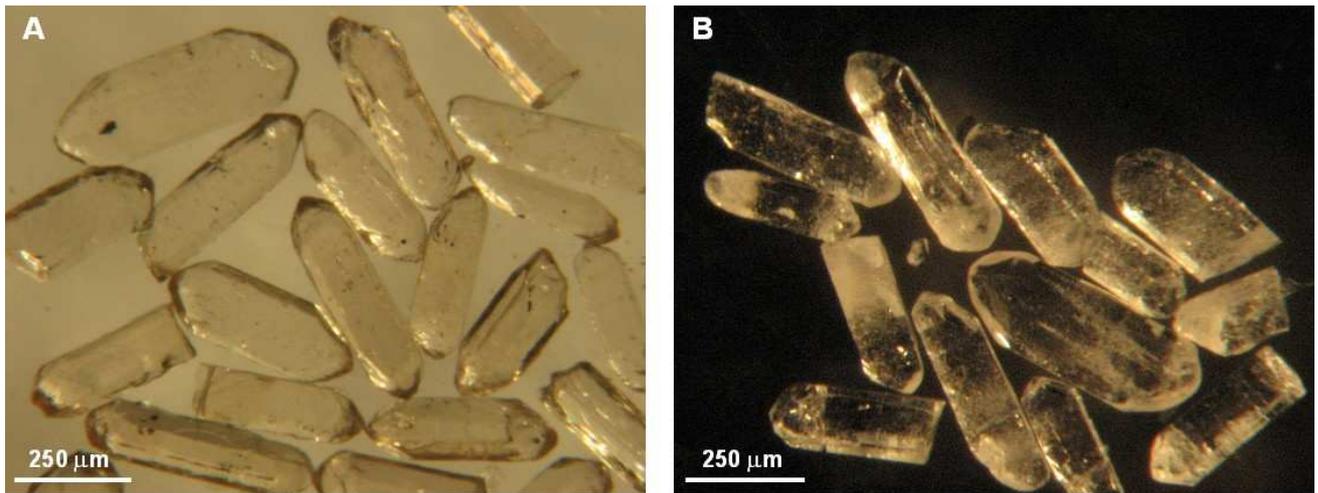


Fig. 5.35 – Microfotografias em luz transmitida de zircões da amostra 321-M do anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Zircões com prismas (2:1), euédricos, límpidos, incolores, de dimensão muito grande antes (**A**) e depois (**B**) da abrasão química (Mattison, 2005).

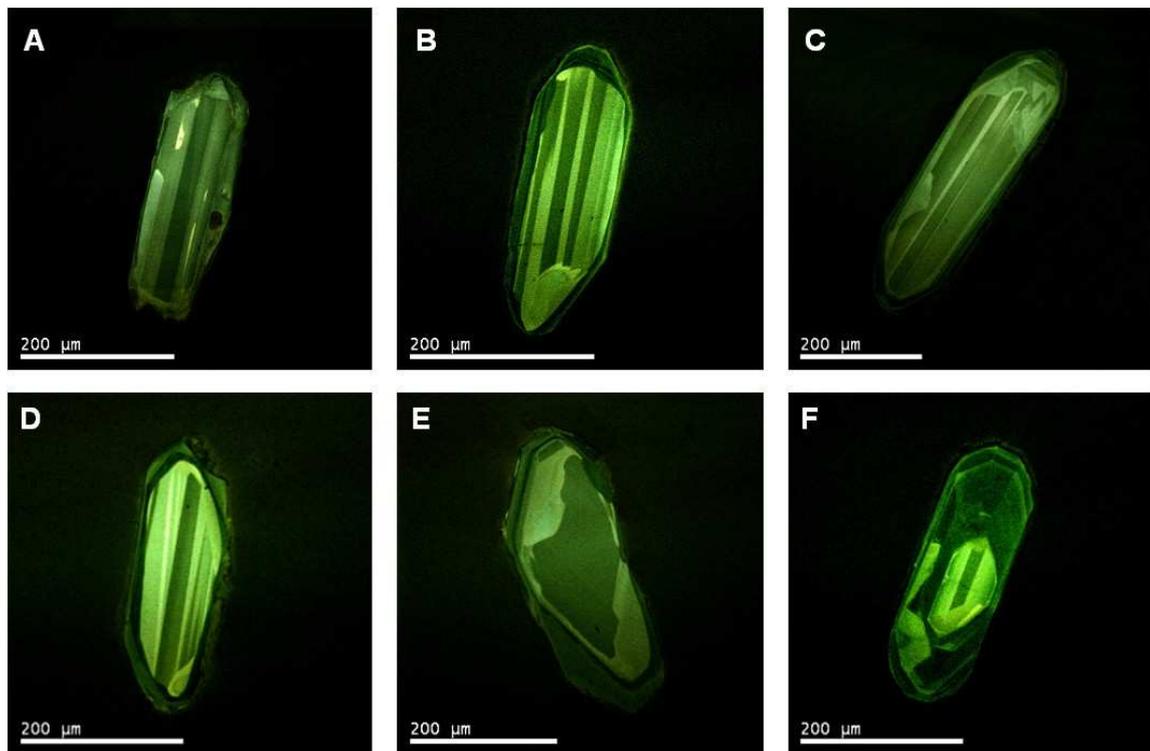


Fig. 5.36 – Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1), de dimensão muito grande da amostra 321-M, de anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A-D**: zircões com zonamento bandado ígneo e com bordo estreito homogéneo, que em **C** invade o núcleo; **E**: núcleo sem zonamento, com zona irregular de baixa luminescência, envolvido por bordo pouco zonado; **F**: núcleo euédrico de alta luminescência com zonamento bandado, envolvido por zona intermédia de baixa luminescência com zonamento sectorial apagado e recristalização transgressiva (zona de alta luminescência), envolvida por bordo estreito com terminação subarredondada. Ocorre rápido crescimento em (110).

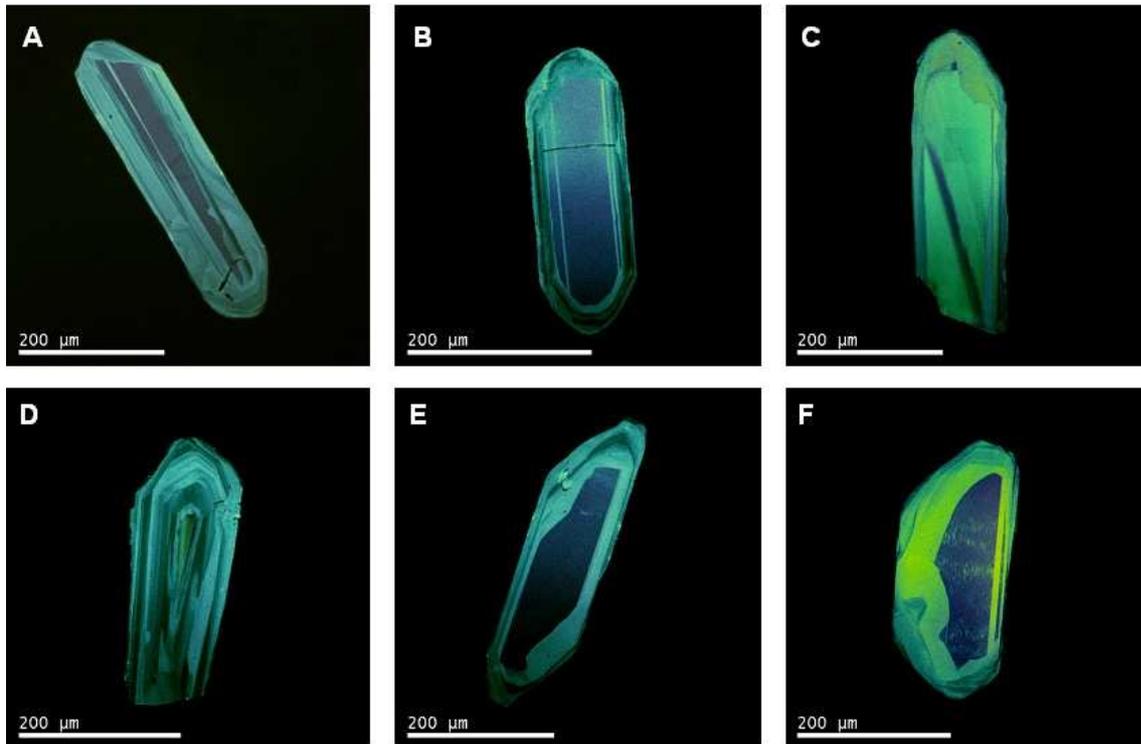


Fig. 5.37 – Imagens CL representativas de zircões (2:1), de dimensão muito grande, após abrasão química (Mattinson 2005), da amostra 321-M, de anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A-C**: zircões ígneos com zonamento bandado bem preservado, excepto no bordo de C; **D-F**: zircões com zonamento oscilatório concêntrico bem preservado, excepto no bordo de F.

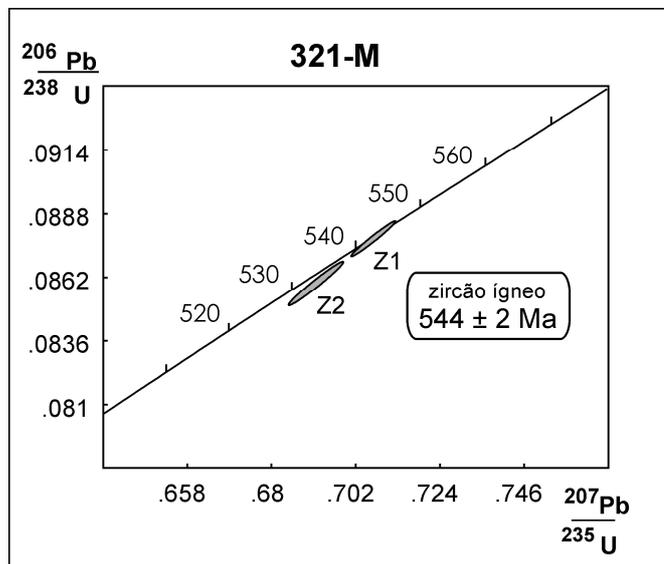


Fig. 5.38 – Diagrama concórdia para a amostra 321-M do anfibolito de granularidade média e foliação milonítica do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Erro= 2σ .



Fig. 5.39 – Microfotografias em luz transmitida dos fragmentos de prismas (2:1) de zircão, euédricos, límpidos, de cor amarela pálida a incolor, da amostra 20A do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

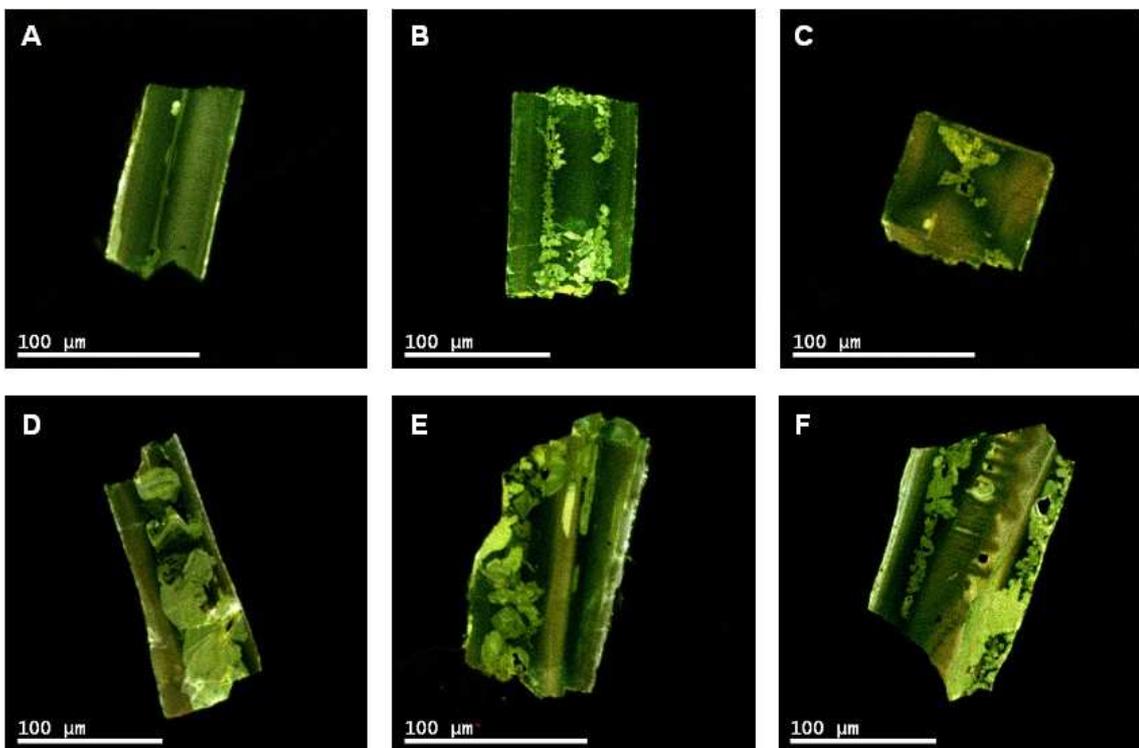


Fig. 5.40 – Imagens CL representativas dos fragmentos de prismas (2:1) de zircão da amostra 20A do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A-F**: todas as imagens mostram zonamento bandado (excepto C que mostra zonamento sectorial) e zonas irregulares de alta luminescência – recristalização (excepto A).

As 7 fracções analisadas contêm 2 a 4 cristais de fragmentos de prismas, tendo sido previamente submetidas ao processo de abrasão (Krogh, 1982) (Z1-Z3) e abrasão química (Mattinson, 2005) (Z4-Z7) (tabela 5.1). Dos pontos obtidos, 2 são ligeiramente discordantes (Z1 e Z3) e 5 concordantes (Z2, Z4-Z7) definindo uma idade de média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 477 ± 2 Ma (MSWD=0.17, probabilidade de ajuste=0.95, 95%CI), que é interpretada como a idade de cristalização ígnea (Fig. 5.41).

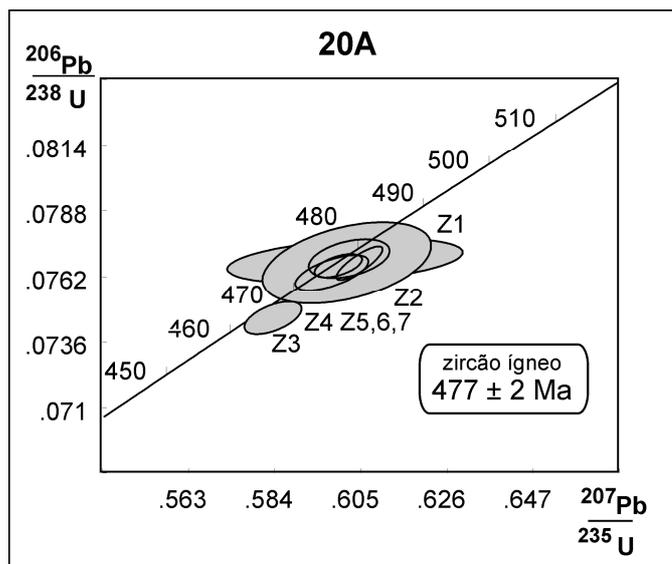


Fig. 5.41 – Diagrama concórdia para a amostra 20A do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Erro= 2σ.

5.4.4 Rochas Intrusivas

5.4.4.1 Protomilonito trondjemítico

A amostra de protomilonito trondjemítico (165) é intrusiva no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e está localizada na Fig. 2.3. Contém uma população de zircão e outra de monazite. A população de zircão contém fragmentos angulosos de prismas e prismas (2:1), euédricos a subédricos, simples, límpidos, de cor amarela pálida a incolor, de dimensão média, com 120-160 μm de comprimento e 50-80 μm de largura, alguns dos quais com pequenas inclusões (Fig. 5.42A). A população de monazite contém cristais euédricos a subédricos, límpidos, de cor amarela, de dimensão pequena a média, com 100-170 μm de comprimento (Fig. 5.42B). As imagens CL dos zircões mostram zonamento ígneo, sectorial e oscilatório (Figs. 5.43A-C), com alguma recristalização (Fig. 5.43C) e núcleo herdado com um estágio final de crescimento durante metamorfismo (bordo subarredondado, Fig. 5.43D). Foram analisadas 3 fracções de monazite, contendo 4 a 15 cristais euédricos a subédricos e 4 fracções de zircão com prismas (2:1), euédricos, contendo 2 cristais (Z1-Z3) e cristais únicos (Z4) (tabela 5.1). As fracções de zircão foram previamente submetidas ao processo de abrasão (Krogh, 1982) (Z1) e abrasão química (Mattinson, 2005) (Z2-Z4), ao contrário da monazite, que por ser de dimensão pequena não passou por este processo.

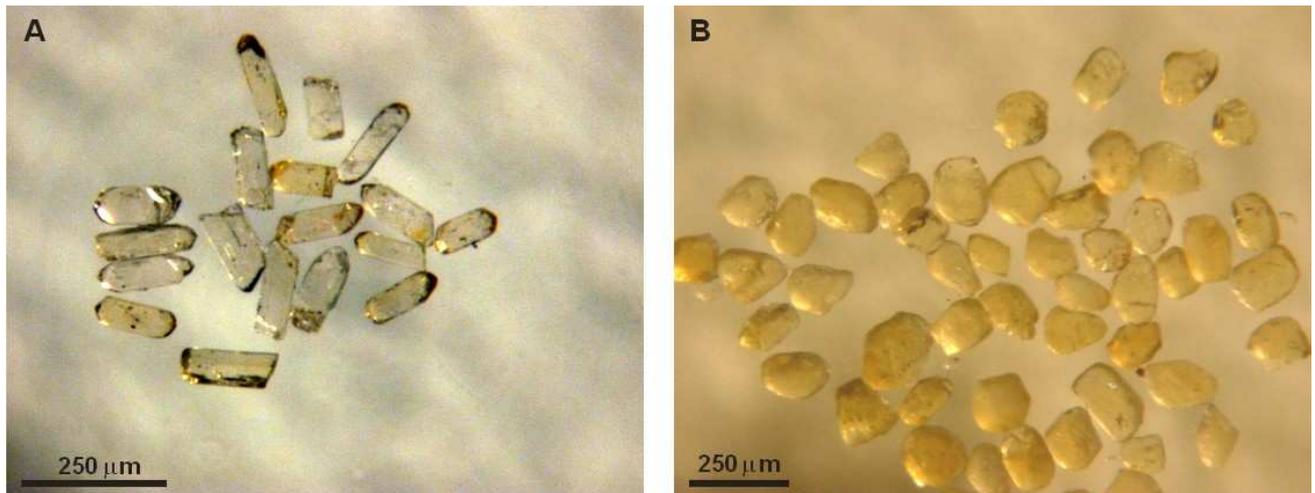


Fig. 5.42 – Microfotografias em luz transmitida de zircão e monazite da amostra 165 do protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A:** zircão com fragmentos de prismas e prismas (2:1) euédricos a subédricos, simples, límpidos, de cor amarela pálida a incolor e de dimensão média; **B:** monazite com cristais euédricos a subédricos, límpidos, de cor amarela e de dimensão pequena a média.

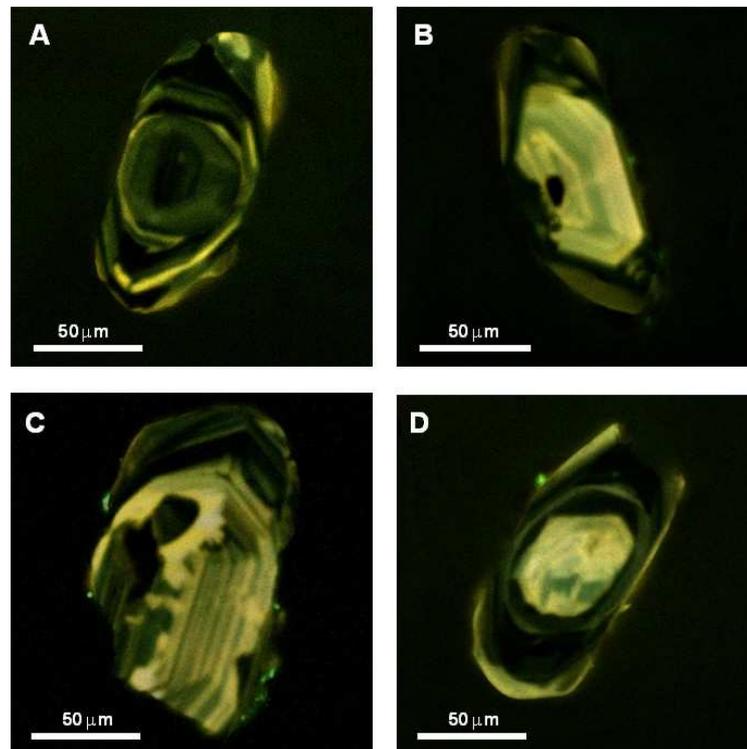


Fig. 5.43 - Imagens CL representativas dos zircões com prismas (2:1) da amostra 165 do protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. **A:** zircão ígneo com zonamento sectorial e rápido crescimento em (110); **B:** zircão ígneo com núcleo de alta luminescência e zonamento oscilatório, envolvido por um bordo de baixa luminescência que invade o núcleo; **C:** zircão ígneo com zonamento sectorial e rápido crescimento em (110). O núcleo é de alta luminescência, com recristalização e está envolvido por um bordo de baixa luminescência; **D:** núcleo herdado de alta luminescência, com contorno parcialmente subarredondado, envolvido por uma zona intermédia de luminescência variável e bordo subarredondado de alta luminescência.

Os pontos obtidos (M1-M3) de monazite são 3% a 10% discordantes (Fig. 5.44), co-lineares com a fracção de zircão concordante Z3 e definem uma linha de discórdia ancorada em 10 ± 10 Ma, com uma idade de intercepção superior de 484 ± 10 Ma (probabilidade de ajuste=0.71, 95%CI). A idade

de média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para Z3 de zircão é 483 ± 1.5 Ma, sendo esta a melhor estimativa para a idade de cristalização ígnea. As restantes fracções de zircão têm idades mais antigas (tabela 5.1), que são interpretadas como reflexo dum componente herdado nos cristais analisados, como sugerido pela Fig. 5.43D.

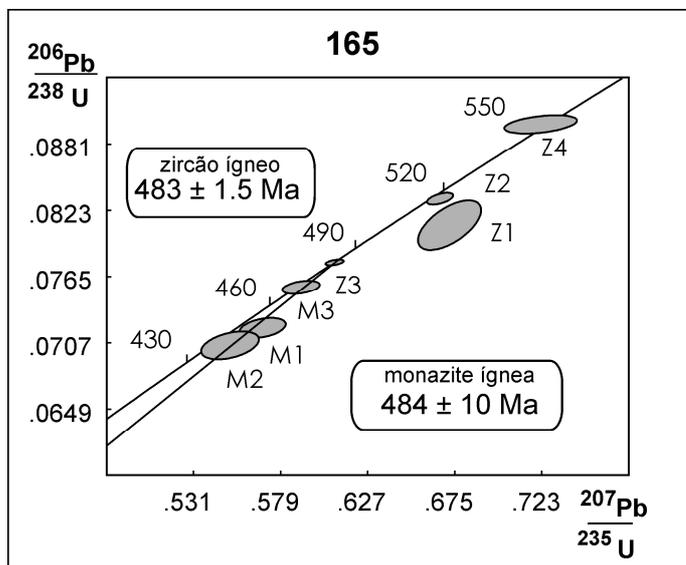


Fig. 5.44 – Diagrama concórdia para a amostra 165 de protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Erro= 2σ .

5.4.4.2 Filões félsicos variscos intrusivos no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra

A amostra de riodacito (90A) é intrusiva no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e está localizada na Fig. 2.3. Contém 2 populações de zircão e 1 de monazite. Uma população de zircão contém prismas simples (2:1), euédricos, límpidos, de cor amarela pálida a incolor, com terminações aguçadas, de dimensão média com 130-180 μm de comprimento e 60-90 μm de largura (Fig. 5.45A). A outra contém prismas simples (3:1) (“*pencil type*”), euédricos, límpidos, e cor amarela pálida a incolor, de dimensão média a grande com 130-200 μm de comprimento e 40-60 μm de largura (Fig. 5.45B). Alguns contêm pequenas inclusões. A população de monazite contém cristais subédricos, límpidos, de cor amarela, de dimensão média e morfologia externa arredondada, com cerca de 150 μm de diâmetro (Fig. 5.45C). Devido ao número reduzido de cristais, a maioria foram guardados para análise tendo-se obtido apenas uma imagem CL para o zircão prismático (2:1) de dimensão média. Esta imagem mostra zircão ígneo com zonamento oscilatório com pouca recristalização (Fig. 5.45D). Após abrasão (Krogh, 1982), foram analisadas 2 fracções de zircão contendo 2 a 6 prismas simples (2:1), de dimensão média (tabela 5.1). Os pontos obtidos são discordantes, com 619 ± 10 Ma (Z1) e 1054 ± 10 Ma (Z2) e são herdados da região fonte (Fig. 5.46A). Após abrasão (Krogh, 1982), foram analisadas 4 fracções de monazite achatada e arredondada, de dimensão média, contendo cristais únicos (M1, M2, M4) e 2 cristais (M3) (tabela

5.1). M1, M2, M4 são concordantes, com uma idade de média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 308 ± 1 Ma (MSWD=0.98, probabilidade de ajuste=0.38, 95%CI), sendo interpretada como a idade de cristalização ígnea (Fig. 5.46B). M2 é concordante, tem uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 429 ± 5 Ma (95%CI) e é interpretada como contendo um núcleo mais antigo (Fig. 5.46A).

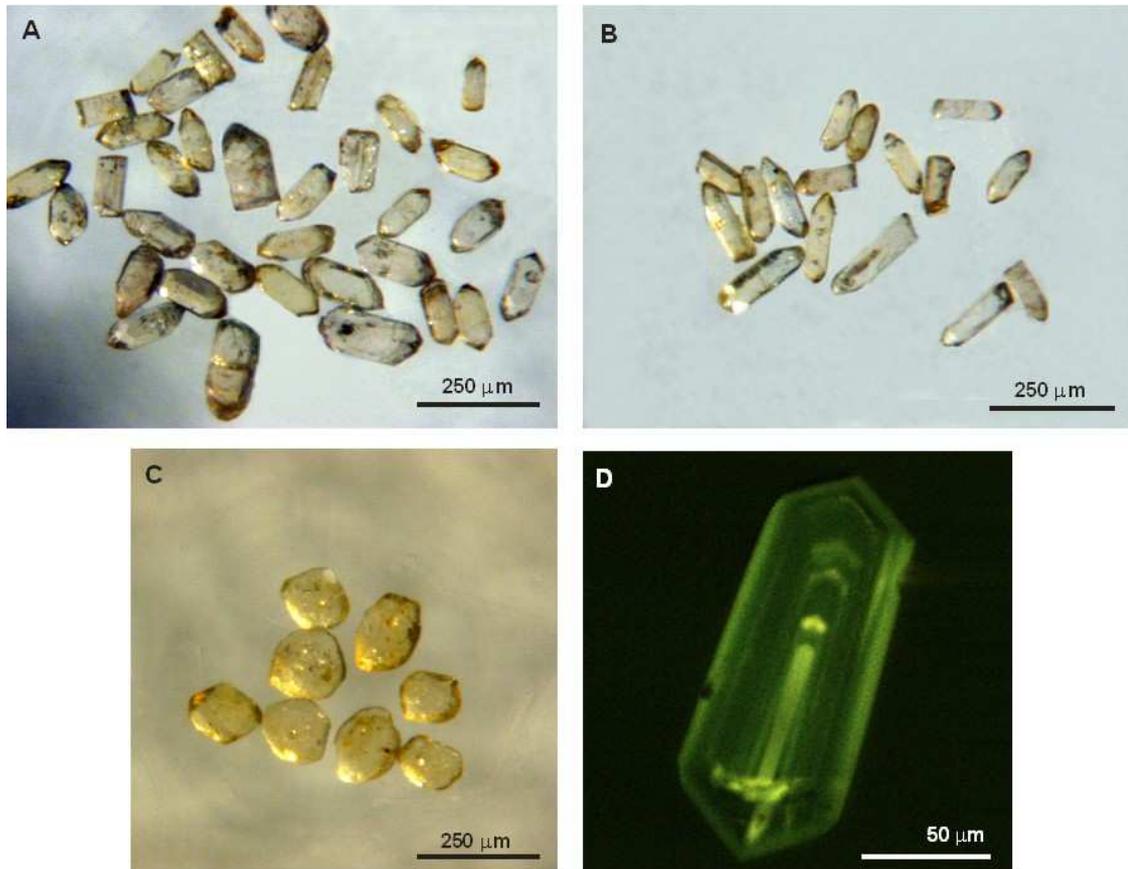


Fig. 5.45 – Microfotografias em luz transmitida dos zircões e monazites (A-C) e imagem CL de zircão com prisma (2:1) (D) da amostra 90A do riódacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. **A**: prismas simples (2:1), euédricos, límpidos, de cor amarela pálida a incolor, com terminações aguçadas, de dimensão média; **B**: prismas simples (3:1) (“pencil type”), euédricos, límpidos, e cor amarela pálida a incolor, de dimensão média a grande; **C**: monazite arredondada, límpida, de cor amarela e dimensão média; **D**: zircão ígneo com zonamento oscilatório e ligeira recristalização no bordo.

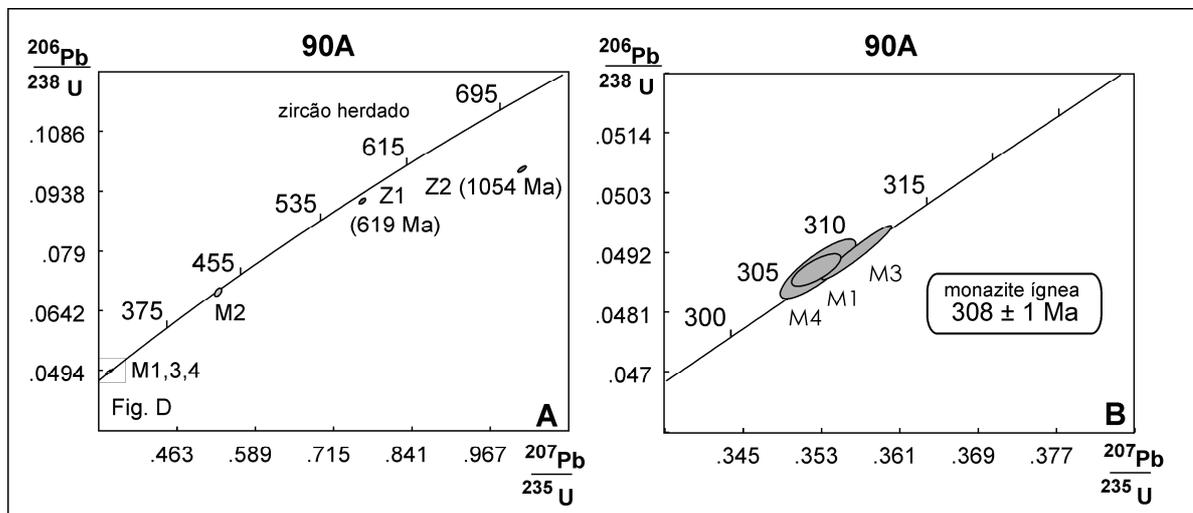


Fig. 5.46 – Diagramas concórdia para a amostra 90A de riódacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Erro= 2σ .

6. Geoquímica de Rocha total

Com vista à caracterização geoquímica das rochas em estudo, analisaram-se elementos maiores, traço e REE e a partir das análises obtidas seleccionaram-se análises representativas que se encontram nas tabelas 6.1 a 6.3.

6.1 Classificação normativa e química

Devido à dificuldade de realização de classificações modais em virtude da existência de texturas porfiroclásticas, onde por vezes se encontra uma matriz de dimensão demasiado reduzida, recorreu-se á classificação químico-mineralógica de La Roche *et al.* (1980) e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Wilson, 1989) (Figs. 6.1 e 6.2). No entanto é necessário ter em atenção, que em condições de metamorfismo da fácies anfibolítica, existe a possibilidade de mobilização de elementos maiores, principalmente os alcalinos e iões litófilos como Sr, Rb e Cs (Will *et al.*, 2010). Os elementos móveis, como K, Rb e Ba, entre outros, podem ser metassomaticamente introduzidos através de fluidos que penetram as zonas de cisalhamento durante o metamorfismo de fácies anfibolítica (Floyd & Winchester, 1983). Deste modo, a classificação química baseada em elementos maiores é problemática (Will *et al.*, 2010). De modo a minimizar este problema, todas as amostras seleccionadas para projecção nos diagramas de elementos maiores, correspondem a amostras não alteradas. Nas amostras vulcânicas ou de protólito vulcânico, este problema terá menos impacto, pois os diagramas de classificação disponíveis são baseados em elementos imóveis durante o metamorfismo e alteração, HFSE (Zr, Ta, Nb, Hf, Y e Th) e REE (Will *et al.*, 2010).

No diagrama de La Roche *et al.* (1980) (Fig. 6.1), os ortognaisses de Souto-V.Vacas, C. Vale Cova-Carvalho e Cova-Carvalho-Sardoal, projectam-se nos campos de granodiorito a granito. O ortognaisse de Olalhas projecta-se no campo do granito.

No mesmo diagrama, a maioria das amostras de anfibolito e gnaisse anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas projectam-se nos campos do gabro e diorito, apenas 3 amostras nos campos do gabro olivínico e gabro-norito e outras 3 amostras no campo do tonalito. Das 10 amostras que caem no campo do gabro, 4 têm plagioclase com $\text{An}>50$ e 6 $\text{An}<50$. Das 10 amostras que caem no campo do diorito, 3 têm plagioclase com teor de $\text{An}>50$ e 7 $\text{An}<50$. As amostras que caem nos campos do tonalito, gabro-olivínico e gabro-norito, têm plagioclase com $\text{An}>50$. No entanto, as amostras que têm plagioclase com $\text{An}>50$ e caem nos campos do gabro, gabro-olivínico e gabro-norito não contêm minerais característicos deste tipo de rochas, como clinopiroxena, ortopiroxena ou olivina (Le Maitre *et al.*, 2002).

Tabela 6.1 – Análises químicas representativas do ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal: elementos maiores (wt%), elementos traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal											
	Ortognaisse (Souto-V.Vacas)			Ortognaisse (C. Vale Cova – Carvalhal)			Ortognaisse (C. Vale de Cova – Sardoal)			Ortognaisse de Olalhas		
	311-66	311-53	321-140b	1A	100	gn	5A	321-27	322-AF6	311-37	311-31	311-6
SiO ₂ (wt%)	65,19	66,11	69,50	67,58	68,90	70,72	66,95	68,43	69,57	63,47	67,48	68,87
TiO ₂	0,76	0,78	0,45	0,56	0,67	0,46	0,71	0,62	0,59	0,99	0,64	0,66
Al ₂ O ₃	16,56	16,26	15,47	14,89	15,33	13,90	15,40	15,08	14,70	16,66	15,71	15,24
Fe ₂ O ₃	1,75	1,53	0,98	0,24	0,57	0,01	1,63	0,91	1,48	1,10	2,38	0,08
FeO	3,66	3,81	2,78	3,43	3,90	2,97	3,32	3,22	2,40	5,29	2,36	3,62
MnO	0,06	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,08	0,04	0,05
MgO	2,03	2,18	1,36	1,59	1,75	1,17	1,91	1,79	1,51	2,19	1,64	1,32
CaO	1,08	1,69	1,36	1,20	0,88	1,33	1,45	1,02	0,84	1,15	0,85	1,30
Na ₂ O	2,83	3,04	3,51	3,30	4,07	3,17	3,18	2,75	3,06	3,03	2,60	3,11
K ₂ O	3,76	2,72	2,61	4,17	2,49	3,56	3,03	3,35	3,57	3,20	3,09	3,76
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,08	0,12	0,15	0,19	0,13	0,13	0,20	0,09	0,19	0,24
Cl	*	0,02	*	*	0,01	*	*	0,02	*	*	0,02	*
F	0,05	0,03	0,02	0,03	0,09	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
S	*	0,02	*	0,04	0,02	*	*	0,08	*	*	*	0,03
LOI	1,92	2,10	1,60	2,00	1,71	1,39	1,88	2,32	1,45	2,48	3,42	1,54
Total	99,79	100,48	99,76	99,20	100,58	98,93	99,69	99,80	99,74	99,77	100,46	99,86
O=Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
O=F	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
O=S	–	0,01	–	0,02	0,01	–	–	0,04	–	–	–	0,01
Total	99,76	100,46	99,75	99,17	100,53	98,92	99,67	99,74	99,72	99,75	100,44	99,83
Sc (ppm)	14	15	10	9	11	8	13	12	13	22	12	11
Be	3	2	2	2	2	1	2	3	3	*	2	3
V	107	120	70	72	81	54	98	97	78	142	92	58
Cr	70	70	40	70	70	60	60	60	60	90	70	30
Co	11	7	5	12	16	9	12	8	6	11	6	5
Ni	20	*	*	20	30	*	*	*	*	20	*	*
Cu	20	20	10	10	20	*	30	10	*	30	30	*
Zn	100	80	70	70	70	40	70	80	70	100	60	60
Ga	21	20	20	15	18	15	19	19	19	20	20	18
Ge	1,8	1,6	1,7	1,3	1,7	1,8	1,8	1,5	1,7	1,9	1,7	1,5
Rb	122	82	68	143	100	99	107	111	117	98	94	119
Sr	202	225	184	267	231	239	182	174	153	222	159	157
Y	40,2	26	26,7	18,7	23,7	16,5	31,3	17,4	20,4	33,5	24,6	15,5
Zr	215	229	144	231	243	220	246	183	173	270	207	202
Nb	14,8	13,8	11,8	12,8	14,1	10,5	13,8	13,7	12,6	16	13,4	10,6
Sn	3	*	*	2	3	5	2	3	6	*	4	5
Cs	7,7	3,1	2,4	2,3	7,9	6,1	4,5	5,9	11,7	2,8	4,9	5,5
Ba	823	851	799	664	699	840	770	889	658	1109	800	758
Hf	5	5,3	3,8	4,9	5,3	5	5,5	4	4,1	5,7	4,5	4,8
Ta	1,24	1,19	0,92	1,02	1,13	1,41	1,09	0,83	0,92	0,83	1,18	1,46
W	2,6	3,7	1,3	10,9	20,3	18,8	14,1	6,6	9,9	6,6	7,2	7
Tl	0,47	0,3	0,2	0,48	0,43	0,32	0,48	0,49	0,43	0,4	0,29	0,47
Pb	21	19	19	19	20	23	22	20	19	22	78	47
Bi	*	*	*	*	*	0,3	*	*	0,4	*	0,2	0,1
Th	12,2	9,93	6,76	9,39	10,4	8,41	12,3	10,8	8,57	14,3	10,2	10,2
U	3,18	3,61	2,35	2,72	2,83	3,49	3,99	3,19	3,67	2,28	3,46	4,72
Li	34	29	27	23	33	25	25	30	43	35	29	31
La	43,3	39,1	26,8	29,5	36,5	29,5	42,7	39,9	26,4	47,7	31,6	14,5
Ce	75,6	65,9	46,4	56,7	69,2	56,2	82,5	62,4	52,9	88,6	60,3	32,5
Pr	10,1	10,6	6,67	6,79	8,17	6,9	9,35	7,07	6,45	10,8	7,38	4,33
Nd	36,6	36,7	23,9	24,8	30,1	24,1	35	26,6	24,7	40	27,5	15,4
Sm	7,41	7,35	5,07	4,76	5,77	4,35	6,86	5,16	4,33	7,54	5,3	3,28
Eu	1,35	1,21	0,853	0,989	1,18	0,718	1,31	1,08	1	1,8	1,11	0,309
Gd	6,37	5,11	4,35	3,85	4,8	3,37	5,7	3,94	4,26	6,27	4,38	2,53
Tb	1,12	0,85	0,74	0,59	0,74	0,53	0,91	0,55	0,71	0,96	0,72	0,44
Dy	6,68	4,99	4,54	3,44	4,21	3,11	5,17	3,05	4,33	5,55	4,2	2,82
Ho	1,39	0,96	0,88	0,68	0,82	0,6	1,04	0,59	0,88	1,12	0,82	0,58
Er	4,28	2,76	2,54	1,92	2,37	1,74	3,1	1,71	2,66	3,46	2,44	1,75
Tm	0,65	0,43	0,38	0,29	0,36	0,26	0,47	0,26	0,41	0,54	0,37	0,28
Yb	4,23	2,95	2,51	1,97	2,43	1,83	3,19	1,76	2,85	3,76	2,51	2,03
Lu	0,69	0,47	0,40	0,31	0,38	0,28	0,53	0,29	0,48	0,62	0,41	0,33

LOI-perda ao rubro; * abaixo do limite de detecção; – sem significado.

Tabela 6.2 - Análises químicas representativas do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas: elementos maiores (wt%), elementos traço e terras raras (ppm).

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas														
	Anfibolito e gnaiss anfibólico					Anfibolito com almandina			Protomilonito trondjemítico					
	62A	58A	55A	42A	30A	51A	321-17	311-97	23B	21A	20A	35A	165	47A
SiO ₂ (wt%)	50,28	50,94	51,10	54,22	60,45	60,37	61,11	61,97	56,74	59,06	60,33	68,29	74,30	76,01
TiO ₂	1,81	1,02	1,54	1,27	0,90	1,22	0,91	1,13	1,04	0,87	0,83	0,25	0,08	0,03
Al ₂ O ₃	14,91	15,73	18,91	18,12	17,67	16,67	16,72	15,56	18,74	19,03	18,02	17,16	14,92	14,50
Fe ₂ O ₃	1,05	0,45	1,21	0,55	0,42	0,13	0,54	0,94	0,46	0,92	0,35	0,71	0,00	0,00
FeO	9,94	8,09	7,83	6,89	4,94	6,23	5,63	5,42	6,91	5,99	5,81	2,24	1,57	0,54
MnO	0,19	0,16	0,13	0,12	0,10	0,11	0,09	0,10	0,14	0,11	0,10	0,08	0,02	0,01
MgO	6,84	7,82	3,62	4,99	3,02	4,02	4,26	3,33	2,20	1,90	1,83	0,94	0,41	0,18
CaO	9,55	9,50	7,83	6,79	6,31	5,73	4,88	4,90	6,21	5,77	5,57	2,78	1,72	2,29
Na ₂ O	2,12	2,48	4,10	3,16	3,95	2,92	2,76	2,65	5,39	5,17	5,41	5,40	5,05	5,35
K ₂ O	0,84	1,80	0,20	0,96	0,56	1,36	2,07	2,45	0,15	0,20	0,13	0,63	0,69	0,43
P ₂ O ₅	0,18	0,11	0,75	0,22	0,31	0,03	0,14	0,16	0,74	0,59	0,65	0,18	0,05	0,05
Cl	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	*	0,02	0,02	*	*	0,02	0,01	*	*
F	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02	*	*
S	0,16	0,09	0,15	0,20	*	0,20	0,23	0,02	0,12	0,03	0,02	*	*	*
LOI	2,52	1,83	2,97	2,49	1,31	1,50	1,00	1,12	1,34	0,56	0,46	1,36	0,82	0,61
Total	100,46	100,07	100,39	100,02	99,99	100,51	100,38	99,80	100,23	100,23	99,57	100,05	99,63	100,00
O=Cl	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	-	-
O=S	0,06	0,03	0,06	0,07	-	0,07	0,09	0,01	0,04	0,01	0,01	-	-	-
Total	100,38	100,02	100,31	99,93	99,98	100,42	100,28	99,79	100,17	100,21	99,54	100,04	99,63	100,00
Sc (ppm)	44	36	18	26	12	19	21	25	11	8	8	4	3	1
Be	2	1	2	2	2	3	2	2	1	1	2	1	1	*
V	302	246	138	183	94	188	155	124	57	119	43	5	*	*
Cr	190	210	20	140	50	120	170	40	*	*	*	*	*	*
Co	43	37	21	28	17	23	22	16	14	13	15	4	6	5
Ni	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Cu	40	*	60	20	*	20	30	*	*	*	*	*	*	*
Zn	180	120	160	170	110	110	70	60	120	80	130	40	50	*
Ga	19	16	21	21	20	19	17	18	23	23	21	21	23	17
Ge	1,9	1,7	0,9	1,6	1	1,2	1,4	1,9	1	1,2	1	1,1	1	0,9
Rb	23	57	5	28	9	38	75	93	2	3	2	20	17	9
Sr	130	174	247	215	404	245	171	135	291	291	286	249	181	235
Y	38,2	25,1	28,6	23	15,5	10,5	22,1	38,7	33,6	24	20,8	16,7	3,4	21,7
Zr	127	70	360	152	154	230	137	156	233	256	209	196	54	33
Nb	3,7	2,3	7,7	7,4	4	7,6	7	9,7	5,7	4,5	5,1	3,5	5,3	1,3
Sn	*	2	*	*	1	1	*	6	1	1	1	*	*	1
Cs	1,1	2,7	0,9	0,9	0,5	1,1	2,9	9,1	0,4	0,6	0,3	0,7	0,5	0,4
Ba	119	108	54	306	170	297	472	485	42	48	49	185	355	186
Hf	3,6	2,1	8,3	4,1	3,8	6,3	3,2	3,8	5,7	4,8	5,3	5,9	2,3	1,3
Ta	0,26	0,15	0,38	0,57	0,26	0,61	0,65	1,15	0,34	0,34	0,36	0,09	0,15	0,07
W	48,7	7,2	4,8	7,7	20	9,9	8,2	14,7	16,1	13,9	37,7	7	42,2	41
Tl	0,25	0,69	0,08	0,42	0,1	0,39	0,26	0,34	*	*	*	0,18	0,31	0,09
Pb	*	7	*	11	*	6	9	16	*	*	*	11	15	11
Bi	0,8	0,6	0,6	2,2	0,7	0,2	*	0,3	0,3	*	0,3	*	*	0,5
Th	0,49	0,72	1,72	1,68	0,84	3,33	1,39	5,71	0,07	*	0,2	1,71	1,29	2,85
U	0,3	0,37	0,19	0,87	0,3	1,06	0,88	2,91	0,03	0,03	0,11	0,5	0,34	0,5
Li	12	12	8	19	12	15	23	45	7	5	5	17	9	4
La	7,97	7,01	25,5	16,3	15,3	12,9	12,1	18	6,35	5,82	9,04	16,6	15,7	20,4
Ce	19,1	15,6	48,5	34,3	34,2	23,4	24,9	39,7	21,5	20,3	28,1	43,3	40,2	48,2
Pr	2,58	1,95	5,47	3,89	4,01	2,27	3,51	5,63	3,34	3,81	3,95	5,53	4,91	5,57
Nd	13,1	9,33	23	15,6	14,9	8,07	14,1	22,2	16,8	18	17,1	21,4	17,8	20,7
Sm	4,06	2,71	5,89	4,02	3,42	1,72	3,67	5,99	5,03	4,95	4,49	4,86	3,83	4,77
Eu	1,37	1,05	2,11	1,38	1,26	1,13	0,921	0,897	1,71	1,5	1,51	1,5	1,12	1,46
Gd	5,71	3,74	6,16	4,32	3,32	1,74	3,68	6,07	5,97	4,8	4,44	4,38	2,71	3,78
Tb	1,08	0,7	0,99	0,72	0,53	0,29	0,65	1,14	1,04	0,79	0,71	0,64	0,23	0,56
Dy	6,96	4,52	5,63	4,41	3,01	1,83	4,13	7,32	6,26	4,62	3,97	3,24	0,82	3,16
Ho	1,36	0,9	1,05	0,87	0,55	0,38	0,79	1,47	1,21	0,86	0,74	0,53	0,11	0,64
Er	4	2,61	2,86	2,4	1,5	1,16	2,25	4,12	3,39	2,33	2,11	1,38	0,27	2,04
Tm	0,58	0,39	0,40	0,34	0,21	0,18	0,34	0,59	0,48	0,35	0,31	0,20	0,04	0,34
Yb	3,63	2,39	2,31	2,16	1,33	1,28	2,22	3,97	3,01	2,28	1,97	1,24	0,24	2,3
Lu	0,53	0,35	0,34	0,30	0,19	0,21	0,35	0,62	0,44	0,36	0,29	0,17	0,03	0,34

LOI-perda ao rubro; * abaixo do limite de detecção; - sem significado.

Tabela 6.3 - Análises químicas representativas do gnaiss anfibólico, anfibolitos e riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do anfibolito da Série Negra: elementos maiores (wt%), elementos traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal							Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/ Série Negra			Série Negra	
	Gnaiss anfibólico 321-42A	Anfibolito (Cabeço da Moura)			Anfibolito (Vale das Vacas-Vila Nova)			Riodacito			Anfibolito	
		311-1A	311-29	311-34	311-68A	321-37A	311-55B	90A	321-157	147	321-120	321-150
SiO ₂ (wt%)	51,39	47,65	49,24	50,03	45,69	47,64	50,55	71,93	73,04	73,48	46,66	51,98
TiO ₂	1,20	1,37	1,49	1,19	0,69	1,07	1,29	0,16	0,18	0,17	3,08	2,24
Al ₂ O ₃	15,72	15,22	15,40	14,86	17,31	15,37	14,36	15,11	15,61	15,31	16,01	14,63
Fe ₂ O ₃	1,70	0,65	1,82	1,77	1,54	0,91	0,91	0,41	0,20	0,05	2,87	2,69
FeO	6,97	9,71	8,40	8,07	7,14	7,80	8,35	0,44	0,74	0,87	8,94	8,35
MnO	0,16	0,19	0,17	0,15	0,13	0,15	0,16	0,01	0,01	0,01	0,13	0,18
MgO	7,42	7,97	7,17	7,76	5,99	6,84	7,75	0,46	0,42	0,50	5,80	5,31
CaO	9,57	13,11	12,24	11,58	16,69	15,00	11,52	1,58	1,50	1,40	9,80	8,52
Na ₂ O	2,68	2,00	2,46	3,07	2,10	2,34	2,65	5,75	5,27	6,05	3,05	3,27
K ₂ O	0,77	0,22	0,40	0,23	0,25	0,24	0,33	1,74	1,40	1,66	0,99	1,08
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,10	0,09	0,04	0,07	0,13	0,07	0,06	0,07	0,37	0,24
Cl	0,01	0,01	*	*	0,03	0,01	0,03	0,05	*	*	0,08	0,07
F	0,01	0,02	*	0,02	0,01	0,02	*	0,04	*	0,04	0,05	0,03
S	0,05	0,13	0,03	0,59	0,06	0,17	0,17	0,02	0,01	0,02	0,06	0,04
LOI	1,61	1,60	0,65	1,11	2,21	2,04	1,48	1,76	1,16	0,98	2,21	1,46
Total	99,35	99,98	99,57	100,50	99,89	99,66	99,69	99,53	99,60	100,61	100,11	100,09
O≡Cl	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,02	0,02
O≡F	-	0,01	-	0,01	-	0,01	-	0,02	-	0,02	0,02	0,01
O≡S	0,02	0,05	0,01	0,22	0,02	0,06	0,06	0,01	-	0,01	0,02	0,01
Total	99,33	99,92	99,56	100,27	99,86	99,59	99,62	99,49	99,60	100,58	100,05	100,05
Sc (ppm)	37	48	47	43	33	41	45	1	2	1	30	45
Be	1	1	*	*	*	*	*	1	2	1	1	1
V	227	318	315	302	204	260	286	12	16	11	338	386
Cr	360	350	130	300	270	420	180	*	*	*	70	70
Co	32	45	44	46	40	45	43	4	3	5	38	29
Ni	30	20	40	50	140	140	50	*	*	*	40	30
Cu	20	80	20	70	60	70	150	*	*	*	20	50
Zn	80	150	80	80	70	60	70	30	*	*	100	70
Ga	17	16	17	15	14	14	14	20	21	20	23	21
Ge	1,7	1,7	1,9	1,5	1,5	1,7	1,7	0,8	0,9	0,6	1,8	2,3
Rb	24	2	7	1	6	3	4	30	27	30	26	31
Sr	153	137	188	208	276	331	187	788	842	865	776	334
Y	28,9	27	29,5	21,5	15,5	20,1	22	3,1	5,6	3	24,8	45,2
Zr	113	69	98	74	31	57	76	84	110	84	200	198
Nb	3,2	4	4,6	6,2	2,5	3,6	5,9	1,6	2,1	1,7	31,2	6,7
Sn	*	*	*	*	*	4	*	*	1	*	2	3
Cs	0,8	0,4	0,4	1,2	6,5	0,2	4,8	1,3	2	1	0,7	1,2
Ba	157	9	16	64	36	28	103	422	371	426	184	546
Hf	2,4	2,1	2,3	1,7	0,8	1,4	1,8	3,2	3,1	3,2	4,3	4,3
Ta	0,24	0,24	0,28	0,44	0,15	0,29	0,55	0,15	0,11	0,12	2,47	0,5
W	5,4	6,8	8,7	1,8	8,1	12,4	6,2	17,1	15	24,6	6,9	1,5
Tl	0,07	*	*	*	*	*	*	0,45	*	0,28	*	*
Pb	7	*	*	*	*	*	*	18	12	10	*	*
Bi	*	3,5	*	*	*	*	*	0,1	*	*	*	*
Th	0,71	0,06	0,09	0,44	0,07	0,16	0,38	1,4	1,07	1,38	2,15	1,35
U	0,33	0,01	0,08	0,43	0,75	0,11	0,23	1,84	1,17	1,41	0,91	0,55
Li	10	10	6	4	19	13	16	26	11	20	22	14
La	6,26	3,23	3,76	5,86	1,53	3,09	5,08	6,43	6,31	6,29	28,1	9,48
Ce	14,3	9,31	9,97	12,7	3,75	7,84	11,9	16,1	11,7	15,6	58,9	23,9
Pr	2,22	1,37	1,75	1,81	0,65	1,34	1,91	2,12	2,07	2,08	8,1	3,91
Nd	10,7	7,69	9,43	8,23	3,48	6,26	9,04	8,3	8,34	7,89	33,8	18,7
Sm	3,23	2,6	3,28	2,42	1,29	2,14	2,74	1,93	1,84	1,81	7,63	5,66
Eu	1,22	1,02	1,28	0,929	0,646	0,831	1,02	0,551	0,631	0,578	2,63	1,92
Gd	4,06	3,86	4,24	3,09	1,93	2,8	3,38	1,47	1,31	1,39	6,72	6,86
Tb	0,79	0,74	0,82	0,59	0,39	0,53	0,62	0,15	0,19	0,14	0,99	1,31
Dy	5,17	4,83	5,15	3,73	2,63	3,56	4,13	0,66	0,98	0,64	5,1	8,12
Ho	1,04	0,99	1,04	0,76	0,55	0,73	0,84	0,1	0,19	0,1	0,92	1,61
Er	3,01	2,89	2,98	2,12	1,62	2,12	2,42	0,26	0,51	0,25	2,29	4,65
Tm	0,46	0,42	0,45	0,31	0,25	0,33	0,36	0,04	0,07	0,04	0,30	0,68
Yb	3,08	2,64	2,98	2,11	1,72	2,24	2,46	0,22	0,37	0,22	1,81	4,57
Lu	0,48	0,39	0,47	0,34	0,27	0,36	0,38	0,03	0,05	0,03	0,28	0,74

LOI-perda ao rubro; * abaixo do limite de detecção; - sem significado.

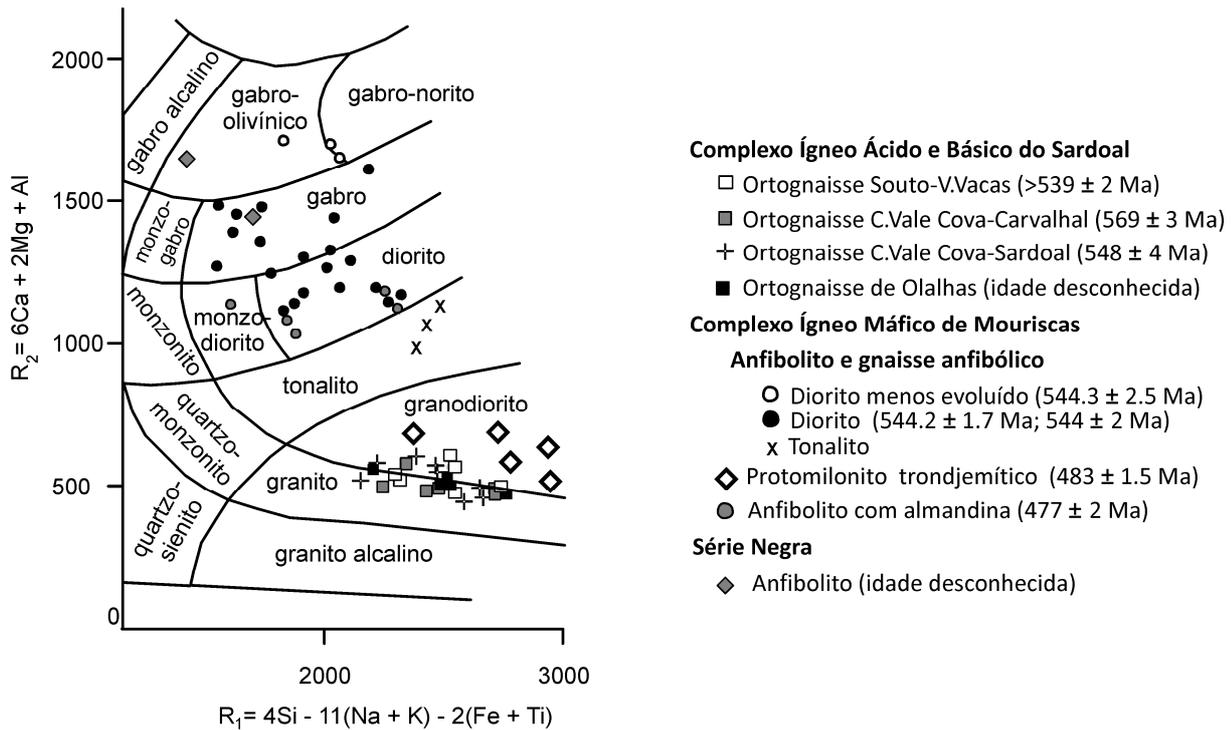


Fig. 6.1 – Diagrama de classificação de La Roche *et al.* (1980), cujos parâmetros R1 e R2 estão expressos em milicatiões.

Deste modo, a composição do anfibolito e do gnaise anfibólico do Complexo intrusivo de Mouriscas, não pode ser considerado um gabro, mas sim um diorito, cujas amostras menos evoluídas se projectam nos campos do gabro-olivínico e gabro-norito. O anfibolito com almandina projecta-se nos campos de diorito e monzodiorito. As amostras de anfibolito da Série Negra projectam-se nos campos do gabro e gabro-olivínico. Esta última designação não está de acordo com as observações petrográficas, pois a rocha não contém olivina.

No diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979), adaptado por Wilson (1989) (Fig. 6.2) (e.g. Will *et al.*, 2010), todas as amostras se projectam no campo subalcalino. Neste diagrama, os ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal projectam-se nos campos de granodiorito a granito. Os anfibolitos e gnaise anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas projectam-se nos campos de gabro e diorito. As amostras de anfibolito da Série Negra projectam-se no campo do gabro.

Comparando as figs. 6.1 e 6.2, observa-se que a composição é idêntica em todos os ortognaisses, exceptuando o ortogneise de Olalhas que se projecta apenas no campo de granito no diagrama R1–R2 (Fig. 6.1), enquanto no TAS (Fig. 6.2) se projecta nos campos de granito e granodiorito. A composição dos anfibolitos e gnaise anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas é diferente. No diagrama R1–R2 (Fig. 6.1) as amostras estão distribuídas pelos campos do gabro, diorito e tonalito enquanto no digrama TAS (Fig. 6.2), a maioria das amostras projecta-se no campo do diorito e apenas 6 amostras (incluindo as menos evoluídas) no campo do gabro.

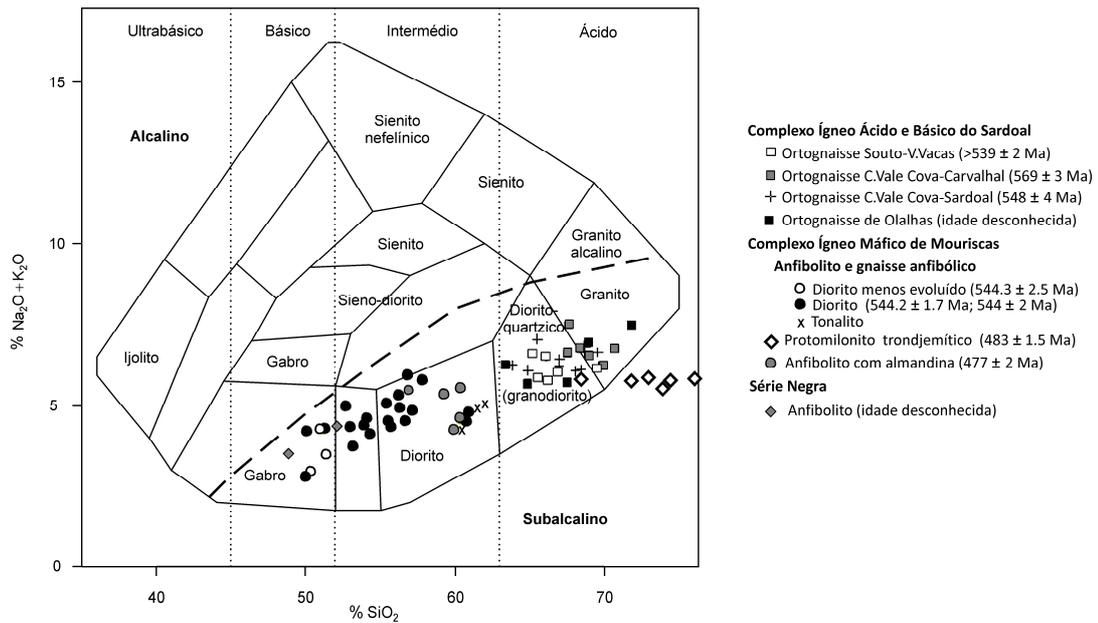


Fig. 6.2 – Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979), SiO₂ vs Na₂O+K₂O, adaptado por Wilson (1989). A linha a tracejado separa os campos alcalino e subalcalino.

O protomilonito trondjemítico projecta-se no campo do granodiorito (Fig. 6.1). Sendo o feldspato potássico raro, esta classificação não é adequada a este litótipo, pelo que foi necessário recorrer à classificação de Barker (1979) (Fig. 6.3). O diagrama classificativo de Barker (1979) (Fig. 6.3) pode ser usado em rochas graníticas deformadas e que sofreram metamorfismo, embora com as devidas cautelas, permitindo uma estimativa do magma original (Rollinson, 1993, e.g. Wang *et al.*, 2011). Neste diagrama a composição dos feldspatos foi calculada segundo a norma molecular de Niggli (Janousek *et al.*, 2006) (tabela 6.4).

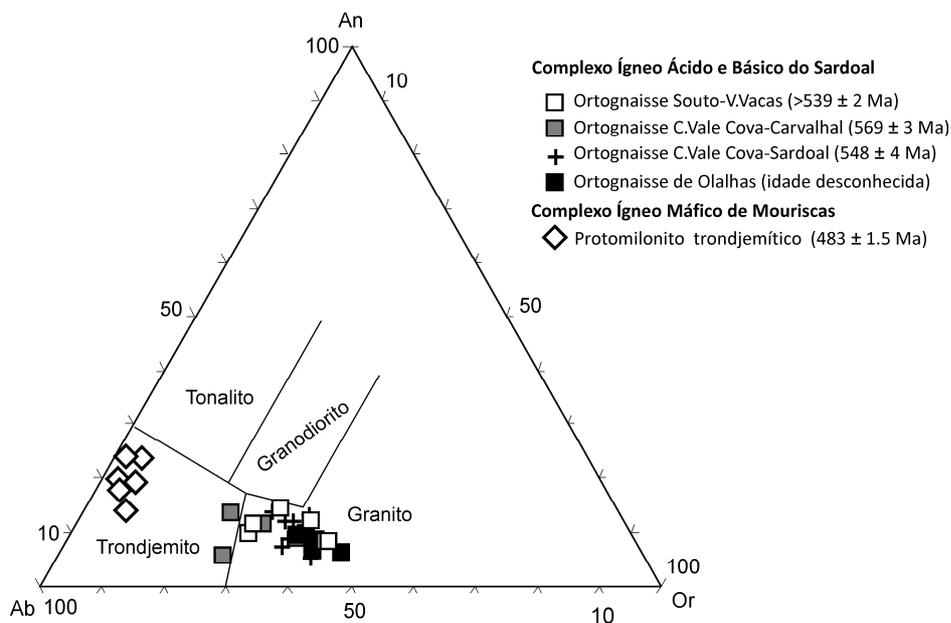


Fig. 6.3 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama de classificação de Barker (1979). Composição dos feldspatos (An-anortite, Ab-albite, Or-ortose) calculada segundo a norma de Niggli (Janousek *et al.*, 2006).

Tabela 6.4 – Norma molecular de Niggli de amostras representativas dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal												
	Ortognaisse (Souto-V.Vacas)			Ortognaisse (C.Vale Cova-Carvalho)			Ortognaisse (C.Vale Cova-Sardeal)			Ortognaisse de Olalhas		
	311-66	311-53	321-140	322-15	125	gn	321-26	5A	322-AF6	311-37	311-32B	311-6
Q	26,38	28,06	31,21	24,82	28,67	31,19	23,29	28,40	32,19	23,91	29,88	28,39
C	7,01	6,22	5,16	2,85	4,36	3,25	4,01	5,16	5,37	7,20	7,67	4,79
Or	23,00	16,56	15,88	15,11	21,10	21,84	17,82	18,54	21,83	19,68	18,59	22,87
Plag	30,91	35,96	38,86	46,55	35,77	35,11	40,17	36,15	31,40	33,65	30,19	33,78
Ab	26,31	28,13	32,45	37,98	30,57	29,55	32,02	29,58	28,44	28,33	25,22	28,76
An	4,60	7,83	6,41	8,58	5,20	5,56	8,15	6,57	2,96	5,33	4,97	5,03
Hy	9,41	10,18	7,02	8,82	8,16	7,52	12,29	8,67	6,33	12,72	10,62	8,60
Mt	1,89	1,65	1,05	0,69	0,71	0,01	0,85	1,77	1,60	1,20	1,73	0,09
Il	1,10	1,12	0,65	0,78	0,82	0,67	1,37	1,03	0,85	1,44	1,16	0,95
Ap	0,30	0,26	0,17	0,37	0,41	0,41	0,20	0,28	0,43	0,20	0,15	0,52
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas			
	Protomilonito trondjemítico		
	35A	18A	47A
Q	24,43	30,04	35,21
C	3,27	1,23	1,31
Or	3,76	1,79	2,56
Plag	61,67	63,37	59,46
Ab	48,93	50,18	48,35
An	12,73	13,19	11,11
Hy	5,40	3,29	1,32
Mt	0,75	0,00	0,00
Il	0,35	0,14	0,04
Ap	0,38	0,13	0,11
Sum	100	100	100

Esta classificação tem a vantagem de separar eficazmente os campos do tonalito, trondjemito, granito e granodiorito. O cálculo normativo fornece uma estimativa mais precisa das composições do feldspato do que a classificação modal, pois reflecte qualquer solução sólida nos feldspatos. Todas as amostras do protomilonito trondjemítico e 2 amostras do ortognaisse (C.Vale Cova-Carvalho) projectam-se no campo do trondjemito, enquanto as amostras de ortognaisses são classificadas como granito. Este diagrama sugere que um magma original trondjemítico para o protomilonito trondjemítico e um magma granítico para os ortognaisses.

No diagrama AFM (Fig. 6.4) (e.g. Andonaegui *et al.*, 2012), muito utilizado na petrologia ígnea, os ortognaisses correspondem aos termos mais ácidos numa sequência calco-alcalina. As amostras de anfibolito com almandina pertencem a uma sequência toleítica. As amostras entre as duas linhas poderão corresponder a mais do que uma sequência. Contudo estes dados devem ser tomados com cautela, uma vez que utiliza elementos móveis durante os processos metamórficos, como se verá na continuação deste estudo.

De maneira a determinar as proporções relativas de biotite e moscovite nos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal e no protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, utilizou-se a classificação de Debon & Le Fort (1983) (Fig. 6.5). Todas as amostras se projectam no domínio peraluminoso e a maioria das amostras projectam-se no campo II, onde a biotite é mais abundante que a moscovite, exceptuando o protomilonito trondjemítico do

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas em que 2 amostras se projectam no campo I, onde a moscovite é mais abundante que a biotite. Todas as amostras deste litótipo correspondem a leucogranitóides.

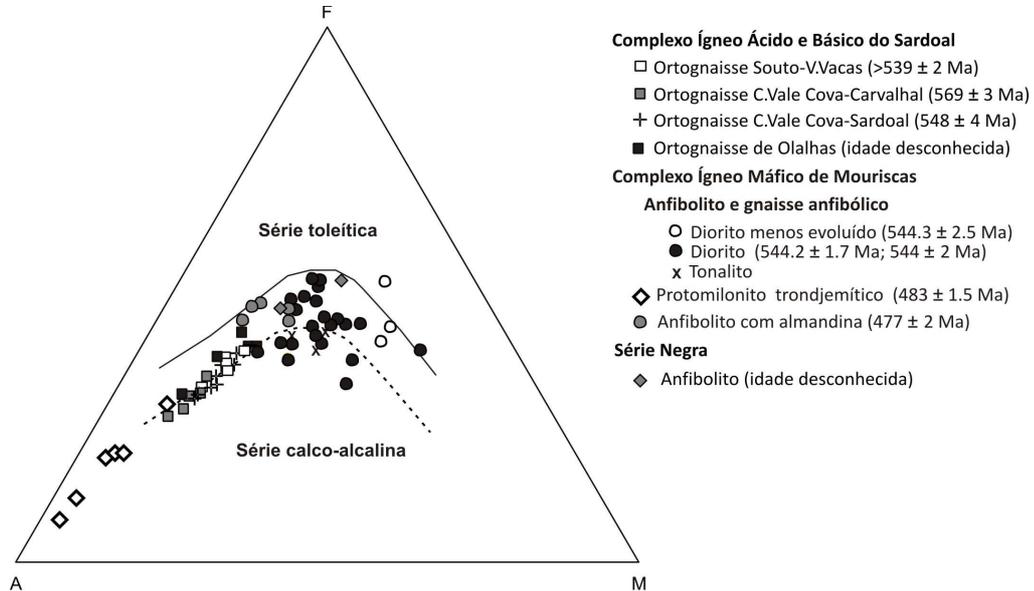


Fig. 6.4 – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). A=Na₂O+K₂O, F= FeOt, M=MgO.

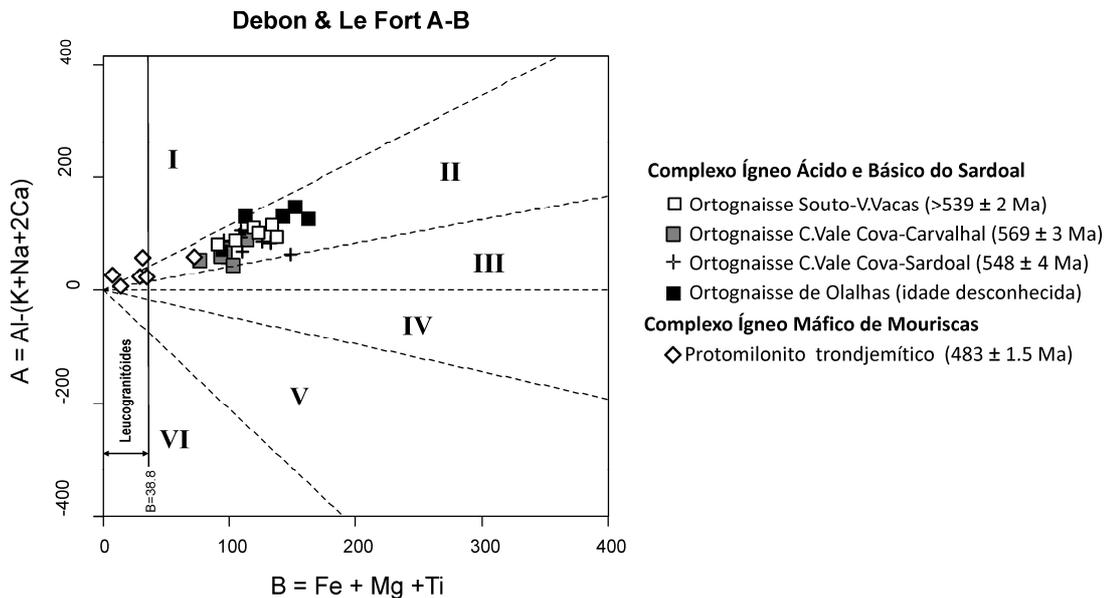


Fig. 6.5 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama de classificação de Debon & Le Fort (1983). Os parâmetros A e B estão expressos em milicátions por 100 g de rocha. Domínio peraluminoso: campos I, II e III. Domínio metaluminoso: campos IV, V e VI. I- moscovite > biotite; II- biotite > moscovite; III- biotite.

O carácter peraluminoso destas rochas é também evidenciado pelo índice de Shand (1947), $A/(CNK) \geq 1$, patente no diagrama de Maniar e Piccoli (1989) (Fig. 6.6A) (e.g. Yang *et al.*, 2008). O ortognaisse de Olalhas, apresenta os valores mais elevados de A/CNK, seguido pelo ortognaisse de Souto-V.Vacas. O protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, apresenta os valores mais baixos de A/CNK (Fig. 6.6A e B). O diagrama A/CNK vs SiO₂ (Fig.

6.6B) permite individualizar os diferentes litótipos, onde se observa que os litótipos com teores de SiO₂ mais elevados apresentam valores de A/CNK mais baixos e *vice-versa*.

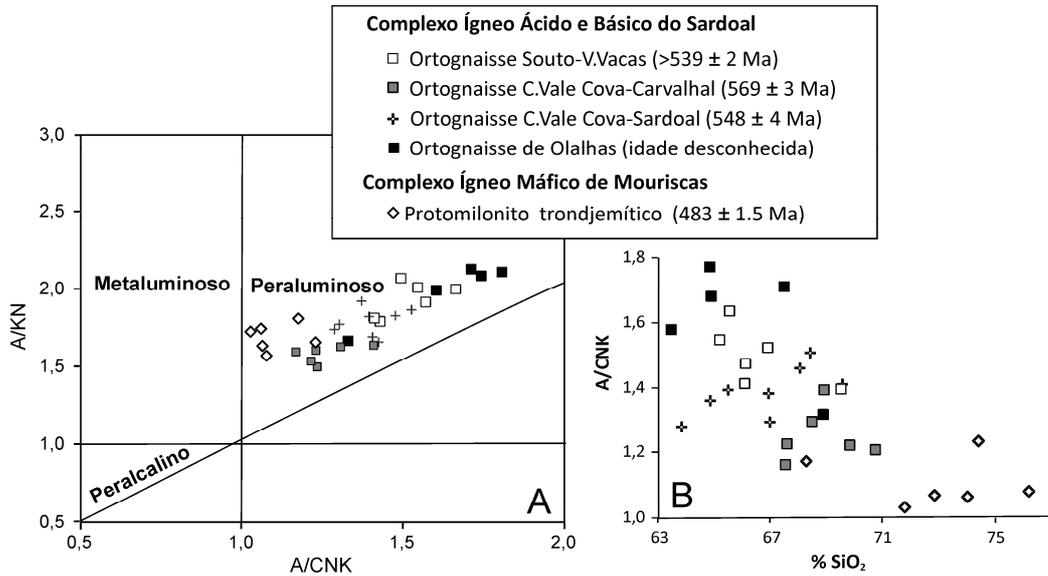


Fig. 6.6 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama de Maniar e Piccoli (1989) A/KN vs A/CNK (A) e A/CNK vs SiO₂ (B). A/(KN)=mol.(Al₂O₃/K₂O+Na₂O); A/CNK=mol.(Al₂O₃/CaO+K₂O+Na₂O).

No diagrama SiO₂ vs FeO/(FeO+MgO) de Frost *et al.*, (2001) (Fig. 6.7A), os ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal projectam-se no campo dos granitóides magnesianos do tipo I+S (e.g. Chappell & White, 1992). O carácter peraluminoso destas amostras é indicativo de tipo S, ao contrário de tipo I, maioritariamente metaluminoso (Frost *et al.*, 2001). As amostras variam de calco-alcálicas a alcalino-cálcicas no diagrama SiO₂ vs Na₂O+K₂O-CaO de Frost *et al.* (2001) (Fig. 6.7B).

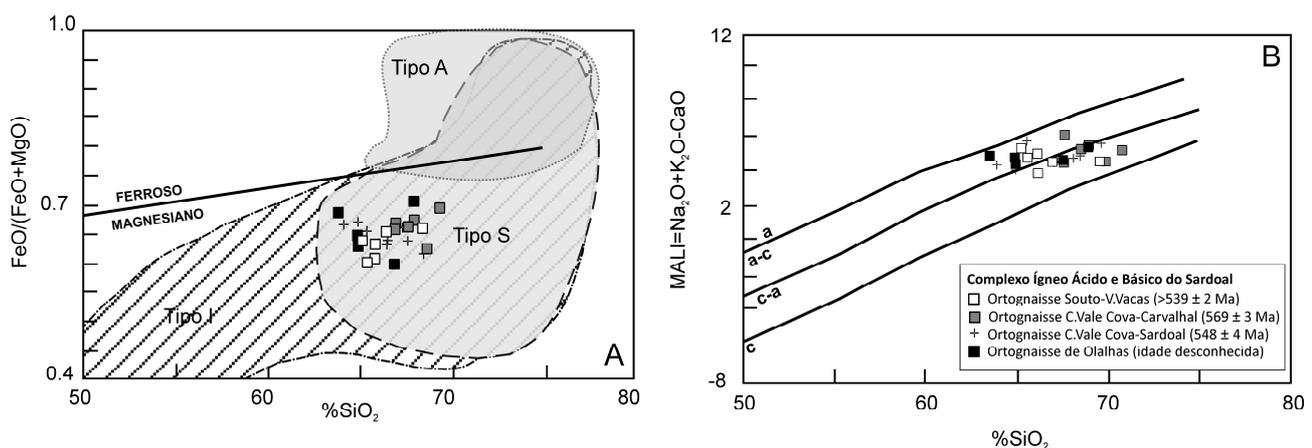


Fig. 6.7 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal nos diagramas de Frost *et al.* (2001). A: diagrama SiO₂ vs FeO/(FeO+MgO), B: SiO₂ vs MALI = Na₂O+K₂O-CaO. a:alcalino, a-c:alcalino-cálcico, c-a: cálcico-alcalino, c: cálcico.

Para rochas vulcânicas e de protólito vulcânico, utilizou-se o diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Fig. 6.8) (e.g. Ballèvre *et al.*, 2012, Ustaomer *et al.*, 2012). Os filões félsicos intrusivos no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra projectam-se no campo do

riodacito/dacito sub-alcálico e são classificadas como riodacito, de acordo com a nomenclatura da IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002). Os anfíbolitos intercalados no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal projectam-se maioritariamente no campo dos basaltos sub-alcálicos, havendo apenas 1 amostra do anfíbolito do Cabeço da Moura que pertence ao campo do andesito/basalto sub-alcálico. Os basaltos sub-alcálicos são caracterizados por razões baixas de Zr/TiO_2 , enquanto os riodacitos têm razões Zr/TiO_2 mais elevadas. Os elementos utilizados neste diagrama são imóveis durante o metamorfismo, pelo que podem ser extensivamente aplicados a rochas vulcânicas metamorfizadas (Winchester & Floyd, 1977), como é o caso.

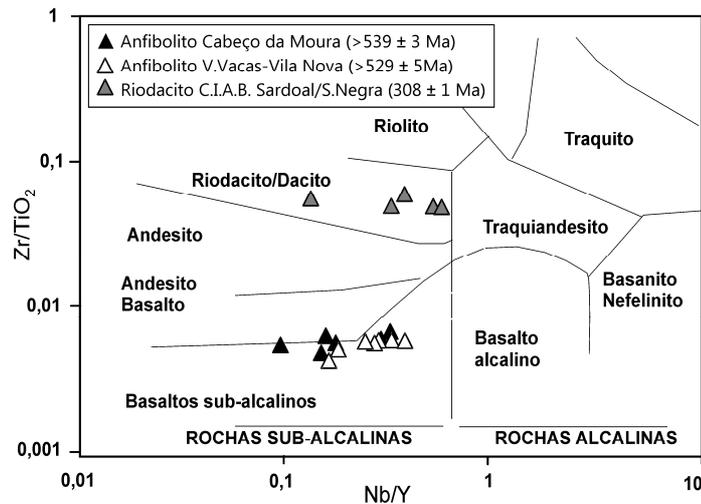


Fig. 6.8 – Diagrama Nb/Y vs Zr/TiO_2 de Winchester & Floyd (1977). C.I.A.B.Sardoal - Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal; S.Negra-Série Negra.

As rochas sub-alcálicas foram projectadas no diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 6.9), como fizeram outros autores (e.g. Sacks de Campos *et al.*, 2012), onde se observa que o riodacito pertence à série calco-alcálica e os anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal pertencem maioritariamente às séries toleítica e calco-alcálica.

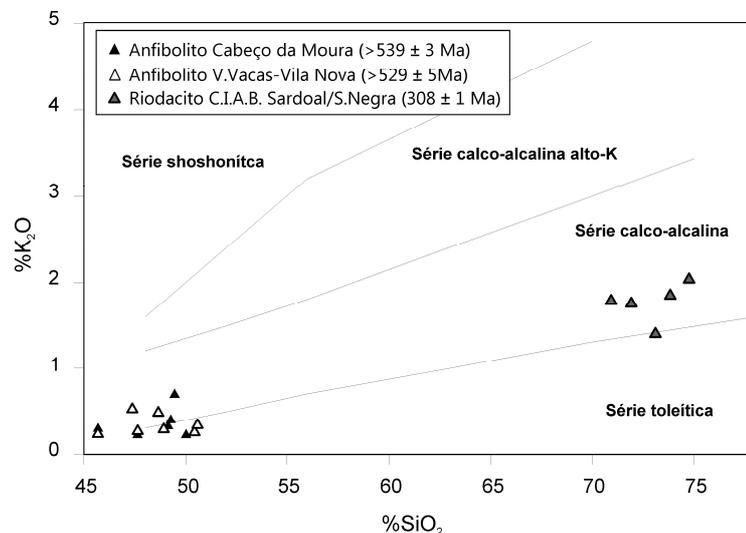


Fig. 6.9 – Diagrama SiO_2 vs K_2O de Peccerillo & Taylor (1976). C.I.A.B.Sardoal - Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal; S.Negra-Série Negra.

6.2 Classificação tectónica

Os elementos traço incompatíveis, tais como os HFSE e as REE são considerados relativamente imóveis durante o metamorfismo (Floyd *et al.*, 2000; Srivastava & Singh, 2004). Estes elementos e as suas razões têm sido utilizados para determinar as características petrogenéticas e as fontes, pois actuam isoquimicamente durante o metamorfismo de alto grau (Floyd *et al.*, 2000 e referências inclusas).

Dos diagramas de Pearce *et al.* (1984) para a discriminação tectónica de granitóides, que continuam a ser utilizados (e.g. Yang *et al.*, 2008; Will *et al.*, 2010), aqueles que são independentes da alteração são os Nb vs Y e Ta vs Yb. No entanto, o primeiro diagrama não discrimina o ambiente de arco vulcânico do ambiente sin-colisional, pelo que apenas é utilizado o segundo diagrama. Os ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal projectam-se no campo de granito de arco vulcânico, no diagrama Ta vs Yb de Pearce *et al.* 1984 (Fig. 6.10).

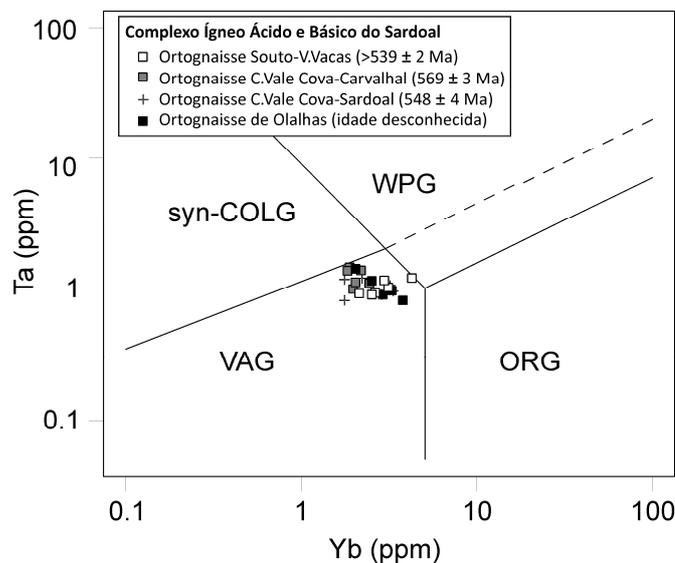


Fig. 6.10 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama discriminante de ambiente tectónico Ta vs Yb para granitóides (Pearce *et al.*, 1984). VAG-granito de arco-vulcânico, syn-COLG-granito sin-colisional, WPG-granito intra-placa, ORG-granito de crista oceânica.

Os diagramas discriminantes de Gorton & Schandal (2000) baseiam-se em elementos traço considerados imóveis (Rollinson, 1993), o que os torna apropriados às rochas em estudo (e.g. Yang *et al.*, 2008; Mtoro *et al.*, 2009; Will *et al.*, 2010). Os ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal projectam-se no campo de margem continental activa (Fig. 6.11). Algumas amostras do ortognaisse de C.Vale Cova-Carvalho têm valores Ta/Yb mais elevados que os outros ortognaisses e projectam-se no campo de zona vulcânica intraplaca (Fig. 6.11A). O protomilonito trondjemítico projecta-se nos campos de margem continental activa e de arco oceânico (Fig. 6.11). Os trondjemitos gerados em ambientes continentais contêm geralmente valores de Al_2O_3 superiores

a 14.5 a 15%, enquanto os trondjemitos gerados em ambientes oceânicos contêm valores de Al_2O_3 inferiores (Arth, 1979). Os valores observados (Tabela 6.2) correspondem a valores de alto Al_2O_3 , pelo que se pode inferir que o ambiente dos trondjemitos em estudo seja continental e não oceânico.

O enriquecimento progressivo do Th nos ambientes sequenciais (zona vulcânica intra-placa, margem continental activa e arco oceânico) (Fig. 6.11), reflecte o aumento da contribuição do componente de arco (Gorton & Schandal, 2000). Os diagramas discriminantes de Gorton & Schandal (2000) foram também aplicados aos anfibolitos e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, bem como ao anfibolito da Série Negra (Fig. 6.12).

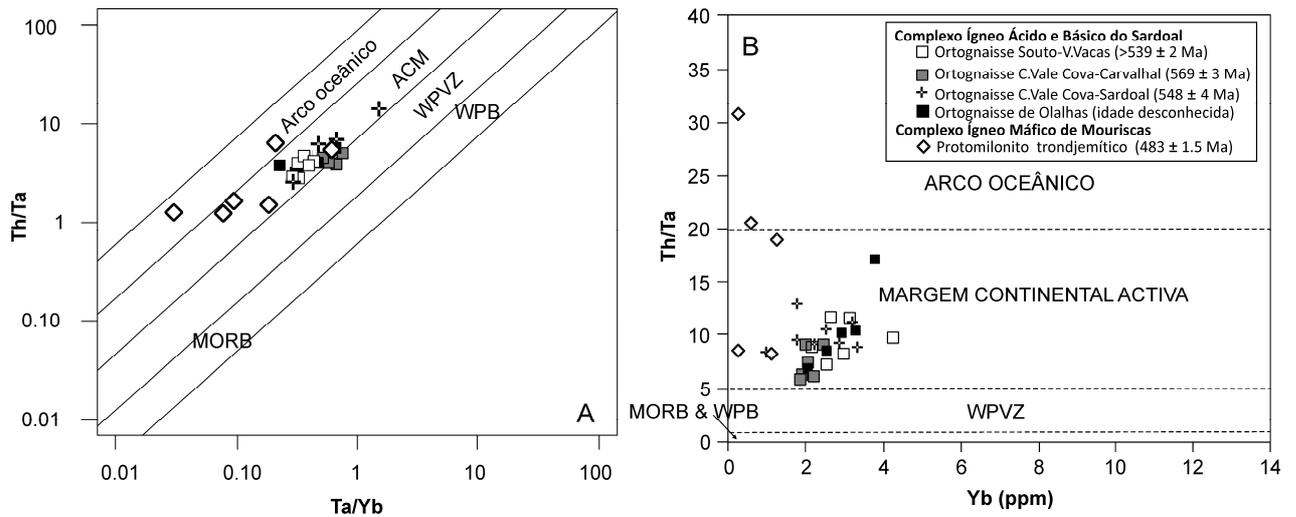


Fig. 6.11 – Projecção dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico Th/Ta vs Ta/Yb (A) e Th/Ta vs Yb (B) de Gorton & Schandal (2000). ACM-margem continental activa, WPVZ-zona vulcânica intra-placa, WPB-basaltos intra-placa, MORB-basaltos da crista média oceânica.

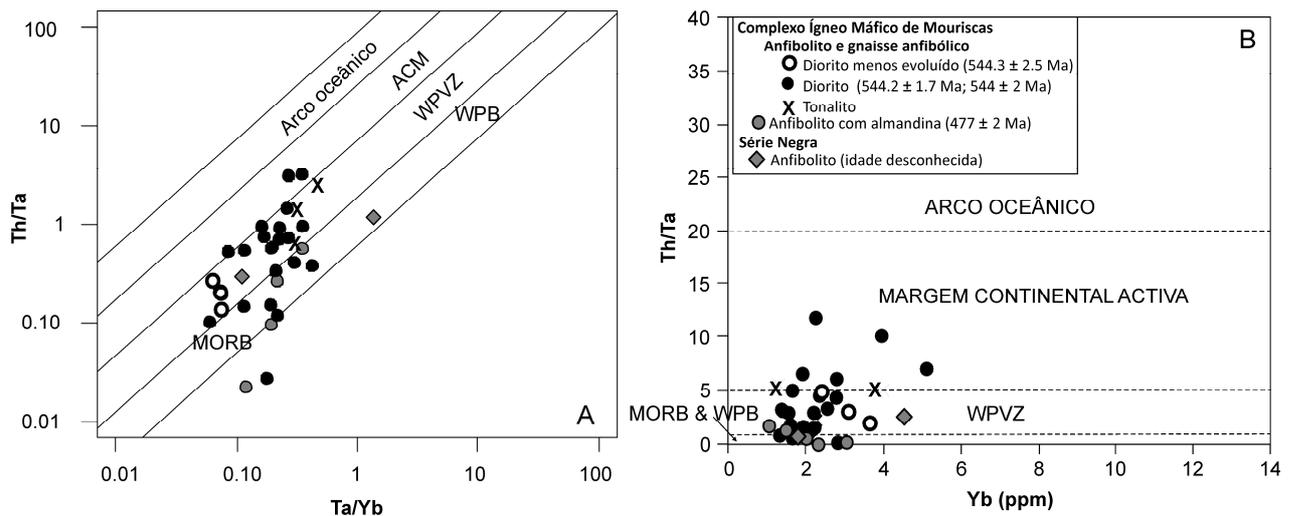


Fig. 6.12 – Projecção dos anfibolitos e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e anfibolito da Série Negra nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico Th/Ta vs Ta/Yb (A) e Th/Ta vs Yb (B) de Gorton & Schandal (2000). ACM-margem continental activa, WPVZ-zona vulcânica intra-placa, WPB-basaltos intra-placa, MORB-basaltos crista média oceânica.

Os resultados obtidos são idênticos em ambos os gráficos, onde a maioria das amostras se projecta no campo de zona vulcânica intra-placa. No entanto, algumas amostras de composição diorítica

projectam-se no campo de margem continental activa e MORB. As de anfíbolito com almandina e anfíbolito da Série Negra projectam-se nos campos de zona vulcânica intra-placa e MORB.

No riódacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal e na Série Negra (Fig. 6.13), o ambiente correspondente é o de margem continental activa.

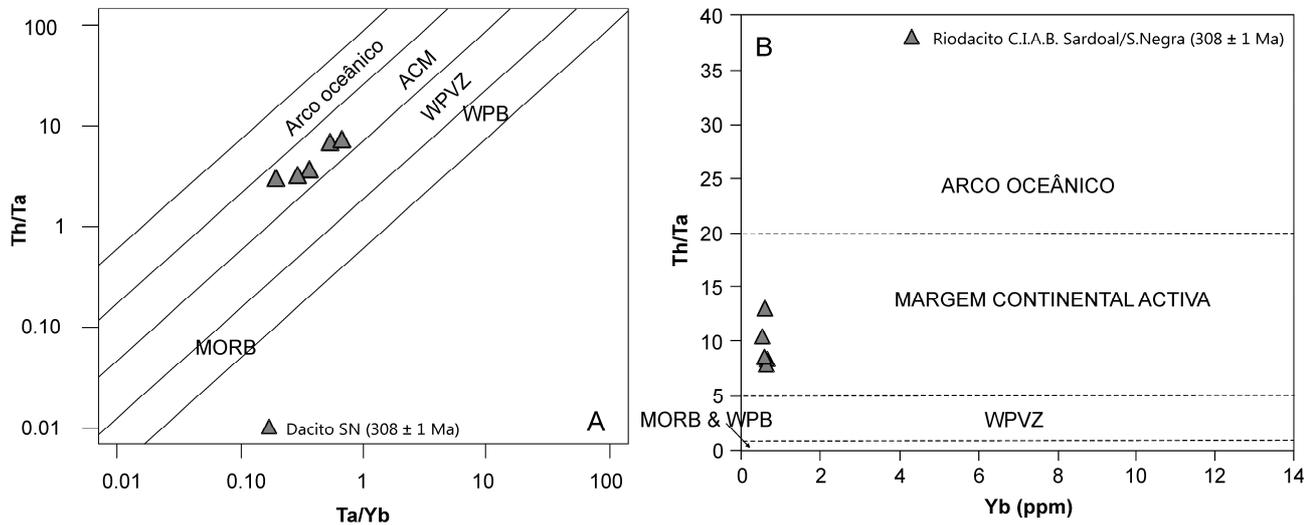


Fig. 6.13 – Projecção do riódacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico (C.I.A.B) do Sardeal e na Série Negra, nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico Th/Ta vs Ta/Yb (A) e Th/Ta vs Yb (B) de Gorton & Schandal (2000). ACM-margem continental activa, WPVZ-zona vulcânica intra-placa, WPB-basaltos intra-placa, MORB-basaltos crista média oceânica.

No que se refere aos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal, utilizou-se o diagrama discriminante Th-Hf/3-Ta de Wood 1980 (Fig. 6.14), como fizeram outros autores (e.g. Will *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2012), que é baseado em elementos imóveis e discrimina basaltos de diferentes ambientes tectónicos com distinção entre MORB-N e E. Estes anfíbolitos projectam-se no campo MORB-E e WPT, mas algumas amostras do anfíbolito do Cabeço da Moura projectam-se nos campos MORB-N e transicional. Relativamente às amostras do campo transicional, a sua natureza tectónica não pode ser claramente definida. Existem várias possibilidades, pode reflectir a composição da fonte mantélica, ser um produto de fusão contínua duma fonte MORB-E o que reduz as razões Th/Hf e Ta/Hf ou ainda representar pequenos graus de fusão parcial duma fonte MORB-N (Wood *et al.*, 1979). Não é possível fazer a distinção entre MORB-E e basaltos toleíticos intra-placa, contudo esta distinção é possível através do diagrama Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973) (Fig. 6.15) (Rollinson, 1993), onde se observa a exclusão do ambiente intra-placa.

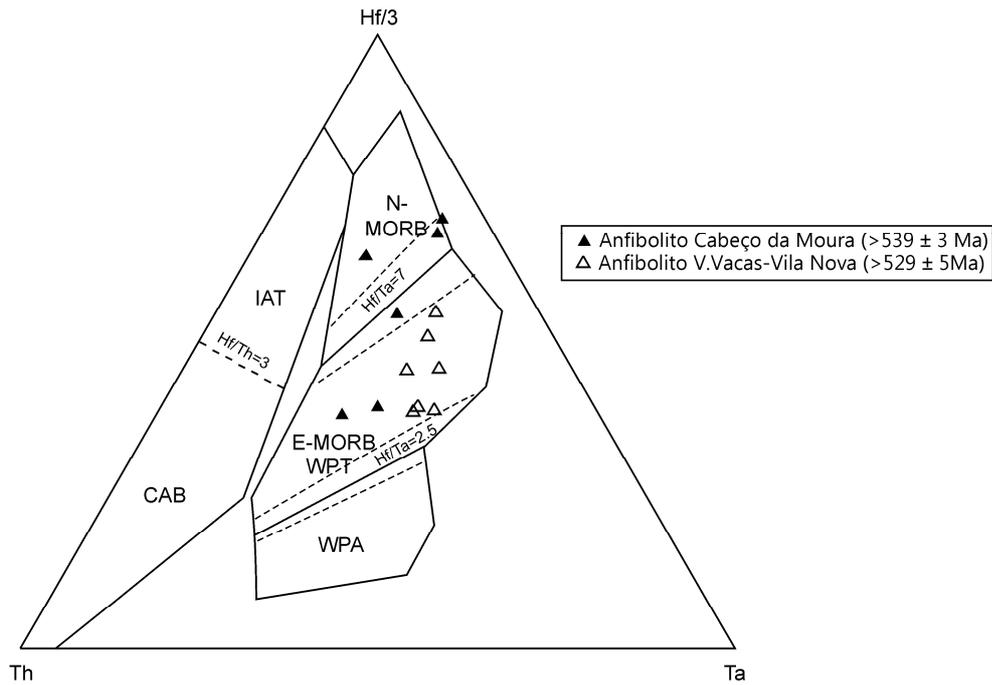


Fig. 6.14 – Projecção dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama discriminante de Wood 1980. CAB-basaltos calco-alcalinos, IAT- basaltos de arco ilha toleíticos (CAB e IAT correspondem a basaltos de arco vulcânico), WPA-basaltos alcalinos intra-placa, WPT- basaltos toleíticos intra-placa. As linhas a tracejado indicam as zonas transicionais.

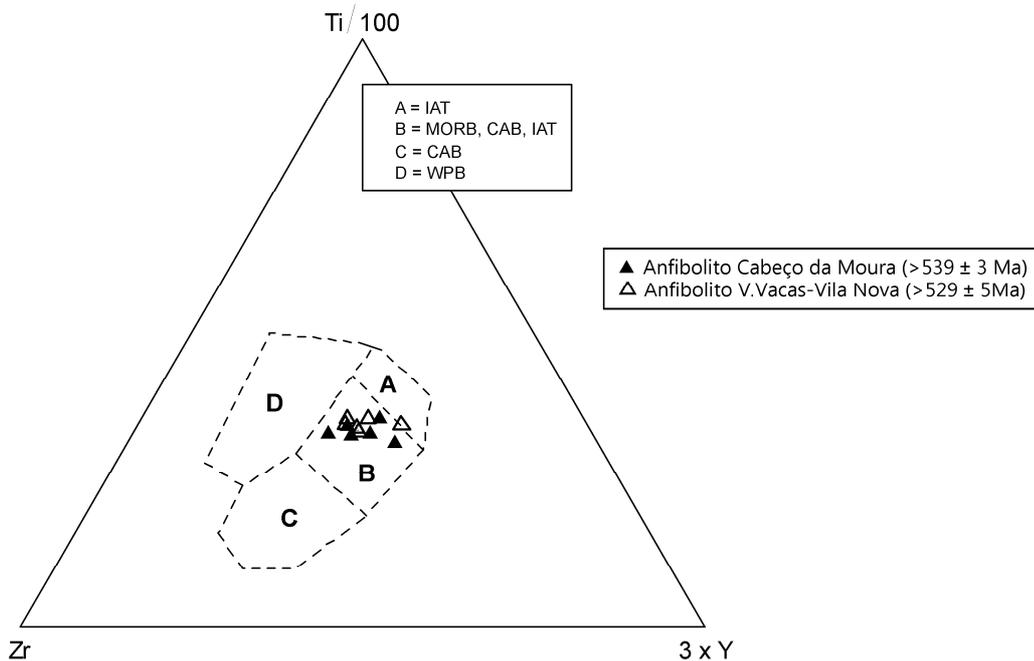


Fig. 6.15 – Projecção dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama discriminante de Pearce & Cann (1973). IAT- basaltos de arco ilha toleíticos, CAB-basaltos calco-alcalinos, WPB-basaltos intra-placa.

O diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983 adaptado por Wilson 1989) (Fig. 6.16A), que distingue basaltos oceânicos de basaltos de subducção (e.g. López de Azarevich *et al.*, 2009), apresenta um protólito de composição toleítica e fonte matélica empobrecida compatível. Observa-se um enriquecimento progressivo da razão Th/Yb ao longo da evolução com aumento em Th/Yb e Ta/Yb, que termina com a projecção de 2 amostras no campo calco-alcalino e transicional. No

diagrama Th/Ta vs Zr de Floyd *et al.* 2000 (Fig. 6.16B), observa-se que a contaminação crustal está ausente, existindo uma ligeira influência do componente de pluma mantélica.

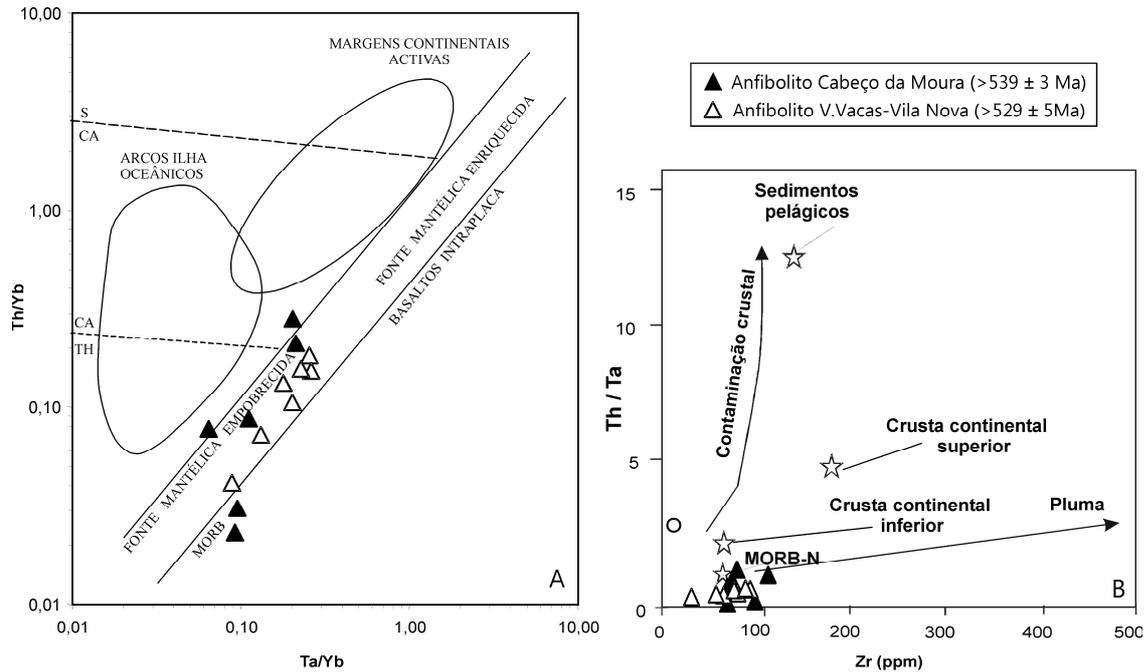


Fig. 6.16 – Projecção dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama de Pearce (1983), adaptado por Wilson (1989) (A) e no diagrama Th/Ta vs Zr de Floyd *et al.* (2000) (B). TH-toleítico, CA-calco-alcalino, S-shoshonítico.

6.3 Diagramas de variação

De maneira a identificar possíveis relações genéticas entre as rochas félsicas, elaboraram-se diagramas de variação utilizando o FeO total como índice, pois é o parâmetro que permite individualizar melhor os diferentes litótipos (Fig. 6.17). O protomilonito trondjemítico, mais recente, é aquele que apresenta teores mais elevados de SiO₂, CaO e os mais baixos de FeO, MgO, Rb e BaO, destacando-se claramente dos restantes. Corresponde a uma pulsação magmática distinta, pois o seu teor elevado de em CaO e o baixo em Rb não estão de acordo com os comportamentos do SiO₂, FeO, MgO e BaO que poderiam indicar ser evoluído. Além disso, a sua idade é muito mais jovem que as das outras rochas a que está associado. O ortognaisse de Olalhas é o que apresenta teores mais elevados de MgO. Não se observam evoluções de fraccionação e os ortognaises não se encontram relacionados entre si por processos de cristalização fraccionada, como seria de esperar, pois estas rochas têm idades distintas.

Nas rochas máficas do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 6.18), utilizou-se o SiO₂ como índice de diferenciação, pois é o que tende a mostrar alguma distinção entre as diferentes rochas. As amostras com composição de diorito menos evoluído assinaladas anteriormente no diagrama de La Roche 1980 (Fig. 6.1), onde se projectam como gabro-olivínico e gabro-norito, correspondem às amostras com teores mais baixos de SiO₂ e mais elevados de FeO, CaO e V.

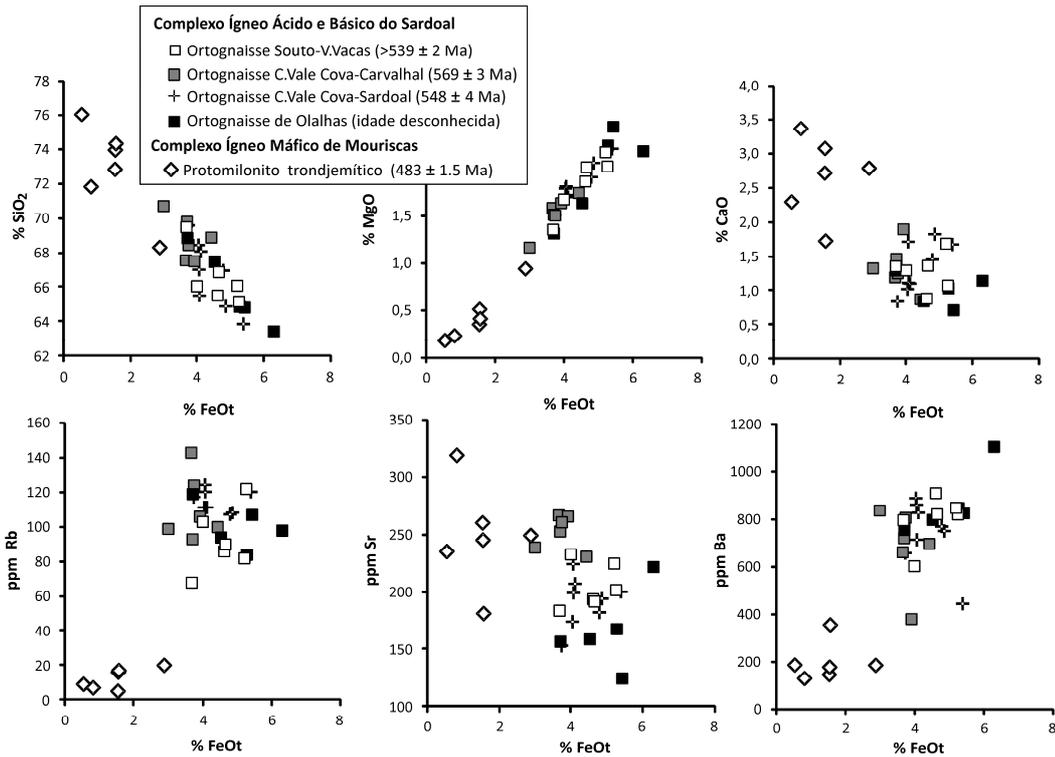


Fig. 6.17 – Diagramas de variação das rochas félsicas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

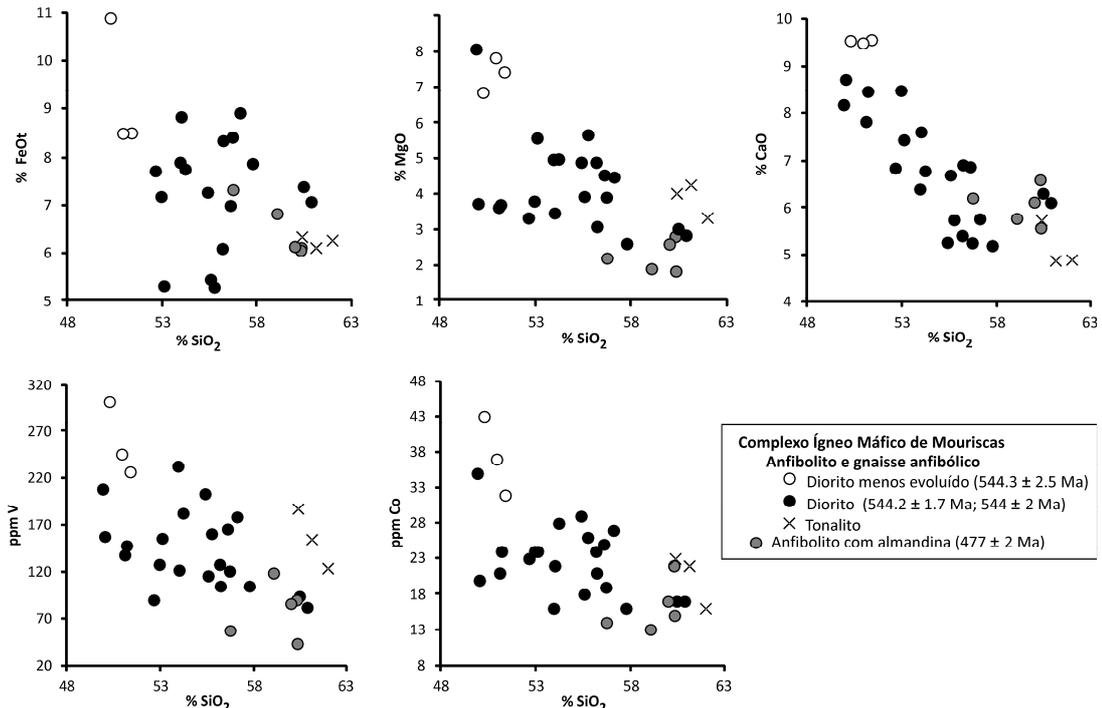


Fig. 6.18 – Diagramas de variação dos anfibolitos e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

As amostras de anfibolito com almandina, de composição diorítica, com uma idade mais jovem de menos 67 Ma do que as restantes, têm composição semelhante às classificadas como dioritos com ~ 544 Ma e correspondem a pulsação magmática distinta. As amostras classificadas como tonalito são das mais ricas em SiO_2 e das mais pobres em CaO , mas não estão relacionadas

com as classificadas como dioritos como se pode ver mais nitidamente nos gráficos de MgO, V e Co (Fig. 6.18).

Na Fig. 6.19, encontram-se os diagramas de variação dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal de idades metamórficas distintas: anfibolitos do Cabeço da Moura (~ 539 Ma) e anfibolitos de V.Vacas-Vila Nova (~ 529 Ma). Os gráficos mostram que as rochas não podem estar relacionadas e têm algumas amostras de composição semelhante, embora se observe dispersão significativa.

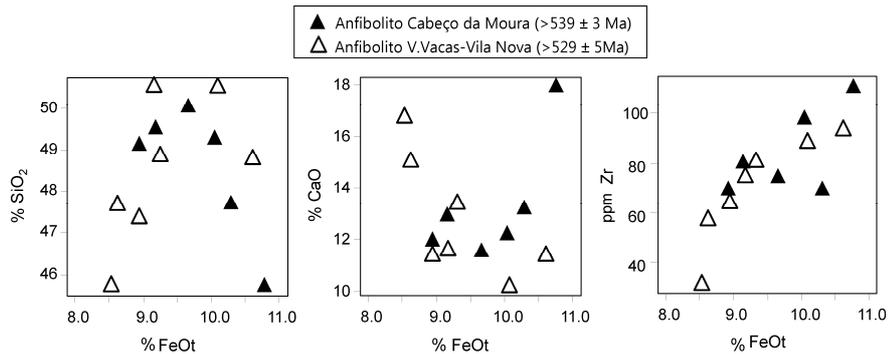


Fig. 6.19 – Diagramas de variação dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

Na Fig. 6.20, encontram-se os diagramas de variação do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra onde se verifica que todas as amostras pertencem à mesma série. Observa-se diminuição de Al_2O_3 que é incorporado na plagioclase e moscovite, diminuição de CaO e Sr que são incorporados na plagioclase, diminuição de TiO_2 que corresponde à cristalização de rútilo e em menor quantidade de titano-magnetite e diminuição de V que é incorporado na biotite.

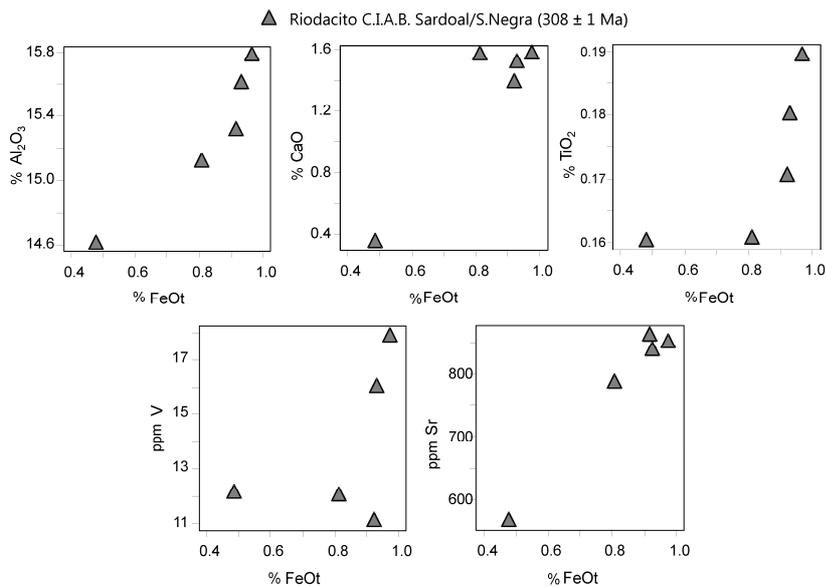


Fig. 6.20 – Diagramas de variação do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico (C.I.A.B) do Sardoal e na Série Negra.

6.4 Terras raras (REE)

O conteúdo das REE das rochas metamórficas depende dos minerais presentes na rocha, da sua abundância e das condições físico-químicas nas quais os minerais se desenvolveram, assumindo que não foram alterados. Os minerais acessórios (zircão, monazite, xenotima, alanite, esfena e apatite) concentram mais as REE do que os minerais mais abundantes como feldspato, micas, piroxena e anfíbola (Grauch, 1989) e controlam o comportamento das REE durante os processos de fusão crustal e metamorfismo de alto grau (Villaseca *et al.*, 2003, e.g. Bea & Montero, 1999). O teor das REE nas rochas metamórficas irá mimetizar o conteúdo do protólito, desde que o sistema se mantenha fechado (Grauch, 1989). As REE são consideradas imóveis durante o metamorfismo na fácies anfíbolítica e eclogítica (Shatsky *et al.*, 1990). No entanto, alguns autores consideram que as LREE são móveis durante a desidratação metamórfica em fácies eclogítica (Kogiso *et al.*, 1997; Becker *et al.*, 2000), mas outros não encontraram transferência significativa de elementos durante a subducção (Chalot-Prat *et al.*, 2003; Spandler *et al.*, 2003, 2004, *in* Tang *et al.* 2007). Drury (1972, 1973) sugere que o Ce pode ser empobrecido durante o metamorfismo da fácies granulítica, quer de rochas básicas, quer de rochas ácidas devido à não-compatibilidade com a nova paragénese mineral (Floyd & Winchester, 1978). Contudo, é geralmente aceite que as HREE são imóveis mesmo em condições de ultra-metamorfismo (Tang *et al.*, 2007). O teor das REE também é condicionado pela deformação (Ribeiro e Palácios, 1998) que é causada pela alteração dos minerais magmáticos pré-existentes durante a interação fluido-rocha, relacionada com a deformação (Rolland *et al.*, 2003). As REE foram normalizadas em relação aos condritos de Sun & McDonough, 1989 como usado por outros autores (e.g. Gómez-Pugnaire *et al.*, 2012) e a sua variação encontra-se na Tabela 6.5.

Os perfis de REE dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (Fig. 6.21) mostram enriquecimento das LREE em relação às MREE como indicam os valores de $(La/Sm)_N$ (Tabela 6.5) e de MREE em relação às HREE, indicados pelos cocientes $(Sm/Yb)_N$ (Tabela 6.5). Portanto, são também mais ricos em LREE do que em HREE, como mostram os cocientes $(La/Yb)_N$. Os perfis de REE dos ortognaisses são geralmente sub-paralelos e apresentam anomalia negativa de Eu, a qual é controlada pelos feldspatos, em especial plagioclase, pois Eu^{2+} substitui Ca^{2+} e Na^+ nos feldspatos (Rollinson, 1993; McKay, 1989). Nas amostras dos ortognaisses, o decréscimo de LREE é atribuído à fraccionação de monazite, o decréscimo em MREE é devido à fraccionação de apatite e o decréscimo em HREE é atribuído principalmente à fraccionação de zircão (Bea, 1996). Os perfis de REE dos ortognaisses de Souto-V. Vacas (> 539 Ma), C. Vale Cova – Carvalhal (~ 569 Ma), C. Vale de Cova – Sardoal (~ 548 Ma) e Olalhas (idade desconhecida), mostram grande sobreposição, mais acentuada nas HREE e só o ortognaisse de

Olalhas tem algumas amostras com menores teores de LREE e MREE (Fig. 6.21E). Rochas de idades tão distintas não mostram distinção significativa nos perfis de REE.

Tabela 6.5 – Variação das REE normalizadas em relação aos condritos de Sun & McDonough, 1989. ACM-margem continental activa, WPVZ-zona vulcânica intra-placa. C.I.A.B- Complexo Ígneo Ácido e Básico.

Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal				
	<u>Ortognaise</u> <u>(Souto-V.Vacas)</u>	<u>Ortognaise</u> <u>(C. Vale Cova – Carvalhal)</u>	<u>Ortognaise</u> <u>(C. Vale de Cova – Sardoal)</u>	<u>Ortognaise de Olalhas</u>
REE _N	12.51-210.55	10.35-154.01	5.65-180.17	5.33-201.27
(La/Sm) _N	3.41-3.94	3.93-4.38	3.15-4.99	2.85-4.08
(La/Yb) _N	7.34-13.66	9.47-12.51	6.64-26.67	5.12-9.10
(Sm/Yb) _N	1.95-3.57	2.41-2.98	1.69-6.18	1.8-2.35
Eu/Eu*	0.51-0.78	0.57-0.78	0.58-0.78	0.33-0.8

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas					
	<u>Anfibolito e gnaise anfibólico</u>			<u>Anfibolito com</u> <u>almandina</u>	<u>Protomilonito</u> <u>trondjemítico</u>
	<u>MORB</u>	<u>ACM</u>	<u>WPVZ</u>		
REE _N	7.40-84.39	6.71-108.44	7.60-107.59	5.79-45.92	1.14-86.08
(La/Sm) _N	0.83-2.58	0.86-4.84	1.11-2.89	0.76-1.64	2.21-3.61
(La/Yb) _N	1.46-7.14	1.36-7.89	2.58-8.25	1.51-6.88	6.36-49.92
(Sm/Yb) _N	1.17-3.72	1.49-2.17	0.97-3.43	1.86-4.20	2.30-17.73
Eu/Eu*	0.86-1.15	0.38-2.00	0.84-1.94	0.94-1.25	0.99-2.44

	<u>Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal</u>		<u>C.I.A.B. do Sardoal/</u> <u>Série Negra</u>	<u>Série Negra</u>
	<u>Anfibolito</u> <u>(Cabeço da Moura)</u>	<u>Anfibolito</u> <u>(V. Vacas-Vila Nova)</u>	<u>Riodacito</u>	<u>Anfibolito</u>
REE _N	12.00-35.56	6.13-26.67	1.06-74.26	10.65-118.57
(La/Sm) _N	0.74-1.56	0.77-1.28	2.15-30.06	1.08-2.38
(La/Yb) _N	0.88-1.99	0.64-1.73	12.23-30.06	1.49-11.14
(Sm/Yb) _N	1.09-1.27	0.83-1.35	5.53-9.75	1.38-4.68
Eu/Eu*	0.93-1.05	0.93-1.25	0.87-1.24	0.94-1.12

Eu/Eu* = $Eu_N / [(Sm_N)(Gd_N)]$ (Taylor & McLennan 1985 in Rollinson 1993)

Os perfis de REE dos anfibolito e gnaise anfibólico Neoproterozóicos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, são geralmente sub-paralelos e mostram enriquecimento das LREE em relação às MREE, como indicam os valores de (La/Sm)_N e às HREE, indicados pelos cocientes (La/Yb)_N (Tabela 6.5, Figs. 6.22A-C). A nomenclatura utilizada é a da composição dos litótipos. O enriquecimento de LREE em relação às MREE e às HREE é menos acentuado no diorito menos evoluído (MORB) (Fig. 6.22C) e mais acentuado no diorito (ambiente intra-placa) (Fig. 6.22B). O comportamento do Eu é variável, como indica o parâmetro Eu/Eu* (Tabela 6.5). Observam-se amostras sem anomalia de Eu, como no diorito menos evoluído (MORB) (Fig. 6.22C), o que pode ser explicado pela presença de Eu³⁺ em vez de Eu²⁺ no magma, não ocorrendo incorporação de Eu na estrutura dos feldspatos (McKay, 1989). Também ocorrem anomalias negativa e positiva de Eu (acumulação de plagioclase), como no diorito e tonalito (ambiente margem activa) (Fig. 6.22A). Nas amostras dos dioritos (ambiente margem activa e intra-placa) (Fig. 6.22A, B), o empobrecimento em La, é atribuído à fraccionação de alanite, já que este mineral fracciona fortemente as LREE principalmente nos dioritos onde tem as razões mais elevadas de La/Nd e Ce/Nd (Giére & Sorensen, 2004 e referências inclusas). Os perfis das REE dos dioritos (MORB) (Fig. 6.22C) é mais enriquecido em LREE e MREE e geralmente empobrecido em HREE, do que os perfis de MORB. Os perfis do diorito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do diorito menos evoluído do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 6.22C) são sub-paralelos ao perfil

do MORB E. Neste último diorito, observa-se um enriquecimento em MREE, atribuído à fraccionação de hornblenda (Rollinson, 1993). Algumas amostras de diorito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 6.22C) apresentam um perfil sub-paralelo ao MORB N, embora mais enriquecido em LREE, MREE e empobrecido em HREE. Quando comparamos os perfis de diorito e tonalito dos 3 ambientes tectónicos (Fig. 6.22D), observa-se que o MORB é o mais empobrecido em LREE, o ambiente de margem activa é o mais enriquecido em HREE e o de intra-placa apresenta o menor enriquecimento em HREE.

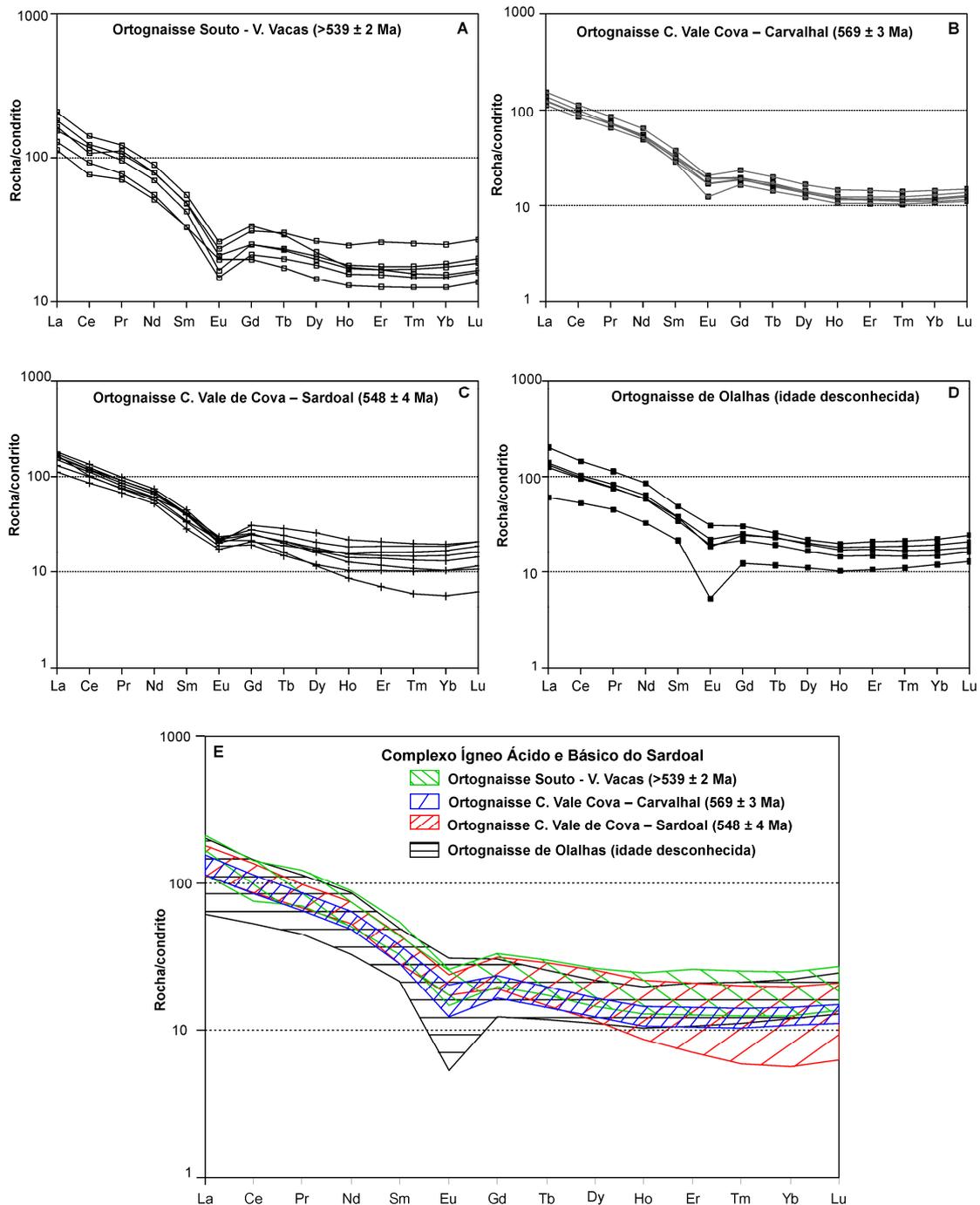


Fig. 6.21 – Diagramas de REE dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, normalizados para os condritos de Sun & McDonough, 1989. **A:** ortognaisse Souto-V.Vacas; **B:** ortognaisse C. Vale Cova-Carvalho; **C:** ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal; **D:** ortognaisse de Olilhas; **E:** diagrama conjunto dos diferentes ortognaisses.

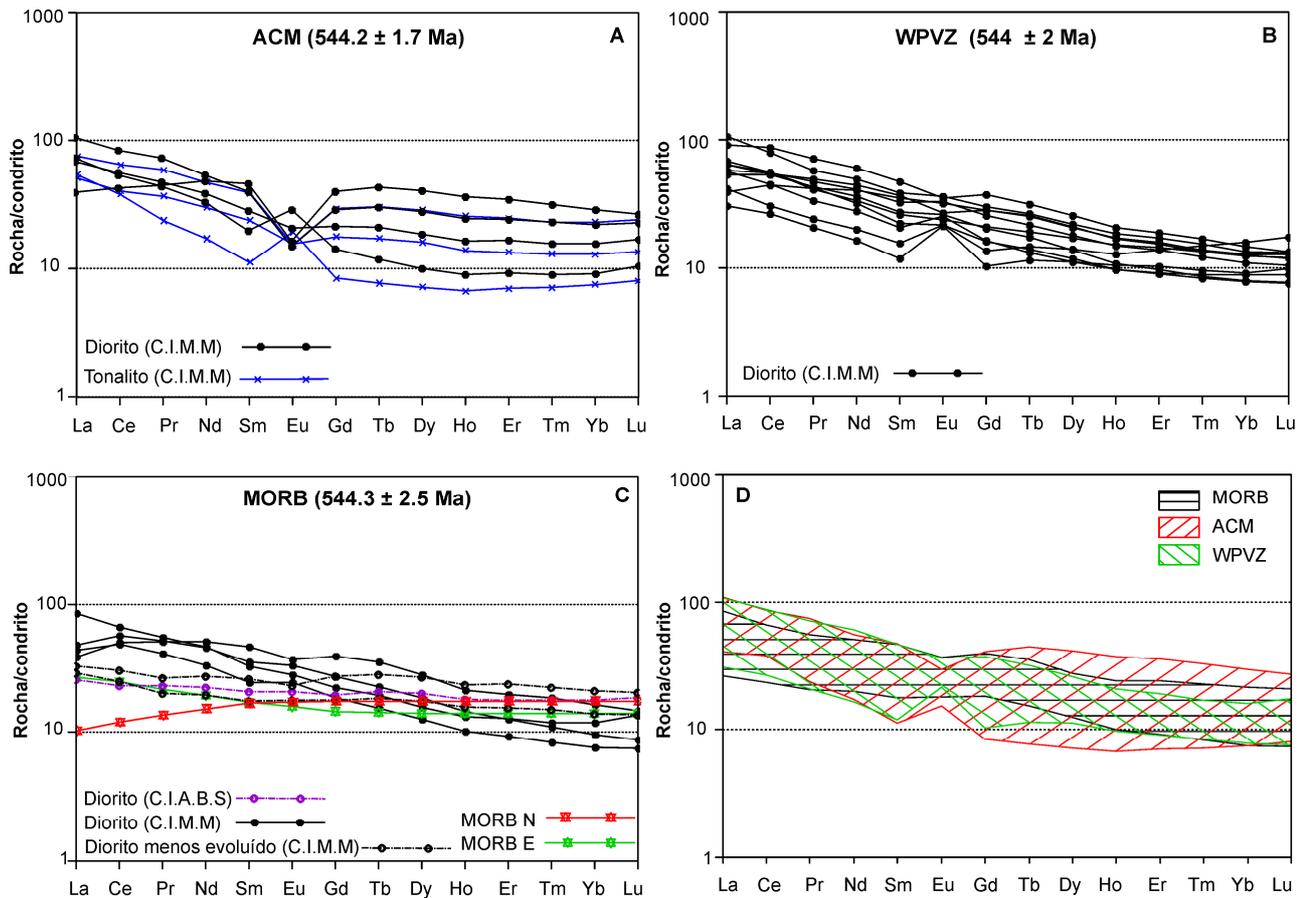


Fig. 6.22 – Diagramas de REE normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989, das amostras Neoproterozóicas de anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (C.I.M.M) e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S). A nomenclatura utilizada nos diagramas é a da composição. **A:** diorito e tonalito (margem continental activa); **B:** diorito (intra-placa); **C:** diorito menos evoluído e diorito (MORB); **D:** diagrama conjunto dos 3 ambientes tectónicos. ACM-margem continental activa, WPVZ-zona vulcânica intra-placa. O MORB N e E no diagrama C é de Sun & McDonough, 1989.

Os perfis das REE do protomilonito trondjemítico (Fig. 6.23A) apresentam um enriquecimento das LREE em relação às MREE e às HREE, como indicam respectivamente os valores de $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$ (Tabela 6.5). O empobrecimento elevado em HREE é atribuído à extracção de granada na fonte (Rollinson, 1993). Os perfis mostram anomalias positivas de Eu (acumulação de plagioclase) e ausência de anomalias (Tabela 6.5). Os perfis são sub-paralelos nas LREE, mas apresentam uma grande variação no teor de HREE, que pode ser o reflexo de fontes distintas.

Os perfis das REE do anfibolito com almandina (Fig. 6.23B) mostram enriquecimento das LREE em relação às MREE e às HREE, como indicam respectivamente os valores de $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$ (Tabela 6.5). A fraccionação de granada é responsável pelo empobrecimento em HREE. Observa-se anomalia positiva de Eu (acumulação de plagioclase) e anomalia negativa de La, atribuída á fraccionação de alanite (Giére & Sorensen, 2004). Na Fig. 6.23B, as amostras assinaladas anteriormente como tendo afinidades MORB e intra-placa (WPVZ), mostram perfis

aproximadamente sub-paralelos entre si, pelo que são co-genéticas. A intensa fraccionação em relação aos padrões MORB, não permite distinguir estes dois grupos.

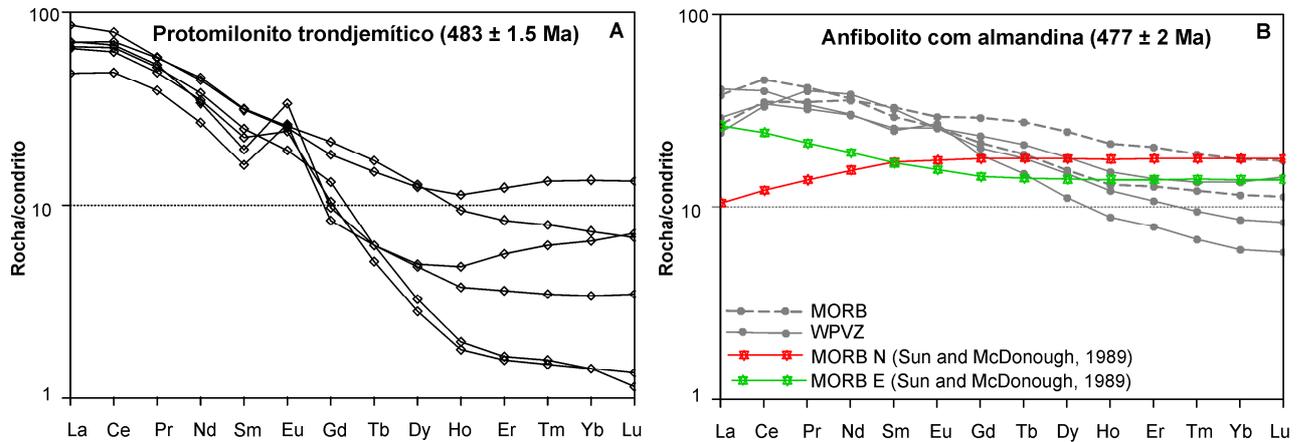


Fig. 6.23 – Diagramas de REE das rochas Ordovícicas do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989. **A:** protomilonito trondjemítico; **B:** anfibolito com almandina. A nomenclatura utilizada nos diagramas é a da composição. WPVZ-zona vulcânica intra-placa.

Os perfis das REE do anfibolito de V.Vacas-Vila Nova (Fig. 6.24A) mostram geralmente um ligeiro enriquecimento das LREE em relação às MREE e às HREE, como indicam respectivamente os valores de $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$ (Tabela 6.5). A anomalia de Eu é praticamente inexistente e negativa (Tabela 6.5), menos na amostra empobrecida em LREE que apresenta uma anomalia positiva de Eu, embora não muito pronunciada. Os perfis são sub-paralelos ao padrão MORB E (Sun & McDonough, 1989) e sub-paralelos entre si, indicando que as amostras são provenientes da mesma fonte mantélica, os MORB E. A razão $(La/Sm)_N > 1$, característica dos MORB E (e.g. Arevalo & McDonough, 2010), observa-se na maioria das amostras, o que está de acordo com o anteriormente exposto.

Nos perfis das REE do anfibolito do Cabeço da Moura (Fig. 6.24A, B) observam-se dois grupos de amostras: um grupo (grupo I) com enriquecimento das LREE em relação às MREE e às HREE (Fig. 6.24A) e outro grupo (grupo II) com ligeiro empobrecimento das LREE em relação às MREE e às HREE (Fig. 6.24B), como indicam respectivamente os valores de $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$ (Tabela 6.5). Também se observa enriquecimento das MREE em relação às HREE, como indicado pelos valores de $(Sm/Yb)_N$ (Tabela 6.5), atribuído à fraccionação de hornblenda (Rollinson, 1993) e diópsido (Reitan *et al.*, 1980). O primeiro grupo tem razões $(La/Sm)_N > 1$ características dos MORB E e o segundo grupo tem razões $(La/Sm)_N < 1$, características dos MORB N (e.g. Arevalo & McDonough, 2010). Não se observam anomalias significativas de Eu em ambos os grupos, como indicado pelos valores de Eu/Eu^* (Tabela 6.5). As amostras do grupo I são sub-paralelas entre si e aos MORB E (Sun & McDonough, 1989) e as do grupo II são sub-paralelas entre si e em relação ao padrão MORB N.

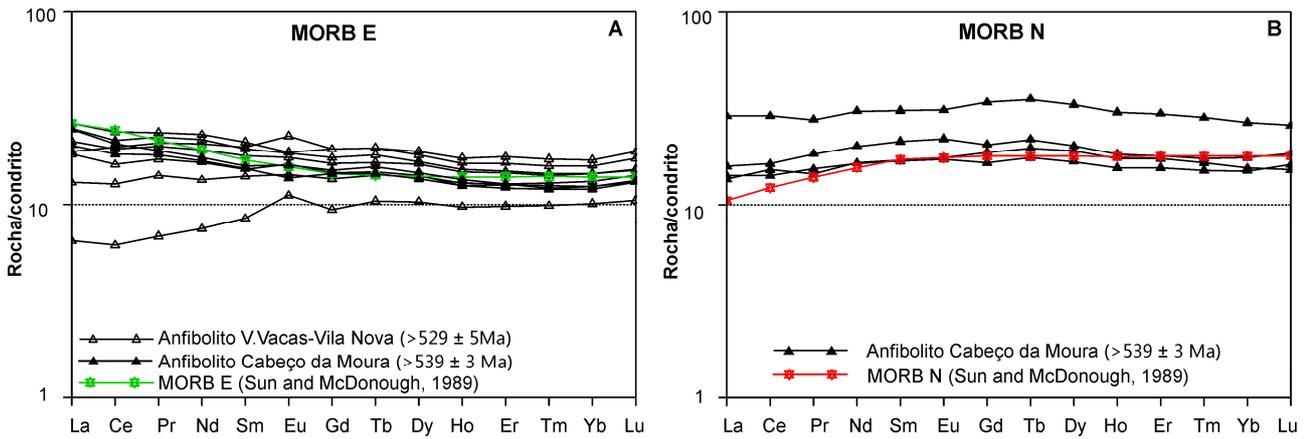


Fig. 6.24 – Diagramas de REE dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989. **A:** protólito de afinidade MORB E; **B:** protólito de afinidade MORB-N.

Os perfis das REE do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra (Fig. 6.25A) apresentam enriquecimento das LREE em relação às MREE e às HREE, como indicam respectivamente os valores de $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$ (Tabela 6.5). Observa-se anomalia em Eu pouco significativa, como indicado pelos valores de Eu/Eu^* (Tabela 6.5). Observa-se uma anomalia negativa em Ce nalgumas amostras, que se deve à fraccionação de monazite, cujo elevado coeficiente de partição nos líquidos félsicos causa empobrecimento das LREE. O elevado empobrecimento das HREE face às LREE, deve-se à presença de granada na fonte (Rollinson, 1993). Os perfis das amostras são aproximadamente sub-paralelos entre si, sugerindo uma fonte comum.

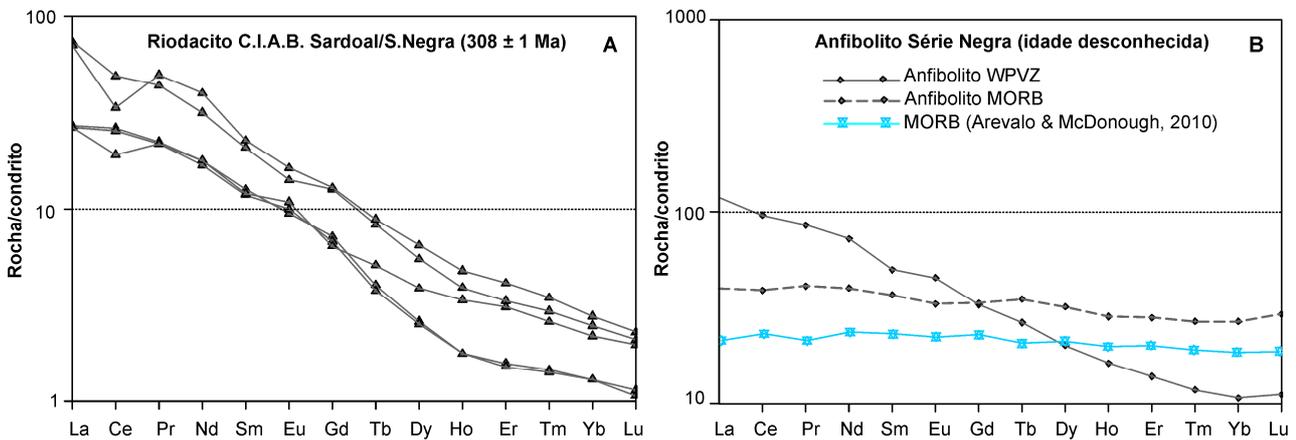


Fig. 6.25 – Diagramas de REE do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra (**A**) e anfibolito da Série Negra (**B**), normalizadas para os condritos de Sun & McDonough, 1989. WPVZ-zona vulcânica intra-placa.

O anfibolito da Série Negra evidencia duas amostras distintas: uma aproximadamente sub-paralela ao padrão MORB e a outra com afinidade intra-placa que mostra enriquecimento das LREE em relação às MREE e às HREE, como indicam respectivamente os valores de $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$ (Tabela 6.5). Não se observam anomalias de Eu, o que implica que a fraccionação da

plagioclase não foi significativa, ou os magmas estavam relativamente oxidados (Floyd *et al.*, 2000). Como se observa a presença de plagioclase, a última possibilidade é a mais plausível.

6.5 Diagramas multielementares

Os diagramas multielementares normalizados em relação ao MORB de Pearce 1983, usados por outros autores (e.g. Basta *et al.*, 2011) estão representados nas Figs. 6.26-6.30, onde os elementos (Sr, K, Rb e Ba) considerados móveis se encontram à esquerda e os restantes, imóveis, à direita (Rollinson, 1993). Contudo, a utilização dos elementos móveis deve ser feita com cautela, pois dadas as condições de metamorfismo que estas rochas sofreram, existe a possibilidade de mobilização.

Os ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (Fig. 6.26) apresentam um enriquecimento selectivo dos LILE (Sr, K, Rb, Ba, Th e Ce) em relação aos HFSE (Ta, Nb, P, Zr, Hf, Ti, Y, Yb).

Este padrão é característico de todos os magmas relacionados com zonas de subducção, que atestam o envolvimento dos fluidos enriquecidos em Sr, K, Rb, Ba e Th em menor extensão o Ce e Sm na sua petrogénese (Pearce 1983; Harris *et al.*, 1986; Wilson, 1989). O marcado empobrecimento em Sr, Ba, P e Ti pode ser explicado pela fraccionação respectivamente de feldspato alcalino (feldspato potássico ou albite), plagioclase, apatite e óxidos de Fe-Ti (Brown *et al.*, 1984). O Ba tem a mesma carga do Ca mas o seu raio iónico aproxima-se do K e tende a concentrar-se no feldspato potássico. Além de substituir o K também pode substituir o Ca embora em menor escala (Deer *et al.*, 2001).

Os perfis dos ortognaisses são sub-paralelos entre si e são idênticos ao da crosta continental superior (Figs. 6.26A-D) e (Figs. 6.26E), com empobrecimento mais acentuado em P no ortognaisse de Souto-V.Vacas e menos acentuado no ortognaisse de C.Vale de Cova-Carvalho. O ortognaisse C.Vale de Cova-Sardoal apresenta maior empobrecimento em Yb do que os restantes. Estes dados sugerem uma fonte mantélica comum, tal como indicado anteriormente pelos diagramas de REE.

O diorito e tonalito de margem continental activa do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 6.27A) mostram enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, característico dos magmas relacionados com zonas de subducção. O empobrecimento em P e Ti é resultado da fraccionação de apatite e óxidos de Fe-Ti. O diorito intra-placa do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 6.27B) evidencia um enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, em resultado da contaminação crustal. O diorito menos evoluído do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (Fig. 6.27C) apresentam enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, consequência da contaminação crustal (Wilson, 1989) e HFSE com perfil

aproximadamente sub-paralelo e próximo do MORB. As concentrações elevadas de Ta e Nb em relação ao Zr e Hf (Fig. 6.27A) e do Zr e Hf em relação ao Y e Yb (Fig. 6.27B) indicam uma contribuição do manto superior enriquecido em elementos incompatíveis (Pearce 1983). Comparando os diferentes ambientes geodinâmicos (Fig. 6.27D), observa-se que o ambiente de margem continental activa é o que se apresenta mais enriquecido em LILE, com anomalia negativa em P mais acentuada e valores de Y e Yb mais elevados. O ambiente intra-placa tem os valores mais elevados de P, Zr e Hf, enquanto o MORB tem os valores mais baixos de Th, Ta, Nb e Ce.

O protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 6.28A) apresenta enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, empobrecimento dos HFSE em relação aos MORB, principalmente do Ti. Estas características, conjuntamente com os teores elevados de Sr (181-319 ppm), baixos teores de Rb (5-20 ppm) e K₂O (0.23-0.69 %) e uma forte fraccionação LREE/HREE, $(La/Yb)_N=6.36-49.92$, são idênticas às encontradas por outros autores para trondjemitos continentais formados por fusão parcial a partir de crosta oceânica subductada (Touil *et al.*, 2008 e referências inclusas).

O anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 6.28B) mostra empobrecimento de elementos móveis (Sr, K, Rb) face aos elementos imóveis, o que sugere mobilização durante o metamorfismo. As rochas da crosta continental são enriquecidas em elementos incompatíveis e empobrecidas em Ti, Y e Yb em relação aos MORB (Wilson, 1989). Este padrão é observado no diagrama o que indica que estas rochas sofreram forte contaminação crustal.

Os anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (MORB N e E) (Fig. 6.29A, B) evidenciam enriquecimento dos LILE face aos HFSE, enriquecimento de Th, Ta, Nb e Ce em relação ao MORB e um perfil dos restantes HFSE sub-paralelo e próximo do MORB, mas mais empobrecido. Este perfil é idêntico ao apresentado pelos basaltos de arco-ilha, onde Sr, K, Rb, Ba e em menor extensão o Th são mais enriquecidos que o MORB, enquanto os elementos desde o Ta até ao Yb definem um perfil sub-paralelo e empobrecido (Pearce 1983).

O empobrecimento do Th em relação ao MORB, observado nalguns litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Figs. 6.27C, 6.28B e 6.29), pode ser explicado por maiores graus de fusão parcial (Arevalo & McDonough, 2010).

O riódacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra (Fig. 6.30A) evidencia enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, característico de magmas relacionados com zonas de subducção e empobrecimento da maioria dos HFSE em relação ao MORB.

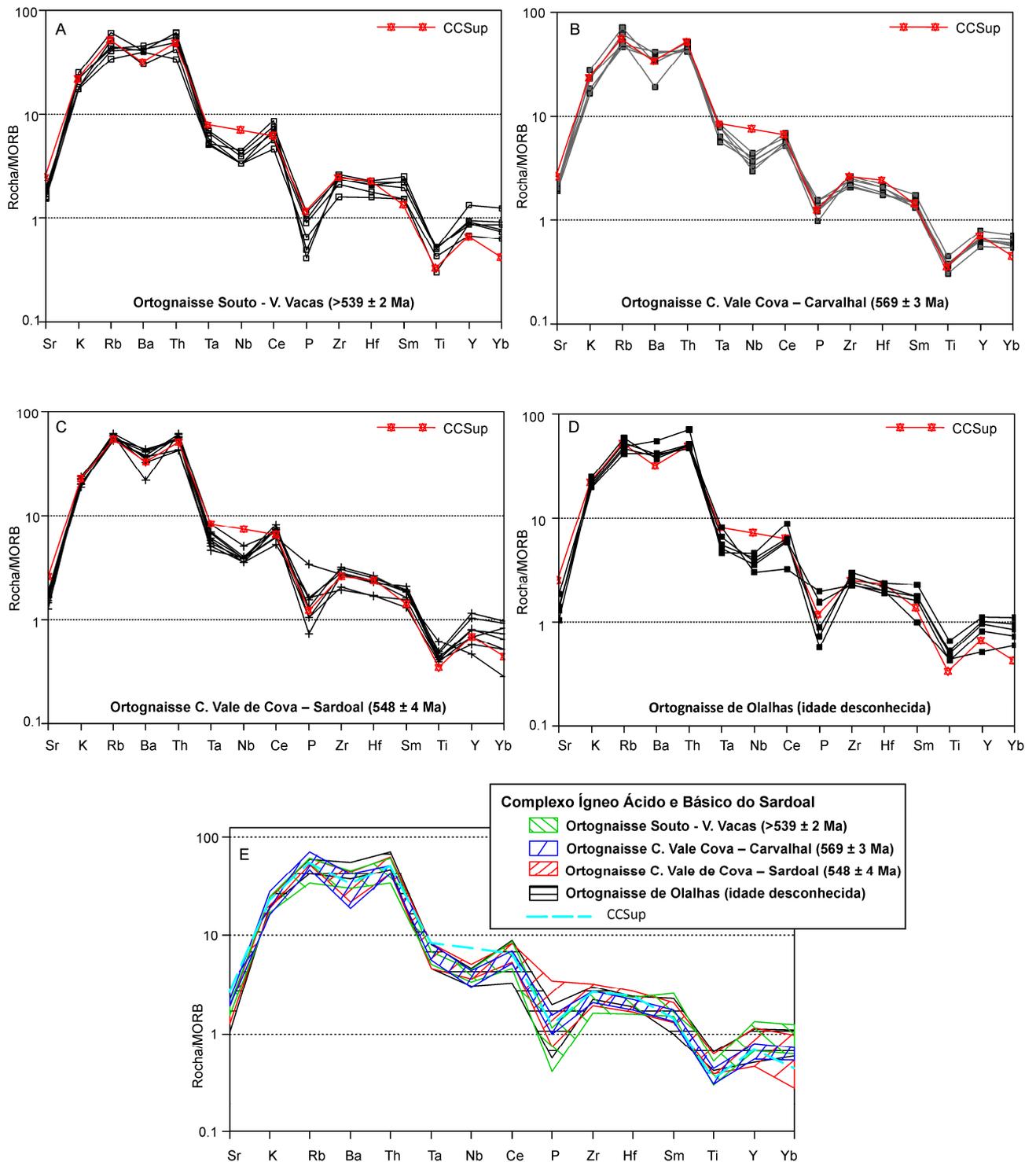


Fig. 6.26 – Diagramas multielementares dos ortogneisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, normalizados para o MORB (Pearce 1983). **A:** ortognaisse Souto-V.Vacas; **B:** ortognaisse C.Vale Cova-Carvalhal; **C:** ortognaisse C.Vale Cova-Sardoal; **D:** ortognaisse de Olalhas; **E:** diagrama conjunto dos diferentes ortogneisses e perfil da crosta continental superior. CCSup-crosta continental superior (Wedepohl, 1995).

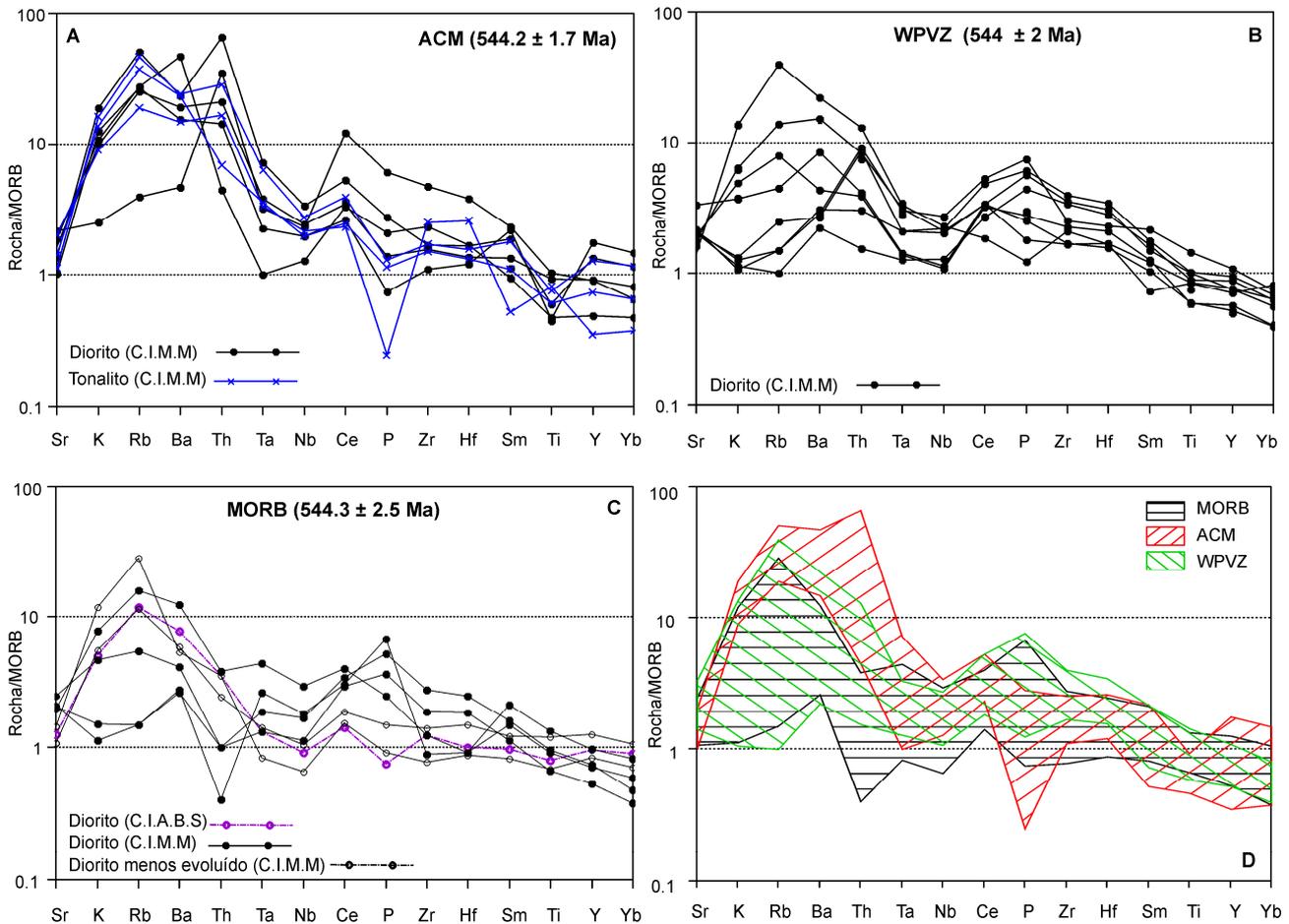


Fig. 6.27 – Diagramas multielementares normalizados para o MORB (Pearce 1983) das amostras Neoproterozóicas de anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (C.I.M.M) e gnaiss anfibólico Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal (C.I.A.B.S). **A:** diorito e tonalito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, (margem continental activa); **B:** diorito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, (intra-placa); **C:** diorito e diorito menos evoluído do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e diorito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal, (MORB); **D:** diagrama conjunto dos 3 ambientes tectónicos. ACM-margem continental activa, WPVZ-zona vulcânica intra-placa. A nomenclatura utilizada nos diagramas é a da composição.

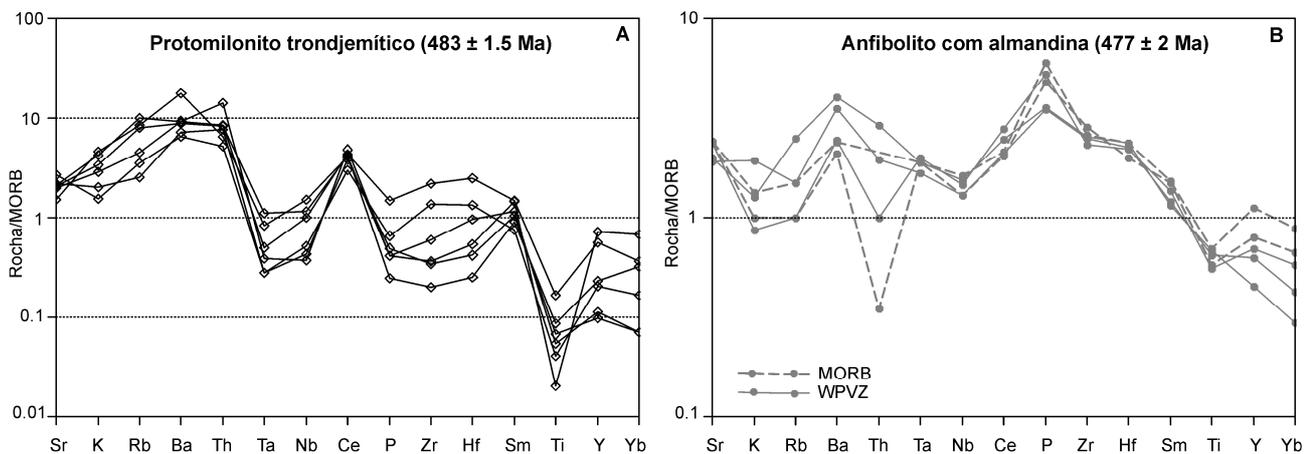


Fig. 6.28 – Diagramas multielementares das rochas Ordovícicas do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, normalizadas para o MORB (Pearce 1983). WPVZ-zona vulcânica intra-placa.

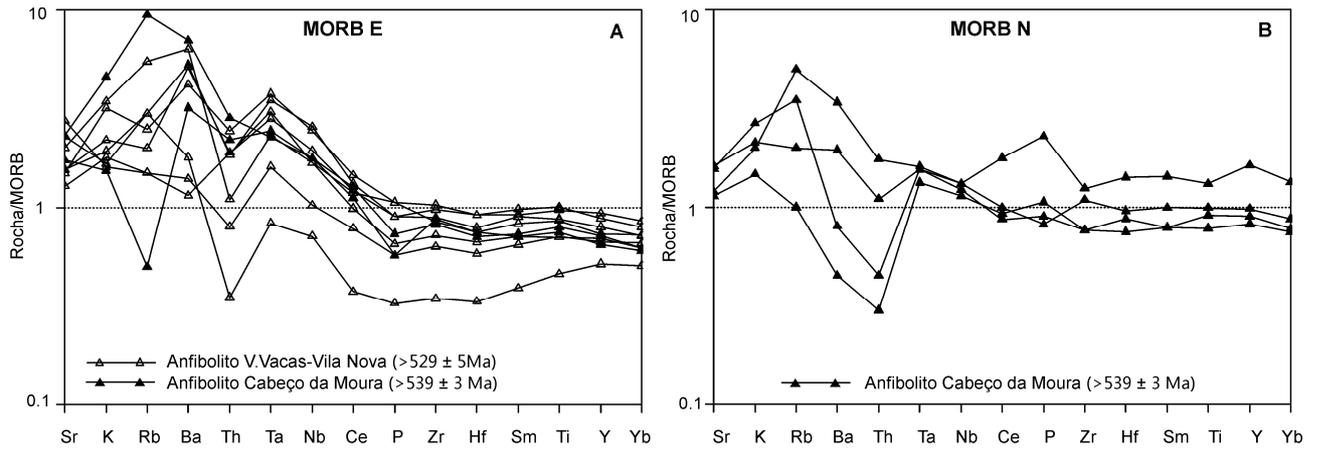


Fig. 6.29 – Diagramas multielementares dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, normalizados para o MORB (Pearce 1983). **A**: protólito de afinidade MORB E, **B**: protólito de afinidade MORB N.

O anfibolito da Série Negra com características de MORB (Fig. 6.30B) mostra enriquecimento dos LILE face aos HFSE e um perfil sub-paralelo aos MORB, mas mais enriquecido nos elementos Ta a Yb. No anfibolito da Série Negra com afinidade intra-placa, observa-se enriquecimento em Ta e Nb, característico de fontes mantélicas intra-placa (Brown *et al.*, 1984).

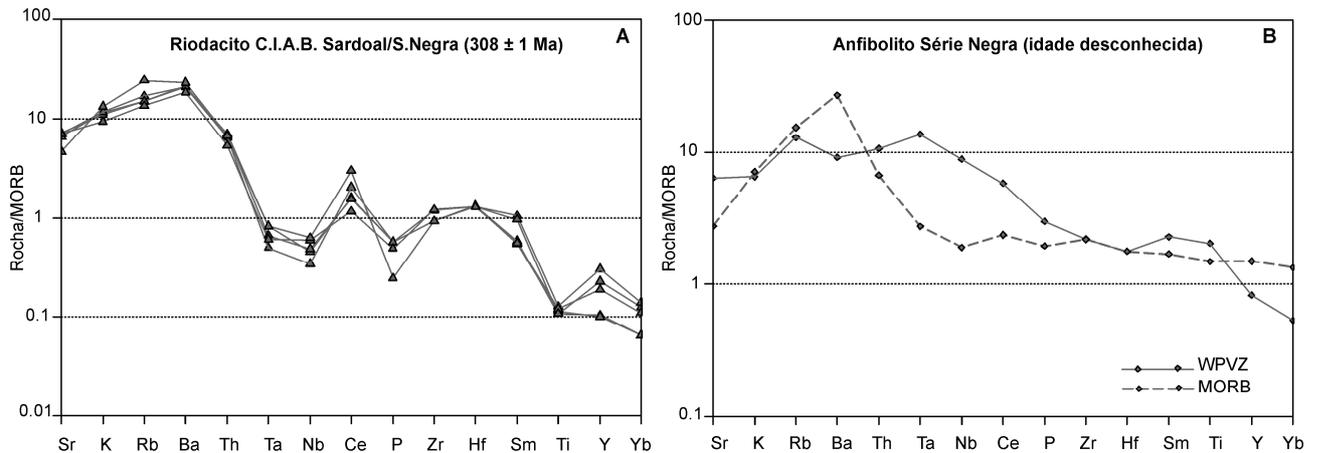


Fig. 6.30 – Diagramas multielementares do riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B. Sardoal) e na Série Negra (**A**) e anfibolito da Série Negra (**B**), normalizados para o MORB (Pearce 1983). WPVZ-zona vulcânica intra-placa.

7. Geoquímica isotópica das rochas

As razões isotópicas no magma são características da região fonte a partir da qual o magma foi extraído e as razões permanecem inalteradas durante a fusão parcial e fraccionação. Deste modo, as regiões fonte distintas podem ser reconhecidas devido ao seu carácter isotópico único e o processo de mistura pode ser reconhecido entre fontes isotopicamente distintas (Rollinson, 1993). Em geral, as rochas da crosta continental têm composições em isótopos radiogénicos e estáveis diferentes das do manto e os estudos isotópicos podem fornecer importantes constrangimentos da extensão da contaminação crustal (Wilson, 1989).

7.1 Isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd

O Rb tem 2 isótopos naturais, ^{85}Rb e ^{87}Rb , dos quais o ^{87}Rb é radioactivo e decai para o ^{87}Sr estável, através de emissões beta. O Sr tem 4 isótopos naturais, ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr . O Rb e o Sr são facilmente separados. O Sr tende a concentrar-se na plagioclase, enquanto o Rb permanece no magma residual, conduzindo a um crescimento acelerado da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da crosta em relação ao manto. Os basaltos oceânicos têm $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ no intervalo 0.703-0.706, enquanto a média na crosta terrestre atinge actualmente 0.725 apesar da crosta ser heterogénea (Hall, 1987). Na crosta continental, o Rb e o Sr são novamente separados por refusão, metamorfismo e sedimentação (Rollinson, 1993; Wilson, 1989). A composição isotópica do Sr na rocha ou mineral que contém Rb depende da sua idade e da razão Rb/Sr, o que constitui a base de datação Rb-Sr que utiliza a seguinte equação (Wilson, 1989):

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{inicial}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde λ é a constante de decaimento do ^{87}Rb ($1.42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$) e t a idade em anos.

O método de datação Rb-Sr foi largamente utilizado como geocronómetro na determinação de idades de cristalização ígnea, durante as décadas de 60 e 70, mas perdeu credibilidade durante a década de 80, á medida que as evidências para abertura do sistema Rb-Sr foram surgindo (Dickin, 2005). Os resultados geocronológicos de Rb-Sr nem sempre são fáceis de interpretar já que estes elementos são facilmente mobilizados e o sistema pode ser facilmente perturbado por influxo de fluidos ou por um evento térmico (Rollinson, 1993; Xie *et al.*, 2004). Os sistemas minerais e de rocha total podem responder de maneira diferente aos eventos metamórficos. O ^{87}Sr gerado pelo decaimento do Rb ocupa posições instáveis na rede dos minerais ricos em Rb e tende a migrar para fora da rede cristalina quando sujeito a um evento térmico, mesmo de magnitude muito inferior à do ponto de fusão. Se os fluidos na rocha permanecerem estáticos, o Sr libertado dos minerais ricos em

Rb, como as micas ou o feldspato potássico, tenderão a ser incorporados pelos minerais mais próximos como a plagioclase ou apatite e o sistema de rocha total pode permanecer fechado, mesmo que os sistemas minerais sejam abertos (Dickin, 2005). Contudo, em zonas de cisalhamento o reajustamento do sistema Rb-Sr pode variar desde apenas alguns metros até vários quilómetros dependendo da escala da migração de fluidos (Hickman & Glassley, 1984 *in* Patel *et al.*, 1999). O reajustamento do sistema Rb-Sr também pode ocorrer em rochas fora das zonas de cisalhamento e de redução do tamanho de grão (Frost & Frost, 1995 *in* Patel *et al.*, 1999). Deste modo, a utilização da sistemática Rb-Sr em terrenos poli-metamórficos tem certas limitações, mas pode ser utilizada para datar eventos metamórficos de baixo regime térmico que têm um efeito insignificante nos outros sistemas isotópicos, como o Sm-Nd e U-Pb (Roy *et al.*, 2006). As isócronas Rb-Sr têm sido interpretadas como idades de arrefecimento pós-cristalização ou idades de reajustamento geradas pela deformação ou eventos térmicos tardios (Ravikant *et al.*, 2006).

O Sm e Nd são LREE e cada um tem 7 isótopos que ocorrem naturalmente. O ^{147}Sm é radioactivo e decai para o ^{143}Nd , através de emissões alfa. A composição do Nd é expressa pela razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, que aumenta em função do tempo, devido ao decaimento do ^{147}Sm , de acordo com a seguinte equação (Wilson, 1989):

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{inicial}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde λ é a constante de decaimento do ^{147}Sm ($6.54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$) e t a idade em anos.

Devido à maior exigência técnica das análises de Nd e à dificuldade em obter um largo espectro de razões Sm/Nd, em virtude das suas propriedades químicas idênticas, o método Sm-Nd tem sido aplicado a problemas nos quais o método Rb-Sr se mostrou insatisfatório e anteriormente ao desenvolvimento actual dos métodos de U-Pb (Dickin, 2005). O Sm e o Nd são LREE com raio iónico e valência semelhantes e como resultado comportam-se de maneira coerente na crosta e a razão Sm/Nd raramente é afectada por processos intracrustais, tais como anatexia, fraccionação, ou metamorfismo regional ou processos superficiais como meteorização e erosão (López-Guijarro *et al.*, 2008 e referências inclusas). Aquando da fusão, os magmas adquirem a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da fonte, que é conhecida como razão inicial, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ e que pode ser determinada pela intercepção da isócrona com o eixo dos y. Os valores contrastantes da razão inicial têm sido usados para distinguir rochas derivadas de crosta juvenil como MORB, arcos oceânicos e back-arc, das derivadas de crosta antiga reciclada (Murphy & Nance 2002). A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é mais baixa nas rochas crustais (~ 0.512) do que nos derivados do manto (~ 0.513), devido à baixa razão Sm/Nd da crosta (Hall, 1987). A evolução do Nd no manto terrestre é descrita em termos de reservatório

condrítico CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*). O modelo assume que o Nd no manto evoluiu num reservatório uniforme cuja razão Sm/Nd é igual à dos meteoritos condríticos (Faure & Mensing, 2005 e referências inclusas). A razão ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) também pode ser expressa como a notação ϵNd_t definida por DePaolo & Wasserburg (1976) e que mede o desvio em relação ao CHUR:

$$\epsilon Nd_t = 10^4 \times \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{amostra}^t}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}^t} - 1 \right]$$

onde $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{amostra}^t$ é a razão inicial numa amostra num tempo t , que corresponde à idade de cristalização numa rocha ígnea, ou de deposição numa rocha sedimentar e $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}^t$ é a composição do CHUR no tempo t e corresponde a:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}^t = 0.512638 - 0.1967 (e^{\lambda t} - 1)$$

onde 0.512638 e 0.1967 são os valores actuais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ no CHUR e λ é a constante de decaimento do ^{147}Sm ($6.54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$) (Murphy & Nance 2002).

Por analogia com o sistema Sm-Nd o ϵSr_t é definido como:

$$\epsilon Sr_t = 10^4 \times \left[\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{inicial}^t}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{UR}^t} - 1 \right]$$

onde UR (*Uniform reservoir*) representa o reservatório uniforme, o equivalente da Terra indiferenciada (*bulk Earth*) (Wilson, 1989).

O parâmetro f Sm/Nd é o factor de fraccionação e mede o enriquecimento do Sm/Nd num dado reservatório relativamente ao CHUR, o análogo $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do ϵNd_t , e é dado pela seguinte expressão:

$$f = \left[\frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{amostra}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}} - 1 \right]$$

onde $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} = 0.1967$ (Jacobsen & Wasserburg, 1980).

O tempo que decorreu desde que a amostra foi extraída do manto do qual derivou é dado pelas idades modelo (Rollinson, 1993). A idade modelo T_{DM} (DePaolo, 1981, e.g. López-Guijarro *et al.*, 2008; Nutman *et al.*, 2008) é obtida pela intercepção da linha de evolução da amostra com a curva do manto empobrecido (*DM-Depleted mantle*) num diagrama ϵNd_t vs tempo (Murphy & Nance 2002). Pode ser calculada resolvendo a seguinte igualdade em ordem a T (DePaolo, 1981):

$$\varepsilon_{Nd}^{amostra}(T) = \varepsilon_{Nd}^{DM}(T)$$

$$\text{onde } \varepsilon_{Nd}^{amostra}(T) = \varepsilon_{Nd}^0 - f_{Sm/Nd} Q_{Nd} T, f_{Sm/Nd} = \left(\frac{\frac{147Sm}{144Nd}^{amostra}}{0.1967} \right) - 1; Q_{Nd} = 25.1 Ga^{-1}$$

$$\varepsilon_{Nd}^{DM}(T) = 0.25T^2 - 3T + 8.5$$

A idade modelo baseia-se no princípio de que a razão Sm/Nd da rocha não foi modificada por processos geológicos aos quais foi sujeita, como cristalização fraccionada do magma, meteorização, transporte e deposição do sedimento, diagénese, recristalização metamórfica e interacção água-rocha (Faure & Mensing, 2005). Nas rochas ígneas, muitas amostras são misturas de crosta antiga reciclada e material juvenil extraído do manto. Nestas circunstâncias, a idade modelo T_{DM} reflecte apenas o tempo médio de residência crustal e não tem significado geológico. Os valores de ε_{Nd}_t e T_{DM} podem ser usados em conjunto para identificar a assinatura isotópica da região fonte (Murphy & Nance 2002).

Dadas as limitações dos geocronómetros Rb-Sr e Sm-Nd e tendo em conta o carácter poli-metamórfico da área em estudo, optou-se por usar os isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd apenas como indicadores petrogenéticos e não como geocronómetros. Os resultados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd, num total de 27 amostras, encontram-se nas tabelas 7.1. e 7.2 respectivamente. Os protólitos do ortogneisse Souto-V. Vacas terão sido gerados a partir das crustas inferior meta-sedimentar e meta-ígnea, os do ortogneisse C. Vale Cova – Carvalhal a partir de crosta inferior meta-sedimentar e média-superior meta-ígnea e os do ortogneisse de C. Vale Cova – Sardoal a partir de crosta média-superior meta-ígnea (Fig. 7.1), o que indica que todos os protólitos serão híbridos.

Os anfíbolitos mais antigos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas apresentam composições compatíveis com várias fontes, OIB, crosta inferior meta-ígnea e manto (*mantle array*). Dado o contexto geodinâmico em que se encontram, correspondente a zona de subducção, a fonte mais adequada é a do manto litosférico (Fig. 7.1). O anfíbolito de margem continental activa (ACM) do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas tem composição de diorito e é o que apresenta valores mais elevados de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (tabela 7.1), semelhantes aos observados em ambientes de arco (e.g. Rollinson, 1993 e referências inclusas), enriquecidos em Sr radiogénico por fluidos derivados da placa subductada (Wilson, 1989). Os valores ε_{Nd}_t negativos indicam contaminação crustal, que no contexto geodinâmico de margem continental activa, se deve a contaminação na fonte pela fusão dos sedimentos subductados que transportam a sua assinatura isotópica para a cunha mantélica na fase de *melt* (Wilson, 1989).

Tabela 7.1 – Dados isotópicos Rb-Sr das rochas da área em estudo.

			Idade ígnea (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ (%)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	εSr _t		
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	Ortognaise (Souto – V.Vacas)	311-66	692+77/-60	122	202	1,7498	0,722968	0,0009	0,7057	28,51		
		321-140b	692+77/-60	68	184	1,0700	0,716589	0,0009	0,7060	33,24		
	Ortognaise (C. Vale Cova – Carvalhal)	321-26	569 ± 3	120	200	1,7381	0,721759	0,0010	0,7077	54,41		
		84B	569 ± 3	111	207	1,5534	0,721980	0,0011	0,7094	78,84		
		gn	569 ± 3	99	239	1,1997	0,719335	0,0008	0,7096	82,03		
	Ortognaise (C. Vale Cova – Sardoal)	321-27	548 ± 4	111	174	1,8485	0,724678	0,0010	0,7102	90,70		
		322-AF6	548 ± 4	117	153	2,2168	0,729038	0,0008	0,7117	111,76		
		10	548 ± 4	108	194	1,6127	0,721771	0,0016	0,7092	75,57		
	Ortognaise de Olilhas	311-30	*	107	125	2,4811	0,727605	0,0010	–	–		
		311-37	*	98	222	1,2785	0,719562	0,0010	–	–		
	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	Anfibolito e gnaise anfíbólico	WPVZ	38A	544 ± 2	22	144	0,4421	0,709878	0,0010	0,7065	36,82
				321-M	544 ± 2	79	170	1,3456	0,717179	0,0009	0,7067	41,00
ACM			311-96A	544,2 ± 1,7	101	165	1,7733	0,722111	0,0008	0,7084	63,95	
			321-138	544,2 ± 1,7	51	197	0,7492	0,712258	0,0009	0,7064	36,79	
MORB		58A	544,3 ± 2,5	57	174	0,9481	0,712619	0,0013	0,7053	20,00		
		321-31	544,3 ± 2,5	32	238	0,3890	0,709103	0,0009	0,7061	31,65		
Anfibolito com almandina		20A	477 ± 2	2	286	0,0202	0,703126	0,0009	0,7030	-13,49		
		69A	477 ± 2	5	240	0,0602	0,704566	0,0010	0,7042	3,10		
Protomilonito trondjemítico		18A	483 ± 1,5	5	260	0,0556	0,704862	0,0010	0,7045	7,79		
		19C1	483 ± 1,5	16	245	0,1889	0,705243	0,0010	0,7039	0,17		
		165	483 ± 1,5	17	181	0,2717	0,705923	0,0010	0,7041	1,74		
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal		Anfibolito (Cabeço da Moura)	311-1A (MORB N)	*	2	137	0,0422	0,703495	0,0010	–	–	
	311-20A (MORB E)		*	19	278	0,1977	0,708646	0,0009	–	–		
	311-67 (MORB E)		*	11	242	0,1315	0,706884	0,0009	–	–		
	Anfibolito (Vale das Vacas-Vila Nova)	311-62 (MORB E)	*	6	186	0,0933	0,706479	0,0008	–	–		
		90A	308 ± 1	30	788	0,1101	0,704058	0,0012	0,7036	-7,99		
	321-23A	308 ± 1	49	563	0,2517	0,706218	0,0009	0,7051	13,87			

WPVZ-zona vulcânica intra-placa; ACM-margem continental activa; * idade ígnea desconhecida; – sem significado;

No cálculo de εSr_t foram utilizados os seguintes valores do UR (*Uniform reservoir*) actual [(⁸⁷Rb/⁸⁶Sr)=0.0847 (McCulloch & Black, 1984); (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)=0.7045 (DePaolo, 1988) in Rollinson, 1993, como outros autores (e.g. Guo *et al.*, 2005)]. λ_{Sr} = 1.42 x 10⁻¹¹ ano⁻¹ (Steiger & Jäger, 1977 in Faure & Mensing, 2005).

Tabela 7.2 – Dados isotópicos Sm-Nd das rochas da área em estudo.

			Idade ígnea (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ (%)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	εNd_t	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ga)		
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	Ortognaise (Souto – V.Vacas)	311-66	692+77/-60	7,41	36,6	0,1153	0,511979	0,0007	0,511573	-7,3	-0,41	1,65		
		321-140b	692+77/-60	5,07	23,9	0,1265	0,512123	0,0007	0,511677	-5,2	-0,36	1,60		
	Ortognaise (C. Vale Cova – Carvalhal)	321-26	569 ± 3	5,34	28,8	0,1124	0,512027	0,0007	0,511623	-6,0	-0,43	1,53		
		84B	569 ± 3	6,15	32,4	0,1126	0,511947	0,0007	0,511543	-7,6	-0,43	1,65		
		gn	569 ± 3	4,35	24,1	0,1114	0,511907	0,0007	0,511492	-8,1	-0,43	1,69		
	Ortognaise (C. Vale Cova – Sardoal)	321-27	548 ± 4	5,16	26,6	0,1146	0,512029	0,0007	0,511602	-5,9	-0,42	1,56		
		322-AF6	548 ± 4	4,33	24,7	0,1184	0,512017	0,0007	0,511576	-6,4	-0,40	1,64		
		10	548 ± 4	6,39	28,1	0,1248	0,512078	0,0007	0,511630	-5,9	-0,37	1,65		
	Ortognaise de Olalhas	311-30	*	5,76	27,6	0,1205	0,512138	0,0007	-	-	-0,39	1,48		
		311-37	*	7,54	40	0,1136	0,512016	0,0007	-	-	-0,42	1,56		
	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	Anfibolito e gnaise anfíbólico	WPVZ	38A	544 ± 2	1,83	7,73	0,1486	0,512317	0,0007	0,511787	-2,9	-0,24	1,69
				321-M	544 ± 2	2,4	9,49	0,1516	0,512302	0,0006	0,511762	-3,4	-0,23	1,81
ACM			311-96A	544,2 ± 1,7	6,27	25,9	0,1457	0,512270	0,0006	0,511751	-3,6	-0,26	1,73	
			321-138	544,2 ± 1,7	4,44	18,6	0,1429	0,512294	0,0008	0,511785	-3,0	-0,27	1,61	
MORB			58A	544,3 ± 2,5	2,71	9,33	0,1735	0,512720	0,0007	0,512102	3,2	-0,12	1,22	
			321-31	544,3 ± 2,5	5	21,7	0,1318	0,512231	0,0007	0,511761	-3,4	-0,33	1,51	
Anfibolito com almandina		20A	477 ± 2	4,49	17,1	0,1572	0,512934	0,0006	0,512443	8,2	-0,20	0,34		
		69A	477 ± 2	3,82	14,2	0,1387	0,512798	0,0007	0,512365	6,7	-0,29	0,52		
Protomilonito trondjemítico		18A	483 ± 1,5	3,45	16,3	0,1169	0,512646	0,0007	0,512276	5,1	-0,41	0,64		
		19C1	483 ± 1,5	2,99	15,8	0,1017	0,512609	0,0007	0,512287	5,3	-0,48	0,61		
		165	483 ± 1,5	3,83	17,8	0,1174	0,512644	0,0007	0,512273	5,0	-0,40	0,65		
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal		Anfibolito (Cabeço da Moura)	311-1A (MORB N)	*	2,6	7,69	0,2059	0,513060	0,0008	-	-	0,05	-	
	311-20A (MORB E)		*	2,35	7,87	0,1820	0,512966	0,0007	-	-	-0,07	0,44		
	Anfibolito (Vale das Vacas-Vila Nova)	311-67 (MORB E)	*	2,34	7,75	0,1834	0,512928	0,0006	-	-	-0,07	0,63		
		311-62 (MORB E)	*	2,97	10,2	0,1770	0,512857	0,0006	-	-	-0,10	0,80		
	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra – Riodacito	90A	308 ± 1	1,93	8,3	0,1219	0,512778	0,0006	0,512532	5,7	-0,38	0,46		
		321-23A	308 ± 1	3,19	14,8	0,1129	0,512440	0,0007	0,512212	-0,6	-0,43	0,92		

WPVZ-zona vulcânica intra-placa; ACM-margem continental activa; * idade ígnea desconhecida; - sem significado.

No cálculo de εNd_t foram utilizados os seguintes valores: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR actual}} = 0,512638$ (Goldstein *et al.*, 1984), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR actual}} = 0,1967$ (Jacobsen & Wasserburg, 1980, *in* Rollinson, 1993); $\lambda_{\text{Sm}} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ (Lugmair & Marti, 1978 *in* Faure & Mensing, 2005), como outros autores (e.g. Villaseca *et al.*, 1998; Guo *et al.*, 2005.). A idade modelo T_{DM} é a de DePaolo (1981).

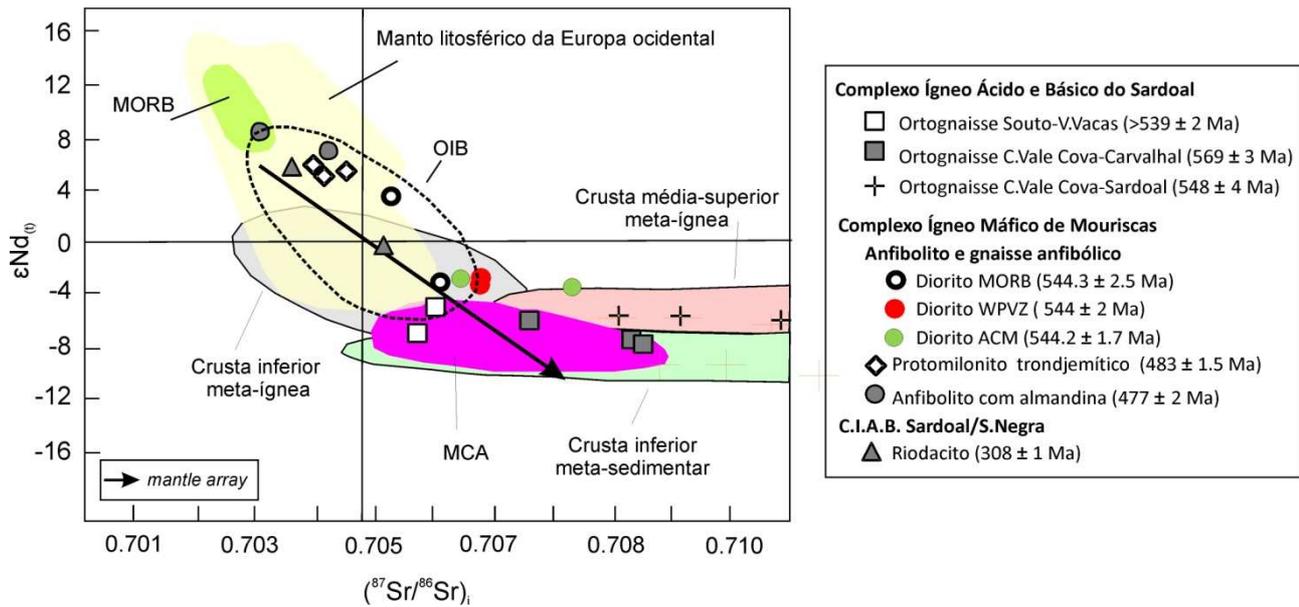


Fig.7.1- Projecção das amostras estudadas no diagrama ϵNd_t versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ onde se encontram os campos do MORB, OIB, MCA e *mantle array* (Wilson, 1989), manto litosférico da Europa ocidental (Beccaluva *et al.*, 2004 in Orejana *et al.*, 2009), crusta média-superior meta-sedimentar e meta-ígnea e crusta inferior meta-sedimentar e meta-ígnea (Downes & Duthou, 1988, Turpin *et al.*, 1990, in Villaseca *et al.*, 1998). C.I.A.B: Complexo Ígneo Ácido e Básico. MCA: margem continental activa.

O anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, apresenta dois protólitos com características isotópicas distintas, um de composição MORB e outro de composição idêntica á do manto litosférico da Europa ocidental (Fig. 7.1). O protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas tem uma composição isotópica homogénea, de fonte mantélica empobrecida (tabela 7.2) correspondente ao manto litosférico da Europa ocidental (Fig. 7.1). O riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra tem uma composição isotópica heterógena (tabela 7.2), correspondente ao manto litosférico da Europa ocidental (Fig. 7.1).

O parâmetro ϵNd_t e as idades modelo T_{DM} (Fig. 7.2) permitem identificar um componente dominante de crusta antiga reciclada nos ortognaisses e anfibolitos Neoproterozóicos, sendo neste último caso resultante de contaminação. O protomilonito trondjemítico, o anfibolito com almandina e uma das amostras de riodacito têm um acentuado componente juvenil de fonte mantélica (fig. 7.2). Outra amostra de riodacito tem um componente juvenil com pequena influência de fonte crustal (Fig. 7.2). Os valores negativos de ϵNd_t das rochas Neoproterozóicas (-8.1 a -2.9) e os valores antigos das idades modelo T_{DM} (1.51 a 1.81 Ga) são característicos de terrenos do tipo-cadomiano (e.g. Murphy *et al.*, 2004, 2002), observados noutras áreas da cadeia Varisca Europeia (e.g., Linnemann *et al.*, 2004, Samson *et al.*, 2003). A idade dos zircões herdados dos ortognaisses (1.6-2.8 Ga, cap. 5) comprova a antiguidade dos tempos de residência crustal dos seus protólitos.

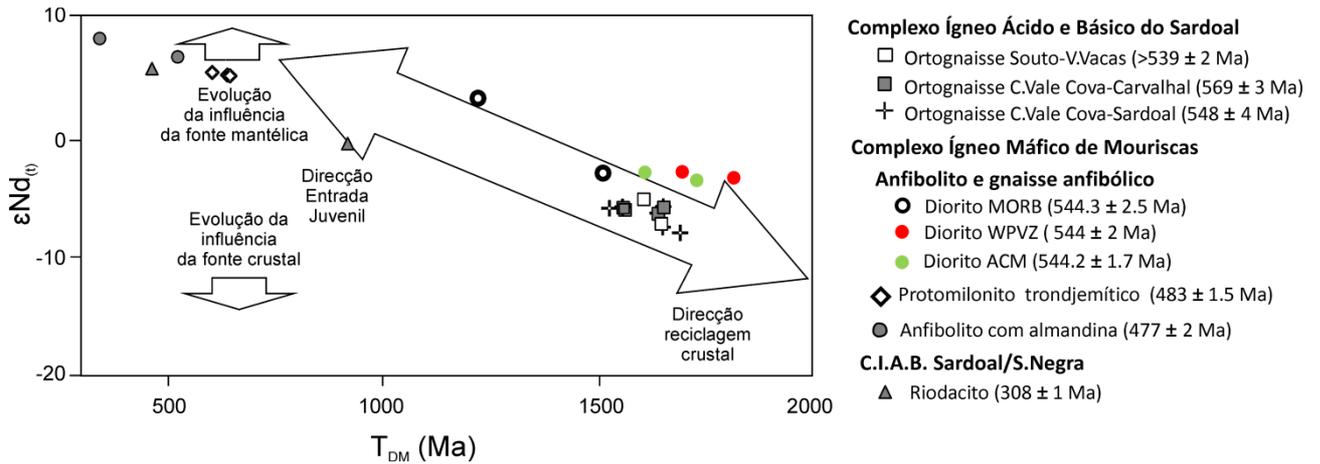


Fig.7.2 - Projecção das amostras estudadas no diagrama ϵNd_t versus T_{DM} (Ma), adaptado de López-Guijarro *et al.* 2008. C.I.A.B: Complexo Ígneo Ácido e Básico.

Na Fig. 7.3 encontra-se a composição Sm-Nd das rochas Neoproterozóicas estudadas e doutros terrenos para comparação.

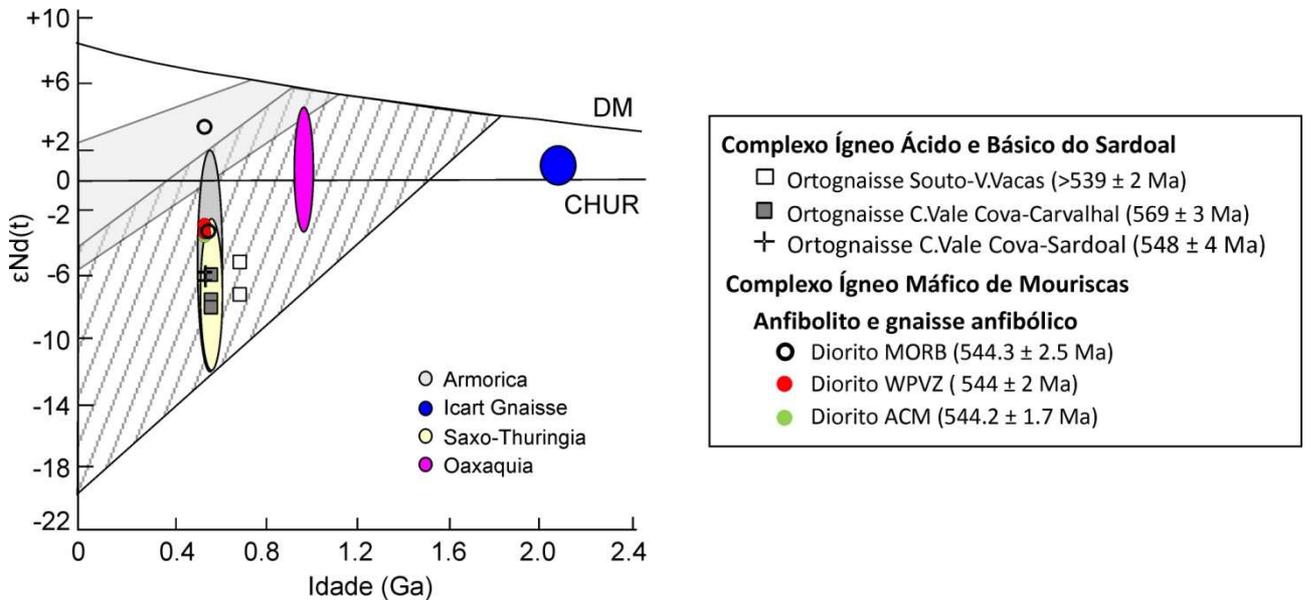


Fig.7.3 – Projecção da composição Sm-Nd das rochas Neoproterozóicas estudadas e doutros terrenos do tipo cadomiano, no diagrama de Murphy *et al.* 2006: Armorica e gnaiss Icart (Samson *et al.*, 2003), Saxo-Thuringia (Maciço da Boémia, Linnemann *et al.*, 2004). O campo das rochas cadomianas está assinalado com o padrão de riscas. Para comparação, estão projectados os campos de terrenos tipo avaloniano (Oeste da Avalonia) assinalado a cinzento e do tipo cratónico (Oaxaquia).

As amostras encontram-se dentro do campo definido pelas rochas de terrenos do tipo-cadomiano e apresentam uma composição idêntica à do substrato cadomiano do Maciço da Boémia (Zona Saxo-Thuringia) e da Armorica. Apenas uma das amostras constitui excepção e projecta-se no campo das amostras de terrenos do tipo Avalonia. Esta amostra é o anfibolito de composição de diorito menos evoluído.

7.2 Isótopos de oxigénio

O oxigénio é um dos constituintes principais das rochas crustais, enquanto o Sr e Nd são elementos traço nos minerais constituintes das rochas (Zheng *et al.*, 2003). O oxigénio tem 3 isótopos estáveis, ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , sendo o isótopo mais leve o mais abundante (99,762 %). As composições isotópicas do oxigénio são medidas em relação ao padrão médio da água do mar (V-SMOW - *Vienna Standard Mean Ocean Water*) e expressas pelo parâmetro δ (Faure & Mensing, 2005, Rollinson, 1993):

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ amostra} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ V-SMOW}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ V-SMOW}} \right) \times 10^3 \text{‰}$$

A maioria dos granitos, rochas metamórficas e sedimentos são enriquecidos em $\delta^{18}\text{O}$ relativamente ao valor do manto ($5.7 \pm 0.3 \text{‰}$), enquanto a água do mar e as águas meteóricas são empobrecidas. Os isótopos de oxigénio são um meio efectivo de distinguir entre rochas que se formaram em equilíbrio com o manto e a crosta continental (Rollinson, 1993). Deste modo, o oxigénio encontra-se entre os sistemas isotópicos que fornecem indicações sobre o papel das rochas crustais na petrogénese dos basaltos, quer como componentes subductados, quer como contaminantes da litosfera (Eiler, 2001). A interacção entre material crustal e magmas básicos pode ocorrer por contaminação directa dos magmas à medida que ascendem na crosta continental, ou por reciclagem de materiais crustais (sedimentos) na fonte mantélica dos basaltos nas zonas de subducção. Esta contaminação pode envolver assimilação das rochas crustais, com mistura dos dois reservatórios, ou troca isotópica. Nas zonas de subducção, a libertação de fluidos ou *melts* das rochas sedimentares e do basalto alterado pela água do mar, da crosta oceânica subductada para a cunha mantélica, pode ser um mecanismo de transferência da assinatura crustal para a fonte mantélica dos basaltos de arco (Wilson, 1989). As rochas, *melts* e fluidos geológicos têm um intervalo limitado no que se refere a valores de oxigénio e desta forma, as proporções de mistura de componentes isotopicamente distintos que contribuem para a composição química dos magmas ou rochas mantélicas, são mais facilmente definidos para o oxigénio do que para a maioria dos sistemas isotópicos (Eiler, 2001). Os processos de fraccionação cristal-líquido durante a fusão parcial e subsequente cristalização fraccionada podem potenciar variações na composição isotópica do oxigénio dos magmas (Kyser *et al.*, 1982 *in* Wilson 1989). No entanto, a temperaturas magmáticas a fraccionação de massa dos isótopos de oxigénio é muito menos pronunciada do que a temperaturas atmosféricas e por sua vez, os efeitos são pequenos (Faure 1986 *in* Wilson 1989).

A maioria das litologias retém a composição isotópica de oxigénio do protólito quando metamorfizadas em condições de baixo e médio grau, embora possa ocorrer diminuição de $\delta^{18}\text{O}$ especialmente em protólitos sedimentares causada pela libertação de voláteis. A quantidade do empobrecimento depende da extensão da volatilização, da ocorrência em sistema aberto ou fechado e da natureza da reacção. A escala da convecção do fluido durante o metamorfismo regional é significativa na determinação para o potencial da troca isotópica durante o metamorfismo (Valley 1986 *in* Owen *et al.*, 2003). Se o fluido for penetrante, deve ocorrer homogeneização das razões isotópicas de oxigénio nos terrenos metamorfizados. No entanto, em muitas localidades ocorrem gradientes abruptos de $\delta^{18}\text{O}$ em litologias adjacentes. Este comportamento sugere que a convecção do fluido é localizada (Owen *et al.*, 2003). Mesmo sem fluxo significativo, a troca isotópica de oxigénio pode ocorrer através da difusão e recristalização a uma escala mais pequena. Espera-se que estes efeitos sejam maiores nos granulitos, onde ocorrem temperaturas elevadas por longos períodos de tempo. A preservação das composições isotópicas de oxigénio pré-metamórficas na fácies granulítica reflecte geralmente a baixa actividade da água (Valley, 1986 *in* Owen *et al.*, 2003).

Os isótopos de oxigénio foram determinados em 27 amostras para as quais foram também obtidos os isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd e os seus valores são apresentados na tabela 7.3.

Todas as amostras de ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal têm valores superiores a 10 ‰ (tabela 7.3), sugerindo uma fonte supracrustal (Whalen *et al.*, 2006), à excepção duma amostra pertencente ao ortogneisse Souto-V.Vacas, cujo valor se encontra no intervalo característico de rochas granitóides derivadas de fonte mantélica, +6 a +8 ‰ (Whalen *et al.*, 2006).

Os anfibolitos MORB, intra-placa (WPVZ) e de margem continental activa (ACM) do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas apresentam valores (8,77 a 9,85 ‰) que se encontram dentro do campo definido para fonte mista (mantélica e supracrustal) que varia no intervalo de 8 a +10 ‰ (Whalen *et al.*, 2006). O anfibolito de margem continental activa (ACM) do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas é o que apresenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais elevados (tabela 7.3) e um valor de ϵNd_t mais baixo (tabela 7.3), em resultado da libertação de fluidos ou *melts* das rochas sedimentares da crosta oceânica subductada para a cunha mantélica.

O anfibolito com almandina é o que apresenta maior amplitude nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (tabela 7.3), o que representa heterogeneidades na composição isotópica do protólito pré-metamórfico (Vannay *et al.*, 1999). O intervalo de valores $\delta^{18}\text{O} = 7,18-9,73$ indica fontes mantélica e mista, reflectindo neste último caso a contaminação crustal.

Tabela 7.3 – Dados isotópicos de oxigénio ($\delta^{18}\text{O}$) e valores de SiO_2 , ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i e ϵNd_t das rochas da área em estudo.

		Idade ígnea (Ma)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	SiO_2 (%)	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	ϵNd_t		
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	Ortognaise (Souto – V.Vacas)	311-66	692+77/-60	6,74	65,19	0,7057	-7,3	
		321-140b	692+77/-60	11,52	69,50	0,7060	-5,2	
	Ortognaise (C. Vale Cova – Carvalhal)	321-26	569 ± 3	11,34	63,86	0,7077	-6,0	
		84B	569 ± 3	11,98	68,06	0,7094	-7,6	
		gn	569 ± 3	11,67	70,72	0,7096	-8,1	
	Ortognaise (C. Vale Cova – Sardoal)	321-27	548 ± 4	11,84	68,43	0,7102	-5,9	
		322-AF6	548 ± 4	11,75	69,57	0,7117	-6,4	
		10	548 ± 4	10,59	64,88	0,7092	-5,9	
	Ortognaise de Olalhas	311-30	*	11,41	64,84	–	–	
		311-37	*	11,96	63,47	–	–	
Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas	Anfibolito e gnaise anfíbólico	WPVZ	38A	544 ± 2	8,84	49,92	0,7065	-2,9
			321-M	544 ± 2	8,77	55,40	0,7067	-3,4
		ACM	311-96A	544,2 ± 1,7	9,83	56,71	0,7084	-3,6
			321-138	544,2 ± 1,7	9,85	56,60	0,7064	-3,0
	MORB	58A	544,3 ± 2,5	8,96	50,94	0,7053	3,2	
		321-31	544,3 ± 2,5	9,59	53,95	0,7061	-3,4	
	Anfibolito com almandina	20A	477 ± 2	7,18	60,33	0,7030	8,2	
		69A	477 ± 2	9,73	59,99	0,7042	6,7	
	Protomilonito trondjemítico	18A	483 ± 1,5	8,77	72,81	0,7045	5,1	
		19C1	483 ± 1,5	8,78	73,93	0,7039	5,3	
165		483 ± 1,5	10,52	74,30	0,7041	5,0		
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal	Anfibolito (Cabeço da Moura)	311-1A (MORB N)	*	7,62	47,65	–	–	
		311-20A (MORB E)	*	9,85	49,47	–	–	
	Anfibolito (Vale das Vacas – Vila Nova)	311-67 (MORB E)	*	8,79	48,87	–	–	
		311-62 (MORB E)	*	5,58	47,38	–	–	
Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra – Riodacito	90A	308 ± 1	9,76	71,93	0,7036	5,7		
	321-23A	308 ± 1	9,17	74,63	0,7051	-0,6		

WPVZ-zona vulcânica intra-placa; ACM-margem continental activa; * idade ígnea desconhecida;

– sem significado.

O protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas tem valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicativos de fonte mista (tabela 7.3), embora numa das amostras o valor de $\delta^{18}\text{O}$ seja mais elevado (10,52 ‰) com indicação de contaminação crustal mais intensa.

Os anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal têm valores $\delta^{18}\text{O}$ baixos, 5.58-7.62 ‰, indicando fonte MORB ($\delta^{18}\text{O} = 5$ a 7 ‰, Eiler, 2001 e referências inclusas) e valores $\delta^{18}\text{O}$ mais elevados 8.79-9.85 ‰, assinalando a contaminação crustal. O valor $\delta^{18}\text{O}$ mais baixo corresponde ao anfíbolito Vale das Vacas-Vila Nova e o valor mais elevado ao anfíbolito Cabeço da Moura (tabela 7.3).

O riódacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra possui valores de $\delta^{18}\text{O}$ que se enquadram no campo de fonte mista (Whalen *et al.*, 2006), num intervalo restrito (tabela 7.3) sugerindo fonte homogénea.

8. Geoquímica dos minerais

Dos vários minerais analisados apresentam-se em seguida, os mais relevantes para a discussão da geoquímica dos minerais e que contribuem para a compreensão destas rochas e do seu metamorfismo: feldspatos, micas, clorite, anfíbulas, piroxenas, titanite, granada, epidoto e estauroлите. O metamorfismo provoca recristalização dos minerais, algumas modificações de composição e aparecimento de novos minerais.

8.1 Feldspatos

A plagioclase encontra-se em todos os litótipos estudados, enquanto o feldspato potássico ocorre nos ortognaisses C. Vale Cova-Carvalho e C. Vale Cova-Sardoal (sendo raro nos restantes) e no protomilonito trondjemítico. Nas tabelas 8.1 a 8.3 encontram-se o teor de An (mol %) da plagioclase e os teores de Or (mol %) e BaO (% peso) do feldspato potássico, para os porfiroclastos (megacristais no caso do riodacito) e matriz dos diferentes litótipos analisados. Análises químicas selecionadas de plagioclase e feldspato potássico são apresentadas nas tabelas 8.4 a 8.6 e 8.9 A fórmula estrutural foi calculada com base em 32 oxigénios.

		Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal			
		Ortognaisse Souto-V.Vacas	Ortognaisse C. Vale Cova-Carvalho	Ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal	Ortognaisse Olalhas
Teor de An (mol %) da plagioclase	Porfiroclastos	17-29	15-27	11-27	12-26
	Matriz	18-26	17-21	10-25	14-18
Incluso em granada		–	–	–	25-28
Teor de Or (mol %) do feldspato potássico	Porfiroclastos	–	89-97	87-97	–
	Matriz	–	91-98	97	–
Teor de BaO (% peso) do feldspato potássico	Porfiroclastos	–	0,54-1,02	0,47-1,73	–
	Matriz	–	0-0,91	0,5-1,00	–

		Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas		
		Anfibolito e gnaisse anfibólico	Anfibolito com almandina	Protomilonito trondjemítico
Teor de An (mol. %) da plagioclase	Porfiroclastos	30-66	29-47	14-31
	Matriz	28-48	29-33	16
Incluso em granada		–	26-37	–
Incluso em biotite		–	30-36	–
Teor de Or (mol %) do feldspato potássico	Porfiroclastos	–	–	–
	Matriz	–	–	97
Teor de BaO (% peso) do feldspato potássico	Porfiroclastos	–	–	–
	Matriz	–	–	0,5-1,28

		Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S)		C.I.A.B.S/S.Negra	Série Negra
		Anfibolito (Cabeço da Moura)	Anfibolito (V.Vacas-Vila Nova)	Riodacito	Anfibolito
Teor de An (mol %) da plagioclase	Porfiroclastos/Megacristais ¹	37-92	47-61	2-20	6-53
	Matriz	39-46	–	2-21	–
Incluso em piroxena		66-69	–	–	–
Incluso em anfíbola		72	–	–	–

¹ Os megacristais pertencem ao riodacito.

Tabela 8.4 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais, de plagioclase dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal															
	Ortognaisses Souto-V.Vacas				Ortognaisses C. Vale Cova-Carvalho				Ortognaisses C. Vale Cova-Sardoal				Ortognaisses Olalhas			
	Porfiroclastos		Matriz		Porfiroclastos		Matriz		Porfiroclastos		Matriz		Porfiroclastos		Matriz	
SiO ₂	64,82	61,97	64,06	62,67	65,88	62,26	64,94	64,18	67,27	62,88	67,47	63,32	64,59	63,78	65,71	64,51
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	22,20	23,68	22,25	23,47	21,14	23,46	21,34	21,95	20,28	22,74	20,08	22,31	21,78	21,77	21,47	22,10
FeO	0,00	0,00	0,04	0,04	0,06	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,10	0,11	0,07	0,00	0,11	0,00	0,04	0,22	0,01	0,07	0,00	0,00
CaO	3,72	5,55	3,76	4,97	3,02	5,43	3,51	4,30	2,37	5,61	2,36	5,15	2,93	5,26	2,81	3,45
Na ₂ O	9,00	8,12	9,02	7,72	9,77	8,16	9,40	8,95	9,90	8,12	10,14	8,46	9,97	8,81	9,60	9,19
K ₂ O	0,20	0,07	0,12	0,77	0,09	0,23	0,08	0,11	0,22	0,16	0,08	0,20	0,07	0,16	0,14	0,14
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,17	0,03	0,17	0,03	0,22	0,17	0,18	0,17	0,05	0,17	0,15	0,03	0,41	0,20
Total	100,11	99,57	99,50	99,70	100,26	99,71	99,64	99,68	100,36	99,69	100,28	99,85	99,51	99,89	100,18	99,65
Si	11,391	11,020	11,337	11,123	11,558	11,066	11,474	11,351	11,754	11,158	11,796	11,231	11,427	11,311	11,509	11,388
Ti	0,000	0,000	0,005	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
Al	4,598	4,965	4,643	4,911	4,373	4,916	4,445	4,577	4,179	4,757	4,138	4,665	4,542	4,552	4,433	4,598
P	0,027	0,018	0,026	0,005	0,026	0,005	0,034	0,026	0,026	0,026	0,008	0,026	0,022	0,004	0,061	0,031
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,005	0,006	0,008	0,002	0,005	0,000	0,001	0,000	0,010	0,002	0,002	0,001	0,002	0,008
Mn	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Mg	0,000	0,000	0,002	0,002	0,003	0,004	0,000	0,005	0,002	0,000	0,001	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000
Ba	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,008	0,005	0,000	0,007	0,000	0,003	0,015	0,001	0,005	0,000	0,000
Ca	0,700	1,058	0,714	0,944	0,568	1,034	0,664	0,816	0,443	1,066	0,441	0,979	0,556	0,999	0,527	0,652
Na	3,065	2,798	3,096	2,657	3,324	2,812	3,221	3,069	3,354	2,794	3,437	2,909	3,419	3,029	3,260	3,144
K	0,044	0,015	0,028	0,175	0,020	0,052	0,019	0,024	0,050	0,037	0,017	0,045	0,017	0,036	0,032	0,031
Z	16,02	16,00	16,01	16,04	15,96	15,99	15,95	15,95	15,96	15,94	15,94	15,92	15,99	15,87	16,00	16,02
X	3,81	3,88	3,85	3,78	3,93	3,91	3,92	3,91	3,86	3,90	3,91	3,95	3,99	4,07	3,82	3,84
An (mol %)	18,4	27,3	18,6	25,0	14,5	26,5	17,0	20,9	11,5	27,4	11,3	24,9	13,9	24,6	13,8	17,0
Ab (mol %)	80,5	72,3	80,7	70,4	85,0	72,1	82,5	78,5	87,2	71,7	88,2	74,0	85,7	74,5	85,4	82,1
Or (mol %)	1,2	0,4	0,7	4,6	0,5	1,3	0,5	0,6	1,3	1,0	0,4	1,1	0,4	0,9	0,8	0,8

Tabela 8.5 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais de plagioclase, dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Gt-granada, Bt-biotite.

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas														
	Anfibolito e gnaiss anfibólico				Anfibolito com almandina								Protomilonito trondjemítico		
	Porfiroclastos		Matriz		Porfiroclastos		Matriz		Inclusão em gt		Inclusão em bt		Porfiroclastos		Matriz
SiO₂	61,74	52,71	61,56	57,21	62,19	57,20	62,35	59,92	62,57	59,71	61,70	59,69	66,11	61,61	64,85
TiO₂	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,06	0,01	0,00	0,02
Al₂O₃	24,15	29,34	23,70	26,72	23,52	26,87	23,94	24,97	23,50	25,09	24,33	25,11	21,28	24,03	21,79
FeO	0,00	0,00	0,53	0,08	0,01	0,00	0,00	0,37	0,02	0,11	0,03	0,29	0,00	0,06	0,09
MnO	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,30	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02
CaO	6,27	13,68	5,61	9,78	5,93	9,75	5,87	6,75	5,42	7,55	6,23	7,21	2,77	6,43	3,43
Na₂O	8,01	3,77	6,38	5,77	8,04	5,98	8,04	7,52	8,46	7,11	7,80	7,19	9,17	7,76	9,56
K₂O	0,05	0,06	2,16	0,06	0,08	0,04	0,06	0,05	0,07	0,03	0,05	0,04	0,07	0,08	0,06
P₂O₅	0,00	0,09	0,03	0,05	0,02	0,05	0,03	0,10	0,04	0,06	0,03	0,00	0,10	0,12	0,11
Total	100,22	99,74	100,30	99,77	99,81	99,97	100,32	99,69	100,10	99,73	100,26	99,61	99,53	100,12	99,93
Si	10,933	9,587	10,970	10,282	11,041	10,262	11,008	10,707	11,069	10,668	10,916	10,680	11,624	10,923	11,430
Ti	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005	0,008	0,002	0,000	0,003
Al	5,041	6,292	4,979	5,661	4,923	5,684	4,984	5,260	4,902	5,285	5,075	5,296	4,411	5,023	4,527
P	0,000	0,014	0,004	0,008	0,002	0,007	0,004	0,014	0,007	0,009	0,005	0,000	0,015	0,019	0,016
Fe²⁺	0,000	0,000	0,079	0,012	0,001	0,000	0,000	0,055	0,002	0,017	0,004	0,043	0,000	0,009	0,013
Mn	0,000	0,000	0,003	0,006	0,001	0,000	0,004	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,004	0,078	0,003	0,005	0,001	0,001	0,000	0,001	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002
Ca	1,190	2,666	1,072	1,883	1,128	1,875	1,110	1,293	1,028	1,445	1,181	1,383	0,522	1,221	0,647
Na	2,750	1,331	2,206	2,011	2,769	2,079	2,753	2,606	2,901	2,465	2,674	2,493	3,127	2,667	3,269
K	0,011	0,013	0,492	0,013	0,018	0,010	0,013	0,012	0,016	0,007	0,012	0,010	0,015	0,017	0,014
Z	15,97	15,90	15,95	15,95	15,97	15,96	16,00	15,98	15,98	15,97	16,00	15,98	16,05	15,96	15,976
X	3,95	4,02	3,93	3,93	3,92	3,97	3,88	3,97	3,95	3,94	3,88	3,93	3,67	3,92	3,945
An (mol %)	30,1	66,5	28,4	48,2	28,8	47,3	28,6	33,1	26,1	36,9	30,5	35,6	14,2	31,3	16,5
Ab (mol %)	69,6	33,2	58,5	51,5	70,7	52,4	71,0	66,6	73,5	62,9	69,2	64,2	85,4	68,3	83,2
Or (mol %)	0,3	0,3	13,0	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4

Tabela 8.6 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais de plagioclase, dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S), do riódacito C.I.A.B.S/Série Negra e anfíbolito da Série Negra. Px-piroxena, Am-anfíbola.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal						C.I.A.B.S/ S.Negra				Série Negra			
	Anfíbolito Cabeço da Moura			Anfíbolito V.Vacas-Vila Nova			Riódacito				Anfíbolito			
	Porfiroclastos		Matriz		Inclusão em Px/Am		Porfiroclastos		Porfiroclastos		Matriz		Porfiroclastos	
SiO₂	59,65	47,06	59,20	57,49	52,63	50,86	57,16	52,86	69,20	64,15	69,31	63,82	68,05	55,89
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07
Al₂O₃	25,53	33,58	25,43	26,64	29,68	30,61	27,33	29,49	19,07	22,89	18,86	22,43	19,65	26,75
FeO	0,02	0,04	0,03	0,00	0,16	0,14	0,10	0,17	0,04	0,03	0,00	0,87	0,17	0,54
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02
MgO	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,13
BaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00
CaO	7,54	18,48	7,94	9,13	13,20	14,57	9,77	12,44	0,57	4,13	0,51	4,07	1,32	10,96
Na₂O	7,12	0,83	6,80	6,14	3,76	3,15	5,99	4,41	11,23	8,73	11,07	8,12	10,53	5,24
K₂O	0,04	0,01	0,10	0,08	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,30	0,06	0,19	0,16	0,14
P₂O₅	0,00	0,21	0,09	0,12	0,14	0,14	0,10	0,13	0,02	0,03	0,01	0,05	0,08	0,05
Total	99,96	100,24	99,61	99,58	99,62	99,56	100,57	99,57	100,25	100,29	99,84	99,59	100,01	99,79
Si	10,630	8,623	10,596	10,329	9,568	9,297	10,201	9,614	12,050	11,280	12,098	11,313	11,905	10,112
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,010	0,002	0,003	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,010
Al	5,364	7,255	5,366	5,642	6,360	6,597	5,751	6,324	3,915	4,746	3,881	4,688	4,053	5,705
P	0,000	0,032	0,013	0,018	0,021	0,022	0,015	0,019	0,003	0,004	0,002	0,008	0,012	0,008
Fe²⁺	0,003	0,005	0,004	0,000	0,024	0,021	0,014	0,025	0,006	0,004	0,000	0,129	0,025	0,081
Mn	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,003
Mg	0,016	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,004	0,034
Ba	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,005	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000
Ca	1,440	3,628	1,523	1,757	2,572	2,854	1,869	2,425	0,106	0,778	0,095	0,772	0,248	2,124
Na	2,460	0,297	2,359	2,139	1,325	1,115	2,071	1,554	3,793	2,976	3,746	2,790	3,571	1,840
K	0,009	0,002	0,022	0,017	0,001	0,000	0,009	0,009	0,011	0,067	0,014	0,042	0,035	0,033
Z	15,99	15,91	15,98	15,99	15,96	15,93	15,97	15,96	15,97	16,03	15,98	16,01	15,97	15,84
X	3,93	3,94	3,92	3,91	3,92	3,99	3,97	4,01	3,92	3,83	3,86	3,74	3,89	4,11
An (mol %)	36,8	92,4	39,0	44,9	66,0	71,9	47,3	60,8	2,7	20,4	2,5	21,4	6,4	53,1
Ab (mol %)	62,9	7,6	60,4	54,7	34,0	28,1	52,5	39,0	97,0	77,9	97,2	77,4	92,7	46,0
Or (mol %)	0,2	0,0	0,6	0,4	0,0	0,0	0,2	0,2	0,3	1,8	0,4	1,2	0,9	0,8

8.1.1 Plagioclase

As plagioclases dos ortogneisses são classificadas como oligoclases (tabela 8.1, Fig. 8.1). O ortogneisse que apresenta valores de An mais elevados é o de Souto-V.Vacas e valores mais baixos é o de C. Vale Cova-Sardoal. Os valores de An são geralmente mais elevados na plagioclase dos porfiroclastos do que na plagioclase da matriz, mas existe sobreposição no intervalo destes valores (Fig. 8.1).

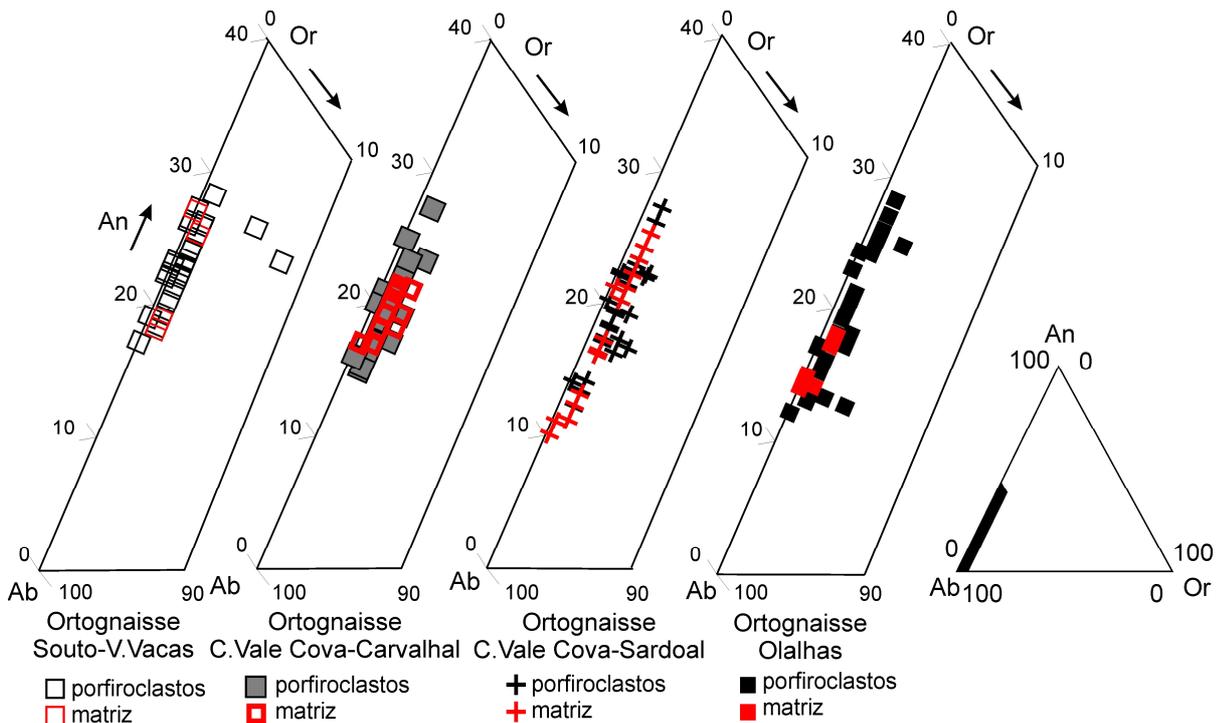


Fig. 8.1 – Projecção da composição das plagioclases dos ortogneisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, no diagrama Ab, An, Or.

Nos gráficos da Fig. 8.1, os diagramas da plagioclase são apresentados por ordem decrescente de idade magmática do zircão dos ortogneisses. Verifica-se que não há decréscimo no teor de An da plagioclase, o que está de acordo com o facto destas rochas corresponderem a pulsações magmáticas distintas, como concluído na geoquímica das rochas e geoquímica isotópicas destas. O intervalo de valores dos porfiroclastos apresenta uma grande amplitude. Os teores de An da plagioclase são mais elevados nos porfiroclastos do que na plagioclase da matriz, havendo no entanto alguma sobreposição no intervalo de valores. A plagioclase, talvez não tenha sofrido grandes modificações da composição química durante o metamorfismo mas está recristalizada.

Os teores de An dos porfiroclastos dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas atingem valores mais elevados do que os teores de An da plagioclase da matriz. As plagioclases do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas têm composições variadas, sendo oligoclase a andesina, mas apresentando também labradorite nos porfiroclastos do anfibolito e gnaiss anfibólico (tabela 8.2 e Fig. 8.2).

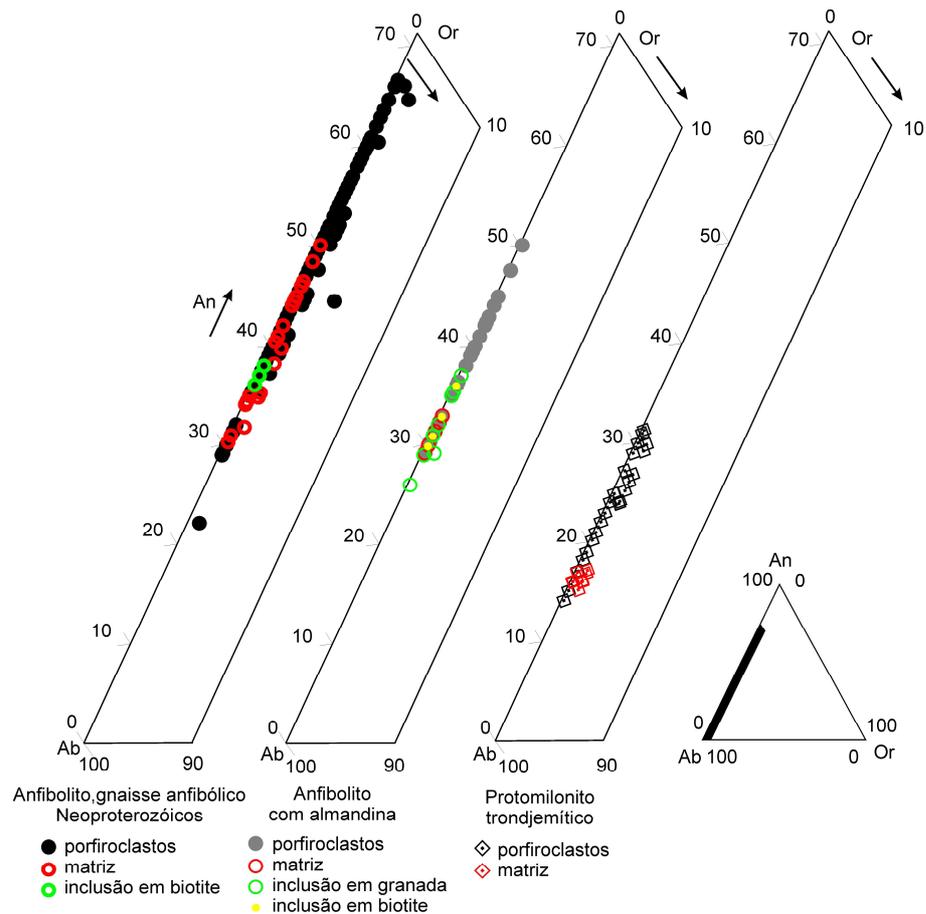


Fig. 8.2 – Projecção da composição das plagioclases dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, no diagrama Ab, An, Or.

As plagioclases do anfibolito com almandina são geralmente classificadas como andesina e raramente como oligoclase. O teor de An das plagioclases inclusas na granada e biotite é inferior ao da plagioclase dos porfiroclastos. As plagioclases do protomilonito trondjemítico são classificadas como oligoclase.

No Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, as plagioclases do anfibolito Cabeço da Moura (tabela 8.3 e Fig. 8.3) apresentam teores de An mais elevados do que nos anfibolitos V. Vacas-Vila Nova e Série Negra. São classificadas como andesina, labradorite, bitaunite e anortite, mostrando um amplo intervalo de valores. A andesina e a labradorite são as mais abundantes. As plagioclases inclusas em piroxenas são labradorites, enquanto as inclusas na anfíbola são bitaunites. A composição da plagioclase na matriz é andesina. Os porfiroclastos de plagioclase do anfibolito Cabeço da Moura apresentam teores de An superiores aos da plagioclase da matriz, mas existe alguma sobreposição no intervalo destes valores. As plagioclases do anfibolito V. Vacas-Vila Nova são andesina e labradorite.

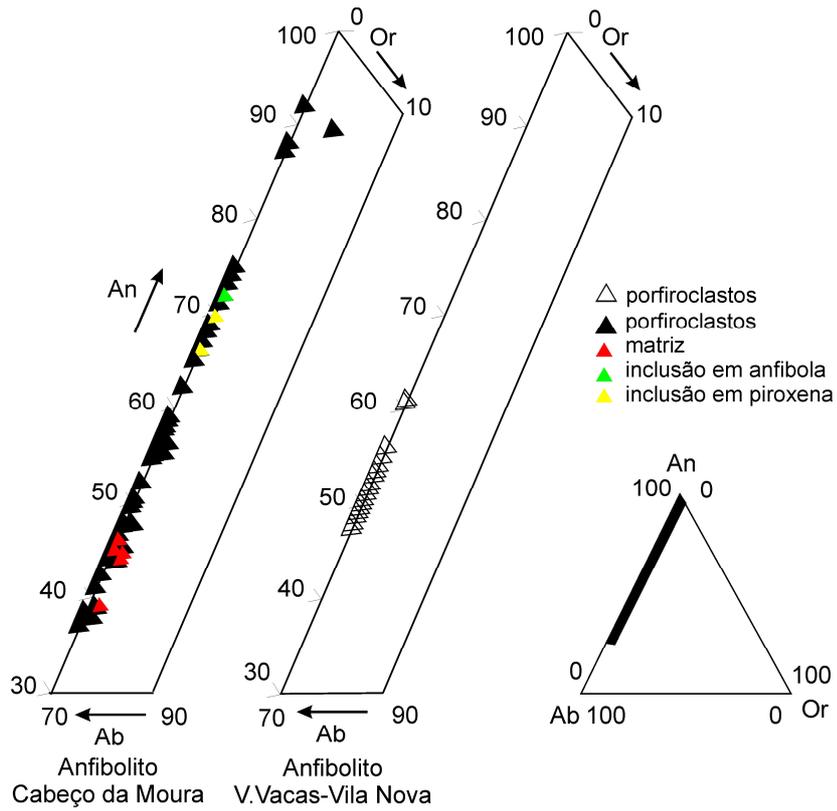


Fig. 8.3 – Projecção da composição das plagioclases dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, no diagrama Ab, An, Or.

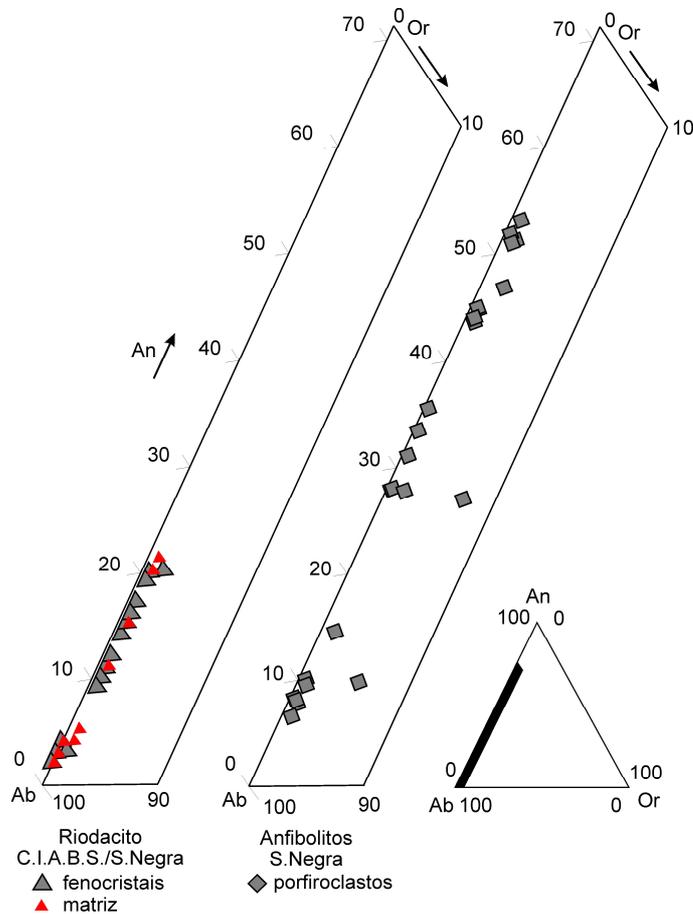


Fig. 8.4 – Projecção da composição das plagioclases do riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S)/S. Negra e do anfibolito da Série Negra, no diagrama Ab, An, Or.

As plagioclases do riodacito são albite e oligoclase (Fig. 8.4). Não existe diferença significativa entre os teores de An da plagioclase dos megacrístais e da matriz (tabela 8.3 e Fig. 8.4). A plagioclase dos porfiroclastos do anfibolito da Série Negra tem um amplo intervalo de teores de An. As plagioclases são classificadas de albite, oligoclase, andesina e labradorite (tabela 8.3 e Fig. 8.4).

A plagioclase do anfibolito e gnaiss anfibólico Neoproterozóicos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas apresenta zonamento normal significativo (tabela 8.7). Observa-se aumento do Na e decréscimo do Ca, do núcleo para o bordo, que também ocorre nas plagioclases do anfibolito com almandina (tabela 8.7) e anfibolito da Série Negra (tabela 8.8).

Tabela 8.7 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de dois porfiroclastos de plagioclase zonados pertencentes ao Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil núcleo a bordo.

Nº análise	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas												
	Anfibolito e gnaiss anfibólico							Anfibolito com almandina					
	núcleo			bordo				núcleo		bordo			
	156	155	154	153	151	150	149	16	15	14	13	12	11
SiO ₂	51,71	52,87	52,50	52,85	57,84	57,53	58,46	57,20	57,92	58,43	58,62	60,32	62,19
TiO ₂	0,01	0,03	0,04	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	30,41	29,90	29,88	29,86	26,80	26,60	26,57	26,87	26,55	26,18	26,02	24,94	23,52
FeO	0,02	0,07	0,00	0,02	0,05	0,08	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,01
MnO	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
CaO	13,45	13,00	12,72	12,37	9,22	8,88	8,65	9,75	9,19	8,88	8,71	7,12	5,93
Na ₂ O	4,00	4,10	4,27	4,48	5,99	6,15	6,43	5,98	6,22	6,44	6,53	7,29	8,04
K ₂ O	0,08	0,07	0,05	0,06	0,08	0,07	0,08	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,08
P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,18	0,09	0,05	0,06	0,10	0,05	0,09	0,05	0,06	0,04	0,02
Total	99,81	100,20	99,68	99,74	100,11	99,51	100,37	99,97	100,10	100,08	100,08	99,78	99,81
Si	9,410	9,558	9,538	9,590	10,338	10,347	10,408	10,262	10,356	10,441	10,469	10,749	11,041
Ti	0,002	0,004	0,006	0,001	0,005	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Al	6,525	6,373	6,401	6,387	5,647	5,640	5,576	5,684	5,597	5,515	5,480	5,240	4,923
Fe ²⁺	0,003	0,010	0,000	0,002	0,008	0,012	0,009	0,000	0,000	0,001	0,006	0,003	0,001
P	0,018	0,025	0,028	0,014	0,008	0,010	0,015	0,007	0,014	0,008	0,009	0,006	0,002
Mn	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,000	0,003	0,000	0,001
Mg	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,003	0,003	0,001	0,005	0,000	0,002	0,002	0,005
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Ca	2,624	2,517	2,476	2,404	1,765	1,712	1,651	1,875	1,761	1,700	1,667	1,359	1,128
Na	1,411	1,438	1,504	1,576	2,076	2,143	2,221	2,079	2,157	2,233	2,260	2,520	2,769
K	0,018	0,015	0,011	0,015	0,018	0,015	0,018	0,010	0,013	0,010	0,012	0,009	0,018
Z	15,96	15,96	15,97	15,99	16,00	16,00	16,00	15,96	15,97	15,96	15,96	15,99	15,97
X	4,06	3,98	4,00	4,00	3,87	3,90	3,90	3,97	3,94	3,95	3,95	3,89	3,92
An (mol %)	64,7	63,4	62,0	60,2	45,7	44,2	42,4	47,3	44,8	43,1	42,3	34,9	28,8
Ab (mol %)	34,8	36,2	37,7	39,5	53,8	55,4	57,1	52,4	54,9	56,6	57,4	64,8	70,7
Or (mol %)	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5

Tabela 8.8 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de plagioclase zonado de anfibolito da Série Negra. Perfil bordo a bordo.

	Anfibolito da Série Negra							
	bordo							bordo
	51	52	53	54	55	56	57	59
SiO₂	63,48	63,00	55,89	56,62	56,86	56,51	62,79	62,96
TiO₂	0,00	0,02	0,07	0,08	0,06	0,10	0,00	0,00
Al₂O₃	23,03	22,96	26,75	26,76	26,55	26,57	22,97	22,71
FeO	0,02	0,08	0,54	0,35	0,12	0,66	0,09	0,60
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,01	0,01
MgO	0,01	0,00	0,13	0,06	0,01	0,13	0,00	0,18
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
CaO	5,71	5,75	10,96	10,26	10,29	10,52	5,64	5,22
Na₂O	8,08	8,13	5,24	5,28	5,37	5,34	7,97	7,33
K₂O	0,04	0,07	0,14	0,22	0,17	0,09	0,28	1,21
P₂O₅	0,01	0,02	0,05	0,10	0,15	0,11	0,06	0,02
Total	100,38	100,04	99,79	99,73	99,63	100,06	99,88	100,25
Si	11,18	11,15	10,11	10,21	10,25	10,18	11,14	11,17
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Al	4,78	4,79	5,71	5,69	5,64	5,64	4,80	4,75
Fe²⁺	0,00	0,01	0,08	0,05	0,02	0,10	0,01	0,09
P	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,08	1,09	2,12	1,98	1,99	2,03	1,07	0,99
Na	2,76	2,79	1,84	1,85	1,88	1,87	2,74	2,52
K	0,01	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02	0,06	0,27
Z	15,96	15,94	15,84	15,92	15,92	15,85	15,95	15,92
X	3,85	3,91	4,11	3,95	3,93	4,05	3,90	3,93
An (mol %)	28,01	28,00	53,15	51,10	50,90	51,84	27,67	26,20
Ab (mol %)	71,73	71,60	46,03	47,61	48,09	47,65	70,68	66,57
Or (mol%)	0,26	0,40	0,82	1,29	1,01	0,51	1,65	7,22

8.1.2 Feldspato potássico

No Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, os porfiroclastos de feldspato potássico dos ortognaisses de C. Vale Cova-Carvalho e C. Vale Cova-Sardoal têm teores de Or idênticos ou um pouco inferiores e de BaO geralmente superiores ao feldspato potássico da matriz (tabela 8.1).

No Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, o feldspato potássico ocorre unicamente na matriz do protomilonito trondjemítico com valor idêntico ao máximo dos porfiroclastos e ao valor da matriz do feldspato potássico dos ortognaisses C. Vale Cova-Carvalho e C. Vale Cova-Sardoal (tabela 8.2).

Tabela 8.9 – Análises químicas representativas (% peso) e fórmulas estruturais de feldspato potássico, dos ortognaisses C. Vale Cova-Carvalho e C. Vale Cova-Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

	Ortognaisse C. Vale Cova-Carvalho				Ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal				Protomilonito trondjemítico
	Porfiroclastos		Matriz		Porfiroclastos		Matriz	Matriz	
SiO₂	64,68	63,97	64,57	64,32	65,02	64,56	64,51	64,02	
TiO₂	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	
Al₂O₃	18,06	18,60	18,15	18,19	18,04	17,99	17,91	18,74	
FeO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,08	
MnO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	
BaO	1,02	0,90	0,80	0,87	0,59	0,58	0,94	1,28	
CaO	0,09	0,00	0,01	0,01	0,00	0,11	0,08	0,00	
Na₂O	0,90	0,34	0,86	0,24	1,40	0,25	0,25	0,44	
K₂O	14,72	15,92	14,76	15,77	14,13	15,87	15,59	14,97	
P₂O₅	0,28	0,25	0,26	0,07	0,36	0,25	0,35	0,00	
Total	99,74	99,79	99,44	99,50	99,55	99,65	99,66	99,57	
Si	11,989	11,883	11,986	11,992	12,004	11,996	11,995	11,925	
Ti	0,000	0,004	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	
Al	3,946	4,072	3,972	3,999	3,927	3,941	3,926	4,115	
P	0,043	0,040	0,040	0,011	0,056	0,039	0,054	0,000	
Fe²⁺	0,000	0,003	0,000	0,004	0,000	0,001	0,006	0,013	
Mn	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001	0,005	
Ba	0,074	0,065	0,058	0,063	0,042	0,042	0,068	0,093	
Ca	0,017	0,000	0,003	0,002	0,000	0,022	0,015	0,000	
Na	0,322	0,123	0,311	0,088	0,500	0,088	0,089	0,159	
K	3,480	3,774	3,495	3,750	3,328	3,763	3,697	3,558	
Z	15,98	16,00	16,00	16,00	15,99	15,98	15,98	16,04	
X	3,89	3,97	3,87	3,91	3,87	3,92	3,88	3,83	
An (mol %)	0,4	0,0	0,1	0,0	0,0	0,6	0,4	0,0	
Ab (mol %)	8,4	3,2	8,2	2,3	13,1	2,3	2,3	4,3	
Or (mol %)	91,1	96,8	91,8	97,7	86,9	97,2	97,3	95,7	

8.2 Clorite

A clorite com importância para o metamorfismo encontra-se no anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Ocorre associada à biotite, está dispersa e incluída em granada. Na tabela 8.10 são apresentados os valores mínimos, máximos, médios e desvio padrão das análises químicas, excepto no caso da clorite incluída em granada, onde só foi possível obter uma análise. A fórmula estrutural foi calculada com base em 28 oxigénios.

Tabela 8.10 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) da clorite do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas								
	Clorite associada à biotite				Clorite dispersa				Incl. gt
	N=3				N=6				
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	
SiO₂	25,19	25,66	25,49	0,26	27,07	27,91	27,54	0,34	25,61
TiO₂	0,02	0,13	0,07	0,06	0,00	0,06	0,04	0,02	0,09
Al₂O₃	19,32	20,08	19,64	0,39	17,81	18,78	18,24	0,35	18,97
Cr₂O₃	0,01	0,06	0,03	0,03	0,00	0,06	0,03	0,02	0,03
FeO	28,38	29,39	28,87	0,51	27,84	28,32	28,05	0,19	28,68
MnO	0,13	0,15	0,14	0,01	0,12	0,19	0,15	0,02	0,29
NiO	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,07	0,03	0,03	0,00
MgO	10,96	11,67	11,34	0,36	12,57	14,14	13,61	0,58	11,93
CaO	0,02	0,29	0,14	0,14	0,02	0,11	0,05	0,04	0,10
Na₂O	0,10	0,20	0,13	0,06	0,00	0,03	0,01	0,01	0,05
K₂O	0,04	0,18	0,09	0,08	0,00	0,06	0,03	0,02	0,08
Total	–	–	85,96	–	–	–	87,79	–	85,84
Si	5,577	5,619	5,604	0,023	5,814	5,920	5,868	0,045	5,640
Ti	0,004	0,022	0,012	0,009	0,000	0,009	0,006	0,004	0,015
Al^{IV}	2,364	2,419	2,385	0,030	2,079	2,180	2,126	0,044	2,345
ΣZ	–	–	8,000	–	–	–	8,000	–	8,000
Al^{VI}	2,678	2,725	2,705	0,024	2,398	2,507	2,454	0,040	2,578
Cr	0,002	0,010	0,005	0,004	0,000	0,010	0,006	0,004	0,006
Fe²⁺	5,290	5,342	5,308	0,030	4,917	5,147	5,000	0,094	5,282
Ni	0,000	0,004	0,001	0,002	0,000	0,012	0,006	0,005	0,000
Mn	0,025	0,029	0,027	0,002	0,021	0,034	0,028	0,004	0,053
Mg	3,641	3,815	3,717	0,089	4,080	4,441	4,321	0,137	3,917
Ca	0,005	0,069	0,034	0,033	0,004	0,027	0,013	0,009	0,024
Na	0,041	0,085	0,056	0,025	0,000	0,014	0,004	0,005	0,022
K	0,010	0,052	0,025	0,024	0,000	0,015	0,008	0,005	0,021
ΣX	–	–	11,878	–	–	–	11,839	–	11,902
Fe²⁺+Mg	8,931	9,106	9,025	0,088	9,227	9,390	9,321	0,061	9,199
X Mg	0,41	0,42	0,41	0,01	0,44	0,47	0,46	0,01	0,43

N-nº de análises, Incl. gt-incluída em granada, $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, – sem significado.

Segundo a classificação de Bayliss (1975) como recomendado por Bailey (1980), as clorites devem ser classificadas de acordo com o catião octaédrico divalente dominante. Neste caso o catião dominante é o Fe^{2+} (tabela 8.10, Fig. 8.5) e como tal as clorites são classificadas como chamosites.

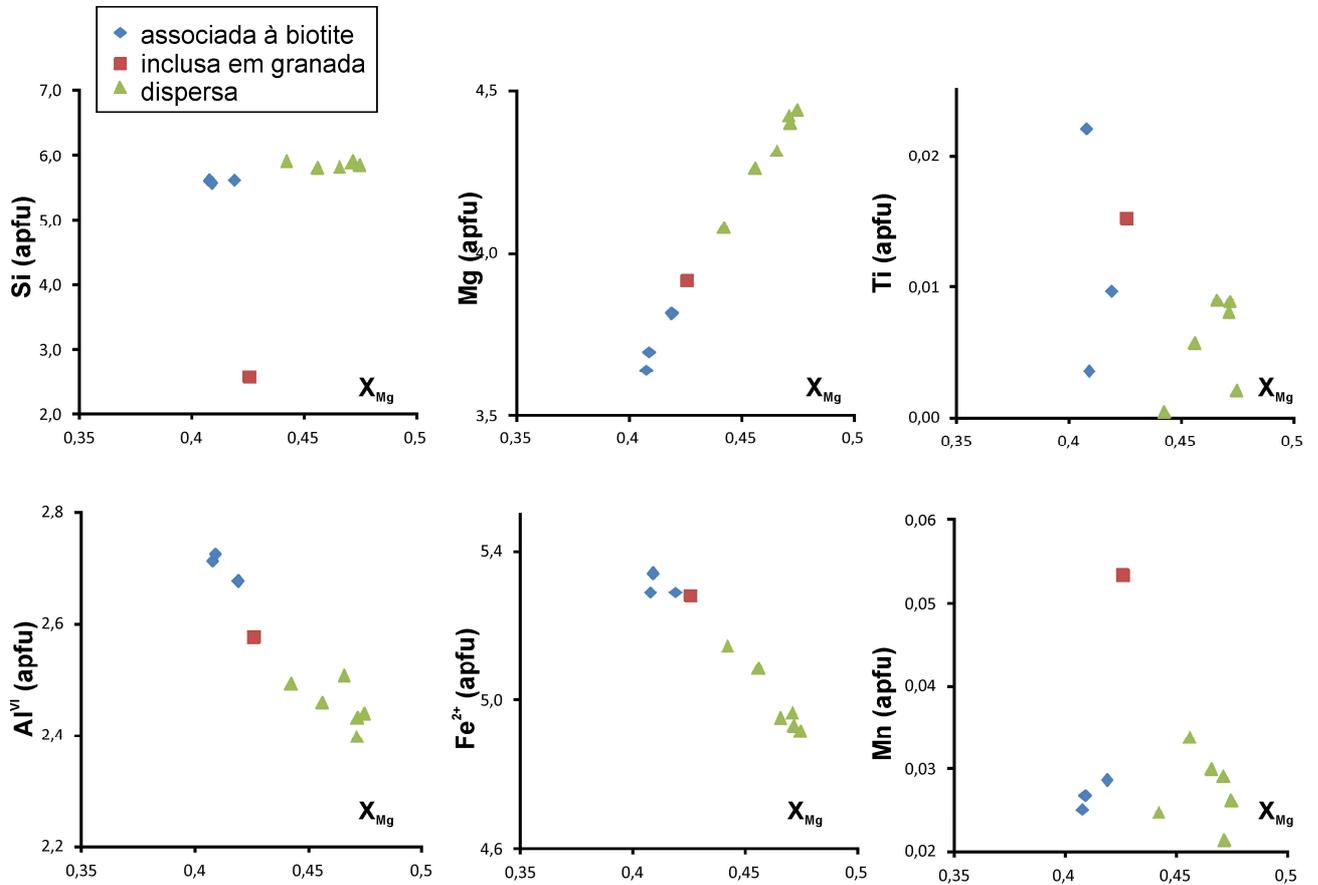


Fig. 8.5 – Diagramas de Si, Mg, Ti, Al^{VI} , Fe^{2+} e Mn (apfu) versus X_{Mg} , para a clorite do anfíbolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Os teores de X_{Mg} da clorite têm os valores mais elevados na clorite dispersa. A clorite associada à biotite possui os teores mais baixos de X_{Mg} (tabela 8.10). Nas rochas metabásicas foi observado um aumento nos teores de $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ com o aumento da pressão, embora a pressão seja menos importante no controle da composição da clorite do que a temperatura e composição da rocha (Zane *et al.*, 1998). A soma de Fe^{2+} e Mg é mais elevada na clorite dispersa, do que na clorite associada à biotite, o que sugere que a clorite dispersa se tenha formado a pressões mais elevadas do que a clorite associada à biotite, que resulta da alteração. A clorite inclusa na granada possui menores teores de Si e Mg e maiores de Ti, Al^{VI} , Fe^{2+} e Mn do que a clorite dispersa (tabela 8.10, Fig. 8.5).

8.3 Biotite

As biotites ocorrem nos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, no anfíbolito e gnaisse anfibólico, anfíbolito com almandina e protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e no riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra. A biotite do riodacito encontra-se cloritizada e não foi possível obter bons resultados. Os valores de mínimo, máximo, média e desvio padrão das análises químicas e fórmulas estruturais de biotite encontram-se nas tabelas 8.11 a 8.15. A sua fórmula estrutural foi calculada com base em 11 oxigénios + F e Cl. A estimativa de Fe_2O_3 e FeO foi realizada através do método de Bruyín *et al.* (1983). O Li_2O foi calculado através da equação de Tischendorf *et al.* (1999), $\text{Li}_2\text{O} = [2.1/(0,356 + \text{MgO})] - 0.088$, para micas trioctaédricas de rochas magmáticas comuns, tipo S, tipo I e para a maioria das rochas metamórficas.

No diagrama de Foster (1960) as biotites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal são maioritariamente ferríferas (Fig. 8.6), havendo algumas composições que são magnesianas. As biotites do anfíbolito e gnaisse anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas são principalmente magnesianas, havendo algumas ferríferas (Fig. 8.7). No anfíbolito com almandina, existem biotites magnesianas e ferríferas (Fig. 8.7). As biotites do protomilonito trondjemítico são maioritariamente ferríferas (Fig. 8.7).

Nos diagramas de Deer *et al.* 1966 (Figs. 8.8 e 8.9) as biotites estudadas projectam-se no campo da biotite.

No ortognaisse Souto-V.Vacas, os teores de Si, Al^{VI} , Ti, Cr, Mg, Li, Ca, Na e K atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do que na biotite da matriz e adjacente à granada. Os teores de Fe^{2+} , K e F atingem valores mais elevados na biotite da matriz. Os teores de Fe^{3+} e Mn atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos e biotite adjacente à granada. (Tabela 8.11).

No ortognaisse C. Vale Cova-Carvalho os teores de Al^{VI} e Na atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos, enquanto os teores de Si, Cr, Fe^{2+} , Mg e X_{Mg} atingem valores mais elevados biotite da matriz desta rocha. (Tabela 8.12).

No ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal os teores de Si, Al^{VI} , Cr, Mn, Mg, Zn, Ca, Na, K, F, Cl e X_{Mg} atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do que na biotite da matriz, enquanto os teores de Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} e Li atingem valores mais elevados na biotite da matriz desta rocha (Tabela 8.12).

Tabela 8.11 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do ortogneisse Souto–V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

Complexo ígneo Ácido e Básico do Sardoal												
Ortogneisse Souto–V.Vacas												
	Porfiroclastos				Matriz				Bt adjacente a gt			
	N=44				N=10				N=20			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	35,83	38,93	36,79	0,87	35,88	37,80	36,58	0,56	35,83	37,06	36,37	0,32
TiO ₂	1,55	5,33	2,29	0,69	1,53	2,58	2,06	0,34	1,55	2,11	1,91	0,17
Al ₂ O ₃	17,31	20,66	18,57	0,70	17,43	18,72	18,14	0,43	17,88	19,12	18,53	0,38
Cr ₂ O ₃	0,00	0,15	0,04	0,03	0,01	0,14	0,05	0,04	0,00	0,09	0,04	0,03
Fe ₂ O ₃	0,00	2,42	1,47	0,58	1,13	2,06	1,59	0,32	1,46	2,42	1,81	0,23
FeO	16,56	19,13	17,85	0,74	16,74	19,55	18,27	0,90	17,06	19,13	17,94	0,71
MnO	0,10	0,33	0,20	0,06	0,12	0,29	0,20	0,06	0,10	0,33	0,21	0,06
MgO	7,69	10,39	9,36	0,71	8,45	10,18	9,33	0,72	8,39	10,14	9,60	0,45
ZnO	0,00	0,12	0,02	0,04	0,00	0,17	0,02	0,05	0,00	0,18	0,06	0,06
CaO	0,00	0,32	0,05	0,06	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,08	0,03	0,03
Li ₂ O	0,11	0,17	0,13	0,02	0,11	0,15	0,13	0,02	0,11	0,15	0,12	0,01
Na ₂ O	0,02	0,40	0,14	0,10	0,05	0,18	0,09	0,03	0,04	0,35	0,18	0,10
K ₂ O	7,33	9,66	8,93	0,56	8,74	9,76	9,31	0,29	8,72	9,38	8,98	0,19
F	0,00	0,31	0,14	0,08	0,00	0,44	0,15	0,13	0,00	0,31	0,12	0,10
Cl	0,00	0,25	0,10	0,09	0,00	0,19	0,07	0,08	0,17	0,25	0,21	0,03
H ₂ O	3,78	3,99	3,91	0,05	3,71	3,99	3,88	0,09	3,78	3,98	3,87	0,06
O≡F	–	–	99,99	–	–	–	99,90	–	–	–	100,00	–
O≡Cl	–	–	0,06	–	–	–	0,06	–	–	–	0,05	–
O≡Si	–	–	0,02	–	–	–	0,02	–	–	–	0,05	–
Total	–	–	99,91	–	–	–	99,82	–	–	–	99,90	–
Si	2,708	2,845	2,757	0,041	2,715	2,821	2,758	0,031	2,708	2,792	2,737	0,021
Al ^{IV}	1,155	1,292	1,243	0,041	1,179	1,285	1,242	0,031	1,208	1,292	1,263	0,021
ΣZ	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–
Al ^{VI}	0,298	0,620	0,397	0,072	0,316	0,411	0,370	0,032	0,338	0,407	0,380	0,021
Ti	0,088	0,292	0,129	0,038	0,087	0,146	0,117	0,020	0,088	0,119	0,108	0,009
Cr	0,000	0,009	0,002	0,002	0,000	0,008	0,003	0,002	0,000	0,006	0,002	0,002
Fe ³⁺	0,000	0,138	0,083	0,033	0,065	0,118	0,090	0,019	0,083	0,138	0,103	0,013
Fe ²⁺	1,012	1,209	1,119	0,056	1,045	1,241	1,153	0,063	1,065	1,209	1,129	0,049
Mn	0,006	0,021	0,012	0,004	0,008	0,019	0,013	0,004	0,006	0,021	0,014	0,004
Mg	0,834	1,150	1,046	0,082	0,952	1,142	1,049	0,077	0,942	1,131	1,077	0,047
Zn	0,000	0,007	0,001	0,002	0,000	0,009	0,001	0,003	0,000	0,010	0,003	0,003
Li	0,032	0,051	0,039	0,005	0,033	0,046	0,039	0,005	0,034	0,046	0,037	0,003
ΣY	–	–	2,830	–	–	–	2,836	–	–	–	2,853	–
Ca	0,000	0,026	0,004	0,004	0,000	0,005	0,002	0,002	0,000	0,007	0,002	0,002
Na	0,003	0,058	0,020	0,015	0,007	0,026	0,013	0,005	0,006	0,051	0,026	0,014
K	0,680	0,933	0,854	0,060	0,846	0,940	0,896	0,028	0,835	0,907	0,862	0,021
ΣX	–	–	0,878	–	–	–	0,911	–	–	–	0,891	–
F	0,000	0,074	0,033	0,019	0,000	0,105	0,036	0,032	0,000	0,074	0,029	0,023
Cl	0,000	0,032	0,012	0,012	0,000	0,025	0,009	0,010	0,022	0,032	0,027	0,003
OH	1,904	2,000	1,954	0,025	1,878	2,000	1,954	0,040	1,904	1,978	1,944	0,023
X _{Mg}	0,44	0,53	0,48	0,02	0,44	0,52	0,48	0,03	0,44	0,51	0,49	0,02

N-nº de análises, bt-biotite, gt-granada, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

Tabela 8.12 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite dos ortognaisses C. Vale Cova – Carvalho e C. Vale Cova – Sardeal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal.

Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal																
Ortognaisse C. Vale Cova – Carvalho									Ortognaisse C. Vale de Cova – Sardeal							
Porfiroclastos				Matriz					Porfiroclastos				Matriz			
N=20				N=6					N=61				N=17			
Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	
SiO ₂	35,57	37,91	37,04	0,72	36,11	38,63	36,93	0,90	34,21	38,10	36,76	0,76	34,74	37,55	36,39	1,00
TiO ₂	1,76	3,54	2,88	0,44	1,29	3,50	2,91	0,82	1,17	3,52	2,71	0,39	2,23	4,21	3,18	0,53
Al ₂ O ₃	16,58	18,59	17,42	0,56	16,29	17,61	16,69	0,51	16,11	19,50	17,51	0,89	16,01	20,21	17,55	1,50
Cr ₂ O ₃	0,00	0,10	0,03	0,03	0,01	0,16	0,07	0,05	0,00	0,17	0,04	0,03	0,00	0,12	0,05	0,04
Fe ₂ O ₃	0,96	2,21	1,57	0,30	1,35	2,25	1,80	0,35	0,57	2,38	1,62	0,39	0,00	2,52	1,40	0,73
FeO	17,61	20,13	18,88	0,61	16,68	20,43	19,19	1,32	17,32	20,03	18,68	0,78	17,96	20,23	19,28	0,71
MnO	0,16	0,33	0,24	0,05	0,16	0,31	0,22	0,05	0,11	0,34	0,22	0,05	0,12	0,30	0,21	0,05
MgO	7,90	9,93	8,53	0,48	7,93	10,11	8,74	0,74	8,00	10,11	8,94	0,50	7,28	9,57	8,41	0,69
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,01	0,03	0,00	0,07	0,01	0,02
CaO	0,00	0,23	0,08	0,08	0,00	0,15	0,03	0,06	0,00	0,30	0,04	0,05	0,00	0,08	0,02	0,02
Li ₂ O	0,12	0,17	0,15	0,01	0,11	0,17	0,14	0,02	0,11	0,16	0,14	0,01	0,12	0,19	0,15	0,02
Na ₂ O	0,02	0,14	0,07	0,03	0,03	0,09	0,07	0,02	0,00	0,37	0,09	0,06	0,04	0,13	0,07	0,03
K ₂ O	8,11	9,45	8,96	0,43	8,56	9,44	9,19	0,35	8,06	9,43	9,07	0,30	8,30	9,48	9,10	0,28
F	0,07	0,46	0,23	0,10	0,00	0,39	0,24	0,13	0,00	0,83	0,20	0,17	0,01	0,58	0,19	0,14
Cl	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,15	0,04	0,03	0,00	0,10	0,03	0,03
H ₂ O	3,72	3,97	3,86	0,06	3,76	3,96	3,84	0,07	3,55	4,00	3,87	0,08	3,71	3,95	3,86	0,06
O≡F	–	–	98,97	–	–	–	100,08	–	–	–	99,92	–	–	–	99,91	–
O≡Cl	–	–	0,10	–	–	–	0,10	–	–	–	0,08	–	–	–	0,08	–
Total	–	–	99,87	–	–	–	99,98	–	–	–	99,83	–	–	–	99,83	–
Si	2,714	2,842	2,792	0,038	2,757	2,872	2,794	0,042	2,602	2,854	2,774	0,052	2,628	2,839	2,755	0,073
Al ^{IV}	1,158	1,286	1,208	0,038	1,128	1,243	1,206	0,042	1,146	1,398	1,226	0,052	1,161	1,372	1,245	0,073
ΣZ	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–
Al ^{VI}	0,290	0,456	0,341	0,043	0,245	0,415	0,282	0,066	0,261	0,508	0,332	0,046	0,242	0,463	0,321	0,067
Ti	0,099	0,199	0,163	0,025	0,072	0,199	0,166	0,048	0,066	0,200	0,154	0,023	0,126	0,241	0,181	0,031
Cr	0,000	0,006	0,002	0,002	0,001	0,010	0,004	0,003	0,000	0,010	0,002	0,002	0,000	0,007	0,003	0,002
Fe ³⁺	0,054	0,126	0,089	0,017	0,077	0,126	0,102	0,019	0,033	0,136	0,092	0,023	0,000	0,142	0,080	0,041
Fe ²⁺	1,102	1,277	1,191	0,045	1,037	1,305	1,215	0,094	1,084	1,272	1,179	0,054	1,126	1,289	1,221	0,051
Mn	0,010	0,021	0,015	0,003	0,010	0,020	0,014	0,003	0,007	0,022	0,014	0,003	0,007	0,019	0,014	0,003
Mg	0,894	1,107	0,959	0,053	0,903	1,120	0,985	0,075	0,907	1,136	1,006	0,053	0,828	1,070	0,949	0,074
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,001
Li	0,035	0,051	0,045	0,004	0,034	0,051	0,044	0,006	0,034	0,050	0,042	0,004	0,037	0,057	0,047	0,006
ΣY	–	–	2,805	–	–	–	2,813	–	–	–	2,821	–	–	–	2,816	–
Ca	0,000	0,019	0,006	0,006	0,000	0,012	0,002	0,005	0,000	0,024	0,003	0,004	0,000	0,006	0,002	0,002
Na	0,003	0,021	0,011	0,004	0,004	0,014	0,010	0,003	0,000	0,055	0,013	0,009	0,006	0,019	0,010	0,004
K	0,776	0,914	0,862	0,045	0,811	0,914	0,887	0,040	0,782	0,914	0,873	0,029	0,795	0,909	0,879	0,028
ΣX	–	–	0,879	–	–	–	0,899	–	–	–	0,889	–	–	–	0,891	–
F	0,017	0,111	0,055	0,024	0,000	0,093	0,058	0,032	0,000	0,200	0,048	0,040	0,003	0,137	0,046	0,034
Cl	0,000	0,007	0,003	0,002	0,000	0,008	0,003	0,003	0,000	0,019	0,005	0,004	0,000	0,013	0,004	0,003
OH	1,885	1,981	1,942	0,024	1,907	1,997	1,939	0,032	1,799	1,998	1,947	0,039	1,857	1,995	1,950	0,035
X _{Mg}	0,42	0,50	0,45	0,02	0,41	0,52	0,45	0,04	0,42	0,51	0,46	0,02	0,39	0,49	0,44	0,03

N-nº de análises, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

Tabela 8.13 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do ortogneisses de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal																
Ortogneisse de Olalhas																
	Porfiroclastos				Matriz				Inclusa em gt				Adjacente a estauroilite			
	N=21				N=5				N=11				N=2			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	35,24	37,56	35,95	0,50	35,30	36,45	35,96	0,43	35,42	36,05	35,74	0,23	35,45	35,84	35,64	0,28
TiO ₂	1,46	3,46	2,45	0,63	1,34	2,28	1,90	0,38	2,14	2,57	2,27	0,15	1,90	1,92	1,91	0,01
Al ₂ O ₃	17,56	19,06	18,52	0,53	17,83	18,54	18,37	0,30	18,00	19,04	18,67	0,28	19,29	19,55	19,42	0,18
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,04	0,03	0,00	0,05	0,03	0,02	0,00	0,12	0,05	0,05	0,04	0,08	0,06	0,03
Fe ₂ O ₃	1,18	2,64	1,73	0,38	1,43	2,20	1,75	0,31	1,41	2,19	1,79	0,23	1,34	1,49	1,41	0,10
FeO	16,90	19,60	18,42	0,89	18,27	19,40	18,86	0,54	18,08	21,55	19,07	1,11	17,59	17,74	17,67	0,10
MnO	0,04	0,27	0,15	0,08	0,05	0,24	0,14	0,09	0,02	0,19	0,11	0,05	0,06	0,07	0,06	0,01
MgO	8,41	10,46	9,30	0,73	8,90	10,29	9,35	0,55	6,31	9,54	8,82	0,96	9,77	9,91	9,84	0,10
ZnO	0,00	0,20	0,04	0,06	0,00	0,21	0,06	0,09	0,00	0,15	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,00
CaO	0,00	0,48	0,05	0,11	0,00	0,10	0,04	0,04	0,00	0,12	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O	0,11	0,15	0,13	0,02	0,11	0,14	0,13	0,01	0,12	0,23	0,14	0,03	0,12	0,12	0,12	0,00
Na ₂ O	0,08	0,41	0,24	0,10	0,00	0,13	0,05	0,05	0,09	0,32	0,18	0,07	0,20	0,23	0,22	0,02
K ₂ O	6,40	9,58	8,95	0,64	8,90	9,82	9,29	0,33	8,75	9,21	9,01	0,16	9,28	9,31	9,30	0,03
F	0,00	0,27	0,11	0,09	0,01	0,17	0,12	0,06	0,00	0,30	0,11	0,10	0,07	0,17	0,12	0,07
Cl	0,00	0,12	0,05	0,05	0,00	0,14	0,05	0,06	0,00	0,03	0,01	0,01	0,06	0,06	0,06	0,00
H ₂ O	3,84	4,12	3,91	0,06	3,86	3,95	3,89	0,04	3,83	3,99	3,91	0,05	3,88	3,94	3,91	0,04
O≡F	–	–	100,03	–	–	–	99,98	–	–	–	99,97	–	–	–	99,78	–
O≡Cl	–	–	0,05	–	–	–	0,05	–	–	–	0,05	–	–	–	0,05	–
O≡C	–	–	0,01	–	–	–	0,01	–	–	–	0,00	–	–	–	0,01	–
Total	–	–	99,97	–	–	–	99,92	–	–	–	99,92	–	–	–	99,71	–
Si	2,667	2,730	2,708	0,017	2,685	2,746	2,720	0,026	2,682	2,719	2,703	0,013	2,673	2,695	2,684	0,016
Al ^{IV}	1,270	1,333	1,292	0,017	1,254	1,315	1,280	0,026	1,281	1,318	1,297	0,013	1,305	1,327	1,316	0,016
ΣZ	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–
Al ^{VI}	0,290	0,411	0,353	0,038	0,334	0,393	0,358	0,024	0,329	0,423	0,367	0,026	0,405	0,411	0,408	0,004
Ti	0,083	0,193	0,139	0,036	0,076	0,130	0,108	0,022	0,121	0,146	0,129	0,008	0,108	0,109	0,108	0,001
Cr	0,000	0,005	0,002	0,002	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,007	0,003	0,003	0,002	0,005	0,004	0,002
Fe ³⁺	0,067	0,144	0,098	0,020	0,081	0,125	0,100	0,018	0,080	0,126	0,102	0,013	0,076	0,084	0,080	0,006
Fe ²⁺	1,060	1,244	1,161	0,061	1,153	1,234	1,193	0,038	1,136	1,377	1,206	0,077	1,110	1,116	1,113	0,005
Mn	0,002	0,017	0,010	0,005	0,003	0,016	0,009	0,006	0,001	0,012	0,007	0,003	0,004	0,004	0,004	0,000
Mg	0,952	1,169	1,044	0,077	1,002	1,158	1,055	0,061	0,718	1,073	0,994	0,105	1,095	1,114	1,105	0,014
Zn	0,000	0,011	0,002	0,003	0,000	0,011	0,003	0,005	0,000	0,009	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,000
Li	0,032	0,046	0,040	0,005	0,033	0,042	0,039	0,004	0,038	0,070	0,044	0,010	0,035	0,036	0,036	0,001
ΣY	–	–	2,848	–	–	–	2,867	–	–	–	2,855	–	–	–	2,860	–
Ca	0,000	0,037	0,004	0,009	0,000	0,008	0,003	0,003	0,000	0,010	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,012	0,060	0,035	0,014	0,000	0,019	0,007	0,008	0,013	0,047	0,026	0,010	0,029	0,034	0,031	0,003
K	0,594	0,928	0,860	0,068	0,857	0,949	0,896	0,033	0,842	0,897	0,869	0,017	0,890	0,896	0,893	0,004
ΣX	–	–	0,899	–	–	–	0,907	–	–	–	0,898	–	–	–	0,924	–
F	0,000	0,065	0,027	0,021	0,003	0,040	0,029	0,015	0,000	0,070	0,027	0,024	0,018	0,041	0,029	0,017
Cl	0,000	0,015	0,006	0,006	0,000	0,017	0,006	0,007	0,000	0,004	0,002	0,002	0,007	0,008	0,008	0,000
OH	1,921	2,000	1,967	0,023	1,943	1,993	1,965	0,018	1,930	2,000	1,972	0,023	1,951	1,975	1,963	0,017
X _{Mg}	0,43	0,52	0,47	0,03	0,45	0,50	0,47	0,02	0,34	0,48	0,45	0,04	0,50	0,50	0,50	0,00

N-nº de análises, gt-granada, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

Tabela 8.14 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do anfibolito e gnaïsse anfibólico e anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas																
Anfibolito e gnaïsse anfibólico									Anfibolito com almandina							
Porfiroclastos					Matriz				Porfiroclastos				Inclusa em gt			
N=67					N=10				N=20				N=5			
Min	Max	Média	DV		Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	Dv
SiO ₂	35,16	38,94	37,51	0,63	36,72	37,62	37,34	0,25	34,34	37,01	35,94	0,80	34,30	37,04	36,13	1,11
TiO ₂	1,42	3,47	2,12	0,40	1,22	2,47	1,96	0,42	1,47	4,44	2,16	0,68	1,05	2,64	1,97	0,59
Al ₂ O ₃	14,96	18,06	16,68	0,51	16,73	17,74	17,13	0,31	15,64	18,47	16,97	0,63	16,61	17,91	17,04	0,57
Cr ₂ O ₃	0,00	0,21	0,06	0,05	0,01	0,06	0,03	0,02	0,00	0,10	0,03	0,03	0,00	0,04	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	1,30	4,94	2,15	0,60	1,51	2,54	1,83	0,29	2,02	4,61	3,01	0,66	2,11	3,61	2,78	0,67
FeO	13,51	19,47	16,02	1,39	14,30	16,92	16,22	0,81	16,60	21,35	19,57	1,68	17,72	21,84	19,33	2,00
MnO	0,02	0,29	0,11	0,08	0,07	0,28	0,19	0,07	0,01	0,11	0,06	0,02	0,07	0,21	0,12	0,05
MgO	9,18	13,73	12,02	1,05	11,00	13,95	11,76	0,88	7,25	11,81	9,58	1,31	8,25	10,75	9,65	1,27
ZnO	0,00	0,14	0,01	0,03	0,00	0,07	0,01	0,02	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,26	0,05	0,05	0,00	0,08	0,03	0,04	0,00	0,16	0,05	0,05	0,00	0,14	0,07	0,05
Li ₂ O	0,06	0,13	0,08	0,02	0,06	0,10	0,09	0,01	0,08	0,19	0,13	0,03	0,10	0,16	0,12	0,03
Na ₂ O	0,06	0,41	0,15	0,08	0,02	0,15	0,10	0,04	0,05	0,37	0,16	0,10	0,06	0,17	0,10	0,04
K ₂ O	4,98	9,60	8,90	0,69	8,84	9,56	9,22	0,26	6,21	9,26	8,40	0,76	8,36	8,92	8,65	0,23
F	0,00	1,70	0,10	0,21	0,05	0,24	0,13	0,05	0,00	0,11	0,04	0,04	0,03	0,15	0,08	0,05
Cl	0,00	0,65	0,08	0,08	0,00	0,15	0,06	0,06	0,00	0,06	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	3,15	4,06	3,96	0,11	3,87	3,98	3,94	0,03	3,87	3,99	3,93	0,03	3,84	3,98	3,92	0,07
O=F	-	-	100,00	-	-	-	100,04	-	-	-	100,06	-	-	-	99,99	-
O=Cl	-	-	0,04	-	-	-	0,05	-	-	-	0,02	-	-	-	0,03	-
O=Si	-	-	0,02	-	-	-	0,01	-	-	-	0,00	-	-	-	0,00	-
Total	-	-	99,94	-	-	-	99,97	-	-	-	100,04	-	-	-	99,96	-
Si	2,623	2,853	2,795	0,032	2,752	2,806	2,785	0,018	2,623	2,776	2,725	0,049	2,644	2,785	2,738	0,055
Al ^{IV}	1,147	1,377	1,205	0,032	1,194	1,248	1,215	0,018	1,224	1,377	1,275	0,049	1,215	1,356	1,262	0,055
ΣZ	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-
Al ^{VI}	0,133	0,333	0,259	0,038	0,259	0,325	0,292	0,021	0,159	0,290	0,241	0,031	0,239	0,296	0,261	0,023
Ti	0,079	0,199	0,119	0,023	0,068	0,138	0,110	0,024	0,084	0,256	0,123	0,039	0,061	0,150	0,112	0,033
Cr	0,000	0,012	0,003	0,003	0,000	0,004	0,002	0,001	0,000	0,006	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,073	0,277	0,121	0,034	0,085	0,143	0,103	0,017	0,114	0,262	0,172	0,038	0,119	0,209	0,159	0,040
Fe ²⁺	0,827	1,225	0,998	0,095	0,884	1,063	1,012	0,054	1,040	1,369	1,241	0,115	1,114	1,408	1,227	0,142
Mn	0,001	0,019	0,007	0,005	0,004	0,018	0,012	0,005	0,000	0,007	0,004	0,002	0,005	0,014	0,008	0,004
Mg	1,037	1,509	1,334	0,107	1,226	1,537	1,307	0,093	0,829	1,318	1,082	0,140	0,942	1,204	1,089	0,132
Zn	0,000	0,008	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,018	0,040	0,025	0,005	0,017	0,029	0,026	0,003	0,025	0,058	0,039	0,009	0,031	0,048	0,038	0,009
ΣY	-	-	2,867	-	-	-	2,864	-	-	-	2,904	-	-	-	2,896	-
Ca	0,000	0,021	0,004	0,004	0,000	0,006	0,003	0,003	0,000	0,013	0,004	0,004	0,000	0,012	0,006	0,004
Na	0,009	0,059	0,022	0,011	0,002	0,022	0,015	0,006	0,007	0,054	0,024	0,014	0,010	0,025	0,014	0,006
K	0,474	0,924	0,846	0,068	0,838	0,913	0,877	0,027	0,598	0,887	0,813	0,074	0,815	0,856	0,837	0,015
ΣX	-	-	0,871	-	-	-	0,895	-	-	-	0,840	-	-	-	0,857	-
F	0,000	0,405	0,024	0,050	0,012	0,056	0,031	0,013	0,000	0,027	0,010	0,009	0,007	0,037	0,019	0,012
Cl	0,000	0,082	0,010	0,011	0,000	0,018	0,008	0,007	0,000	0,008	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	1,584	2,000	1,966	0,051	1,932	1,979	1,962	0,014	1,968	2,000	1,988	0,010	1,963	1,993	1,981	0,012
X _{Mg}	0,47	0,64	0,57	0,04	0,54	0,63	0,56	0,03	0,38	0,56	0,47	0,05	0,40	0,52	0,47	0,06

N-nº de análises, gt-granada, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), - sem significado.

Tabela 8.15 – Valores de mínimo (min), máximo (max), média e desvio padrão (DV) das análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de biotite do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas								
Protomilonito trondjemítico								
	Porfiroclastos				Matriz			
	N=20				N=2			
	Min	Max	Média	Dv	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	34,43	37,97	36,61	0,84	36,50	37,70	37,10	0,85
TiO ₂	1,54	2,76	2,27	0,28	0,09	1,93	1,01	1,30
Al ₂ O ₃	16,37	19,13	17,76	1,03	17,98	19,05	18,52	0,76
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	1,48	4,18	2,19	0,63	2,35	2,51	2,43	0,12
FeO	18,23	20,57	18,93	0,64	17,75	19,56	18,66	1,28
MnO	0,03	0,21	0,11	0,05	0,01	0,06	0,03	0,03
MgO	8,09	10,71	9,24	0,55	8,47	9,82	9,14	0,95
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,35	0,10	0,09	0,16	0,22	0,19	0,05
Li ₂ O	0,10	0,16	0,13	0,01	0,12	0,15	0,13	0,02
Na ₂ O	0,03	0,14	0,07	0,03	0,04	0,10	0,07	0,04
K ₂ O	6,07	9,41	8,53	0,70	8,73	8,85	8,79	0,09
F	0,00	0,27	0,11	0,09	0,00	0,06	0,03	0,04
Cl	0,00	0,10	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	3,83	4,00	3,92	0,05	3,94	4,03	3,98	0,06
	–	–	100,03	–	–	–	100,09	–
O≡F	–	–	0,05	–	–	–	0,01	–
O≡Cl	–	–	0,01	–	–	–	0,00	–
Total	–	–	99,97	–	–	–	100,08	–
Si	2,589	2,840	2,756	0,061	2,759	2,808	2,783	0,034
Al ^{IV}	1,160	1,411	1,244	0,061	1,192	1,241	1,217	0,034
ΣZ	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–
Al ^{VI}	0,249	0,411	0,332	0,051	0,361	0,480	0,420	0,084
Ti	0,087	0,157	0,129	0,016	0,005	0,110	0,057	0,074
Cr	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,084	0,237	0,124	0,035	0,134	0,141	0,137	0,005
Fe ²⁺	1,142	1,305	1,192	0,044	1,106	1,236	1,171	0,092
Mn	0,002	0,013	0,007	0,003	0,001	0,004	0,002	0,002
Mg	0,914	1,201	1,037	0,060	0,955	1,090	1,022	0,095
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,031	0,049	0,040	0,004	0,035	0,046	0,041	0,007
ΣY	–	–	2,862	–	–	–	2,851	–
Ca	0,000	0,028	0,008	0,007	0,013	0,018	0,015	0,004
Na	0,004	0,020	0,011	0,005	0,006	0,015	0,010	0,006
K	0,583	0,908	0,819	0,068	0,841	0,841	0,841	0,000
ΣX	–	–	0,838	–	–	–	0,867	–
F	0,000	0,063	0,026	0,021	0,000	0,013	0,007	0,009
Cl	0,000	0,013	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	1,925	2,000	1,969	0,025	1,987	2,000	1,993	0,009
X _{Mg}	0,41	0,49	0,46	0,02	0,44	0,50	0,47	0,04

N-nº de análises, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal

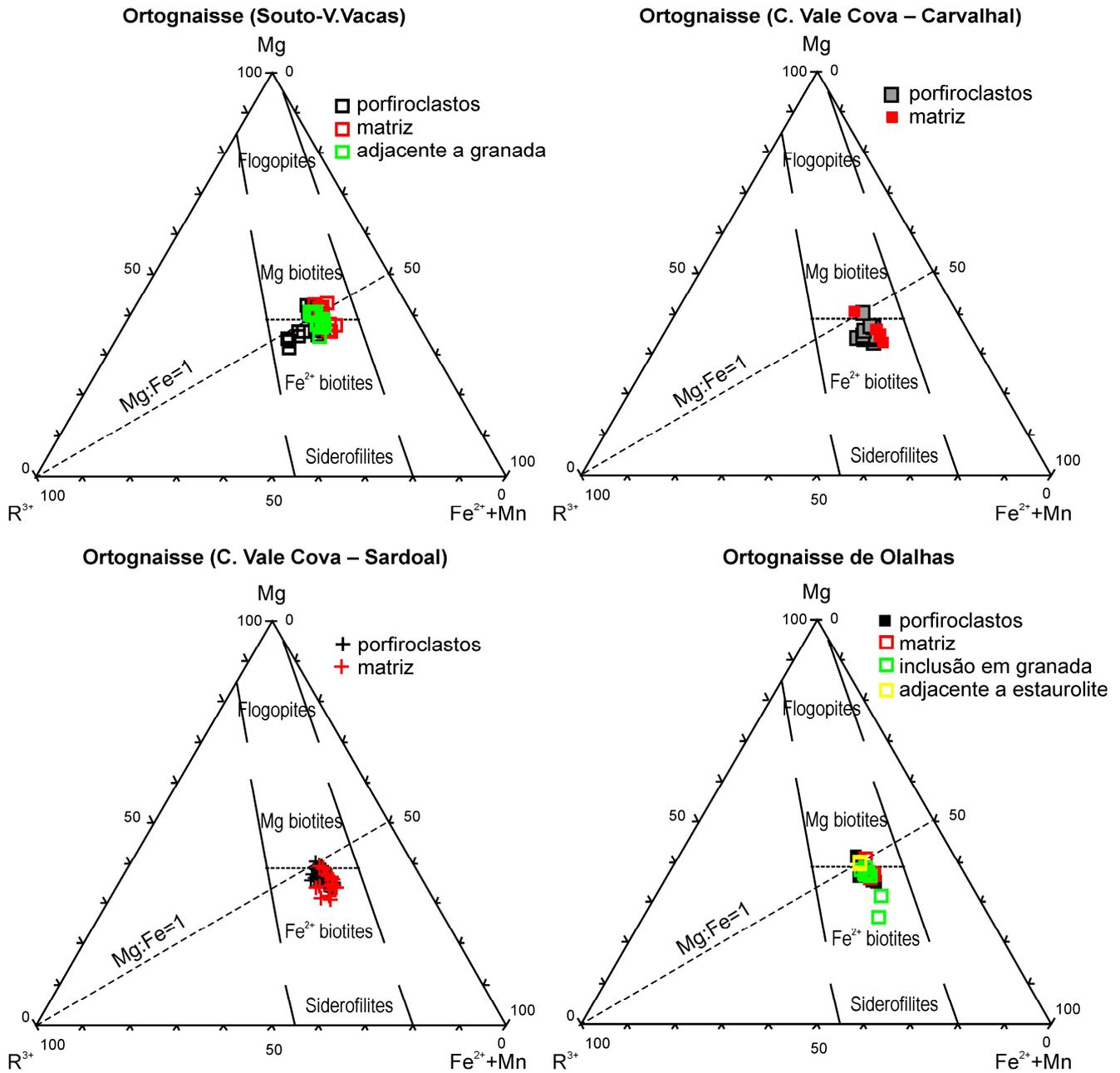


Fig. 8.6 – Projecção das biotites dos ortogneisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama triangular de Foster (1960). $R^{3+}=(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$.

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas

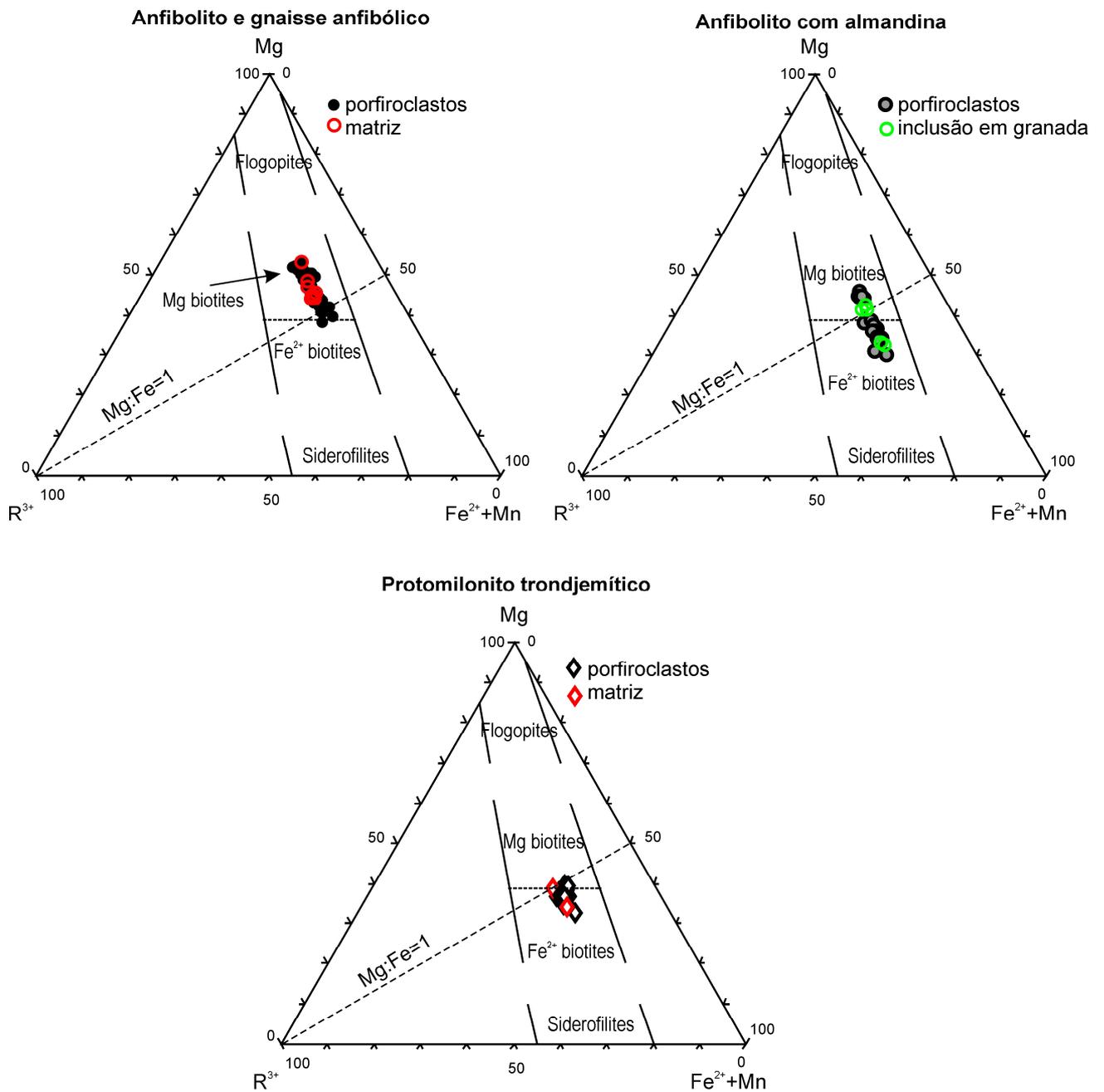


Fig. 8.7 – Projecção das biotites dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama triangular de Foster (1960). $R^{3+}=(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$.

Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal

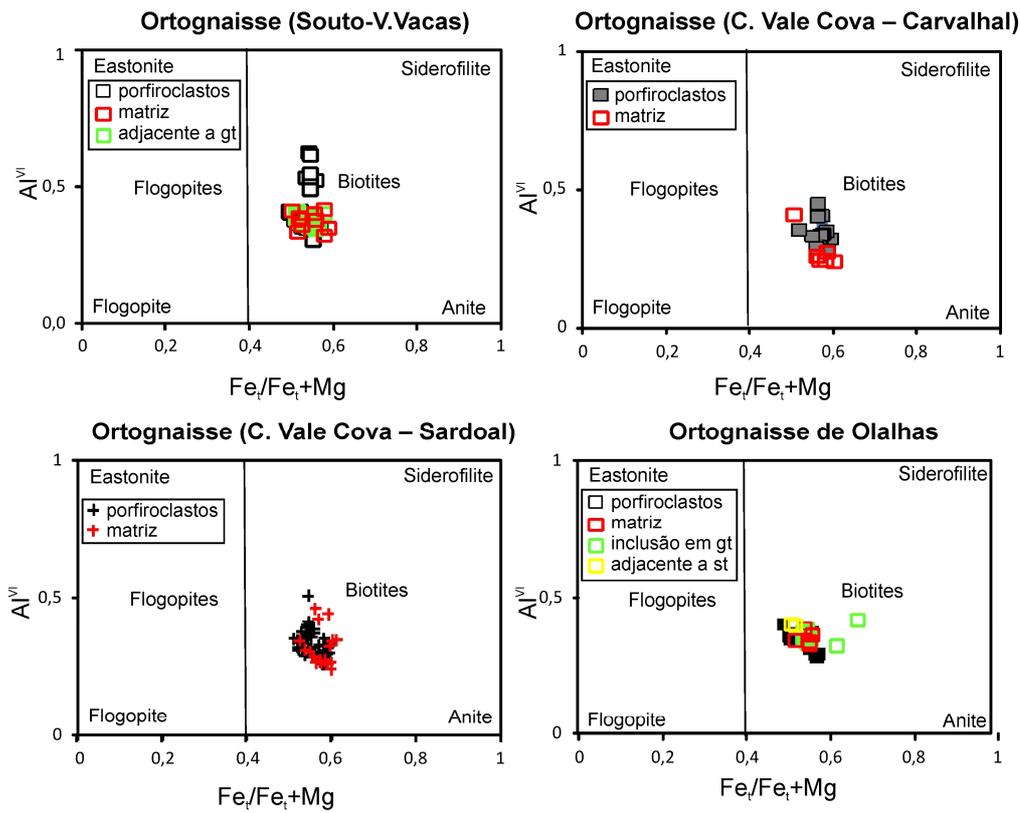


Fig. 8.8 – Projecção das biotites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal no diagrama Al^{VI} versus Fe_I/Fe_I+Mg de Deer *et al.* 1966.

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas

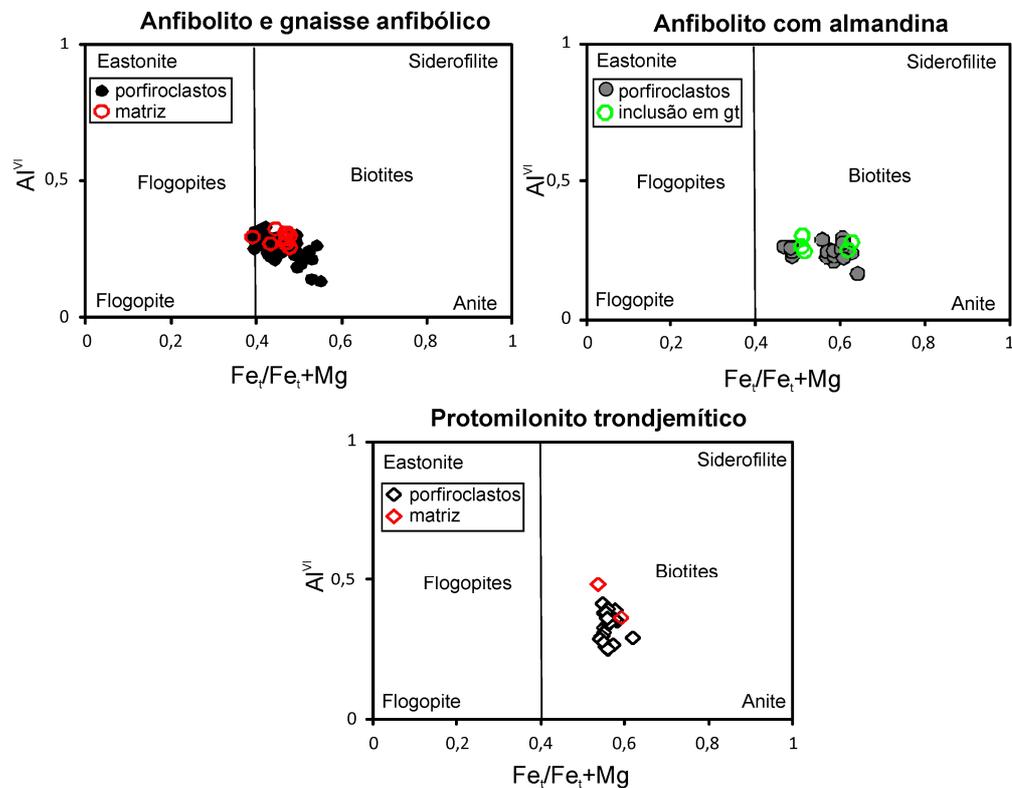


Fig. 8.9 – Projecção dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas no diagrama Al^{VI} versus Fe_I/Fe_I+Mg de Deer *et al.* 1966.

No ortognaisse de Olalhas os teores de Ti, Fe³⁺, Mn, Mg, Ca, Na e X_{Mg} atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do que na biotite da matriz, inclusa em granada e adjacente á estaurolite. Os teores de Si, K, e Cl atingem valores mais elevados na biotite da matriz desta rocha. Os teores de Al^{VI}, Cr, Fe²⁺, Li e F atingem valores mais elevados na biotite inclusa em granada desta rocha. Os teores de Zn atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos e na biotite da matriz desta rocha (Tabela 8.13). Nos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, não há distinção nítida entre a composição química da biotite dos porfiroclastos e da matriz da rocha respectiva, o que é atribuído a reequilíbrio da composição da biotite.

Ao compararmos os teores dos elementos da biotite dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (tabelas 8.11 a 8.13, Fig. 8.10) observa-se que os teores de Si e Cr atingem valores mais elevados na biotite da matriz do ortognaisse C. Vale Cova – Carvalhal, e no caso do Cr também na biotite nos porfiroclastos do ortognaisse C. Vale de Cova – Sardoal; o teor de F atinge valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do ortognaisse C. Vale de Cova – Sardoal; os teores de Al^{VI}, Ti e X_{Mg} atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do ortognaisse Souto–V.Vacas; os teores de Mg e Na atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do ortognaisse de Olalhas, enquanto os teores de Fe²⁺ e Li atingem valores mais elevados na biotite inclusa em granada desta rocha e os teores de Zn atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos e da matriz deste ortognaisse; os teores de K atingem valores mais elevados na biotite da matriz desta rocha.

Não há distinção nítida entre a composição da biotite destes ortognaisses (Fig. 8.10) o que apoia que as rochas originalmente não estavam relacionadas.

Nos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal o intervalo de valores de X_{Mg} é idêntico nas biotites dos porfiroclastos e da matriz (tabelas 8.11 a 8.13), o que é interpretado como reequilíbrio das composições da biotite (Lefebvre *et al.*, 2005). Além disso, os teores de cada elemento da biotite dos porfiroclastos sobrepõem-se parcialmente aos teores desses elementos na biotite da matriz da rocha respectiva, o que é também devido ao reequilíbrio da composição da biotite. Situação idêntica observa-se no anfíbolito e gnaisse anfibólico e no protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (tabelas 8.14 e 8.15). A biotite inclusa em granada do ortognaisse de Olalhas apresenta alguns valores ligeiramente mais baixos de X_{Mg} do que os da biotite dos porfiroclastos e matriz desta rocha (tabela 8.13), o que também se observa na biotite do anfíbolito com almandina (tabela 8.14) e noutras biotites resultantes da retrogradação de granada (e.g. Taylor *et al.*, 2010).

No anfibolito e gnaiss anfibólico, os teores de Si, Al^{VI} , Ti, Cr, Fe^{2+} , Zn, Li, Na, K e Cl, atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do que na biotite da matriz desta rocha (tabela 8.14). Os teores de Mg e F atingem valores mais elevados na biotite da matriz (tabela 8.14).

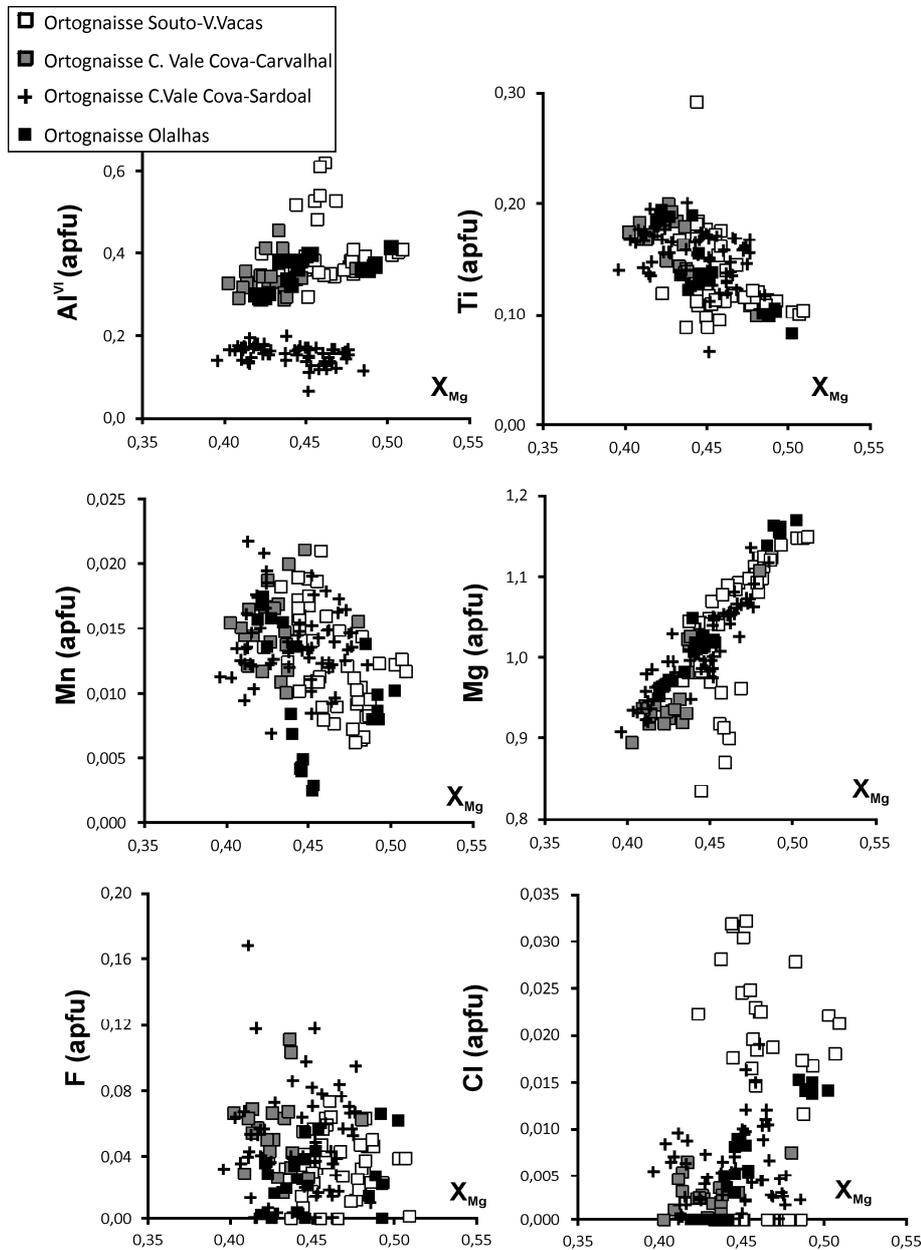


Fig. 8.10 – Diagramas de Al^{VI} , Ti, Mn, Mg, F e Cl (apfu) versus X_{Mg} , para as biotites dos porfiroclastos dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

No anfibolito com almandina os teores de Ti, Cr, Zn, Mg, Li, Na, K, Cl e X_{Mg} atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do que na biotite inclusa em granada (tabela 8.14). Os teores de Si, Fe^{2+} , Mn, e F atingem valores mais elevados na biotite inclusa em granada desta rocha (tabela 8.14).

No protomilonito trondjemítico, os teores de Si, Ti, Cr, Fe^{2+} , Mn, Mg, Li, Na, K, F e Cl atingem valores mais elevados na biotite dos porfiroclastos do que na biotite da matriz (tabela 8.15). O teor de Al^{VI} atinge valores mais elevados na biotite da matriz (tabela 8.15).

No Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas os teores mais elevados de Si, Cr, Zn, Na, K, F, Cl e X_{Mg} são observados na biotite dos porfiroclastos do anfibolito e gnaisse anfibólico, enquanto o teor de Mg atinge valores mais elevados na biotite da matriz deste litótipo (tabelas 8.13 a 8.14). Os teores Ti e Li mais elevados são observados na biotite dos porfiroclastos do anfibolito com almandina enquanto os teores mais elevados de Fe^{2+} se encontram na biotite inclusa em granada desta rocha (tabelas 8.14 a 8.15).

8.4 Moscovite

A moscovite encontra-se nos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S), no protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e no riodacito C.I.A.B.S/Série Negra. No diagrama de subdivisão para micas potássicas dioctaédricas de Tischendorf *et al.* (2004) (Fig. 8.11), observa-se que a maioria das moscovites estudadas se projecta no campo da moscovite e apenas no ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal há rara fengite, mas no ridoacito C.I.A.B.S/Série Negra a fengite é mais abundante do que a moscovite.

Nas tabelas 8.16 a 8.19 são apresentados os valores mínimos, máximos, médios e desvio padrão das análises químicas da moscovite e fengite (porfiroclastos e matriz) e da sua fórmula estrutural calculada com base em 11 oxigénios + F + Cl. O Li_2O foi calculado através da equação de Tischendorf *et al.* (1997) para micas dioctaédricas, $\text{Li}_2\text{O} = 0.3935 \cdot \text{F}^{1.326}$.

Nos ortognaisses de Souto–V.Vacas, C. Vale Cova–Carvalho e no protomilonito trondjemítico, geralmente os teores de Ti, Li e F dos porfiroclastos de moscovite atingem valores mais elevados do que na moscovite da matriz (tabelas 8.16 a 8.18). Os comportamentos de Li e F sugerem que os porfiroclastos poderão ser posteriores à moscovite da matriz. No riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra, os valores mínimo e máximo de Al^{VI} são mais elevados nos porfiroclastos de moscovite do que na moscovite da matriz, os teores mínimos e máximos de Fe^{2+} e Mg são menores nestes porfiroclastos do que na moscovite da matriz (tabela 8.18). O teor máximo de F dos porfiroclastos de moscovite do riodacito é inferior ao valor máximo do F da moscovite da matriz.

Os teores mínimo e máximo de Al^{VI} e Fe^{2+} são maiores e os valores máximos de Li e F atingem valores mais elevados nos porfiroclastos da fengite do ortognaisse de C. Vale Cova – Sardoal do que na fengite da matriz (tabela 8.19), sugerindo que estes porfiroclastos poderão ser posteriores à fengite da matriz, devido ao enriquecimento em Li e F. Os teores de Fe^{2+} , Mg, Li e F dos porfiroclastos e matriz da fengite deste ortognaisse, são geralmente mais elevados, enquanto os teores de Al^{VI} e Na são geralmente menores do que os da moscovite dos porfiroclastos e matriz, respectivamente (tabelas 8.17 e 8.19). O mesmo se observa entre as composições de fengite e moscovite dos porfiroclastos do riodacito (tabelas 8.17 e 8.18), excepto para o Na, sugerindo que a fengite é posterior à moscovite. A moscovite e fengite terão sofrido um certo reequilíbrio, mas este, possivelmente, foi menor do que o da biotite, pois alguns elementos da moscovite e fengite apresentam teores mínimos e máximos distintos nos porfiroclastos e matriz da mesma rocha.

Os teores mais elevados de Fe^{2+} , Li e F da moscovite encontram-se no ortognaisse de Souto–V.Vacas, enquanto os de Ti e Mg da moscovite pertencem ao C. Vale Cova–Carvalho. O conteúdo

de Ti na moscovite aumenta com o aumento de temperatura (Guidotti & Sassi, 2002), o que poderá sugerir temperaturas mais elevadas no ortognaisse C. Vale Cova–Carvalho. Os teores mais elevados de Na de moscovite pertencem ao ortognaisse de Olalhas (tabelas 8.16 e 8.17). Contudo, não há distinção nítida das composições da moscovite e da fengite dos vários ortognaisses apoiando que as rochas originais não estariam relacionadas.

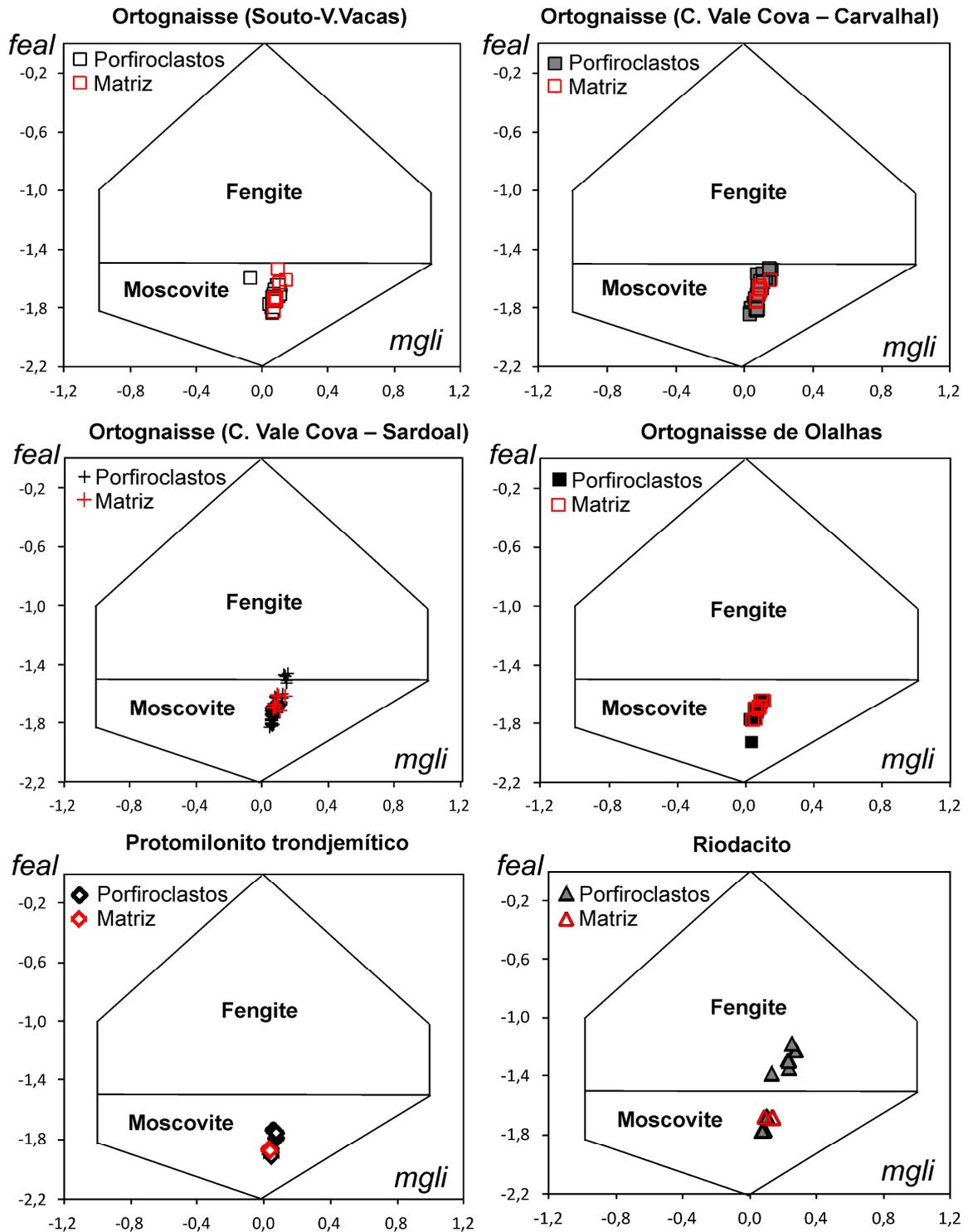


Fig. 8.11 – Projecção das moscovites no diagrama de subdivisão para micas potássicas di-octaédricas de Tischendorf *et al.* (2004). $feal = Fe_{tot} + Mn + Ti - Al^{VI}$; $mgli = Mg - Li$ (pfu).

Tabela 8.16 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das moscovites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal															
	Ortognaisse (Souto-V.Vacas)								Ortognaisse (C. Vale Cova – Carvalho)							
	Porfiroclastos				Matriz				Porfiroclastos				Matriz			
	Min	Max	N=39		Min	Max	N=8		Min	Max	N=37		Min	Max	N=7	
Média			DV	Média			DV	Média			DV	Média			DV	
SiO ₂	46,16	47,95	47,08	0,48	46,13	47,99	47,04	0,81	46,49	48,99	47,63	0,61	47,27	48,08	47,59	0,31
TiO ₂	0,36	1,13	0,69	0,17	0,31	0,87	0,57	0,16	0,03	1,50	0,74	0,38	0,52	1,09	0,72	0,21
Al ₂ O ₃	32,71	35,62	34,52	0,75	32,99	36,19	34,55	1,07	30,90	35,47	33,68	1,43	32,95	34,38	33,57	0,57
Cr ₂ O ₃	0,00	0,14	0,04	0,03	0,00	0,10	0,05	0,03	0,00	0,23	0,04	0,05	0,00	0,06	0,03	0,03
FeO _t	0,97	1,86	1,31	0,21	1,12	3,39	1,69	0,75	0,51	2,30	1,39	0,43	1,13	1,94	1,43	0,27
MnO	0,00	0,06	0,01	0,02	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00	0,08	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,02
MgO	0,54	1,20	0,78	0,18	0,60	1,37	0,87	0,25	0,30	1,53	0,86	0,29	0,60	1,55	0,85	0,32
ZnO	0,00	0,10	0,01	0,03	0,00	0,13	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,07	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
BaO	0,16	0,74	0,45	0,12	0,30	0,64	0,47	0,13	0,00	0,48	0,16	0,13	0,03	0,28	0,15	0,09
Li ₂ O	0,00	0,68	0,02	0,11	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,10	0,01	0,02	0,00	0,06	0,01	0,02
Na ₂ O	0,56	1,17	0,85	0,21	0,44	1,28	0,77	0,26	0,28	0,64	0,45	0,10	0,27	0,49	0,42	0,08
K ₂ O	8,36	10,53	9,60	0,44	7,51	10,28	9,36	0,83	8,43	10,86	10,40	0,40	10,31	10,72	10,54	0,17
F	0,00	1,51	0,07	0,24	0,00	0,24	0,08	0,08	0,00	0,35	0,07	0,09	0,00	0,23	0,05	0,09
Cl	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
H ₂ O	3,78	4,55	4,48	0,12	4,34	4,55	4,48	0,07	4,32	4,54	4,48	0,04	4,39	4,51	4,48	0,04
O=F	–	–	99,94	–	–	–	100,00	–	–	–	99,93	–	–	–	99,86	–
O=Cl	–	–	0,03	–	–	–	0,03	–	–	–	0,03	–	–	–	0,02	–
O=Si	–	–	0,00	–	–	–	0,00	–	–	–	0,00	–	–	–	0,00	–
Total	–	–	99,90	–	–	–	99,97	–	–	–	99,90	–	–	–	99,83	–
Si	3,087	3,187	3,125	0,030	3,072	3,175	3,121	0,039	3,089	3,256	3,164	0,046	3,146	3,196	3,166	0,019
Al ^{IV}	0,813	0,913	0,875	0,030	0,825	0,928	0,879	0,039	0,744	0,911	0,836	0,046	0,804	0,854	0,834	0,019
ΣZ	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–
Al ^{VI}	1,725	1,887	1,825	0,032	1,754	1,926	1,824	0,056	1,686	1,891	1,801	0,062	1,746	1,841	1,799	0,034
Ti	0,018	0,057	0,035	0,009	0,015	0,043	0,028	0,008	0,001	0,075	0,037	0,019	0,026	0,055	0,036	0,011
Cr	0,000	0,007	0,002	0,002	0,000	0,005	0,002	0,002	0,000	0,012	0,002	0,003	0,000	0,003	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,054	0,104	0,072	0,012	0,063	0,190	0,094	0,042	0,028	0,128	0,077	0,024	0,063	0,108	0,079	0,015
Mn	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001
Mg	0,053	0,119	0,077	0,018	0,059	0,136	0,086	0,025	0,029	0,152	0,085	0,029	0,059	0,154	0,084	0,032
Zn	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,006	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,000	0,182	0,006	0,029	0,000	0,016	0,004	0,005	0,000	0,027	0,004	0,006	0,000	0,015	0,003	0,006
ΣY	–	–	2,019	–	–	–	2,041	–	–	–	2,007	–	–	–	2,003	–
Ca	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,005	0,001	0,002	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001
Ba	0,004	0,019	0,012	0,003	0,008	0,017	0,012	0,003	0,000	0,013	0,004	0,003	0,001	0,007	0,004	0,002
Na	0,073	0,151	0,110	0,026	0,056	0,166	0,099	0,033	0,037	0,082	0,057	0,013	0,035	0,063	0,054	0,010
K	0,701	0,890	0,813	0,038	0,628	0,874	0,792	0,073	0,702	0,928	0,882	0,037	0,876	0,913	0,895	0,015
ΣX	–	–	0,935	–	–	–	0,905	–	–	–	0,944	–	–	–	0,953	–
F	0,000	0,318	0,016	0,051	0,000	0,050	0,016	0,016	0,000	0,075	0,014	0,018	0,000	0,049	0,010	0,018
Cl	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,009	0,001	0,003	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001
OH	1,682	2,000	1,984	0,051	1,941	2,000	1,982	0,019	1,925	2,000	1,985	0,018	1,949	2,000	1,989	0,018

N-nº de análises, – sem significado.

Tabela 8.17 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das moscovites dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal															
	Ortognaisse (C. Vale de Cova – Sardoal)								Ortognaisse de Olalhas							
	Porfiroclastos				Matriz				Porfiroclastos				Matriz			
	N=61				N=9				N=15				N=9			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	44,95	48,47	47,26	0,86	47,27	48,47	47,86	0,47	46,13	49,79	47,00	0,83	46,37	49,59	47,03	1,15
TiO ₂	0,06	1,22	0,65	0,33	0,34	1,39	1,00	0,31	0,42	0,98	0,77	0,15	0,33	1,01	0,72	0,24
Al ₂ O ₃	32,30	37,36	34,32	1,17	30,66	34,39	33,06	1,14	33,77	36,89	34,91	0,70	32,68	35,27	34,35	0,90
Cr ₂ O ₃	0,00	0,12	0,03	0,03	0,00	0,13	0,04	0,04	0,00	0,11	0,05	0,04	0,02	0,09	0,06	0,03
FeO _t	0,69	2,52	1,21	0,38	0,98	2,25	1,39	0,40	0,72	1,94	1,20	0,34	0,97	1,57	1,34	0,23
MnO	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02	0,02
MgO	0,54	1,29	0,74	0,18	0,57	1,38	0,91	0,27	0,49	1,08	0,69	0,15	0,47	0,93	0,70	0,17
ZnO	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,14	0,03	0,05
CaO	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,09	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
BaO	0,00	0,75	0,21	0,16	0,00	0,33	0,17	0,10	0,18	0,63	0,39	0,18	0,25	0,97	0,53	0,24
Li ₂ O	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01
Na ₂ O	0,32	0,68	0,48	0,09	0,28	0,55	0,41	0,07	0,37	1,46	0,91	0,41	0,42	1,47	0,85	0,43
K ₂ O	9,43	10,83	10,43	0,24	10,08	10,70	10,48	0,22	5,47	10,62	9,29	1,28	8,25	10,54	9,62	0,87
F	0,00	0,18	0,05	0,05	0,00	0,19	0,09	0,07	0,00	0,29	0,07	0,08	0,00	0,13	0,07	0,05
Cl	0,00	0,08	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
H ₂ O	4,42	4,54	4,49	0,03	4,42	4,51	4,46	0,04	4,41	4,61	4,49	0,05	4,43	4,52	4,47	0,04
O=F	–	–	99,90	–	–	–	99,91	–	–	–	99,81	–	–	–	99,79	–
O=Cl	–	–	0,02	–	–	–	0,04	–	–	–	0,03	–	–	–	0,03	–
O=Si	–	–	0,00	–	–	–	0,00	–	–	–	0,00	–	–	–	0,00	–
Total	–	–	99,88	–	–	–	99,87	–	–	–	99,78	–	–	–	99,77	–
Si	2,982	3,224	3,140	0,060	3,129	3,241	3,182	0,038	3,092	3,197	3,115	0,027	3,094	3,267	3,129	0,062
Al ^{IV}	0,776	1,018	0,860	0,060	0,759	0,871	0,818	0,038	0,803	0,908	0,885	0,027	0,733	0,906	0,871	0,062
ΣZ	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–	–	–	4,000	–
Al ^{VI}	1,752	1,902	1,828	0,033	1,661	1,816	1,773	0,050	1,785	1,990	1,841	0,046	1,784	1,867	1,823	0,030
Ti	0,003	0,061	0,033	0,017	0,017	0,070	0,050	0,016	0,020	0,049	0,038	0,007	0,017	0,051	0,036	0,012
Cr	0,000	0,006	0,001	0,002	0,000	0,007	0,002	0,002	0,000	0,006	0,003	0,002	0,001	0,005	0,003	0,001
Fe ²⁺	0,038	0,141	0,067	0,021	0,054	0,126	0,077	0,023	0,038	0,109	0,067	0,019	0,054	0,088	0,075	0,013
Mn	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001
Mg	0,053	0,129	0,073	0,018	0,057	0,137	0,090	0,027	0,046	0,108	0,068	0,016	0,047	0,092	0,070	0,017
Zn	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,007	0,001	0,003
Li	0,000	0,011	0,002	0,003	0,000	0,012	0,005	0,004	0,000	0,020	0,004	0,005	0,000	0,007	0,003	0,003
ΣY	–	–	2,005	–	–	–	1,998	–	–	–	2,022	–	–	–	2,012	–
Ca	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Ba	0,000	0,019	0,005	0,004	0,000	0,009	0,004	0,003	0,005	0,016	0,010	0,005	0,007	0,025	0,014	0,006
Na	0,042	0,088	0,062	0,012	0,037	0,071	0,053	0,009	0,048	0,187	0,117	0,052	0,054	0,189	0,109	0,055
K	0,802	0,919	0,885	0,020	0,854	0,914	0,889	0,019	0,448	0,902	0,786	0,113	0,693	0,897	0,817	0,077
ΣX	–	–	0,953	–	–	–	0,946	–	–	–	0,915	–	–	–	0,940	–
F	0,000	0,038	0,010	0,011	0,000	0,041	0,019	0,015	0,000	0,060	0,015	0,016	0,000	0,027	0,014	0,011
Cl	0,000	0,009	0,001	0,002	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
OH	1,959	2,000	1,988	0,012	1,959	2,000	1,980	0,015	1,937	2,000	1,984	0,016	1,973	2,000	1,986	0,011

N-nº de análises, – sem significado.

Tabela 8.18 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das moscovites do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e riodacito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra.

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas								Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra							
	Protomilonito trondjemítico								Riodacito							
	Porfiroclastos				Matriz				Porfiroclastos				Matriz			
	N=9				N=5				N=3				N=2			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	45,34	47,56	46,36	0,79	45,77	46,09	45,97	0,13	46,81	47,91	47,46	0,58	47,24	49,28	48,26	1,44
TiO ₂	0,11	1,04	0,41	0,29	0,16	0,30	0,25	0,06	0,22	0,83	0,54	0,30	0,28	0,84	0,56	0,40
Al ₂ O ₃	35,03	37,61	36,61	1,10	36,99	37,28	37,15	0,15	33,79	34,57	34,30	0,44	32,82	33,77	33,30	0,67
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,06	0,03	0,04
FeO _t	0,66	1,12	0,88	0,13	0,73	0,83	0,80	0,04	0,91	1,47	1,20	0,28	1,33	1,81	1,57	0,34
MnO	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	0,37	0,85	0,55	0,18	0,36	0,45	0,41	0,03	0,79	1,03	0,89	0,12	1,04	1,43	1,23	0,27
ZnO	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	0,00
CaO	0,00	0,07	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,05	0,03	0,03
BaO	0,39	1,23	0,94	0,33	0,93	1,12	1,04	0,08	0,21	0,55	0,36	0,17	0,17	0,65	0,41	0,34
Li ₂ O	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02
Na ₂ O	0,92	1,29	1,08	0,12	1,12	1,26	1,18	0,07	0,33	0,50	0,44	0,10	0,27	0,45	0,36	0,13
K ₂ O	7,70	8,76	8,40	0,35	8,36	8,63	8,50	0,11	9,76	10,32	9,98	0,30	9,23	10,07	9,65	0,59
F	0,00	0,21	0,06	0,07	0,00	0,08	0,03	0,03	0,00	0,05	0,03	0,02	0,00	0,14	0,07	0,10
Cl	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	4,42	4,55	4,51	0,04	4,49	4,54	4,52	0,02	4,47	4,53	4,50	0,03	4,44	4,55	4,50	0,08
O=F	-	-	99,86	-	-	-	99,90	-	-	-	99,73	-	-	-	99,98	-
O=Cl	-	-	0,03	-	-	-	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	0,03	-
O=Si	-	-	0,00	-	-	-	0,00	-	-	-	0,00	-	-	-	0,00	-
Total	-	-	99,83	-	-	-	99,88	-	-	-	99,72	-	-	-	99,96	-
Si	3,005	3,139	3,063	0,048	3,029	3,049	3,041	0,008	3,127	3,169	3,151	0,022	3,143	3,248	3,195	0,074
Al ^{IV}	0,861	0,995	0,937	0,048	0,951	0,971	0,959	0,008	0,831	0,873	0,849	0,022	0,752	0,857	0,805	0,074
ΣZ	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-
Al ^{VI}	1,847	1,970	1,915	0,044	1,929	1,947	1,937	0,007	1,804	1,853	1,835	0,027	1,790	1,797	1,793	0,005
Ti	0,005	0,052	0,020	0,014	0,008	0,015	0,012	0,003	0,011	0,041	0,027	0,015	0,014	0,042	0,028	0,020
Cr	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,002
Fe ²⁺	0,036	0,062	0,049	0,007	0,041	0,046	0,044	0,002	0,051	0,081	0,067	0,015	0,074	0,100	0,087	0,018
Mn	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Mg	0,037	0,083	0,055	0,018	0,036	0,044	0,041	0,003	0,078	0,101	0,088	0,012	0,103	0,140	0,122	0,026
Zn	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
Li	0,000	0,013	0,003	0,005	0,000	0,004	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,008	0,004	0,005
ΣY	-	-	2,043	-	-	-	2,037	-	-	-	2,019	-	-	-	2,036	-
Ca	0,000	0,005	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,004	0,002	0,002
Ba	0,010	0,032	0,024	0,009	0,024	0,029	0,027	0,002	0,005	0,014	0,009	0,005	0,004	0,017	0,011	0,009
Na	0,118	0,166	0,139	0,016	0,143	0,161	0,152	0,009	0,042	0,065	0,057	0,013	0,034	0,059	0,046	0,017
K	0,647	0,738	0,708	0,030	0,705	0,729	0,717	0,009	0,825	0,879	0,845	0,030	0,776	0,855	0,815	0,055
ΣX	-	-	0,873	-	-	-	0,896	-	-	-	0,912	-	-	-	0,874	-
F	0,000	0,045	0,013	0,016	0,000	0,017	0,007	0,007	0,000	0,010	0,006	0,005	0,000	0,029	0,015	0,021
Cl	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	1,955	2,000	1,987	0,016	1,983	2,000	1,993	0,007	1,990	2,000	1,994	0,005	1,971	2,000	1,985	0,021

N-nº de análises, - sem significado.

Tabela 8.19 – Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais, desvio padrão (DV), mínimo (min) e máximo (max) das fengites do ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S.) e riodacito C.I.A.B.S/Série Negra.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (C.I.A.B.S.)								C.I.A.B.S/Série Negra			
	Ortognaisse (C. Vale Cova-Sardoal)								Riodacito			
	Porfiroclastos				Matriz				Porfiroclastos			
	N=3				N=2				N=5			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	48,59	48,93	48,76	0,17	48,41	48,50	48,45	0,06	48,12	49,11	48,57	0,44
TiO ₂	0,41	0,55	0,49	0,07	1,13	1,39	1,26	0,18	0,24	0,63	0,39	0,18
Al ₂ O ₃	30,11	30,81	30,45	0,35	30,33	30,66	30,50	0,23	27,48	30,08	28,35	1,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,03	0,05	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01
FeO _t	2,67	2,88	2,78	0,10	2,25	2,44	2,34	0,14	3,73	5,16	4,38	0,51
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04	0,02	0,03	0,07	0,05	0,02
MgO	1,48	1,60	1,54	0,06	1,38	1,68	1,53	0,21	1,34	2,76	2,29	0,55
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
BaO	0,00	0,50	0,24	0,25	0,22	0,30	0,26	0,06	0,00	0,61	0,21	0,25
Li ₂ O	0,00	0,07	0,03	0,03	0,00	0,05	0,03	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02
Na ₂ O	0,22	0,27	0,25	0,03	0,28	0,30	0,29	0,01	0,16	0,63	0,29	0,20
K ₂ O	10,72	10,81	10,75	0,05	10,41	10,70	10,56	0,21	10,33	11,08	10,70	0,32
F	0,03	0,27	0,13	0,12	0,03	0,22	0,13	0,13	0,00	0,22	0,10	0,09
Cl	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01
H ₂ O	4,33	4,47	4,41	0,07	4,37	4,46	4,41	0,06	4,32	4,42	4,37	0,04
O=F	-	-	99,86	-	-	-	99,83	-	-	-	99,73	-
O=Cl	-	-	0,05	-	-	-	0,05	-	-	-	0,04	-
Total	-	-	99,81	-	-	-	99,77	-	-	-	99,69	-
Si	3,266	3,276	3,271	0,005	3,241	3,251	3,246	0,007	3,255	3,318	3,294	0,027
Al ^{IV}	0,724	0,734	0,729	0,005	0,749	0,759	0,754	0,007	0,682	0,745	0,706	0,027
ΣZ	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-	-	-	4,000	-
Al ^{VI}	1,660	1,697	1,677	0,019	1,648	1,661	1,655	0,009	1,508	1,649	1,559	0,058
Ti	0,021	0,028	0,025	0,004	0,057	0,070	0,064	0,009	0,012	0,032	0,020	0,009
Cr	0,000	0,004	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe ²⁺	0,150	0,162	0,156	0,006	0,126	0,137	0,131	0,008	0,211	0,294	0,248	0,030
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,002	0,001	0,002	0,004	0,003	0,001
Mg	0,147	0,160	0,154	0,006	0,137	0,168	0,153	0,022	0,135	0,281	0,232	0,056
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,001	0,019	0,008	0,009	0,001	0,014	0,008	0,009	0,000	0,014	0,006	0,006
ΣY	-	-	2,022	-	-	-	2,013	-	-	-	2,069	-
Ca	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ba	0,000	0,013	0,006	0,007	0,006	0,008	0,007	0,002	0,000	0,016	0,006	0,007
Na	0,029	0,035	0,033	0,004	0,037	0,039	0,038	0,002	0,021	0,083	0,038	0,027
K	0,914	0,927	0,920	0,007	0,890	0,914	0,902	0,017	0,890	0,955	0,925	0,027
ΣX	-	-	0,959	-	-	-	0,947	-	-	-	0,969	-
F	0,007	0,057	0,027	0,026	0,007	0,047	0,027	0,028	0,000	0,046	0,021	0,019
Cl	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001
OH	1,942	1,993	1,972	0,026	1,953	1,990	1,971	0,026	1,954	1,998	1,979	0,018

N-nº de análises, - sem significado.

Deste modo, o componente mais rico em paragonite $[\text{NaAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2]$ é encontrado em moscovites pertencentes a amostras com estauroilite. A mesma observação foi registrada por Guidotti & Sassi (1976) e Boak *et al.* (1982). Contudo, segundo este último autor, dado que o teor do componente paragonite está em parte relacionado com a composição da plagioclase coexistente, é difícil aplicar este parâmetro à caracterização do grau metamórfico sem uma investigação detalhada das relações da composição moscovite-plagioclase (Cheney & Guidotti, 1979). Este facto verifica-se nas amostras de protomilonito trondjemítico, que embora contendo estauroilite apresentam valores de Na máximos idênticos aos de amostras sem estauroilite, como o ortognaisse Souto-V.Vacas (tabelas 8.15 e 8.17). Os teores mais elevados de Al^{VI} encontram-se no protomilonito trondjemítico, que contém estauroilite e silimanite. Segundo Boak *et al.* (1982), as micas que ocorrem com estauroilite ou distena tendem a ser as mais aluminosas.

8.5 Anfíbola

A anfíbola ocorre no anfibolito e gnaissse anfibólico e no anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM), nos anfibolitos de Cabeço da Moura e V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (CIABS) e no anfibolito da Série Negra.

A fórmula geral das anfíbolas pode ser descrita como, $A B_2 C_5 T_8 O_{22} W_2$, onde A= Na, K, □, Ca, Li; B= Na, Li, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg; C= Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} , Li; T=Si, Al, Ti^{4+} ; W= (OH), F, Cl, O^{2-} (Hawthorne and Oberti, 2007). A sua fórmula estrutural foi calculada com base em 23 oxigénios e inclui o cálculo de Fe^{2+} e Fe^{3+} , de acordo com Schumacher (1997). As análises representativas dos diferentes tipos de anfíbola encontram-se nas tabelas 8.20 a 8.25 e a classificação utilizada é a Leake *et al.*, (1997), de acordo com as recomendações da IMA. Esta classificação permitiu identificar dois grupos distintos de anfíbolas, as anfíbolas cálcicas e as magnésio-ferríferas com extinção oblíqua (monoclínicas). As anfíbolas cálcicas podem ainda ser subdivididas em dois sub-grupos: $(Na+K)_A < 0.50$ e $Ca_A < 0.50$ e $(Na+K)_A \geq 0.50$ e $TiO_2 < 0.50$.

As anfíbolas cálcicas com $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A < 0.50$ e $Ca_A < 0.50$ são as mais abundantes e estão presentes em todos os litótipos (Fig. 8.12). Incluem a ferro-tshermaquite, tshermaquite, ferro-horneblenda, magnésio-horneblenda e actinolite. A ferro-tshermaquite ocorre no anfibolito e gnaissse anfibólico e no anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. A tshermaquite ocorre no anfibolito e gnaissse anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. A ferro-horneblenda ocorre no anfibolito e gnaissse anfibólico e no anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, no anfibolito Cabeço da Moura do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e no anfibolito da Série Negra. A magnésio-horneblenda é a anfíbola mais abundante e está presente em todos os litótipos, excepto no anfibolito com almandina. A actinolite ocorre no anfibolito e gnaissse anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, no anfibolito Cabeço da Moura do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e é escassa no anfibolito da Série Negra.

As anfíbolas cálcicas com $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A \geq 0.50$ e $TiO_2 < 0.50$, ocorrem apenas no anfibolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e no anfibolito e gnaissse anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 8.13). Correspondem a ferro-pargasite que se encontra nos dois litótipos e a pargasite e edenite que se observa apenas no anfibolito V.Vacas-Vila Nova. A edenite é escassa.

As anfíbolas magnésio-ferríferas, com $(Ca+Na)_B < 1.00$, $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Li)_B \geq 1.00$ e $Li_B < 1.00$, são monoclínicas e correspondem a grunerite e cumingtonite. A grunerite e a

cumingtonite ocorrem no anfibolito e gnaiss anfibólico e no anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 8.14).

Tabela 8.20 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfibola do anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Complexo ígneo Máfico de Mouriscas																			
Anfibolito e gnaiss anfibólico																			
	Actinolite			Mg-horneblenda			Fe-horneblenda			Fe-tschermakite		Tschermakite		Fe-pargasite		Cumingtonite		Grunerite	
SiO ₂	52,23	52,75	54,34	51,53	48,09	44,17	51,07	45,73	44,86	43,96	40,51	41,51	43,20	41,90	42,61	53,71	54,04	51,53	53,49
TiO ₂	0,28	0,16	0,08	0,29	0,59	0,90	0,09	0,92	0,18	0,06	0,01	0,10	0,75	0,19	0,42	0,08	0,10	0,16	0,01
Al ₂ O ₃	4,10	2,70	0,91	7,22	9,76	12,46	19,59	11,82	14,41	15,75	18,26	18,02	12,90	15,31	14,29	1,23	1,25	3,37	1,87
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,06	0,02	0,09	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,06	0,04	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
FeO	19,57	20,60	22,68	15,72	18,32	14,77	12,36	18,42	18,19	18,47	16,24	15,86	15,64	17,14	16,74	26,38	26,24	26,62	27,70
MnO	0,44	0,40	0,57	0,34	0,23	0,18	0,10	0,12	0,18	0,24	0,32	0,19	0,31	0,44	0,44	0,64	0,43	0,48	0,51
MgO	14,31	13,24	17,06	13,08	10,02	10,52	3,45	8,34	7,81	7,19	7,17	7,93	9,14	7,71	8,24	15,20	14,98	12,46	13,40
CaO	6,45	7,52	1,44	8,36	10,34	12,26	8,42	11,05	10,80	10,81	11,87	12,45	12,19	12,29	12,37	0,90	1,09	3,24	1,50
Na ₂ O	0,51	0,30	0,08	0,87	1,12	1,21	3,46	1,40	1,53	1,74	1,35	1,40	1,25	1,22	1,20	0,18	0,11	0,35	0,23
K ₂ O	0,06	0,07	0,01	0,11	0,25	0,35	0,28	0,40	0,36	0,40	0,58	0,32	0,59	0,81	0,83	0,04	0,03	0,04	0,01
Total	97,98	97,75	97,16	97,58	98,74	96,91	98,80	98,26	98,32	98,61	96,36	97,83	96,01	97,02	97,15	98,40	98,27	98,24	98,71
Si	7,603	7,761	7,965	7,445	6,996	6,552	7,118	6,753	6,589	6,459	6,098	6,130	6,535	6,316	6,410	7,909	7,948	7,665	7,902
Al ^{IV}	0,397	0,239	0,035	0,555	1,004	1,448	0,882	1,247	1,411	1,541	1,902	1,870	1,465	1,684	1,590	0,091	0,052	0,335	0,098
ΣT	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,306	0,230	0,122	0,673	0,669	0,731	2,336	0,811	1,084	1,186	1,338	1,267	0,834	1,035	0,944	0,123	0,164	0,256	0,227
Ti	0,030	0,018	0,009	0,032	0,065	0,101	0,009	0,102	0,020	0,007	0,001	0,011	0,086	0,022	0,048	0,009	0,012	0,018	0,001
Fe ³⁺	0,097	0,026	0,000	0,021	0,284	0,146	0,000	0,160	0,246	0,236	0,143	0,145	0,013	0,108	0,046	0,000	0,000	0,083	0,000
Cr	0,004	0,002	0,000	0,007	0,002	0,011	0,000	0,006	0,000	0,000	0,006	0,007	0,005	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000
Mg	3,104	2,903	3,727	2,817	2,174	2,326	0,717	1,836	1,710	1,575	1,609	1,747	2,061	1,732	1,848	3,337	3,284	2,764	2,951
Fe ²⁺	1,459	1,821	1,142	1,449	1,806	1,686	1,440	2,085	1,940	1,997	1,902	1,815	1,966	2,053	2,060	1,528	1,539	1,879	1,822
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009	0,036	0,049	0,054	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣC	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,51	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
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⁺	0,826	0,688	1,639	0,428	0,139	0,001	0,000	0,030	0,048	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,721	1,689	1,350	1,600
Mn	0,054	0,049	0,071	0,042	0,028	0,023	0,000	0,015	0,022	0,030	0,040	0,014	0,004	0,007	0,003	0,080	0,054	0,060	0,064
Ca	1,006	1,185	0,226	1,293	1,612	1,949	1,300	1,749	1,699	1,701	1,914	1,969	1,976	1,985	1,994	0,143	0,171	0,516	0,237
Na	0,113	0,077	0,023	0,237	0,221	0,027	0,743	0,205	0,231	0,232	0,046	0,016	0,020	0,008	0,003	0,052	0,031	0,074	0,066
ΣB	2,00	2,00	1,96	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,95	2,00	1,97
Na	0,032	0,008	0,000	0,007	0,094	0,321	0,192	0,196	0,205	0,263	0,347	0,385	0,348	0,350	0,348	0,000	0,000	0,027	0,000
K	0,011	0,013	0,002	0,020	0,047	0,065	0,049	0,075	0,068	0,075	0,112	0,060	0,114	0,155	0,159	0,007	0,005	0,007	0,001
ΣA	0,04	0,02	0,00	0,03	0,14	0,39	0,20	0,27	0,27	0,34	0,46	0,45	0,46	0,50	0,51	0,01	0,01	0,03	0,00
X _{Mg}	0,58	0,54	0,57	0,60	0,53	0,58	0,33	0,46	0,46	0,44	0,46	0,49	0,51	0,46	0,47	0,51	0,5	0,46	0,46

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

Tabela 8.21 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfibolito Cabeço da Moura do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal						
	Anfibolito Cabeço da Moura						
	Actinolite		Mg-horneblenda			Fe-horneblenda	
SiO₂	54,05	52,07	50,39	45,83	44,72	43,82	42,91
TiO₂	0,13	0,26	0,47	1,28	1,87	0,32	0,79
Al₂O₃	1,88	4,44	6,38	9,43	11,01	11,38	12,09
Cr₂O₃	0,06	0,09	0,22	0,12	0,07	0,00	0,04
FeO	12,15	14,18	14,26	14,59	14,15	19,92	20,64
MnO	0,22	0,25	0,15	0,24	0,25	0,23	0,26
MgO	16,19	13,92	12,77	11,61	11,03	7,16	6,70
CaO	12,26	12,18	11,98	11,73	12,08	11,73	11,44
Na₂O	0,21	0,31	0,47	1,28	1,64	1,20	1,32
K₂O	0,02	0,13	0,18	0,12	0,26	0,43	0,67
Total	97,18	97,83	97,25	96,23	97,08	96,18	96,85
Si	7,778	7,525	7,339	6,819	6,635	6,716	6,565
Al^{IV}	0,222	0,475	0,661	1,181	1,365	1,284	1,435
ΣT	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	0,096	0,282	0,435	0,472	0,560	0,772	0,745
Ti	0,014	0,028	0,051	0,143	0,208	0,037	0,091
Fe³⁺	0,089	0,115	0,119	0,178	0,012	0,094	0,149
Cr	0,006	0,010	0,025	0,014	0,009	0,000	0,005
Mg	3,473	2,999	2,773	2,576	2,440	1,635	1,528
Fe²⁺	1,321	1,565	1,597	1,617	1,743	2,459	2,483
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,003	0,000
ΣC	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	0,053	0,034	0,020	0,020	0,000	0,000	0,009
Mn	0,026	0,030	0,018	0,030	0,003	0,027	0,033
Ca	1,891	1,885	1,869	1,870	1,920	1,926	1,875
Na	0,030	0,050	0,093	0,079	0,077	0,048	0,083
ΣB	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,029	0,038	0,039	0,288	0,396	0,308	0,308
K	0,003	0,023	0,033	0,022	0,050	0,084	0,130
ΣA	0,03	0,06	0,07	0,31	0,45	0,39	0,44
X_{Mg}	0,72	0,65	0,63	0,61	0,58	0,40	0,38

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

Tabela 8.22 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfíbolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal									
Anfíbolito V.Vacas-Vila Nova									
	Actinolite	Mg-horneblenda			Edenite		Pargasite		Fe-pargasite
SiO ₂	51,68	51,00	48,05	43,78	44,47	43,88	41,78	43,49	41,64
TiO ₂	0,09	0,23	0,34	0,53	0,51	0,8	0,8	0,44	0,77
Al ₂ O ₃	4,55	5,37	8,57	13,27	12,34	12,32	14,65	14,42	15,11
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,04	0,06	0,07	0,13	0,05	0,07	0,05
FeO	13,58	14,39	15,63	16,37	15,25	15,95	16,76	13,47	16,32
MnO	0,26	0,21	0,24	0,3	0,17	0,23	0,22	0,15	0,19
MgO	14,05	13,4	11,53	9,15	10,27	9,98	8,88	11,18	8,61
CaO	12,6	12,32	12,21	12,07	12,1	12,14	12,13	12,29	12,01
Na ₂ O	0,53	0,54	0,84	1,26	1,71	1,76	2,10	1,97	2,08
K ₂ O	0,13	0,13	0,25	0,54	0,2	0,19	0,25	0,28	0,26
Total	97,51	97,59	97,71	97,33	97,09	97,37	97,64	97,76	97,03
Si	7,503	7,412	7,046	6,523	6,606	6,533	6,246	6,374	6,253
Al ^{IV}	0,497	0,588	0,954	1,477	1,394	1,467	1,754	1,626	1,747
∑T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,282	0,332	0,528	0,853	0,766	0,694	0,827	0,864	0,928
Ti	0,010	0,025	0,038	0,060	0,057	0,089	0,090	0,049	0,087
Fe ³⁺	0,063	0,123	0,147	0,112	0,079	0,104	0,144	0,122	0,075
Cr	0,004	0,000	0,004	0,007	0,008	0,016	0,006	0,008	0,006
Mg	3,041	2,903	2,521	2,034	2,275	2,215	1,980	2,443	1,927
Fe ²⁺	1,586	1,617	1,762	1,928	1,814	1,881	1,951	1,515	1,974
Mn	0,015	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003
∑C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,009	0,008	0,000	0,001	0,000	0,000	0,014	0,000
Mn	0,018	0,026	0,030	0,032	0,022	0,029	0,027	0,019	0,021
Ca	1,960	1,918	1,918	1,927	1,925	1,936	1,942	1,929	1,932
Na	0,022	0,047	0,044	0,041	0,052	0,034	0,031	0,038	0,046
∑B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,127	0,106	0,195	0,324	0,44	0,473	0,579	0,521	0,559
K	0,024	0,023	0,048	0,103	0,038	0,035	0,049	0,052	0,051
∑A	0,15	0,13	0,24	0,43	0,48	0,51	0,63	0,57	0,61
X _{Mg}	0,66	0,64	0,59	0,51	0,56	0,54	0,50	0,62	0,49

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

Tabela 8.23 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas								
Anfibolito com almandina								
	Fe-horneblenda	Fe-tschermaquite			Tschermaquite	Cumingtonite	Grunerite	
SiO ₂	46,63	43,62	41,90	39,92	43,56	53,86	50,67	52,03
TiO ₂	0,11	0,08	0,31	0,03	0,86	0,10	0,25	0,08
Al ₂ O ₃	8,54	16,44	16,03	17,83	12,23	1,61	2,56	0,73
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,07	0,01	0,00
FeO	20,26	18,83	21,25	20,83	22,44	26,14	29,59	30,19
MnO	0,16	0,18	0,17	0,14	0,21	0,32	0,30	0,75
MgO	8,43	6,44	5,48	5,13	6,73	15,10	10,93	12,11
CaO	12,19	10,84	11,08	11,07	10,47	1,02	1,91	0,92
Na ₂ O	0,65	1,46	1,37	1,41	1,21	0,21	0,35	0,07
K ₂ O	0,15	0,32	0,39	0,36	0,51	0,00	0,05	0,01
Total	97,10	98,21	97,97	96,73	98,24	98,42	96,62	96,89
Si	7,023	6,435	6,293	6,066	6,533	7,904	7,767	7,953
Al ^{IV}	0,977	1,565	1,707	1,934	1,467	0,096	0,233	0,047
ΣT	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,000	8,00
AlVI	0,539	1,293	1,132	1,260	0,694	0,183	0,229	0,085
Ti	0,012	0,009	0,034	0,003	0,097	0,011	0,029	0,009
Fe ³⁺	0,232	0,224	0,297	0,393	0,483	0,000	0,023	0,000
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,008	0,001	0,000
Mg	1,892	1,417	1,226	1,163	1,505	3,303	2,498	2,760
Fe ²⁺	2,321	2,057	2,309	2,181	2,219	1,495	2,220	2,145
Mn	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣC	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,000	5,00
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,041	0,064	0,074	0,113	1,713	1,551	1,714
Mn	0,015	0,023	0,021	0,019	0,026	0,040	0,039	0,097
Ca	1,967	1,713	1,783	1,802	1,683	0,160	0,314	0,150
Na	0,017	0,223	0,133	0,105	0,178	0,059	0,096	0,020
ΣB	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,97	2,000	1,98
Na	0,171	0,193	0,265	0,311	0,174	0,000	0,008	0,000
K	0,028	0,061	0,075	0,069	0,097	0,000	0,010	0,002
ΣA	0,20	0,25	0,34	0,38	0,27	0,00	0,018	0,00
X _{Mg}	0,44	0,40	0,34	0,34	0,39	0,51	0,40	0,42

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

Tabela 8.24 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais dos porfiroclastos de anfíbola do anfibolito da Série Negra.

	Série Negra					
	Anfibolito					
	Actinolite	Mg-horneblenda			Fe-horneblenda	
SiO ₂	52,47	51,99	48,40	44,01	45,36	43,48
TiO ₂	0,16	0,20	0,46	3,55	0,59	0,56
Al ₂ O ₃	4,57	6,94	7,85	9,19	10,06	13,00
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
FeO	20,92	14,31	17,40	16,74	19,72	20,32
MnO	0,59	0,20	0,15	0,26	0,33	0,34
MgO	14,57	14,40	11,63	10,57	8,45	7,34
CaO	3,99	9,87	11,09	10,83	11,56	11,15
Na ₂ O	0,46	0,61	0,69	1,33	1,36	1,58
K ₂ O	0,05	0,07	0,23	0,81	0,52	0,64
Total	97,85	98,60	97,89	97,30	97,97	98,42
Si	7,648	7,395	7,079	6,577	6,800	6,502
Al ^{IV}	0,352	0,605	0,921	1,423	1,200	1,498
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,433	0,559	0,432	0,196	0,578	0,793
Ti	0,017	0,021	0,050	0,400	0,067	0,063
Fe ³⁺	0,000	0,097	0,344	0,268	0,177	0,270
Cr	0,006	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001
Mg	3,166	3,053	2,535	2,356	1,888	1,636
Fe ²⁺	1,378	1,271	1,639	1,780	2,287	2,236
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣC	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,172	0,335	0,146	0,044	0,008	0,035
Mn	0,073	0,024	0,019	0,033	0,042	0,043
Ca	0,624	1,504	1,738	1,733	1,857	1,786
Na	0,131	0,137	0,097	0,190	0,093	0,137
ΣB	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,000	0,032	0,098	0,194	0,302	0,320
K	0,010	0,013	0,043	0,155	0,100	0,123
ΣA	0,010	0,045	0,141	0,349	0,401	0,443
X _{Mg}	0,55	0,66	0,59	0,56	0,45	0,42

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

Tabela 8.25 – Análises químicas (% peso) representativas e fórmulas estruturais da anfíbola da matriz dos litótipos estudados. CIABS-Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardeal.

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas								CIABS		Série Negra		
	Anfibolito e gnaiss anfibólico				Anfibolito com almandina				Anfibolito V.Vacas-Vila Nova		Anfibolito		
	Mg-horneblenda		Fe-pargasite		Cumingtonite		Fe-tschermaquite		Grunerite		Mg-horneblenda		Mg-horneblenda
SiO ₂	49,38	42,39	41,59	42,31	54,31	53,88	41,56	52,68	47,67	45,16	49,90	43,82	43,46
TiO ₂	0,42	0,14	0,18	0,24	0,07	0,08	0,05	0,10	0,57	0,49	0,24	0,72	0,60
Al ₂ O ₃	7,11	16,34	16,01	15,32	0,76	1,26	17,31	1,90	8,50	9,99	6,88	11,97	12,30
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,15	0,12	0,00	0,02	0,02
FeO	13,51	16,12	16,32	16,81	22,75	22,26	21,07	29,69	14,03	15,69	15,09	20,29	20,76
MnO	0,23	0,33	0,47	0,42	0,90	0,91	0,20	0,45	0,21	0,20	0,12	0,29	0,32
MgO	12,75	8,21	7,77	7,93	17,19	16,52	4,87	11,55	11,90	11,73	12,38	7,57	7,59
CaO	12,31	11,11	12,24	12,48	0,99	1,50	10,47	1,13	12,45	11,10	12,06	11,24	10,91
Na ₂ O	0,73	1,57	1,18	1,19	0,10	0,10	1,59	0,22	1,01	0,90	0,67	1,43	1,64
K ₂ O	0,24	0,28	0,86	0,92	0,00	0,02	0,36	0,02	0,23	0,23	0,35	0,59	0,68
Total	96,70	96,52	96,63	97,61	97,09	96,61	97,50	97,75	96,70	95,60	97,68	97,94	98,28
Si	7,251	6,315	6,275	6,344	7,973	7,947	6,250	7,933	7,051	6,714	7,278	6,59	6,52
Al ^{IV}	0,749	1,685	1,725	1,656	0,027	0,053	1,750	0,067	0,949	1,286	0,722	1,41	1,48
ΣT	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,482	1,183	1,122	1,051	0,105	0,167	1,319	0,270	0,532	0,465	0,461	0,71	0,69
Ti	0,046	0,015	0,020	0,027	0,007	0,009	0,006	0,011	0,063	0,054	0,026	0,08	0,07
Fe ³⁺	0,030	0,264	0,074	0,000	0,000	0,000	0,325	0,000	0,000	0,641	0,118	0,25	0,35
Cr	0,003	0,005	0,000	0,000	0,003	0,008	0,000	0,000	0,017	0,014	0,000	0,00	0,00
Mg	2,790	1,822	1,748	1,773	3,762	3,633	1,092	2,592	2,624	2,599	2,692	1,70	1,70
Fe ²⁺	1,629	1,711	1,985	2,107	1,123	1,184	2,258	2,127	1,735	1,227	1,703	2,26	2,20
Mn	0,020	0,000	0,050	0,042	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,00	0,00
ΣC	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,000	0,034	0,000	0,000	1,670	1,562	0,067	1,612	0,000	0,083	0,019	0,04	0,06
Mn	0,008	0,042	0,010	0,011	0,111	0,114	0,026	0,058	0,000	0,025	0,014	0,04	0,04
Ca	1,937	1,773	1,979	2,004	0,155	0,237	1,687	0,183	1,973	1,769	1,885	1,81	1,75
Na	0,055	0,152	0,012	0,000	0,029	0,030	0,220	0,065	0,027	0,123	0,082	0,12	0,15
ΣB	2,00	2,00	2,00	2,02	1,97	1,94	2,00	1,92	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,152	0,301	0,335	0,345	0,000	0,000	0,244	0,000	0,262	0,136	0,108	0,30	0,33
K	0,045	0,053	0,165	0,175	0,000	0,004	0,069	0,005	0,043	0,044	0,065	0,11	0,13
ΣA	0,20	0,35	0,50	0,52	0,00	0,00	0,31	0,00	0,31	0,18	0,17	0,41	0,46
X _{Mg}	0,63	0,51	0,47	0,46	0,57	0,57	0,32	0,41	0,60	0,66	0,61	0,42	0,43

$$X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$$

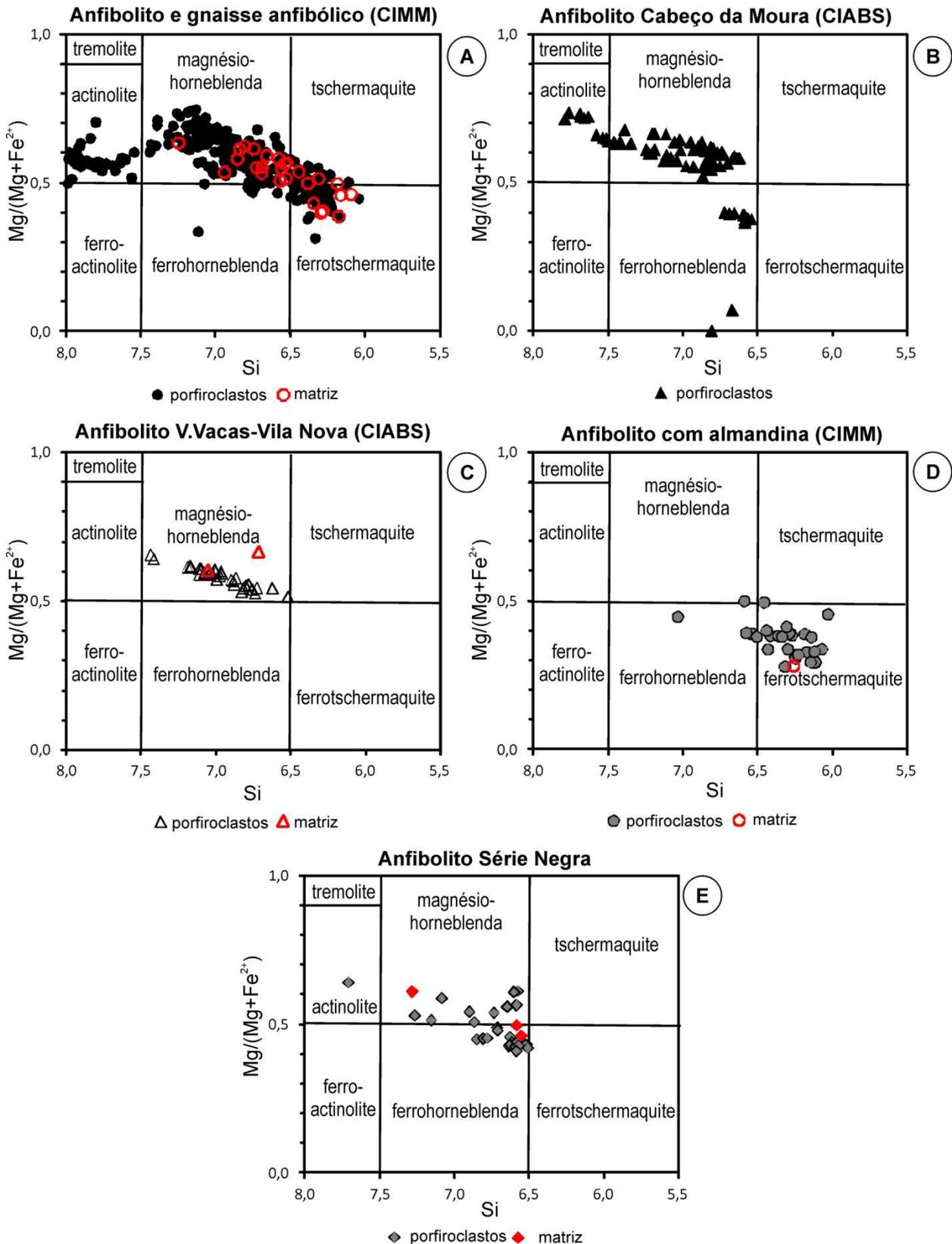


Fig. 8.12 – Projecção das anfíbolas cálcicas ($Ca_B \geq 1.50$; $(Na+K)_A < 0.50$; $Ca_A < 0.50$) no diagrama de Leake *et al.* (1997). A– anfibolito e gnaissе anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM), B– anfibolito Cabeço da Moura do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (CIABS), C– anfibolito V.Vacas-Vila Nova (CIABS), D– anfibolito com almandina (CIMM), E– anfibolito da Série Negra.

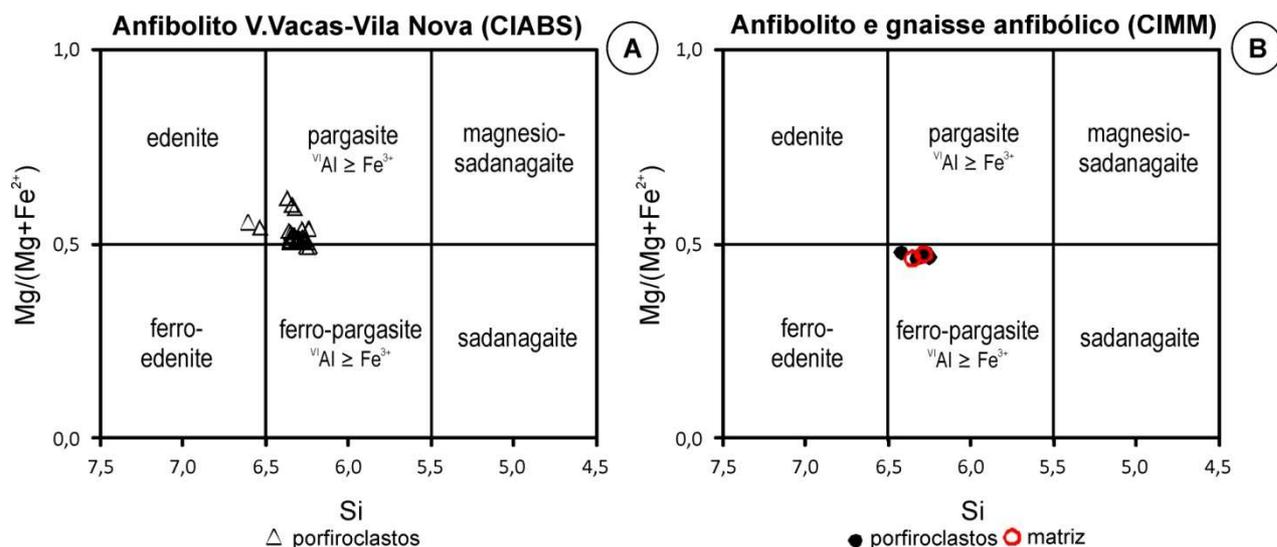


Fig. 8.13 – Projecção das anfíbolas cálcicas ($Ca_B \geq 1.50$; $(Na+K)_A \geq 0.50$; $TiO_2 < 0.50$) no diagrama de Leake *et al.* (1997). A-anfibolito V.Vacas-Vila Nova Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (CIABS), B-anfibolito e gnaiss e anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM).

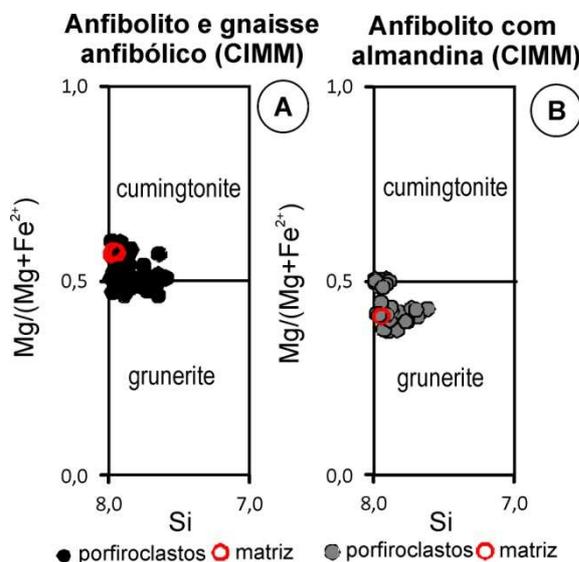


Fig. 8.14 – Projecção das anfíbolas magnésio-ferríferas monoclinicas, com $(Ca+Na)_B < 1.00$; $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Li)_B \geq 1.00$; $Li_B < 1.00$ no diagrama de Leake *et al.* (1997). A- anfibolito e gnaiss e anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM), B- anfibolito com almandina (CIMM).

As anfíbolas apresentam zonamentos e uma grande variedade composicional ao nível do cristal. Nas anfíbolas dos litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, a ferro-tschermaquite e a tschermaquite, ocorrem sistematicamente como um bordo parcial bem definido de cor verde-azulada, a envolver um núcleo misto constituído por cumingtonite, grunerite, magnésio-horneblenda e/ou ferro-horneblenda, ou um núcleo simples constituído por apenas uma destas fases (Figs. 8.15, 8.16, 8.17B).

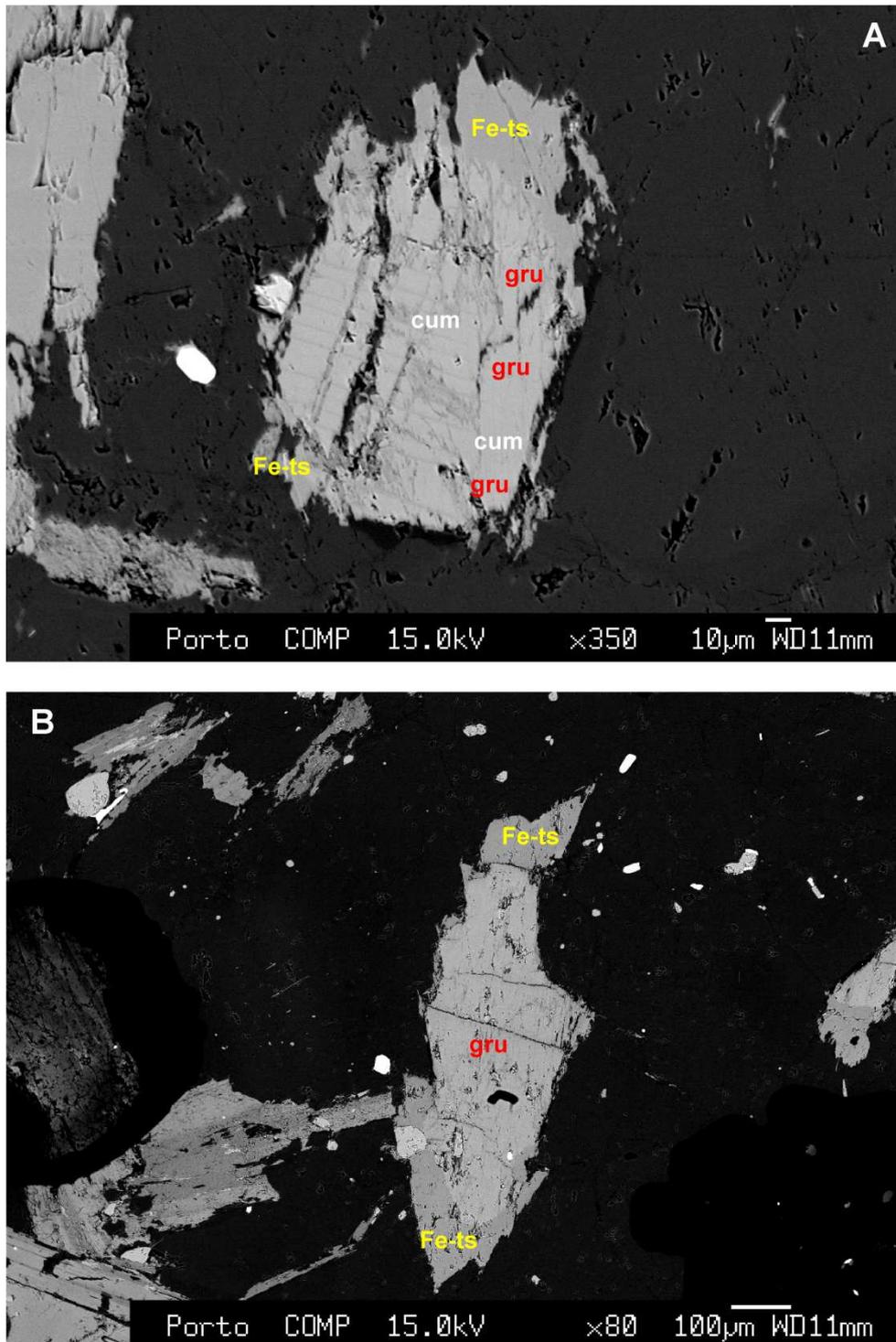


Fig. 8.15 – **A:** núcleo de anfíbola constituído por cumingtonite (cum) e grunerite (gru), rodeado parcialmente por bordo de ferro-tschermakite (Fe-ts) em amostra de anfíbolo do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM); **B:** núcleo de grunerite (gru) com bordo parcial de ferro-tschermakite (Fe-ts) em amostra de anfíbolo com almandina (CIMM). A ferro-tschermakite (Fe-ts) corresponde à zona mais escura e homogénea, nas extremidades do cristal.

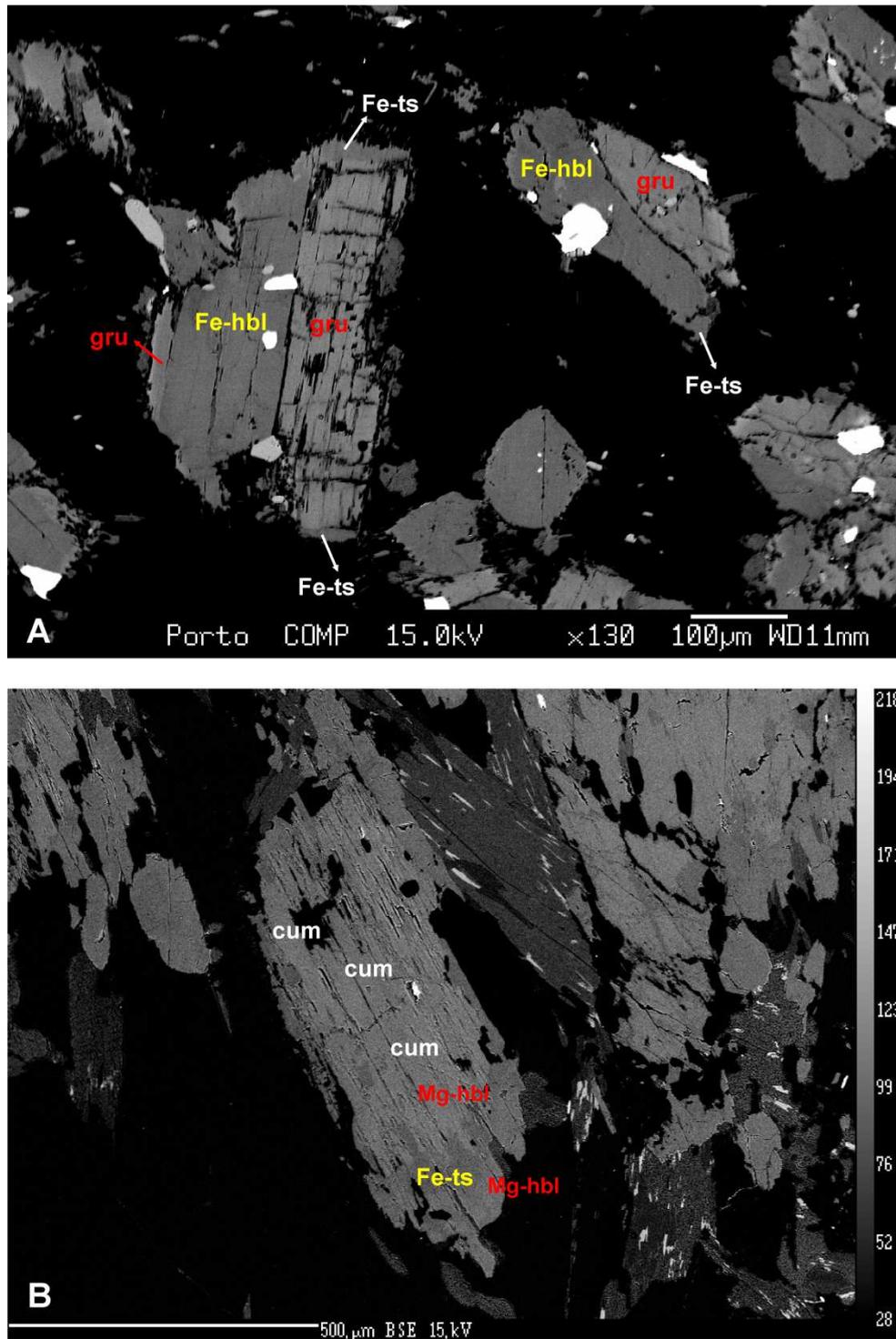


Fig. 8.16 – **A:** intercrescimento de ferro-horneblenda (Fe-hbl) e grunerite (gru) com interface paralela a (100), com bordo parcial de ferro-tschermaquite (Fe-ts) em anfibolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM); **B:** cristal de anfibola com cumingtonite (cum) na zona central, magnésio-horneblenda (Mg-hbl) na zona central envolvendo parcialmente cumingtonite e bordo e ferro-tschermaquite (Fe-ts) em amostra de anfibolito (CIMM). A ferro-tschermaquite (Fe-ts) corresponde à zona mais escura e homogénea, nas extremidades do cristal.

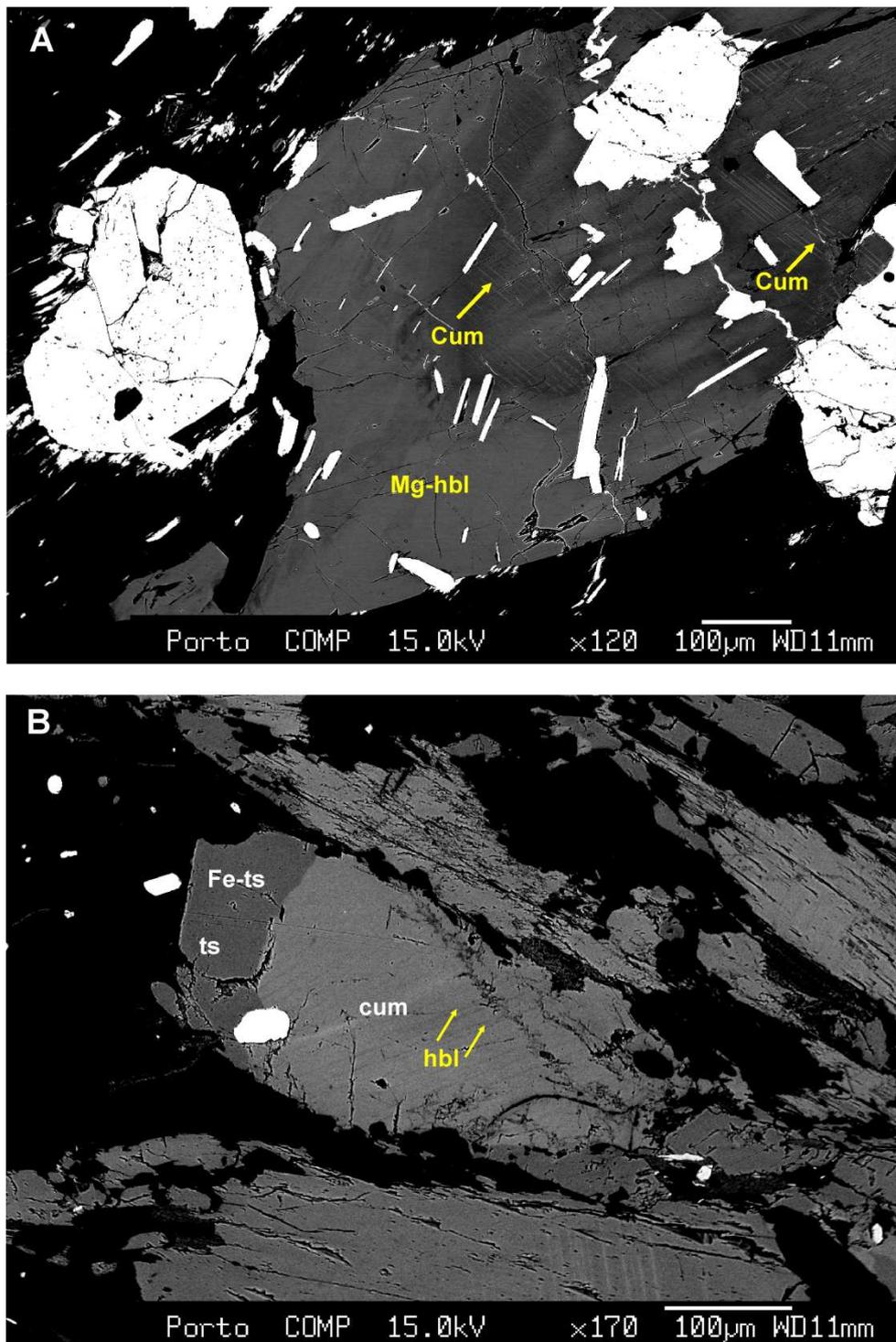


Fig. 8.17 – **A:** lamelas de exsolução de cumingtonite (cum) num cristal de magnésio-horneblenda em amostra de anfibolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM), que correspondem às zonas muito finas de cor mais clara; **B:** lamelas de exsolução de horneblenda (hbl) num núcleo de cumingtonite (cum), com bordo de ferro-tschermakite (Fe-ts) e tschermakite (ts) em amostra de anfibolito (CIMM). As lamelas correspondem às zonas muito finas de cor mais escura.

A ferro-tschermaquite e a tschermaquite, constituem sobrecrecimentos parciais (nas extremidades do cristal) ou totais (envolvendo a totalidade do cristal) por o seu contacto com o núcleo ser bem definido (e.g. Fig. 8.15B). Estes sobrecrecimentos têm uma textura homogénea e as inclusões de minerais estão geralmente restritas ao núcleo e zonas intermédias do cristal. Uma anfíbola de composição meta-estável pode servir como substrato, para a nucleação duma anfíbola tardia, que formará sobrecrecimentos totais ou parciais (Schumacher, 2007). A cumingtonite-grunerite ocorre junto com a actinolite ou hornblenda dependendo da composição da rocha e/ou do grau metamórfico das rochas em causa. Encontram-se em rochas metamórficas, desde a fácies epidotítica-anfibólica até à fácies granulítica e também em rochas ígneas. (Deer *et al.* 1997). Nas rochas que sofreram metamorfismo regional, a grunerite está frequentemente associada à faialite, hedenbergite e granada almandina. (Deer *et al.* 1992). O limite máximo para o campo de estabilidade da grunerite, determinado por Gilbert *et al.* 1982, é de 650° C (9.5 kb) (Deer *et al.* 1997). No anfibolito com almandina, a grunerite constitui núcleos rodeados por ferro-tschermaquite em associação com granada almandina, o que sugere que seja metamórfica. A capacidade das anfíbolos coexistirem em equilíbrio resulta de diferenças na sua estrutura cristalina, que suportam diferentes composições químicas. Os *gaps* de imiscibilidade entre anfíbolos cálcicos e ferro-magnesianas são bem conhecidos e documentados. No entanto, o *gap* da actinolite-hornblenda tem sido alvo de um grande e contencioso debate (Schumacher, 2007). A existência de paragénese com múltiplas anfíbolos tem sido mencionada não só em rochas metamórficas (e.g. Stout, 1971, Spear, 1982, Corvino *et al.*, 2011) como também em rochas ígneas (e.g. Antunes, 2009, Solá *et al.*, 2010, Price *et al.*, 2011). Lamelas de exsolução de anfíbola Fe-Mg em anfíbola cálcica e *vice versa* são comuns. As lamelas podem ser observadas opticamente, mas anfíbolos aparentemente homogéneas mostraram através de difracção raio-X, a existência de lamelas submacroscópicas. (Deer *et al.*, 1997). No anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas são observadas lamelas de cor mais clara em cristais de magnésio-hornblenda, que são interpretadas como lamelas de exsolução de cumingtonite (Fig. 8.17A), uma vez que a sua reduzida dimensão não permitiu análise por microsonda electrónica. Da mesma forma, também se observam lamelas escuras em cristais de cumingtonite de anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 8.17B), que são interpretadas como lamelas de exsolução de hornblenda. A sua semelhança textural é idêntica à apresentada por outros autores (e.g. Solá, 2007). Outra geração de cumingtonite observada no anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas corresponde a núcleos incolores, rodeados por ferro-tschermaquite e tschermaquite (Fig. 8.17B). A cumingtonite também aparece em conjunto com a grunerite (Fig. 8.15A) e com a magnésio-hornblenda (Fig. 8.16B). A ferro-pargasite ocorre como bordo da magnésio-hornblenda e também na matriz do

anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (Fig. 8.18) e como bordo da pargasite no anfibolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. No diagrama de Gilbert *et al.* 1982, o campo de estabilidade da ferro-pargasite encontra-se a temperaturas mais baixas do que o da pargasite, pelo que no último caso, pode resultar duma diminuição da temperatura.

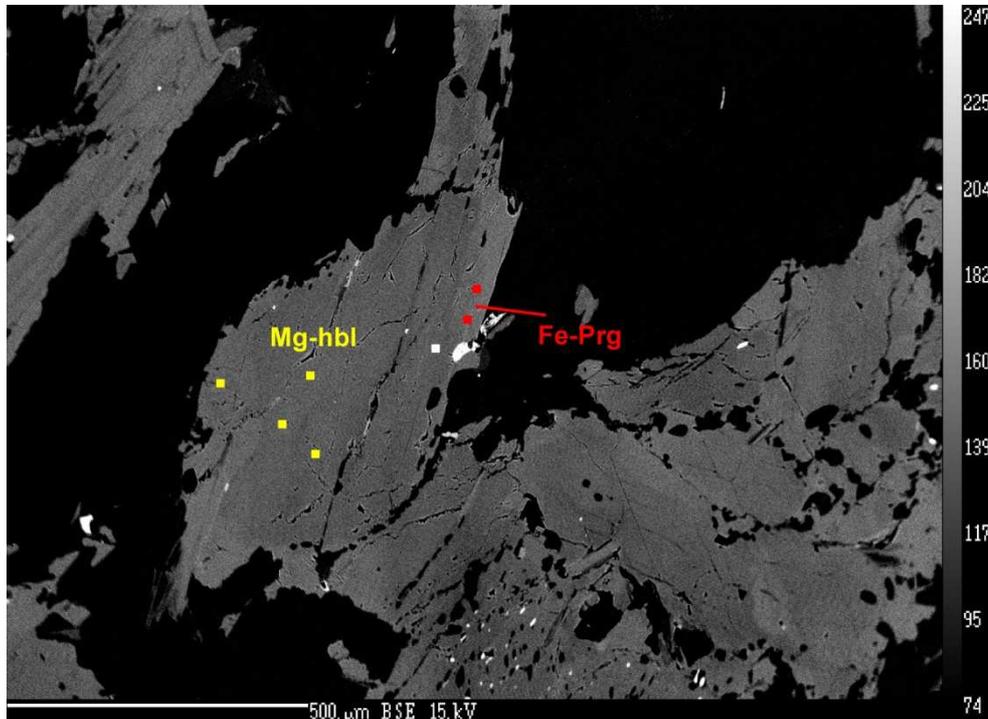


Fig. 8.18 – Cristal de magnésio-horneblenda (Mg-hbl) com bordo de ferro-pargasite (Fe-prg) que corresponde à zona mais clara em anfibolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Na maioria dos litótipos a actinolite ocorre geralmente como bordo da magnésio-horneblenda (Fig. 8.19A) e com menos frequência como pequenos “núcleos” no seio do cristal de magnésio-horneblenda (Fig. 8.19B). A interpretação mais comum é a de que actinolite é um produto de alteração (e.g. Rose & Bird, 1994, Price *et al.*, 2011) e neste caso está presente ao longo das clivagens da horneblenda (Deer *et al.*, 1997 e referências inclusas). Esta interpretação é válida para o anfibolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Contudo, para os litótipos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, dado que as amostras em causa não apresentam vestígios de alteração hidrotermal, a actinolite é interpretada como produto de metamorfismo na fácies dos xistos verdes e não de alteração, o que está de acordo com outros autores (Zbyszewski *et al.*, 1981).

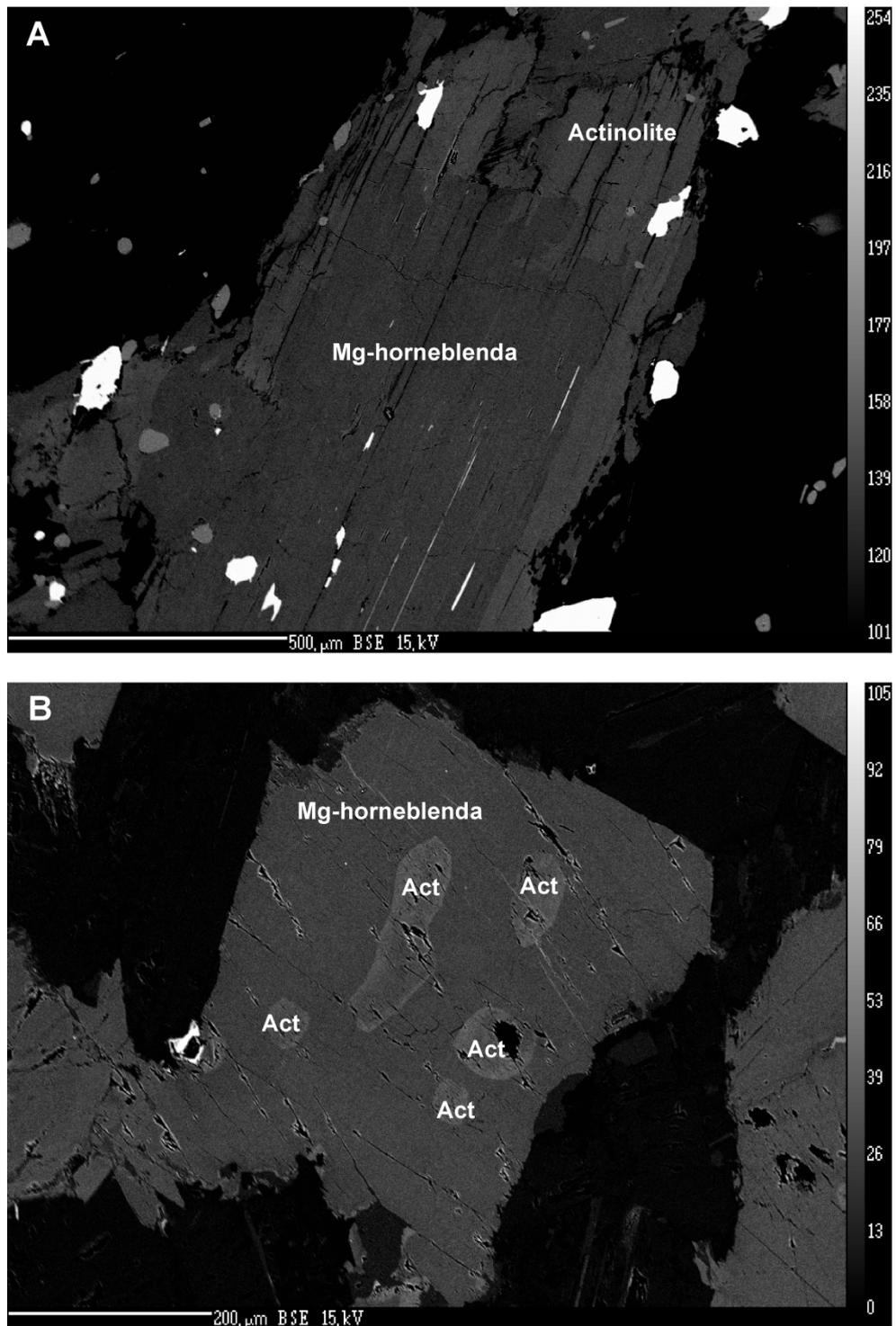


Fig. 8.19 – Actinolite no bordo dum cristal de magnésio-horneblenda (A) e no seio dum cristal de magnésio-horneblenda (B) em amostras de anfibolito do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. A actinolite corresponde à zona mais clara do cristal e a magnésio-horneblenda à zona mais escura. Act-actinolite.

8.6 Titanite

A titanite está presente no anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, nos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e no anfibolito da Série Negra. Ocorre sob a forma dispersa (em porfiroblastos e na matriz) e como bordo da ilmenite (Figs. 4.8F e 8.20). Este modo de ocorrência tem sido assinalado em rochas ígneas (Solá, 2007, Lima *et al.*, 2010) e metamórficas incluindo anfibolitos (Harlov *et al.*, 2006, René, 2008). Neste caso, a sua interpretação é de que resulta de reacções de hidratação e oxidação durante o metamorfismo na fácies anfibolítica, ou durante a sobreposição subsequente na fácies dos xistos verdes (Harlov *et al.*, 2006). A titanite que ocorre no bordo da ilmenite está em contacto com anfíbola e plagioclase (Fig. 8.20) não tendo sido observada magnetite, pelo que a reacção mais provável é de hidratação: clinopyroxena+ilmenite+quartzo+H₂O = anfíbola + titanite (Harlov *et al.*, 2006, René, 2008).

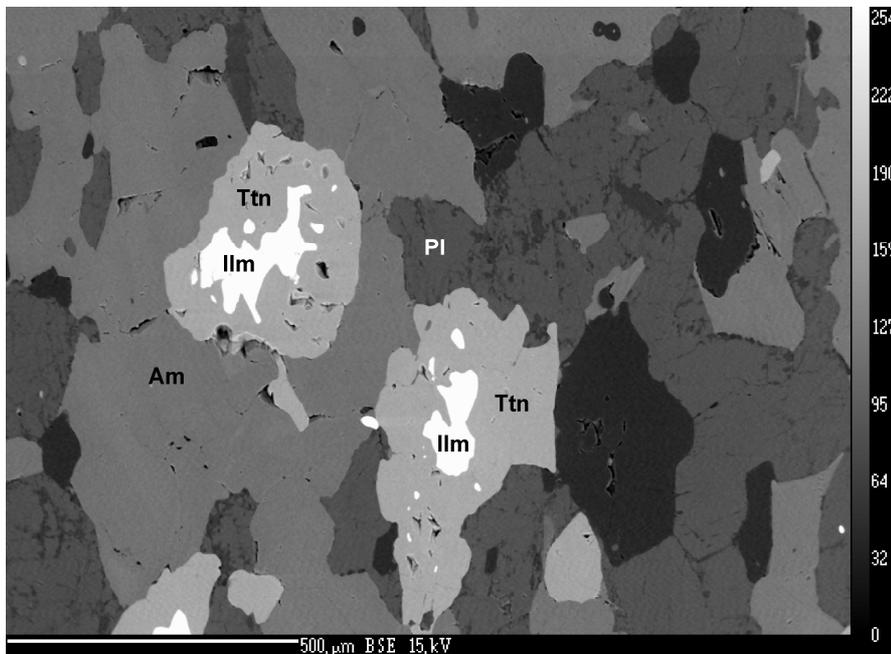


Fig. 8.20 – Imagem de BSE de anfibolito do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, onde se observa a ilmenite com bordo de titanite. Am-anfíbola, Ilm-ilmenite, Ttn-titanite.

As análises químicas médias, mínimo, máximo e desvio padrão da titanite e fórmulas estruturais encontram-se nas tabelas 8.26 e 8.27. A sua fórmula estrutural foi calculada com base em 4 Si (Deer *et al.*, 1997), todo o Fe²⁺ foi recalculado como Fe³⁺ e o OH = (Al+ Fe³⁺) – F (Franz & Spear, 1985).

As titanites em estudo são consideradas de baixo Al₂O₃ pois apresentam teores de $X_{Al}^1 < 0.25$ (0.03-0.11) (Oberti *et al.*, 1991).

¹ $X_{Al} = Al / (Al + Ti + Fe^{3+})$

Tabela 8.26 – Análises químicas médias (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das titanites do anfibolito e gnaiss anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas e do anfibolito Cabeço da Moura do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas				Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal											
	Anfibolito e gnaiss anfibólico				Anfibolito Cabeço da Moura											
	Porfiroblastos				Porfiroblastos				Matriz				Bordo ilmenite			
	N=5				N=9				N=2				N=9			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	29,50	30,59	30,24	0,45	30,07	30,76	30,42	0,21	31,05	31,12	31,09	0,05	30,57	30,95	30,74	0,14
TiO ₂	35,13	38,43	37,31	1,48	37,23	39,01	38,31	0,50	38,50	38,61	38,56	0,08	37,88	39,32	38,73	0,48
Al ₂ O ₃	1,09	1,54	1,22	0,19	0,76	1,07	0,89	0,09	0,76	0,86	0,81	0,07	0,79	1,56	1,11	0,27
Fe ₂ O ₃	0,19	0,30	0,24	0,04	0,28	0,62	0,41	0,13	0,47	0,49	0,48	0,01	0,11	0,26	0,18	0,04
MnO	0,07	0,12	0,09	0,02	0,00	0,07	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,07	0,05	0,02
MgO	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01
CaO	25,71	28,87	27,49	1,24	27,37	28,06	27,80	0,22	27,84	27,98	27,91	0,10	27,99	28,39	28,22	0,13
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01
K ₂ O	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
F	0,00	0,33	0,19	0,16	0,00	0,17	0,04	0,06	0,06	0,17	0,11	0,07	0,00	0,20	0,06	0,08
	-	-	96,82	-	-	-	97,97	-	-	-	99,06	-	-	-	99,15	-
O≡F	-	-	0,08	-	-	-	0,02	-	-	-	0,05	-	-	-	0,03	-
Total	-	-	96,75	-	-	-	97,95	-	-	-	99,01	-	-	-	99,12	-
Si	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000	0,000
Ti	3,583	3,798	3,710	0,095	3,691	3,843	3,789	0,045	3,722	3,741	3,731	0,014	3,686	3,845	3,791	0,049
Al	0,168	0,247	0,190	0,032	0,117	0,166	0,138	0,015	0,116	0,130	0,123	0,010	0,122	0,239	0,170	0,041
Fe ³⁺	0,019	0,029	0,024	0,004	0,027	0,061	0,041	0,013	0,046	0,047	0,046	0,001	0,011	0,026	0,018	0,004
Σ	-	-	3,92	-	-	-	3,97	-	-	-	3,90	-	-	-	3,98	-
Mn	0,008	0,014	0,010	0,003	0,000	0,007	0,002	0,003	0,000	0,004	0,002	0,003	0,003	0,007	0,006	0,002
Mg	0,000	0,004	0,001	0,002	0,000	0,008	0,003	0,003	0,004	0,005	0,005	0,001	0,001	0,006	0,004	0,002
Ca	3,735	4,063	3,894	0,127	3,900	3,937	3,917	0,014	3,833	3,862	3,847	0,021	3,894	3,973	3,934	0,025
Na	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,009	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,002	0,002
K	0,000	0,009	0,002	0,004	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Σ	-	-	3,91	-	-	-	3,92	-	-	-	3,85	-	-	-	3,94	-
F	0,000	0,140	0,078	0,067	0,000	0,070	0,019	0,026	0,025	0,068	0,047	0,030	0,000	0,084	0,026	0,032
OH	0,064	0,204	0,135	0,065	0,094	0,226	0,161	0,040	0,094	0,152	0,123	0,041	0,133	0,180	0,162	0,013
Σ	-	-	0,21	-	-	-	0,18	-	-	-	0,17	-	-	-	0,19	-
X _{Al}	0,04	0,06	0,05	0,01	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,06	0,04	0,01

N-nº de análises, X_{Al}=Al/(Al+Ti+Fe³⁺), - sem significado.

Tabela 8.27 – Análises químicas média (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das titanites do anfibolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e do anfibolito da Série Negra.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal												Série Negra			
	Anfibolito V.Vacas-Vila Nova												Anfibolito			
	Porfiroblastos				Matriz				Bordo ilmenite				Bordo ilmenite			
	N=7				N=2				N=2				N=3			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	30,10	30,69	30,41	0,20	30,21	30,34	30,27	0,09	30,42	30,43	30,43	0,01	31,79	32,13	31,91	0,19
TiO ₂	36,82	38,61	37,79	0,68	36,02	37,12	36,57	0,77	37,11	37,58	37,34	0,33	35,13	38,55	36,83	1,71
Al ₂ O ₃	0,91	1,40	1,13	0,21	1,48	1,60	1,54	0,09	1,58	1,61	1,59	0,02	1,32	2,74	2,02	0,71
Fe ₂ O ₃	0,18	0,37	0,25	0,08	0,33	0,37	0,35	0,03	0,22	0,26	0,24	0,03	0,58	0,88	0,75	0,15
MnO	0,00	0,07	0,04	0,03	0,01	0,05	0,03	0,03	0,04	0,06	0,05	0,01	0,00	0,07	0,03	0,04
MgO	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,14	0,11	0,04
CaO	27,57	28,53	28,08	0,32	27,27	28,39	27,83	0,79	28,34	28,37	28,36	0,02	27,82	28,05	27,92	0,12
Na ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,02
F	0,00	0,28	0,09	0,10	0,33	0,40	0,36	0,05	0,00	0,18	0,09	0,13	0,00	0,20	0,11	0,10
	-	-	97,84	-	-	-	97,01	-	-	-	98,14	-	-	-	99,80	-
O≡F	-	-	0,04	-	-	-	0,15	-	-	-	0,04	-	-	-	0,05	-
Total	-	-	97,80	-	-	-	96,86	-	-	-	98,10	-	-	-	99,75	-
Si	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000	0,000
Ti	3,680	3,807	3,739	0,049	3,587	3,681	3,634	0,066	3,669	3,716	3,692	0,033	3,289	3,648	3,473	0,180
Al	0,140	0,219	0,176	0,032	0,231	0,249	0,240	0,013	0,244	0,249	0,247	0,003	0,196	0,403	0,298	0,103
Fe ³⁺	0,017	0,036	0,025	0,008	0,033	0,037	0,035	0,003	0,021	0,026	0,024	0,003	0,055	0,082	0,071	0,014
Σ	-	-	3,940	-	-	-	3,909	-	-	-	3,963	-	-	-	3,841	-
Mn	0,000	0,008	0,004	0,003	0,001	0,006	0,003	0,004	0,004	0,007	0,005	0,002	0,000	0,008	0,004	0,004
Mg	0,000	0,005	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002	0,004	0,003	0,002	0,012	0,027	0,021	0,008
Ca	3,873	4,061	3,958	0,067	3,851	4,026	3,939	0,124	3,991	3,996	3,994	0,004	3,741	3,760	3,749	0,010
Na	0,000	0,006	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,011	0,005	0,005
K	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,003	0,003
Σ	-	-	3,95	-	-	-	3,94	-	-	-	4,00	-	-	-	3,78	-
F	0,000	0,116	0,038	0,042	0,136	0,167	0,151	0,022	0,000	0,074	0,037	0,052	0,000	0,080	0,045	0,041
OH	0,055	0,251	0,162	0,062	0,097	0,151	0,124	0,038	0,197	0,270	0,234	0,052	0,269	0,430	0,323	0,092
Σ	-	-	0,20	-	-	-	0,28	-	-	-	0,27	-	-	-	0,37	-
X _{Al}	0,04	0,06	0,04	0,01	0,06	0,06	0,06	0,00	0,06	0,06	0,06	0,00	0,05	0,11	0,08	0,03

N-nº de análises, X_{Al}=Al/(Al+Ti+Fe³⁺), - sem significado.

O Ti correlaciona-se negativamente com $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ (Fig. 8.21), indicando a seguinte substituição química: $\text{Ti}+\text{O} \leftrightarrow (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$ (e.g. Franz & Spear, 1985).

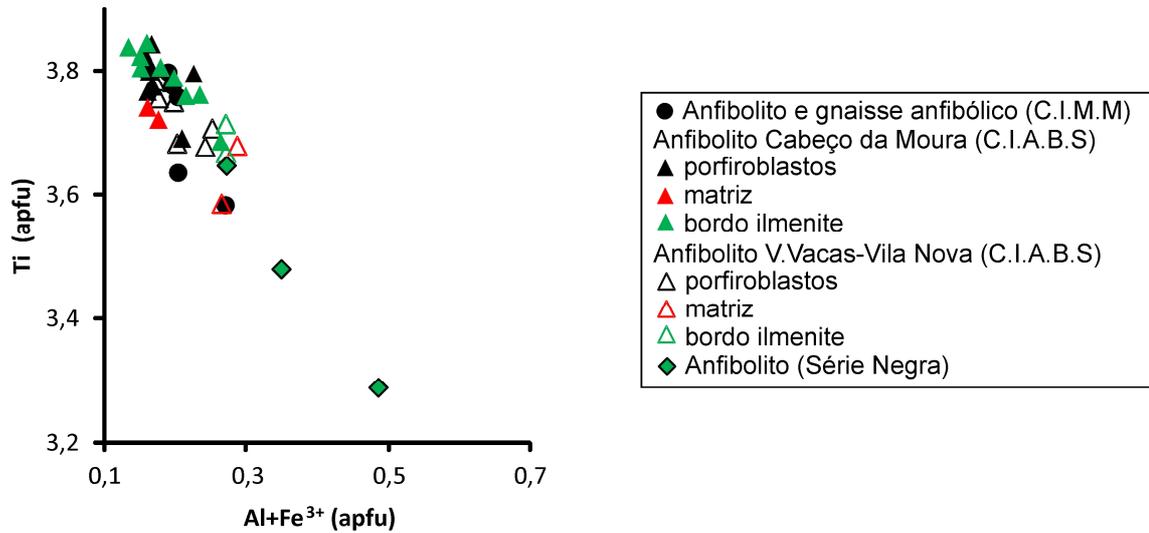


Fig. 8.21 – Correlação inversa entre $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ (apfu) e o Ti (apfu) que representa a substituição química $\text{Ti}+\text{O} \leftrightarrow (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}) + (\text{OH}, \text{F})$ (e.g. Franz & Spear, 1985).

A titanite secundária tem sido assinalada como ocorrendo em veios de pequenos agregados na biotite, em agregados finos substituindo este mineral (Broska et al., 2007) e nos planos de clivagem de biotite cloritizada (Morad et al., 2009). Nenhum destes modos de ocorrência foi observado nas titanites em estudo. A titanite secundária apresenta enriquecimento em Al e Fe (Morad et al., 2009) e quantidades significativas de F (Gieré, 1992), o que também é observado por Enami et al., 1993. À semelhança deste autor, projectaram-se composições de titanites estudadas num diagrama $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ versus F (Fig. 8.22) e verifica-se que a quase totalidade das composições se projecta fora deste campo, pelo que não podem tratar-se de titanites secundárias. Portanto, serão titanites primárias.

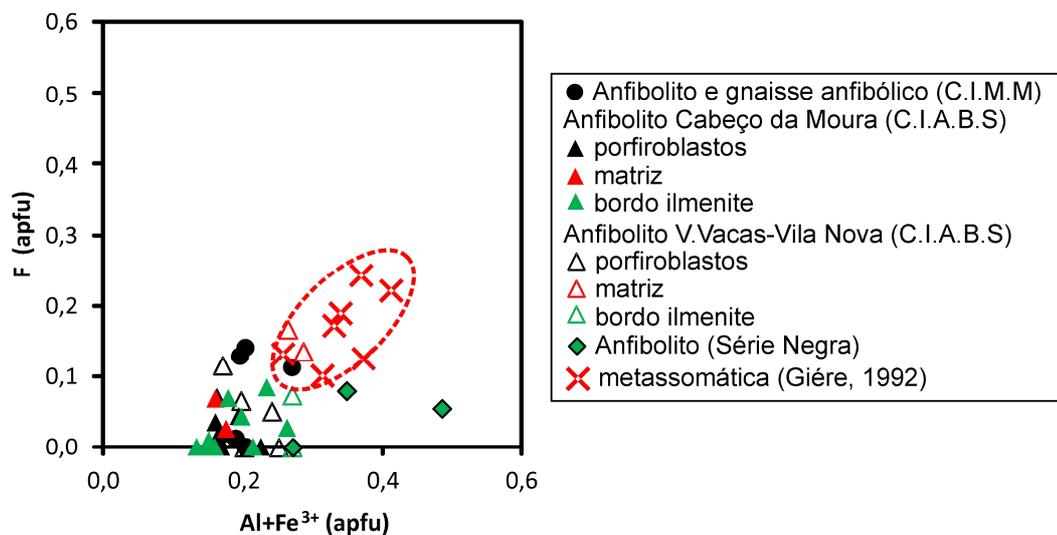


Fig. 8.22 – Diagrama F versus $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$, onde foram projectadas as composições de titanite metassomática (Giére, 1992), para comparação.

O teor de Fe^{3+} atinge valor mais elevado na titanite dos porfiroblastos do anfibolito Cabeço da Moura, do que na titanite da matriz e do bordo da ilmenite. Os teores de Ti, Al, Ca e F são mais elevados na titanite do bordo da ilmenite do que nos porfiroblastos e matriz da titanite do anfibolito Cabeço da Moura. O teor de Mn da titanite desta rocha é idêntico nos porfiroblastos e bordo da ilmenite, onde atinge o valor máximo. (Tabela 8.26).

Os teores de Ti e Ca atingem valores mais elevados nos porfiroblastos de titanite do anfibolito V.Vacas-Vila Nova do que na titanite da matriz e bordo de ilmenite. Os teores de F atingem valores mais elevados na titanite da matriz do anfibolito V.Vacas-Vila Nova do que nos porfiroblastos e bordo de ilmenite. (Tabela 8.27).

Não há uma distinção nítida entre a composição da titanite dos porfiroblastos e da matriz respectiva de cada rocha, o que indica que houve reequilíbrio da titanite.

Quando se comparam os teores dos elementos na titanite dos diferentes litótipos, constata-se que os teores mais elevados de Fe^{3+} e Mg são observados na titanite do bordo da ilmenite do anfibolito da Série Negra. O teor mais elevado de Ti encontra-se na titanite do bordo da ilmenite do anfibolito Cabeço da Moura. Os teores de Mn e Ca atingem valores mais elevados na titanite dos porfiroblastos do anfibolito e gnaisse anfibólico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas, enquanto o teor mais elevado de F se observa na titanite da matriz do anfibolito V.Vacas-Vila Nova do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (Tabelas 8.26 e 8.27).

8.7 Piroxena

A piroxena ocorre nos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. As análises químicas médias, valores mínimos, máximos e desvio padrão das piroxenas encontram-se na tabela 8.28. A fórmula estrutural foi calculada com base em 6 oxigénios.

Tabela 8.28 – Análises químicas médias (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das piroxenas dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. Wo-volastonite, En-enstatite, Fs-ferrossilite.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal															
	Anfibolito (Cabeço da Moura)												Anfibolito (Vale das Vacas-Vila Nova)			
	Diópsido				Hedembergite				Augite				Diópsido			
	N=28				N=16				N=12				N=17			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	51,03	53,73	52,18	0,92	50,17	51,84	51,06	0,52	47,20	52,70	48,09	1,51	51,38	53,02	52,57	0,45
TiO ₂	0,05	0,35	0,20	0,08	0,06	0,24	0,13	0,04	0,36	1,97	1,56	0,50	0,00	0,27	0,09	0,06
Al ₂ O ₃	0,61	2,12	1,37	0,43	0,64	2,20	1,17	0,46	2,74	9,60	8,83	1,93	0,48	1,72	0,89	0,36
FeO	8,14	11,50	9,92	0,93	14,96	17,02	16,23	0,64	12,53	16,85	16,19	1,20	8,63	12,65	9,61	1,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,12	0,05	0,03	0,00	0,07	0,02	0,02	0,00	0,11	0,04	0,04	0,00	0,14	0,04	0,04
MnO	0,19	0,46	0,33	0,07	0,33	0,49	0,40	0,04	0,19	0,32	0,24	0,04	0,18	0,37	0,27	0,05
MgO	11,80	13,18	12,49	0,44	7,50	8,97	8,16	0,51	10,48	11,94	10,80	0,38	10,16	12,94	12,24	0,74
CaO	21,79	23,28	22,73	0,46	21,52	23,48	22,64	0,49	11,08	18,99	12,05	2,20	22,94	24,62	24,05	0,40
Na ₂ O	0,20	0,32	0,26	0,03	0,18	0,40	0,25	0,06	0,43	1,61	1,39	0,32	0,15	0,29	0,22	0,04
K ₂ O	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02	0,02	0,01	0,52	0,44	0,14	0,00	0,02	0,00	0,01
Total	–	–	99,55	–	–	–	100,06	–	–	–	99,63	–	–	–	99,97	–
Si	1,932	2,021	1,968	0,029	1,943	1,998	1,976	0,017	1,790	1,990	1,820	0,055	1,954	1,998	1,976	0,011
Al ^{IV}	0,000	0,068	0,034	0,027	0,002	0,057	0,024	0,017	0,010	0,210	0,180	0,055	0,002	0,046	0,024	0,011
Fe ³⁺	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
ΣT	–	–	2,00	–	–	–	2,00	–	–	–	2,00	–	–	–	2,00	–
Al ^{VI}	0,003	0,063	0,027	0,015	0,007	0,064	0,029	0,017	0,112	0,234	0,214	0,033	0,002	0,070	0,015	0,016
Ti	0,001	0,010	0,006	0,002	0,002	0,007	0,004	0,001	0,010	0,056	0,045	0,014	0,000	0,008	0,002	0,002
Fe ³⁺	0,000	0,055	0,024	0,021	0,000	0,063	0,014	0,023	0,000	0,024	0,009	0,009	0,000	0,043	0,022	0,011
Fe ²⁺	0,181	0,301	0,239	0,030	0,425	0,527	0,482	0,036	0,100	0,206	0,122	0,028	0,238	0,359	0,273	0,031
Cr	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001
Mg	0,662	0,744	0,702	0,024	0,436	0,512	0,471	0,027	0,591	0,672	0,609	0,021	0,576	0,722	0,686	0,039
ΣM1	–	–	1,00	–	–	–	1,00	–	–	–	1,00	–	–	–	1,00	–
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⁺	0,030	0,083	0,050	0,016	0,000	0,069	0,029	0,018	0,190	0,412	0,381	0,061	0,000	0,040	0,008	0,012
Mn	0,006	0,015	0,011	0,002	0,011	0,016	0,013	0,001	0,006	0,010	0,008	0,001	0,006	0,012	0,009	0,002
Ca	0,884	0,937	0,919	0,017	0,891	0,977	0,939	0,022	0,450	0,768	0,488	0,088	0,932	0,986	0,969	0,013
Na	0,015	0,024	0,019	0,002	0,014	0,030	0,019	0,004	0,031	0,119	0,102	0,024	0,011	0,021	0,016	0,003
K	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,025	0,021	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000
ΣM2	–	–	1,00	–	–	–	1,00	–	–	–	1,00	–	–	–	1,00	–
Wo (mol. %)	45,7	48,8	47,2	0,8	46,7	49,7	48,2	0,7	28,4	41,6	30,0	3,7	48,2	49,9	49,3	0,5
En (mol %)	34,1	38,0	36,1	1,2	22,5	26,5	24,2	1,4	36,4	38,3	37,7	0,6	29,4	36,4	34,9	1,9
Fs (mol %)	13,6	19,3	16,6	1,6	25,1	29,3	27,6	1,2	22,0	33,7	32,3	3,3	14,0	20,9	15,8	1,7
X _{Mg}	0,65	0,74	0,71	0,03	0,44	0,53	0,48	0,03	0,53	0,63	0,55	0,03	0,62	0,75	0,71	0,03

N–nº de análises, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

As piroxenas dos anfibolitos encontram-se projectadas no diagrama classificativo de Morimoto *et al.* (1988) (Fig. 8.23). O anfibolito Cabeço da Moura contém diópsido, hedembergite e augite e o anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova contém apenas diópsido.

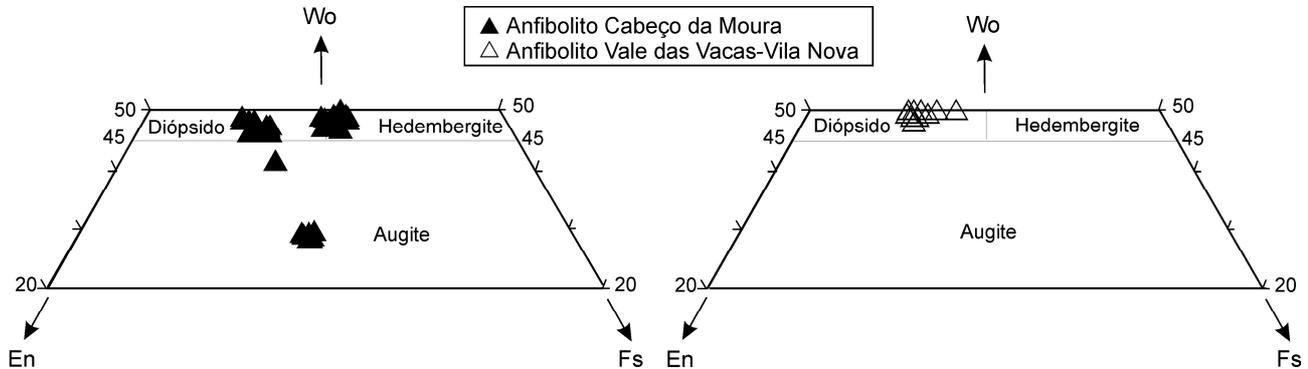


Fig. 8.23 – Projecção das piroxenas dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, no diagrama Wo-En-Fs de Morimoto *et al.* (1988). Wo-volastonite, En-enstatite, Fs-ferrossilite.

Os teores de Si, Ti, Fe^{3+} e Mg de M1, Fe^{2+} , Mn e Na de M2 do diópsido do anfibolito Cabeço da Moura atingem valores mais elevados do que no diópsido do anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova (tabela 8.28, Fig.8.24) Por outro lado, os valores de Al^{VI} e Fe^{2+} de M1 do diópsido do anfibolito Vale das Vacas-Vila Nova atingem valores mais elevados e os de Ca são geralmente maiores do que no diópsido do anfibolito Cabeço da Moura (tabela 8.28, Fig.8.24).

Os teores de Si e Mg de M1 atingem valores mais elevados no diópsido do anfibolito Cabeço da Moura, enquanto os teores de Fe^{3+} e Fe^{2+} de M1 são mais elevados na hedembergite (tabela 8.28). A augite apresenta os teores mais elevados de Al^{VI} e Ti. X_{Mg} apresenta os maiores valores nos diópsidos.

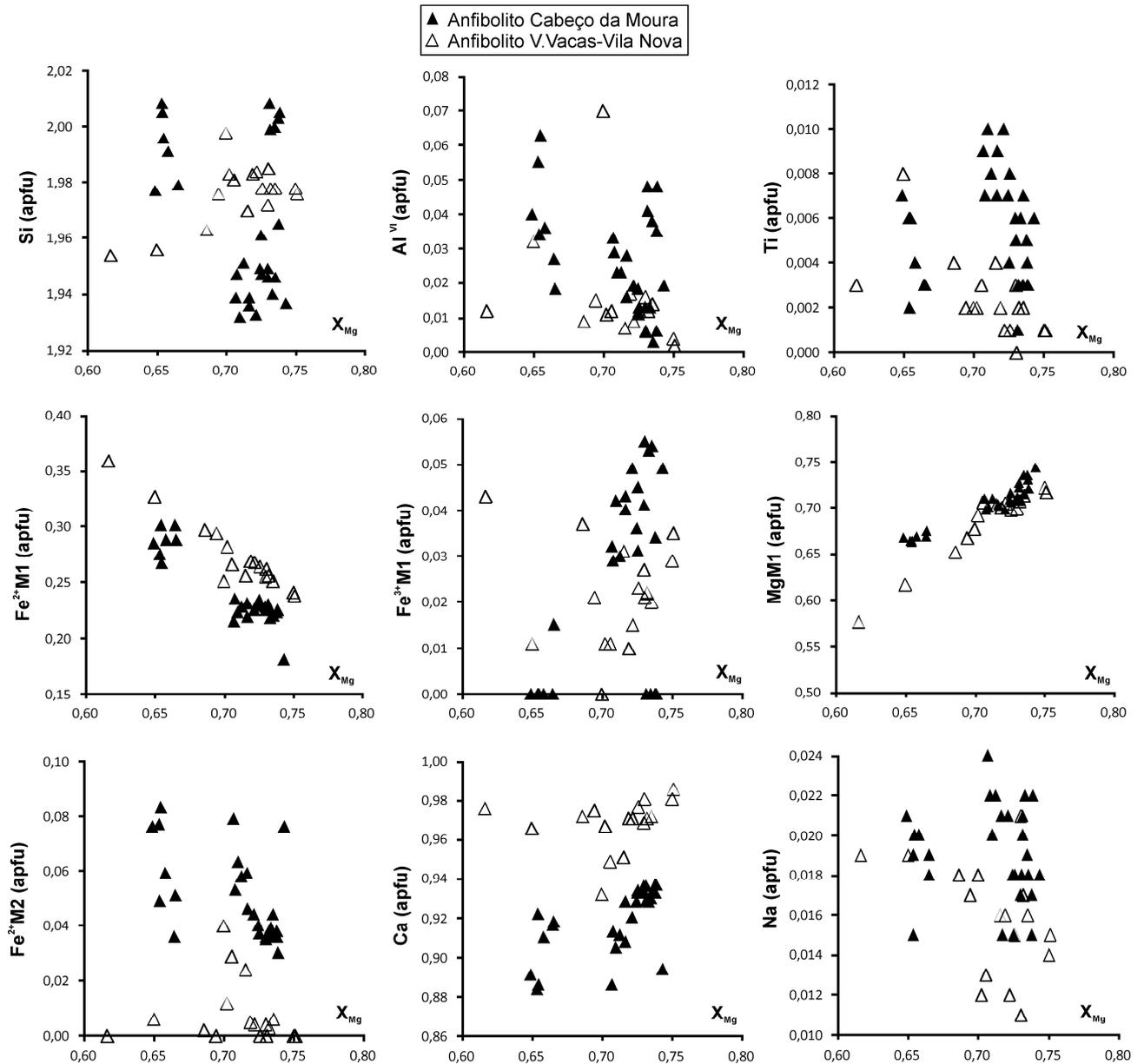


Fig. 8.24 – Diagramas de vários elementos (apfu) versus X_{Mg} do diópsido dos anfibolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

8.8 Granada

A granada ocorre nos ortogneisses Souto-V.Vacas e Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e no protomilonito trondjemítico e anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. As análises químicas médias, mínimo, máximo e desvio padrão da granada encontram-se nas tabelas 8.29 e 8.30. A sua fórmula estrutural foi calculada com base em 12 oxigénios (Rickwood, 1968; Grew *et al.*, 2013) e a razão Fe^{2+}/Fe^{3+} assumindo ocupação total da posição (e.g. Xia *et al.*, 2012).

A granada é almandina em todos os litótipos e apresenta a seguinte composição: $Alm_{63-68}Sps_{14-21}Prp_{8-11}Grs_{4-8}Adr_{0-1}$ no ortogneisse Souto-V.Vacas, $Alm_{76-79}Prp_{10-14}Sps_{6-11}Grs_{1-3}Adr_{0-2}$ no ortogneisse de Olalhas, $Alm_{70-87}Prp_{6-16}Grs_{0-13}Sps_{2-8}Adr_{0-4}$ no protomilonito trondjemítico e $Alm_{67-75}Prp_{6-15}Grs_{6-14}Sps_{3-6}Adr_{0-6}$ no anfibolito com almandina (tabelas 8.29 e 8.30).

Quando se comparam os teores dos membros finais da granada dos diferentes litótipos, verifica-se: que os teores de almandina e piropo atingem valores mais elevados na granada dos porfiroclastos do protomilonito trondjemítico; os teores de espessartina atingem valores mais elevados na granada dos porfiroclastos Souto-V.Vacas; os teores de grossulária atingem valores mais elevados na granada da matriz do anfibolito com almandina, enquanto os teores de andradite e X_{Mg} atingem valores mais elevados nos porfiroclastos desta rocha; os teores de uvarovite atingem valores mais elevados na granada da matriz do ortogneisse Souto-V.Vacas (tabelas 8.29 e 8.30, figs. 8.25 a 8.27).

Os teores de grossulária e espessartina, atingem valores mais elevados na granada dos porfiroclastos do ortogneisse Souto-V.Vacas do que na granada da matriz (tabela 8.29, Fig. 8.27).

Os teores de andradite, grossulária, piropo e espessartina, atingem valores mais elevados na granada dos porfiroclastos do protomilonito trondjemítico do que na granada da matriz (tabela 8.30, Fig. 8.27).

Os teores de almandina, andradite e piropo, atingem valores mais elevados na granada dos porfiroclastos do anfibolito com almandina do que na matriz, enquanto os teores de grossulária e espessartina atingem valores mais elevados na matriz desta rocha (tabela 8.30, Fig. 8.27).

Não há uma distinção nítida entre a composição dos porfiroclastos da granada e a composição da granada da matriz da mesma rocha (tabelas 8.29, 8.30 e Figs. 8.26, 8.27), sugerindo reequilíbrio da granada devido a processos de difusão.

Tabela 8.29 – Análises químicas média (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das granadas dos ortogneisses Souto-V.Vacas e Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal											
	Ortognaisse Souto-V.Vacas								Ortognaisse de Olalhas			
	Porfiroclastos				Matriz				Porfiroclastos			
			N=8				N=4				N=11	
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	36,99	37,36	37,20	0,13	36,80	37,25	37,11	0,21	35,80	36,74	36,29	0,36
TiO ₂	0,06	0,13	0,09	0,02	0,07	0,14	0,10	0,04	0,00	0,05	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	20,58	21,10	20,76	0,16	20,60	20,86	20,70	0,11	20,71	22,17	21,51	0,59
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,03	0,03	0,02	0,09	0,06	0,03	0,00	0,07	0,02	0,03
Fe ₂ O ₃	0,00	0,25	0,11	0,09	0,00	0,24	0,15	0,11	0,00	0,50	0,11	0,19
FeO	27,88	29,80	29,34	0,65	29,09	29,93	29,50	0,36	33,76	34,96	34,21	0,36
MnO	6,13	8,90	7,18	0,97	7,04	7,46	7,22	0,19	2,35	4,60	3,73	0,71
MgO	1,93	2,71	2,45	0,24	2,39	2,56	2,48	0,09	2,44	3,36	2,78	0,33
NiO	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,09	0,03	0,03
ZnO	0,00	0,09	0,05	0,04	0,00	0,07	0,02	0,04	0,00	0,13	0,06	0,05
CaO	2,12	2,94	2,53	0,31	1,83	2,71	2,34	0,39	0,75	1,62	0,93	0,24
Total	–	–	99,77	–	–	–	99,70	–	–	–	99,70	–
Si	2,999	3,021	3,007	0,007	2,995	3,010	3,004	0,007	2,909	2,981	2,943	0,033
Al ^{IV}	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,003	0,019	0,091	0,057	0,033
ΣZ	–	–	3,01	–	–	–	3,01	–	–	–	3,00	–
Al ^{VI}	1,962	2,002	1,978	0,012	1,966	1,987	1,975	0,010	1,964	2,027	2,003	0,023
Ti	0,004	0,008	0,005	0,001	0,004	0,008	0,006	0,002	0,000	0,003	0,001	0,001
Cr	0,000	0,005	0,002	0,002	0,001	0,006	0,004	0,002	0,000	0,005	0,001	0,002
Fe ³⁺	0,000	0,016	0,007	0,005	0,000	0,015	0,009	0,007	0,000	0,031	0,007	0,012
ΣY	–	–	1,99	–	–	–	1,99	–	–	–	2,01	–
Fe ²⁺	1,892	2,021	1,984	0,042	1,969	2,037	1,998	0,030	2,306	2,368	2,336	0,019
Mn	0,418	0,612	0,492	0,067	0,481	0,514	0,495	0,015	0,161	0,318	0,256	0,049
Mg	0,234	0,326	0,295	0,029	0,289	0,308	0,299	0,010	0,295	0,405	0,336	0,039
Ni	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,006	0,002	0,002
Zn	0,000	0,005	0,003	0,002	0,000	0,004	0,001	0,002	0,000	0,008	0,004	0,003
Ca	0,184	0,255	0,219	0,027	0,160	0,235	0,203	0,033	0,065	0,141	0,081	0,021
ΣX	–	–	2,99	–	–	–	3,00	–	–	–	3,02	–
Alm (%)	62,9	67,5	66,2	1,52	65,5	67,8	66,6	1,0	76,3	78,5	77,1	0,7
Adr (%)	0,00	0,8	0,4	0,26	0,00	0,7	0,5	0,4	0,0	1,6	0,3	0,6
Grs (%)	5,5	8,2	6,9	0,96	4,5	7,2	6,2	1,2	1,1	3,2	2,4	0,6
Prp (%)	7,9	10,9	9,9	0,97	9,7	10,3	10,0	0,3	9,9	13,9	11,4	1,4
Sps (%)	14,0	20,6	16,5	2,28	16,2	17,2	16,6	0,5	5,5	10,7	8,7	1,7
Uv (%)	0,00	0,3	0,1	0,10	0,1	0,3	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1
X _{Mg}	0,11	0,14	0,13	0,01	0,13	0,13	0,13	0,00	0,11	0,15	0,13	0,01

N-nº de análises, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

Tabela 8.30 – Análises químicas média (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais das granadas do protomilonito trondjemítico e do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas															
	Protomilonito trondjemítico								Anfibolito com almandina							
	Porfiroclastos				Matriz				Porfiroclastos				Matriz			
	N=64				N=18				N=66				N=5			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	35,96	37,93	36,97	0,40	36,32	37,67	36,84	0,33	35,81	38,17	36,87	0,56	37,05	37,33	37,20	0,10
TiO ₂	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,20	0,09	0,05	0,00	0,09	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	20,07	21,14	20,50	0,18	20,23	20,67	20,47	0,12	19,74	21,27	20,31	0,26	20,67	20,80	20,73	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,07	0,02	0,02	0,00	0,06	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	0,00	1,28	0,57	0,34	0,00	0,87	0,49	0,22	0,14	1,98	1,14	0,35	0,40	0,90	0,63	0,20
FeO	31,61	38,55	36,19	1,41	35,55	38,37	37,09	0,88	30,25	33,93	32,49	0,87	30,83	31,26	31,09	0,18
MnO	0,73	3,41	1,69	0,70	0,95	3,10	1,83	0,76	1,19	2,40	1,93	0,18	2,37	2,62	2,48	0,10
MgO	1,54	4,05	2,78	0,56	2,06	2,77	2,31	0,21	1,39	3,65	2,55	0,49	2,51	2,63	2,58	0,06
NiO	0,00	0,14	0,02	0,03	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,07	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01
ZnO	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,14	0,02	0,04	0,00	0,09	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,63	5,67	1,18	0,98	0,64	1,46	0,87	0,24	4,16	5,14	4,59	0,24	5,18	5,34	5,24	0,07
Total	–	–	99,92	–	–	–	99,94	–	–	–	99,99	–	–	–	100,02	–
Si	2,932	3,050	2,998	0,024	2,971	3,048	2,999	0,019	2,920	3,042	2,977	0,026	2,974	3,001	2,987	0,012
Al ^{IV}	0,000	0,068	0,011	0,016	0,000	0,029	0,008	0,010	0,000	0,080	0,026	0,023	0,000	0,026	0,013	0,012
ΣZ	–	–	3,01	–	–	–	3,01	–	–	–	3,00	–	–	–	3,00	–
Al ^{VI}	1,908	2,012	1,951	0,022	1,931	1,976	1,958	0,013	1,853	1,990	1,913	0,023	1,935	1,971	1,953	0,015
Ti	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,012	0,006	0,003	0,000	0,006	0,003	0,002
Cr	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,000	0,079	0,034	0,021	0,000	0,053	0,030	0,013	0,009	0,121	0,070	0,022	0,024	0,054	0,038	0,012
ΣY	–	–	1,99	–	–	–	1,99	–	–	–	1,99	–	–	–	1,99	–
Fe ²⁺	2,152	2,624	2,455	0,100	2,418	2,617	2,525	0,065	2,023	2,307	2,195	0,073	2,076	2,095	2,088	0,009
Mn	0,050	0,236	0,116	0,048	0,065	0,214	0,126	0,052	0,081	0,166	0,132	0,012	0,162	0,178	0,168	0,007
Mg	0,187	0,487	0,336	0,066	0,248	0,337	0,280	0,025	0,169	0,434	0,306	0,057	0,301	0,314	0,309	0,007
Ni	0,000	0,009	0,002	0,002	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001
Zn	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000	0,008	0,001	0,002	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,054	0,494	0,103	0,086	0,055	0,127	0,076	0,021	0,361	0,442	0,397	0,019	0,446	0,461	0,451	0,006
ΣX	–	–	3,01	–	–	–	3,01	–	–	–	3,03	–	–	–	3,02	–
Alm (%)	70,1	87,0	81,4	3,7	80,3	86,8	83,8	2,1	66,6	75,4	71,8	2,1	68,7	69,1	68,9	0,2
Adr (%)	0,0	3,5	1,7	1,0	0,0	2,6	1,5	0,7	0,4	6,2	3,5	1,1	1,2	2,7	1,9	0,6
Grs (%)	0,0	13,3	1,8	2,6	0,0	2,9	1,0	0,9	6,4	13,4	9,8	1,5	12,4	13,9	13,2	0,6
Prp (%)	6,3	16,4	11,3	2,2	8,4	11,3	9,4	0,9	5,7	14,6	10,3	1,9	10,1	10,6	10,3	0,2
Sps (%)	1,7	8,0	3,9	1,6	2,2	7,2	4,3	1,8	2,7	5,6	4,5	0,4	5,4	6,0	5,7	0,2
Uv (%)	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0
X _{Mg}	0,08	0,17	0,12	0,02	0,09	0,12	0,10	0,01	0,07	0,18	0,12	0,02	0,13	0,13	0,13	0,00

N-nº de análises, X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

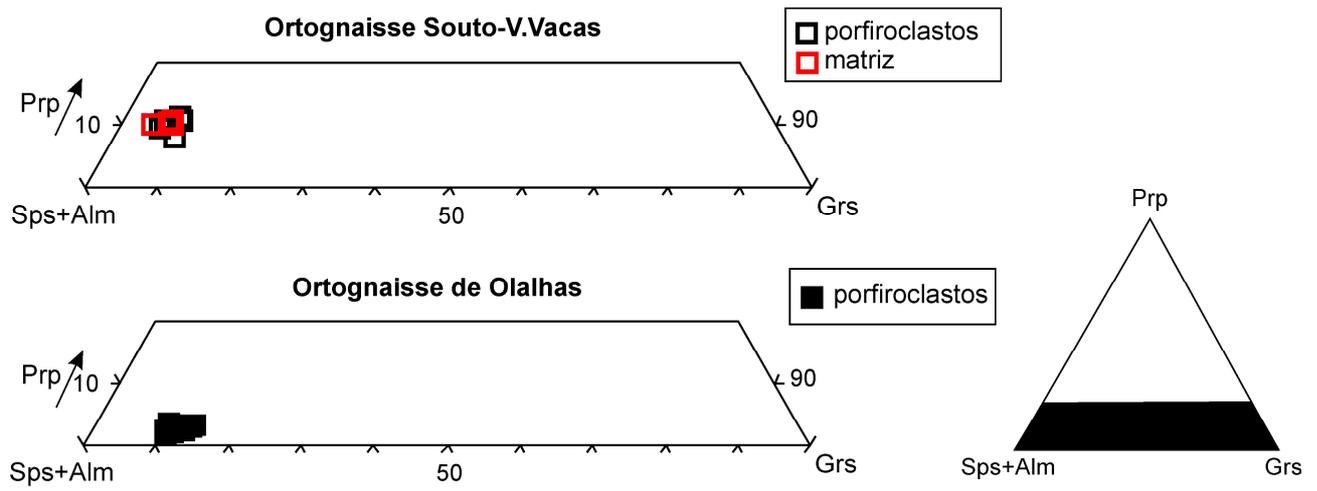


Fig. 8.25 – Diagramas ternários mostrando as composições moleculares (Xia *et al.*, 2012) da granada dos ortogneisses Souto-V.Vacas e Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal.

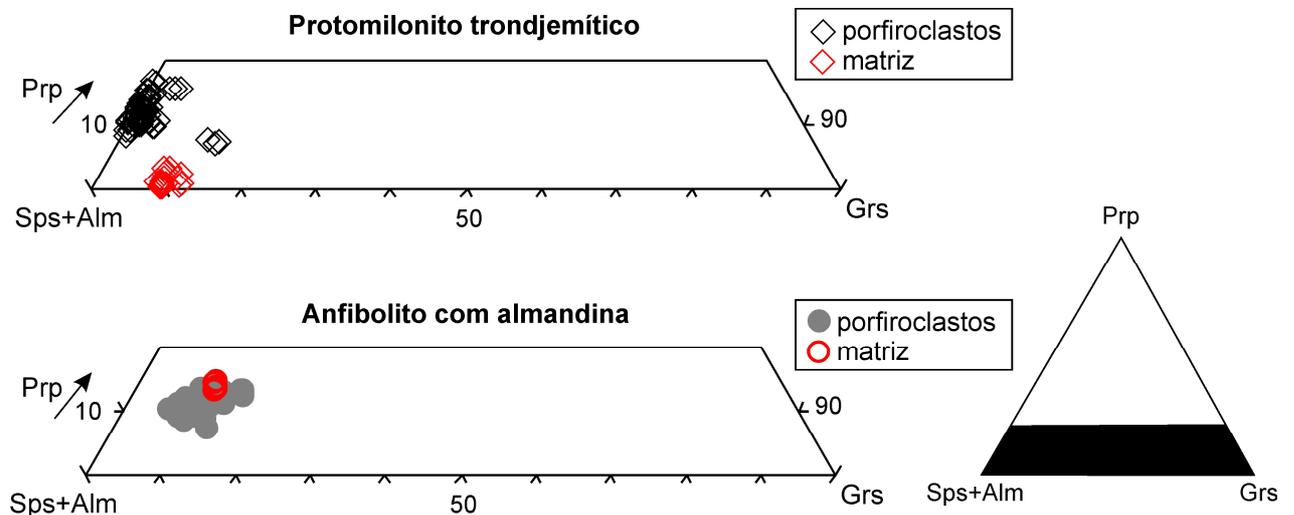


Fig. 8.26 – Diagramas ternários mostrando as composições moleculares (Xia *et al.*, 2012) da granada do protomilonito trondjemítico e anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Em geral têm sido descritos dois tipos de zonamento nas granadas de composição almandina. O mais frequente corresponde a um enriquecimento em espessartina e grossulária no núcleo e um enriquecimento em almandina e piropo no bordo (Yardley, 1977). Este tipo de zonamento é geralmente atribuído à fraccionação durante o crescimento e encontra-se em rochas de grau moderado a baixo de metamorfismo. Em contraste, muitos terrenos de alto grau têm granadas de composição relativamente uniforme, que foram homogeneizadas por difusão, com zonamento restrito à parte mais externa, atribuído a efeitos retrógrados (Yardley, 1977). É geralmente aceite que o Fe, Mn e Mg homogeneizam na granada metamórfica que tenha sido sujeita a T iguais ou superiores a 650° C por um período extenso de tempo (Tracy, 1982). Na fácies anfibolítica superior a granulítica, a difusão torna-se suficientemente rápida, para achatar parcial ou totalmente o zonamento químico que se formou a temperaturas mais baixas (Xia *et al.*, 2012) e o zonamento

químico é raro na granada em terrenos de fácies anfibolítica a granulítica (Martignole & Pouget, 1993).

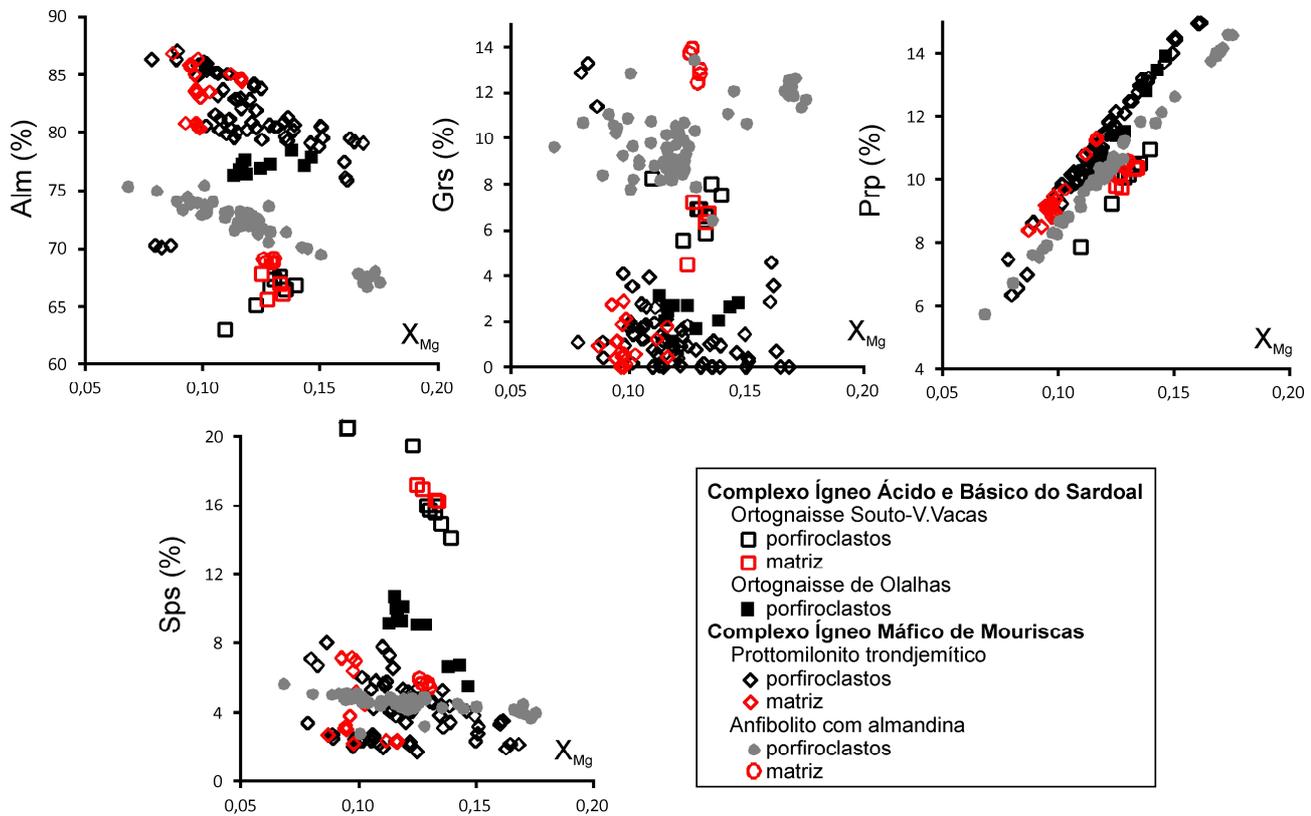


Fig. 8.27 – Diagramas de Alm (%), Grs (%), Prp (%) e Sps (%), versus X_{Mg} para as granadas dos ortognaisse Souto-V.Vacas e Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e para as granadas do protomilonito trondjemítico e anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

O protomilonito trondjemítico apresenta uma granada de composição relativamente uniforme com zonamento restrito à parte mais externa, onde se observa decréscimo de almandina (Fe^{2+}) e piropo (Mg) e aumento de grossulária (Ca) e espessartina (Mn) (tabela 8.31, Fig. 8.28), sugerindo que tenha sofrido o processo de homogeneização por difusão e efeitos retrógrados. Este zonamento no bordo é o oposto do indicado por Yardley (1977).

A granada do anfibolito com almandina mostra perfis composicionais achatados (tabela 8.32, Fig. 8.29), o que é explicado pela homogeneização progressiva atribuída aos processos de difusão cristalina durante o metamorfismo de alto grau (Junge *et al.*, 2007 e referências inclusas). O mapa composicional da granada (Fig. 8.30) indica também que não existe zonamento significativo nos elementos analisados. Os pontos com teores de piropo (Mg) mais baixos e teores de almandina (Fe) mais elevados ocorrem em locais adjacentes a biotite (Kretz, 2006). A queda em grossulária (Ca) corresponde a pontos adjacentes a inclusões de plagioclase (Cooke *et al.*, 2000; Bhowmik & Spiering, 2004).

Tabela 8.31 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de granada do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil bordo a bordo.

Nº análise	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas										
	Protomilonito trondjemítico										
	bordo			núcleo					bordo		
	178	179	180	181	184	185	186	187	188	189	190
SiO₂	36,19	36,25	37,15	36,87	36,88	36,79	36,47	36,93	35,96	36,53	36,32
TiO₂	0,04	0,05	0,00	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,05	0,02	0,06
Al₂O₃	20,48	20,28	20,33	20,79	20,51	20,59	20,52	20,50	20,58	20,31	20,34
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00
Fe₂O₃	1,09	1,28	0,96	0,73	0,93	0,93	0,88	0,91	1,14	0,90	1,13
FeO	31,77	35,63	36,10	35,80	35,57	35,68	36,03	35,70	36,15	35,38	31,61
MnO	3,41	2,25	1,01	0,82	0,92	0,94	1,97	1,37	2,78	3,13	3,04
MgO	1,69	3,15	3,58	3,91	4,05	3,95	3,05	3,57	2,63	2,54	1,54
NiO	0,03	0,06	0,03	0,05	0,00	0,05	0,00	0,03	0,04	0,06	0,09
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	5,00	0,88	0,97	0,99	0,88	0,92	0,88	1,05	0,85	0,98	5,54
Total	99,71	99,83	100,11	99,97	99,76	99,90	99,83	100,08	100,24	99,87	99,67
Si	2,949	2,954	2,997	2,971	2,978	2,970	2,966	2,981	2,932	2,979	2,960
Al^{IV}	0,051	0,046	0,003	0,029	0,022	0,030	0,034	0,019	0,068	0,021	0,040
ΣZ	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al^{VI}	1,922	1,908	1,934	1,950	1,934	1,933	1,937	1,936	1,915	1,935	1,919
Ti	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,004
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000
Fe³⁺	0,067	0,079	0,058	0,044	0,057	0,057	0,054	0,055	0,070	0,055	0,069
ΣY	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99
Fe²⁺	2,166	2,428	2,435	2,413	2,402	2,409	2,451	2,410	2,465	2,412	2,154
Mn	0,236	0,155	0,069	0,056	0,063	0,064	0,136	0,094	0,192	0,216	0,210
Mg	0,205	0,383	0,431	0,470	0,487	0,476	0,369	0,430	0,320	0,309	0,187
Ni	0,002	0,004	0,002	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,003	0,004	0,006
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,436	0,077	0,084	0,086	0,076	0,080	0,077	0,091	0,075	0,086	0,484
ΣX	3,05	3,05	3,02	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,05	3,03	3,04
Alm (%)	70,2	79,2	80,5	79,4	79,0	79,1	80,4	79,4	80,0	79,5	70,2
Adr (%)	3,4	2,6	2,8	2,2	2,5	2,7	2,6	2,8	2,4	2,8	3,5
Grs (%)	11,4	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	12,9
Prp (%)	7,0	13,0	14,4	15,8	16,4	16,0	12,5	14,4	10,9	10,4	6,3
Sps (%)	8,0	5,2	2,3	1,9	2,1	2,2	4,6	3,1	6,6	7,3	7,1
Uv (%)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
X_{Mg}	0,09	0,14	0,15	0,16	0,17	0,16	0,13	0,15	0,11	0,11	0,08

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

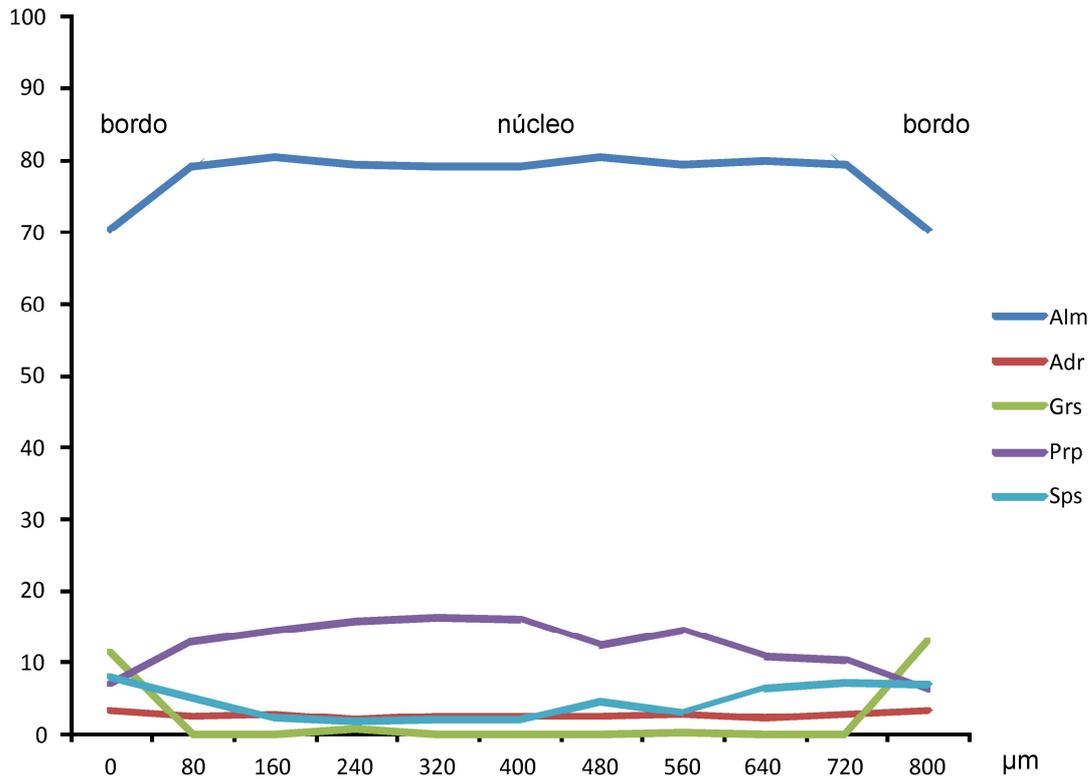


Fig. 8.28 – Perfil composicional da granada do protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

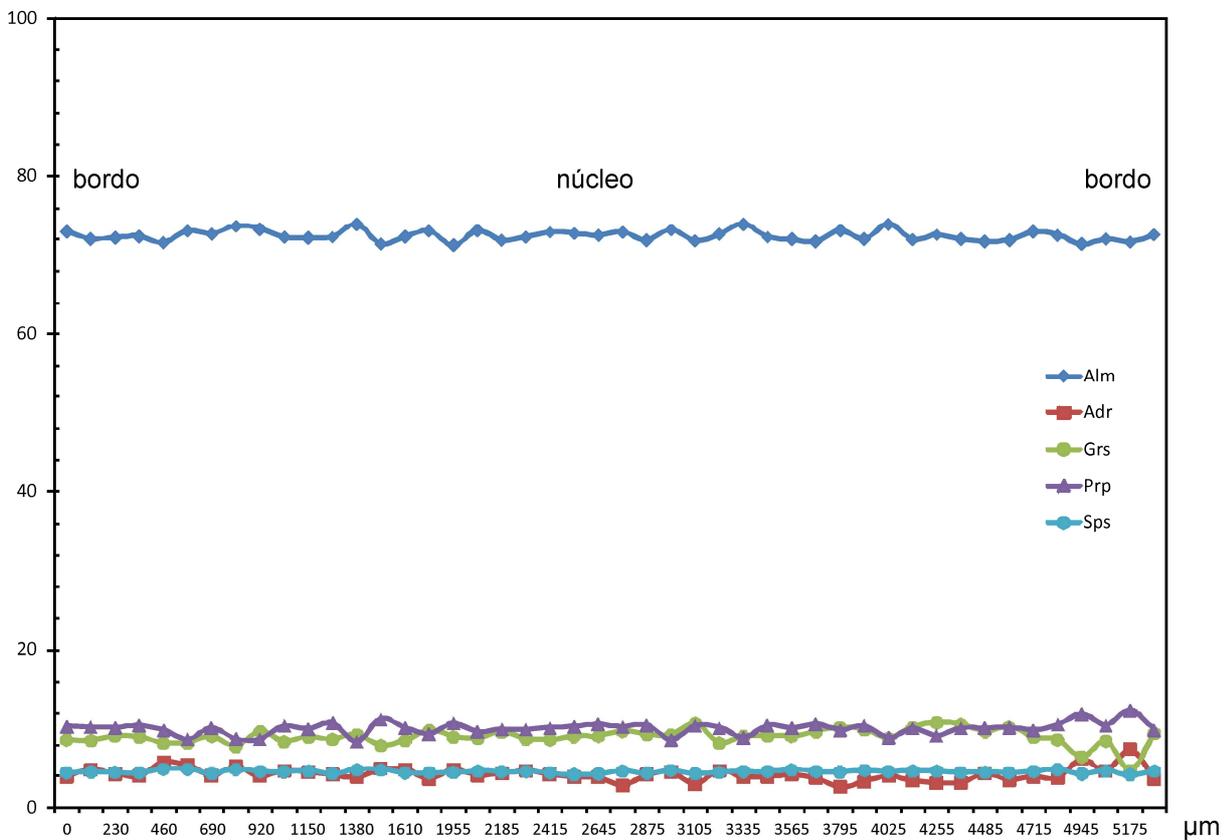


Fig. 8.29 – Perfil composicional da granada do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Tabela 8.32 – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de granada do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil bordo a bordo.

		Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas														
		Anfibolito com almandina														
		bordo														
Nº análise		1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂		36,52	36,31	36,24	36,56	35,84	36,41	36,56	36,15	36,41	35,81	36,01	36,41	36,42	36,18	36,43
TiO ₂		0,08	0,11	0,14	0,05	0,13	0,11	0,06	0,07	0,14	0,06	0,13	0,05	0,11	0,00	0,09
Al ₂ O ₃		20,31	20,25	20,27	20,30	20,13	19,74	20,28	20,01	20,25	20,48	20,42	20,39	20,22	20,42	20,09
Cr ₂ O ₃		0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃		1,25	1,52	1,35	1,28	1,82	1,74	1,29	1,67	1,26	1,46	1,40	1,31	1,24	1,55	1,56
FeO		33,00	32,89	32,63	32,78	32,77	32,93	32,87	33,37	33,08	33,07	32,93	32,87	33,30	32,77	32,78
MnO		1,88	1,91	1,89	1,87	2,04	2,07	1,85	2,04	1,94	1,89	1,95	1,84	2,04	2,02	1,88
MgO		2,51	2,48	2,46	2,55	2,36	2,10	2,47	2,10	2,11	2,49	2,41	2,61	2,02	2,72	2,46
NiO		0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
ZnO		0,05	0,00	0,08	0,02	0,04	0,00	0,01	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO		4,23	4,52	4,49	4,41	4,64	4,61	4,44	4,36	4,61	4,33	4,49	4,34	4,46	4,29	4,52
Total		99,83	100,02	99,60	99,84	99,78	99,72	99,83	99,81	99,85	99,61	99,73	99,87	99,84	99,95	99,85
Si		2,961	2,944	2,948	2,962	2,922	2,968	2,964	2,948	2,958	2,920	2,930	2,951	2,962	2,934	2,957
Al ^{IV}		0,039	0,056	0,052	0,038	0,078	0,032	0,036	0,052	0,042	0,080	0,070	0,049	0,038	0,066	0,043
ΣZ		3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{VI}		1,909	1,887	1,898	1,908	1,866	1,873	1,908	1,880	1,904	1,895	1,895	1,905	1,907	1,893	1,887
Ti		0,005	0,006	0,008	0,003	0,008	0,007	0,004	0,005	0,008	0,004	0,008	0,003	0,007	0,000	0,006
Cr		0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,077	0,093	0,083	0,078	0,112	0,107	0,079	0,102	0,077	0,090	0,086	0,080	0,076	0,095	0,095
ΣY		1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99
Fe ²⁺		2,238	2,231	2,220	2,221	2,234	2,245	2,229	2,276	2,248	2,254	2,241	2,228	2,265	2,223	2,225
Mn		0,129	0,131	0,130	0,128	0,141	0,143	0,127	0,141	0,134	0,131	0,134	0,127	0,141	0,139	0,129
Mg		0,303	0,299	0,298	0,308	0,287	0,255	0,299	0,256	0,255	0,302	0,292	0,315	0,245	0,329	0,298
Ni		0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Zn		0,003	0,000	0,005	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Ca		0,368	0,393	0,392	0,383	0,405	0,403	0,386	0,381	0,401	0,378	0,391	0,377	0,388	0,373	0,393
ΣX		3,04	3,05	3,05	3,04	3,07	3,05	3,04	3,06	3,04	3,07	3,06	3,05	3,04	3,06	3,05
Alm (%)		73,0	72,0	72,2	72,4	71,5	73,0	72,6	73,6	73,3	72,2	72,1	72,3	73,9	71,4	72,3
Adr (%)		3,9	4,7	4,2	4,0	5,7	5,4	4,0	5,2	3,9	4,6	4,4	4,1	3,9	4,9	4,8
Grs (%)		8,5	8,5	9,1	8,9	8,1	8,2	9,0	7,7	9,6	8,3	9,0	8,6	9,2	7,8	8,5
Prp (%)		10,2	10,2	10,1	10,4	9,8	8,6	10,1	8,7	8,6	10,3	10,0	10,7	8,3	11,2	10,1
Sps (%)		4,4	4,5	4,4	4,3	4,8	4,8	4,3	4,8	4,5	4,5	4,6	4,3	4,8	4,7	4,4
Uv (%)		0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
X _{Mg}		0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,10	0,12	0,10	0,10	0,12	0,12	0,12	0,10	0,13	0,12

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

Tabela 8.32 continuação (a) – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de granada do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil bordo a bordo.

Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas																
Anfibolito com almandina																
núcleo																
Nº análise	17	19	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	36,48	36,20	36,22	36,48	36,58	36,71	36,96	36,81	37,08	37,03	36,42	37,03	36,45	36,88	36,93	36,82
TiO ₂	0,15	0,17	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06	0,00	0,00	0,13	0,19	0,14	0,12	0,11	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	20,32	20,33	20,41	20,34	20,23	20,30	20,06	20,42	20,64	20,19	20,17	20,45	20,04	20,15	20,15	20,22
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe ₂ O ₃	1,15	1,54	1,30	1,38	1,50	1,32	1,23	1,23	0,89	1,34	1,44	0,94	1,51	1,24	1,26	1,35
FeO	32,95	32,62	33,19	32,69	32,92	33,07	32,69	32,88	33,00	32,53	33,17	32,38	32,86	33,26	32,54	32,62
MnO	1,87	1,89	1,95	1,93	1,95	1,90	1,80	1,84	1,99	1,89	2,00	1,86	1,91	1,97	1,96	2,07
MgO	2,28	2,58	2,33	2,41	2,42	2,50	2,53	2,61	2,53	2,60	2,09	2,56	2,48	2,18	2,57	2,48
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,05	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00
CaO	4,55	4,65	4,33	4,72	4,57	4,33	4,46	4,39	4,30	4,62	4,63	4,72	4,36	4,41	4,45	4,55
Total	99,76	99,98	99,76	100,01	100,28	100,20	99,86	100,22	100,44	100,40	100,15	100,17	99,73	100,22	100,02	100,32
Si	2,961	2,934	2,946	2,954	2,957	2,966	2,989	2,969	2,979	2,979	2,954	2,980	2,961	2,982	2,982	2,970
Al ^{IV}	0,039	0,066	0,054	0,046	0,043	0,034	0,011	0,031	0,021	0,021	0,046	0,020	0,039	0,018	0,018	0,030
ΣZ	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{VI}	1,911	1,884	1,908	1,902	1,892	1,906	1,908	1,916	1,939	1,901	1,889	1,924	1,888	1,908	1,906	1,899
Ti	0,009	0,010	0,003	0,002	0,004	0,003	0,004	0,000	0,000	0,008	0,012	0,009	0,007	0,007	0,007	0,007
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe ³⁺	0,070	0,094	0,079	0,084	0,091	0,080	0,075	0,075	0,054	0,081	0,088	0,057	0,092	0,075	0,077	0,082
ΣY	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99
Fe ²⁺	2,237	2,211	2,257	2,214	2,225	2,234	2,211	2,218	2,218	2,189	2,250	2,179	2,233	2,249	2,198	2,201
Mn	0,129	0,130	0,134	0,132	0,133	0,130	0,123	0,125	0,136	0,129	0,138	0,127	0,131	0,135	0,134	0,141
Mg	0,275	0,312	0,282	0,291	0,292	0,301	0,306	0,314	0,303	0,312	0,253	0,308	0,300	0,262	0,309	0,298
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004
Zn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000
Ca	0,396	0,404	0,377	0,409	0,396	0,375	0,387	0,379	0,370	0,399	0,402	0,407	0,380	0,382	0,385	0,393
ΣX	3,04	3,06	3,05	3,05	3,05	3,04	3,03	3,04	3,03	3,03	3,04	3,02	3,04	3,03	3,03	3,04
Alm (%)	73,0	71,2	73,1	71,8	72,2	72,8	72,7	72,4	72,9	71,8	73,2	71,8	72,6	73,9	72,2	72,0
Adr (%)	3,5	4,8	4,1	4,3	4,6	4,1	3,8	3,8	2,7	4,1	4,5	2,9	4,7	3,8	3,9	4,2
Grs (%)	9,8	9,0	8,8	9,6	8,7	8,6	9,0	9,0	9,7	9,3	9,2	10,7	8,2	9,0	9,1	9,0
Prp (%)	9,3	10,6	9,6	9,9	9,9	10,1	10,2	10,6	10,2	10,5	8,6	10,3	10,1	8,8	10,4	10,0
Sps (%)	4,3	4,4	4,6	4,5	4,5	4,4	4,1	4,2	4,6	4,3	4,7	4,2	4,4	4,5	4,5	4,8
Uv (%)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
X _{Mg}	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12

X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺)

Tabela 8.32 continuação (b) – Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de um porfiroclasto de granada do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Perfil bordo a bordo.

		Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas														
		Anfibolito com almandina														
		bordo														
Nº análise		35	36	37	38	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂		36,90	37,41	37,01	36,79	37,23	37,00	37,07	36,75	37,12	37,12	37,33	36,30	36,64	35,28	37,10
TiO ₂		0,14	0,13	0,13	0,04	0,09	0,14	0,16	0,08	0,15	0,06	0,01	0,15	0,11	0,16	0,15
Al ₂ O ₃		20,22	20,27	20,24	20,03	20,14	20,17	20,36	20,21	20,17	20,15	19,82	19,83	20,04	20,16	19,90
Cr ₂ O ₃		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃		1,21	0,82	1,05	1,30	1,08	0,99	1,03	1,39	1,11	1,26	1,19	1,98	1,48	2,30	1,16
FeO		32,35	32,83	32,34	33,15	32,37	32,43	32,47	32,42	32,35	32,89	32,52	32,64	32,57	33,36	32,50
MnO		1,96	1,93	2,02	1,96	2,00	2,00	1,92	1,92	1,90	1,98	2,05	1,81	1,99	1,72	1,98
MgO		2,61	2,42	2,56	2,17	2,48	2,24	2,49	2,47	2,51	2,44	2,56	2,88	2,57	2,91	2,41
NiO		0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
ZnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,11	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01
CaO		4,58	4,34	4,52	4,39	4,63	4,73	4,72	4,76	4,70	4,41	4,16	4,28	4,44	3,94	4,44
Total		99,98	100,18	99,87	99,86	100,02	99,80	100,22	100,12	100,05	100,34	99,65	99,89	99,85	99,88	99,67
Si		2,979	3,010	2,989	2,986	3,001	2,994	2,983	2,969	2,993	2,991	3,021	2,946	2,970	2,880	3,005
Al ^{IV}		0,021	0,000	0,011	0,014	0,000	0,006	0,017	0,031	0,007	0,009	0,000	0,054	0,030	0,120	0,000
ΣZ		3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,02	3,00	3,00	3,00	3,01
Al ^{VI}		1,909	1,926	1,920	1,908	1,919	1,923	1,920	1,900	1,914	1,910	1,897	1,853	1,891	1,831	1,906
Ti		0,009	0,008	0,008	0,002	0,005	0,009	0,010	0,005	0,009	0,004	0,000	0,009	0,007	0,010	0,009
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,073	0,050	0,064	0,079	0,066	0,060	0,062	0,084	0,067	0,077	0,073	0,121	0,090	0,141	0,071
ΣY		1,99	1,98	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,97	1,98	1,99	1,98	1,99
Fe ²⁺		2,184	2,209	2,184	2,250	2,183	2,195	2,186	2,191	2,181	2,216	2,201	2,216	2,208	2,278	2,201
Mn		0,134	0,132	0,138	0,134	0,136	0,137	0,131	0,132	0,130	0,135	0,141	0,124	0,137	0,119	0,136
Mg		0,314	0,290	0,308	0,263	0,298	0,271	0,299	0,298	0,302	0,293	0,309	0,348	0,310	0,354	0,290
Ni		0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Zn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,006	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001
Ca		0,396	0,374	0,391	0,382	0,400	0,410	0,407	0,412	0,406	0,381	0,361	0,372	0,386	0,345	0,385
ΣX		3,03	3,01	3,02	3,03	3,02	3,02	3,02	3,04	3,02	3,03	3,01	3,06	3,04	3,10	3,01
Alm (%)		71,7	73,1	72,0	73,9	71,9	72,5	71,9	71,6	71,9	72,9	72,5	71,3	72,0	71,6	72,6
Adr (%)		3,7	2,5	3,2	4,0	3,3	3,0	3,1	4,3	3,4	3,9	3,7	6,2	4,6	7,4	3,6
Grs (%)		9,6	10,1	9,9	8,8	10,2	10,7	10,5	9,6	10,2	8,9	8,6	6,4	8,4	4,6	9,4
Prp (%)		10,6	9,8	10,3	8,8	10,0	9,1	10,0	10,0	10,1	9,8	10,5	11,8	10,4	12,3	9,8
Sps (%)		4,5	4,5	4,6	4,5	4,6	4,6	4,4	4,4	4,4	4,5	4,8	4,2	4,6	4,1	4,6
Uv (%)		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
X _{Mg}		0,13	0,12	0,12	0,10	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,14	0,12	0,13	0,12

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

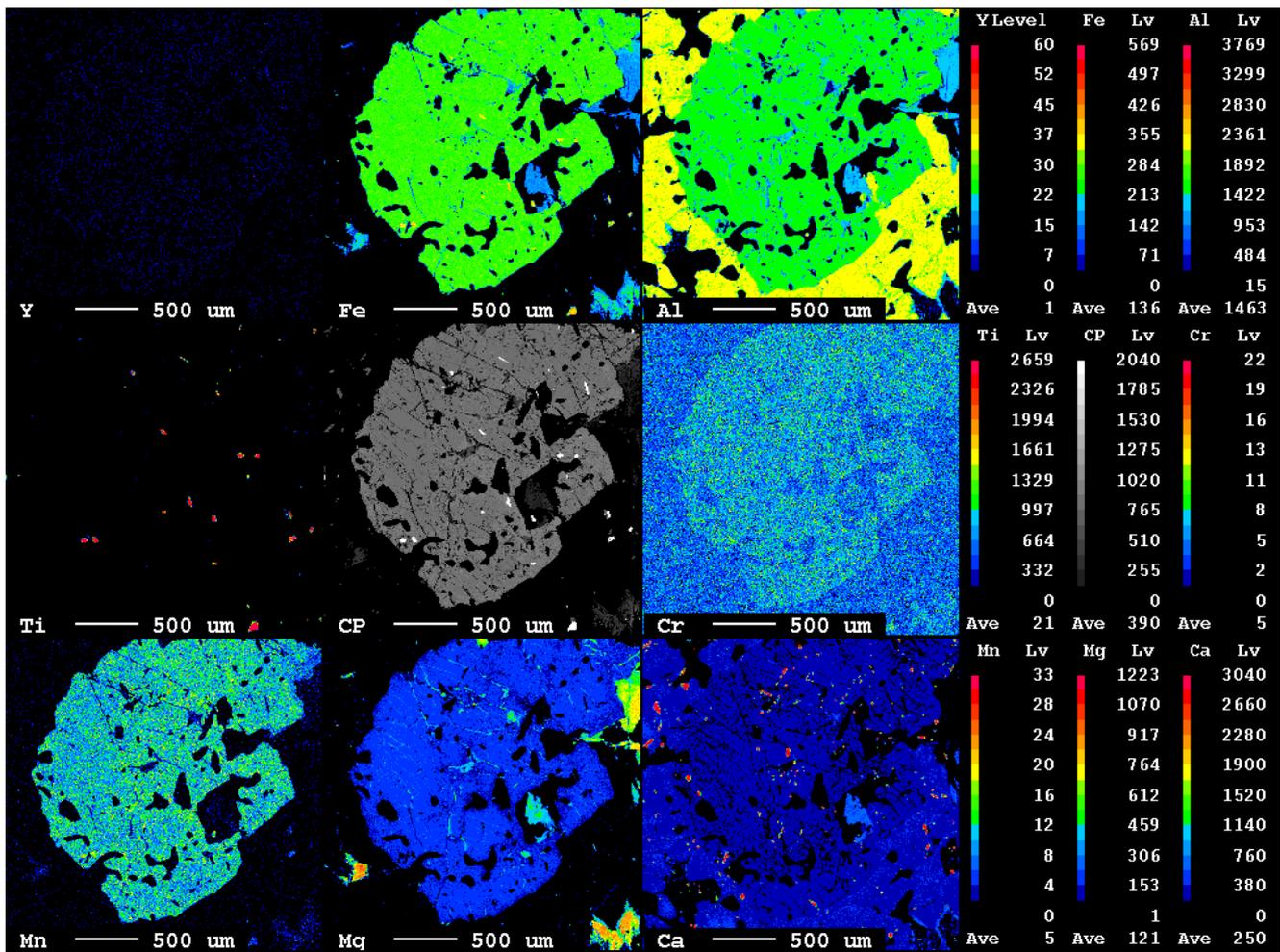


Fig. 8.30 – Mapa composicional da granada para elementos seleccionados do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. A resolução foi de 5 μ m e o tempo de varrimento foi de 90ms.

8.9 Estaurolite

A estaurolite ocorre no ortognaisse de Olalhas Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e no protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. As análises químicas médias, mínimo, máximo, desvio padrão e fórmulas estruturais da estaurolite encontram-se na tabela 8.33. A fórmula estrutural foi calculada com base em 46 oxigénios.

Tabela 8.33 – Análises químicas médias (% peso), mínimo (min), máximo (max), desvio padrão (DV) e fórmulas estruturais da estaurolite.

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal								Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas							
	Ortognaisse de Olalhas								Protomilonito trondjemítico							
	Porfiroclastos				Matriz				Dispersa				Inclusa em plagioclase			
	N=8				N=3				N=5				N=6			
	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV	Min	Max	Média	DV
SiO ₂	27,87	28,39	28,25	0,18	28,02	28,57	28,26	0,28	27,80	28,48	28,09	0,25	26,80	28,08	27,19	0,49
TiO ₂	0,14	0,34	0,23	0,06	0,21	0,31	0,27	0,05	0,25	0,40	0,33	0,06	0,18	0,57	0,48	0,15
Al ₂ O ₃	52,94	54,19	53,78	0,45	53,96	54,63	54,40	0,39	54,66	55,74	55,05	0,44	55,42	55,82	55,63	0,14
FeO _t	10,60	11,69	10,96	0,36	10,37	11,32	10,94	0,50	11,18	11,82	11,59	0,26	9,47	10,88	10,26	0,61
MnO	0,32	0,46	0,40	0,05	0,42	0,42	0,42	0,00	0,04	0,15	0,09	0,04	0,02	0,12	0,07	0,04
ZnO	0,53	0,76	0,67	0,10	0,64	0,82	0,73	0,09	1,31	1,53	1,37	0,09	3,34	4,14	3,63	0,29
MgO	1,17	1,75	1,52	0,21	1,12	1,47	1,32	0,18	0,96	1,28	1,17	0,14	0,56	1,14	0,92	0,22
CaO	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Total	–	–	95,81	–	–	–	96,37	–	–	–	97,72	–	–	–	98,22	–
Si	7,824	7,937	7,902	0,036	7,776	7,951	7,868	0,088	7,671	7,861	7,755	0,069	7,411	7,744	7,516	0,133
Al ^{IV}	0,063	0,176	0,098	0,036	0,049	0,224	0,132	0,088	0,139	0,329	0,245	0,069	0,256	0,589	0,484	0,133
Σ	–	–	8,00	–	–	–	8,00	–	–	–	8,00	–	–	–	8,00	–
Al ^{VI}	17,457	17,758	17,631	0,109	17,643	17,868	17,720	0,129	17,580	17,804	17,666	0,089	17,539	17,783	17,641	0,108
Ti	0,029	0,072	0,048	0,014	0,044	0,066	0,056	0,011	0,052	0,082	0,068	0,013	0,038	0,118	0,100	0,031
Mg	0,186	0,488	0,321	0,114	0,087	0,294	0,224	0,119	0,138	0,343	0,266	0,079	0,112	0,349	0,259	0,092
Σ	–	–	18,00	–	–	–	18,00	–	–	–	18,00	–	–	–	18,00	–
Mg	0,244	0,416	0,311	0,054	0,284	0,376	0,324	0,047	0,162	0,269	0,215	0,047	0,080	0,154	0,121	0,024
Fe ²⁺	2,477	2,748	2,564	0,089	2,412	2,645	2,547	0,120	2,582	2,729	2,675	0,059	2,198	2,516	2,371	0,141
Mn	0,077	0,108	0,094	0,012	0,099	0,100	0,100	0,001	0,009	0,034	0,022	0,010	0,004	0,028	0,015	0,008
Zn	0,109	0,157	0,138	0,020	0,133	0,168	0,149	0,017	0,267	0,312	0,280	0,018	0,682	0,847	0,740	0,060
Ca	0,000	0,006	0,002	0,002	0,000	0,006	0,003	0,003	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,009	0,003	0,003
Na	0,000	0,008	0,002	0,003	0,000	0,009	0,004	0,005	0,001	0,014	0,008	0,005	0,004	0,019	0,013	0,006
K	0,000	0,007	0,003	0,003	0,004	0,009	0,006	0,003	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,005	0,002	0,002
Σ	–	–	3,11	–	–	–	3,13	–	–	–	3,20	–	–	–	3,27	–
X _{Mg}	0,16	0,22	0,20	0,02	0,16	0,19	0,18	0,01	0,13	0,16	0,15	0,01	0,10	0,16	0,14	0,02

N-nº de análises. X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), – sem significado.

As estaurolites dos dois litótipos são ricas em Fe (X_{Mg}=0.10-0.22) como é habitual com X_{Mg}<0.3 (Deer *et al.*, 1996), atingindo a estaurolite do ortognaisse de Olalhas maior enriquecimento em Fe (X_{Mg}=0.16-0.22) do que a do protomilonito trondjemítico (X_{Mg}=0.10-0.16). Os teores mais

elevados de Ti, Zn e Na são observados na estauroлите inclusa na plagioclase do protomilonito trondjemítico, enquanto os valores maiores de Fe^{2+} , Mn e Mg ocorrem nos porfiroclastos do ortognaisse de Olalhas (tabela 8.33, Fig. 8.31). Os teores de Si e Al^{VI} são mais elevados na estauroлите da matriz deste ortognaisse (tabela 8.33, Fig. 8.31).

Os teores de Ti, Fe^{2+} e Mg atingem valores mais elevados nos porfiroclastos de estauroлите do ortognaisse de Olalhas do que na da matriz, enquanto os teores de Si, Al^{VI} e Zn atingem valores mais elevados na estauroлите da matriz desta rocha (tabela 8.33, Fig. 8.31). Os teores de Fe^{2+} são mais elevados e os teores de Si e Mg atingem valores mais elevados na estauroлите dispersa do protomilonito trondjemítico do que na estauroлите inclusa na plagioclase. Esta última estauroлите possui valores mais elevados em Ti e Zn do que a estauroлите dispersa (tabela 8.33, Fig. 8.31).

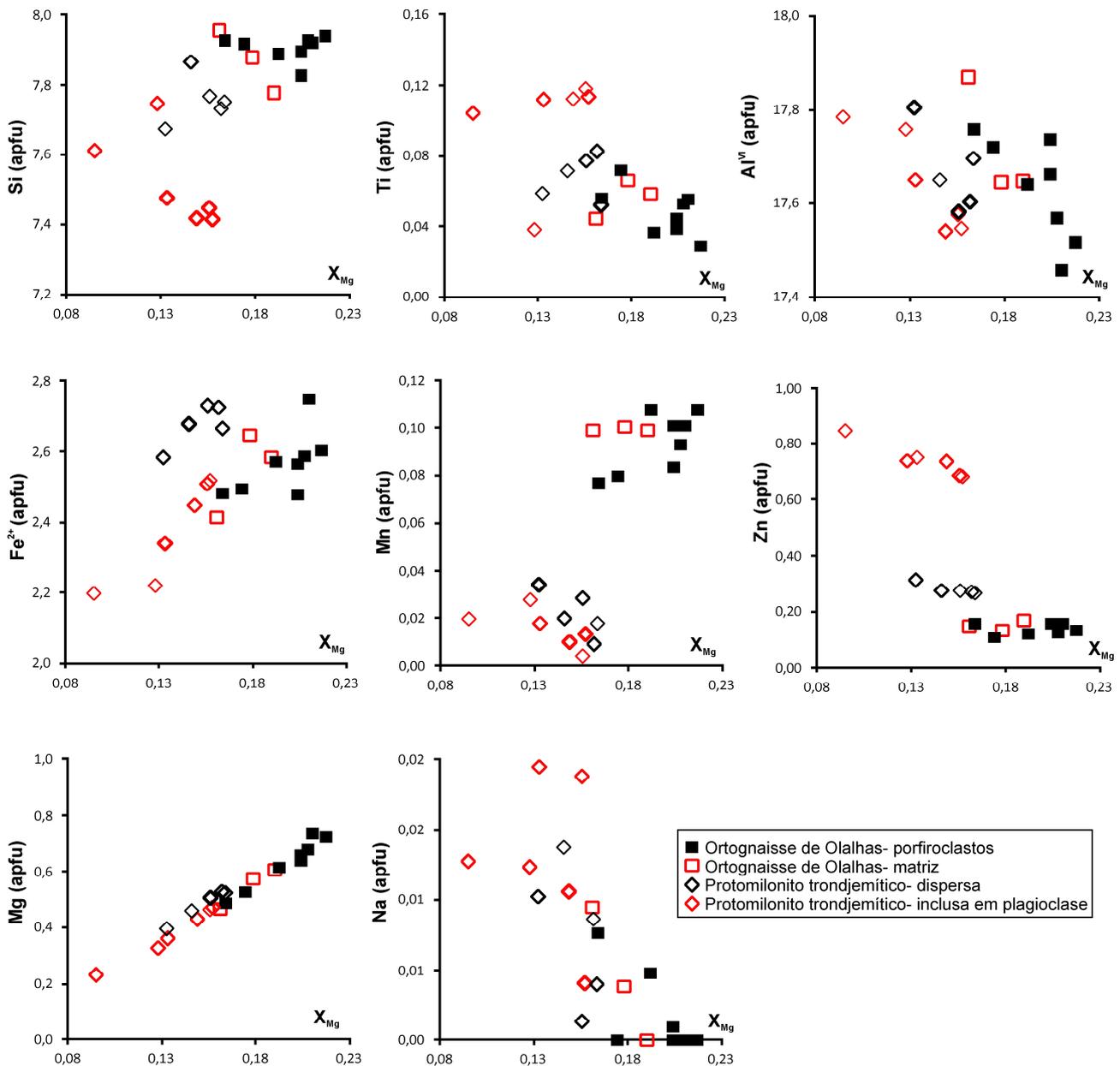


Fig. 8.31 – Diagrama de Si, Ti, Al^{VI} , Fe^{2+} , Mn, Zn, Mg e Na (apfu) versus X_{Mg} , para as estauroлитes do ortognaisse de Olalhas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e protomilonito trondjemítico do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

Portanto, no ortognaisse de Olalhas não há uma distinção nítida entre a composição da estauroлите dos porfiroclastos e da matriz, certamente devido a reequilíbrio por difusão.

Observa-se substituição $AlTi \leftrightarrow SiR^{2+}$ (e.g. Nishimiya *et al.*, 2010) na estauroлите do ortognaisse de Olalhas e no protomilonito trondjemítico (Fig. 8.32).

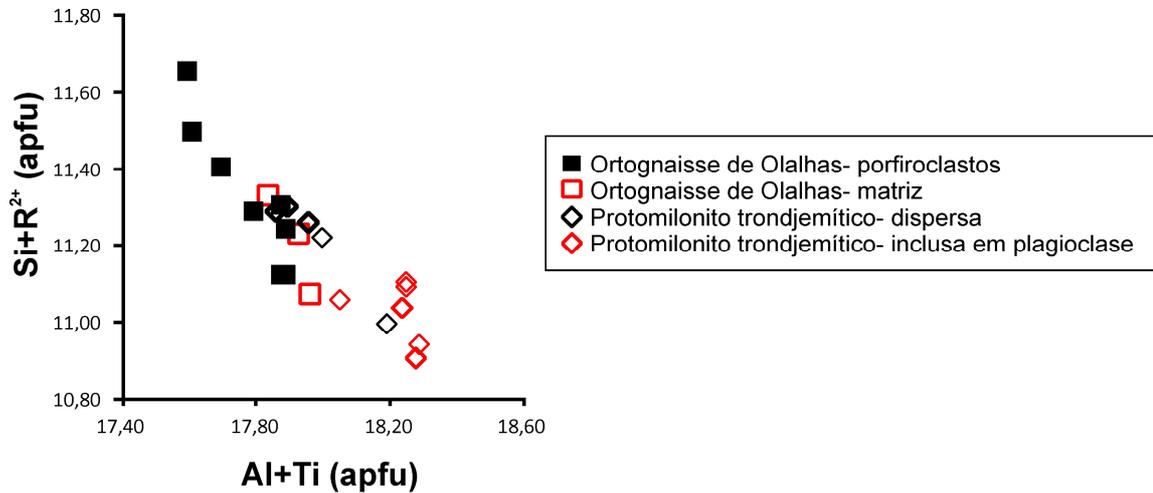


Fig. 8.32 – Substituição $AlTi \leftrightarrow SiR^{2+}$ (e.g. Nishimiya *et al.*, 2010) na estauroлите do ortognaisse de Olalhas e no protomilonito trondjemítico.

9. Evolução *P-T*

Foram elaborados diagramas de *P-T* através da utilização do programa *Perple_X* (Connolly, 2009) e das bases de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1998, revisto 2003). Para a modelação foram seleccionadas 4 amostras representativas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (ortogneisse Souto-V.Vacas e anfibolito Cabeço da Moura) e do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (protomilonito trondjemítico e anfibolito com granada). As composições globais das rochas utilizadas nos cálculos estão indicadas nos diagramas em mol%.

9.1 Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal

9.1.1 Ortogneisse Souto-V.Vacas (311-56)

Este ortogneisse contém a seguinte associação mineralógica $Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+Sil+Ilm+Zrn+Ap\pm Rt$.

A granada (Alm: 63-67; Sps: 21-26; Prp: 8-10; Grs: 5-6; Adr: 0-1) é de granularidade média (2 mm), zonada e apresenta valores X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) de 0.11-0.12 no núcleo e 0.13-0.14 no bordo. Contém inclusões de quartzo, plagioclase e biotite. A moscovite inclui a silimanite fibrolítica evidenciando estruturas de cisalhamento (Fig. 9.1). A plagioclase apresenta $X_{An}=0.21$ no núcleo e $X_{An}=0.22$ no bordo. Os porfiroclastos de biotite têm valores de $X_{Mg}=0.44-0.48$, enquanto os cristais de biotite em redor da granada e da matriz têm valores de $X_{Mg}=0.51-0.50$.

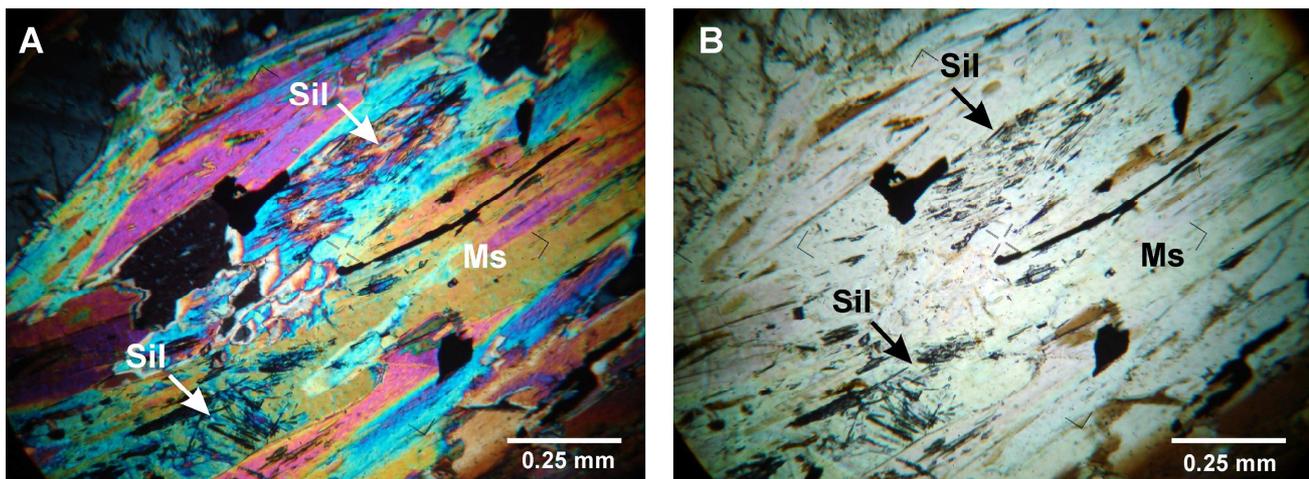


Fig. 9.1 – Moscovite porfiroblástica incluindo silimanite fibrolítica e em pequenos prismas numa amostra de ortogneisse Souto-V.Vacas, do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal. A: nicóis x; B: nicóis //. Sil-silimanite; Ms-moscovite.

Na elaboração do diagrama de P - T (Fig. 9.2A e B) foram utilizados os seguintes modelos de solução: biotite (Tajcmanová *et al.*, 2009), granada (Holland & Powell, 1998), feldspato potássico (Thompson & Hovis, 1979), moscovite (Coggon & Holland, 2002) e plagioclase (Newton *et al.*, 1980). O quartzo, rútilo e silimanite foram considerados como fases puras. Os cálculos foram realizados para o sistema químico MnNCKFMASHT (MnO, Na₂O, CaO, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O, TiO₂) com H₂O em excesso. O efeito do Fe³⁺ foi negligenciado, pois apesar de potencialmente importante, não foi observada a presença de magnetite nas amostras e a quantidade de Fe³⁺ presente na biotite e granada foi assumida como insignificante.

As isopletras composicionais do valor X_{Mg} da granada, o componente anortite da plagioclase e o valor X_{Mg} da biotite, foram utilizados para constranger a evolução de P - T do ortogneisse Souto-V.Vacas (Fig 9.2B). O valor de X_{Mg} no bordo da granada (0.13-0.14) em conjunto com o valor de X_{Mg} no cristal de biotite (0.44) no campo de estabilidade (Bt-Pl-Ms-Grt-Sil-Qtz-Rt-Ilm) indica condições estimadas de P - T a 4.5 kb e 590° C (fácies anfibolítica). A silimanite fibrolítica não está presente na matriz e está incluída na moscovite, sugerindo uma evolução em direcção a um campo de estabilidade de menor temperatura e pressão (Bt-Pl-Ms-Grt-Qtz-Ilm), onde as condições de P - T estimadas para a amostra correspondem a 4-4.5 kb e 570-580° C (fácies anfibolítica).

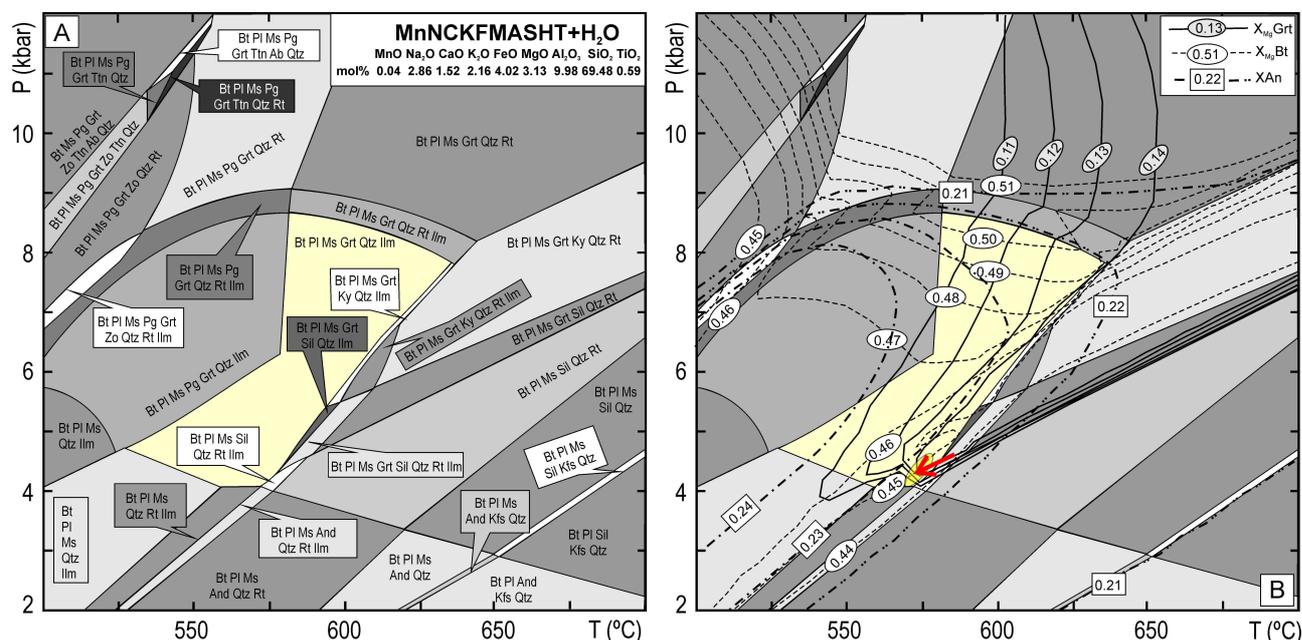


Fig. 9.2 – Diagrama de P - T para o ortogneisse Souto-V.Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (A, B) calculado no sistema MnNCKFMASHT. A seta representa a evolução P - T da amostra.

9.1.2 Anfibolito Cabeço da Moura (311-1)

Este anfibolito contém a seguinte associação mineralógica:
 $Hbl(Am)+Pl+Di(Cpx)+Ilm+Zrn+Qtz+Ttn$.

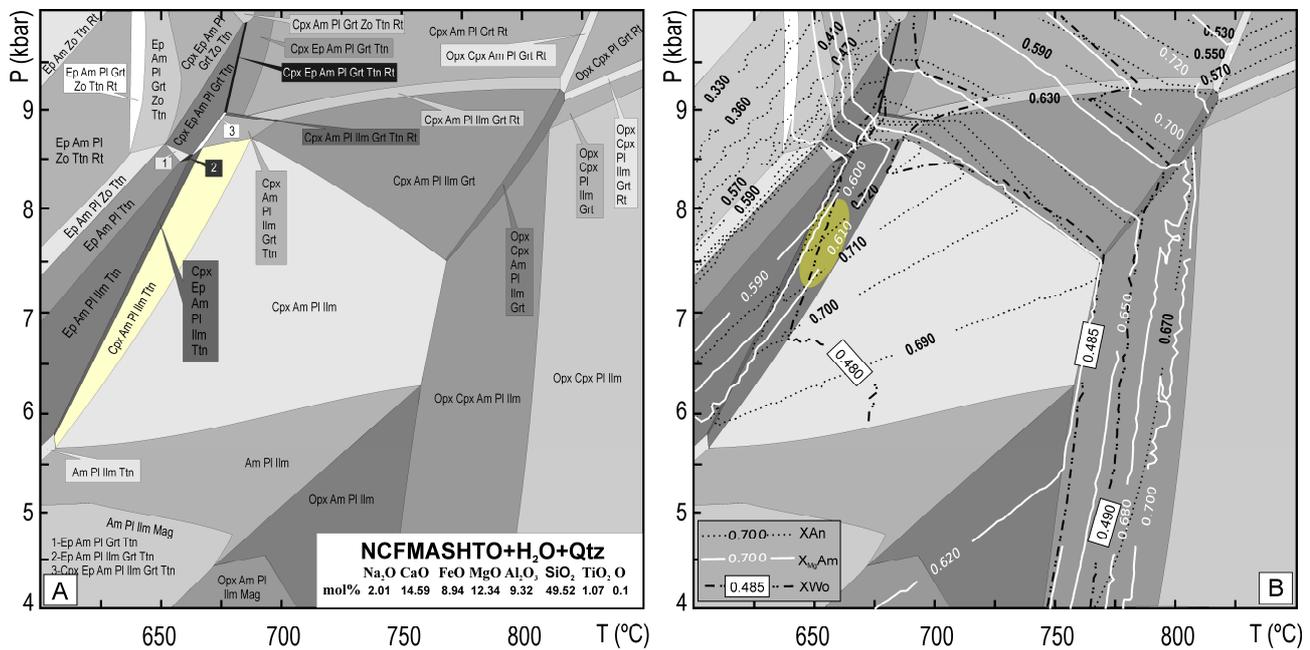


Fig. 9.3 – Diagrama de P - T para o anfibolito Cabeço da Moura intercalado no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (A, B), calculado no sistema NCFMASHTO. A elipse amarela (B) assinala as condições de P - T estimadas no campo de estabilidade observado.

A anfíbola apresenta valores de $X_{Mg}=0.60-0.62$, a plagioclase tem valores $X_{An}=0.65-0.75$ e o diópsido mostra valores de $X_{Wo}=0.47-0.48$.

Na elaboração do diagrama de P - T (Fig. 9.3) foram utilizados os seguintes modelos de solução: anfíbola (Dale *et al.*, 2005), clinopiroxena (Green *et al.*, 2007), clorite, epidoto e granada (Holland & Powell, 1998), ilmenite e magnetite (Anderson & Lindsley, 1988), ortopiroxena (Holland & Powell, 1996) e plagioclase (Newton *et al.*, 1980). O quartzo, rútilo e titanite foram considerados como fases puras. Os cálculos foram realizados para o sistema químico NCFMASHTO (Na₂O, CaO, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, TiO₂, H₂O, O₂), com H₂O e quartzo em excesso.

As condições de P - T estimadas foram baseadas nas isopletas composicionais para fases mineralógicas chave, no campo de estabilidade observado (Cpx-Am-Pl-Ilm-Ttn) a 7–8 kb e 640–660 °C (fácies anfibolítica) (Fig. 9.3B).

9.2 Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas

9.1.1 Protomilonito trondjemítico (165)

O protomilonito trondjemítico contém a seguinte associação mineralógica: Qtz+Pl+Ms+Bt+Sil+Grt+St±Kfs±Zrn±Ap±Mnz.

A plagioclase da matriz e os cristais de maiores dimensões têm teores de $X_{An}=0.16-0.17$. A biotite apresenta valores de $X_{Mg}=0.44-0.46$. A granada (Alm: 84-85; Prp: 10-12; Grs: 0-4; Sps: 2-3; And: 0-2) é de granularidade média (3 mm) e mostra valores de $X_{Mg}=0.10-0.12$. A estauroilite está incluída na plagioclase, é zonada e tem os seguintes valores de X_{Mg} : 0.15-0.16 no núcleo e 0.10-0.13 no bordo.

Na elaboração do diagrama de P-T (Fig. 9.4) foram utilizados os seguintes modelos de solução: biotite (Tajcmanová *et al.*, 2009), clorite e granada (Holland & Powell, 1998), moscovite (Coggon & Holland, 2002), plagioclase (Newton *et al.*, 1980), feldspato potássico (Thompson & Hovis, 1979), estauroilite (Holland & Powell, 1998). O quartzo e a silimanite foram considerados como fases puras. Os cálculos foram realizados para o sistema químico MnNCKFMASH (MnO, Na₂O, CaO, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O) com H₂O em excesso. O efeito do Fe³⁺ foi negligenciado, pois apesar de potencialmente importante, não foi observada a presença de magnetite nas amostras e a quantidade de Fe³⁺ presente na biotite e granada foi assumida como insignificante.

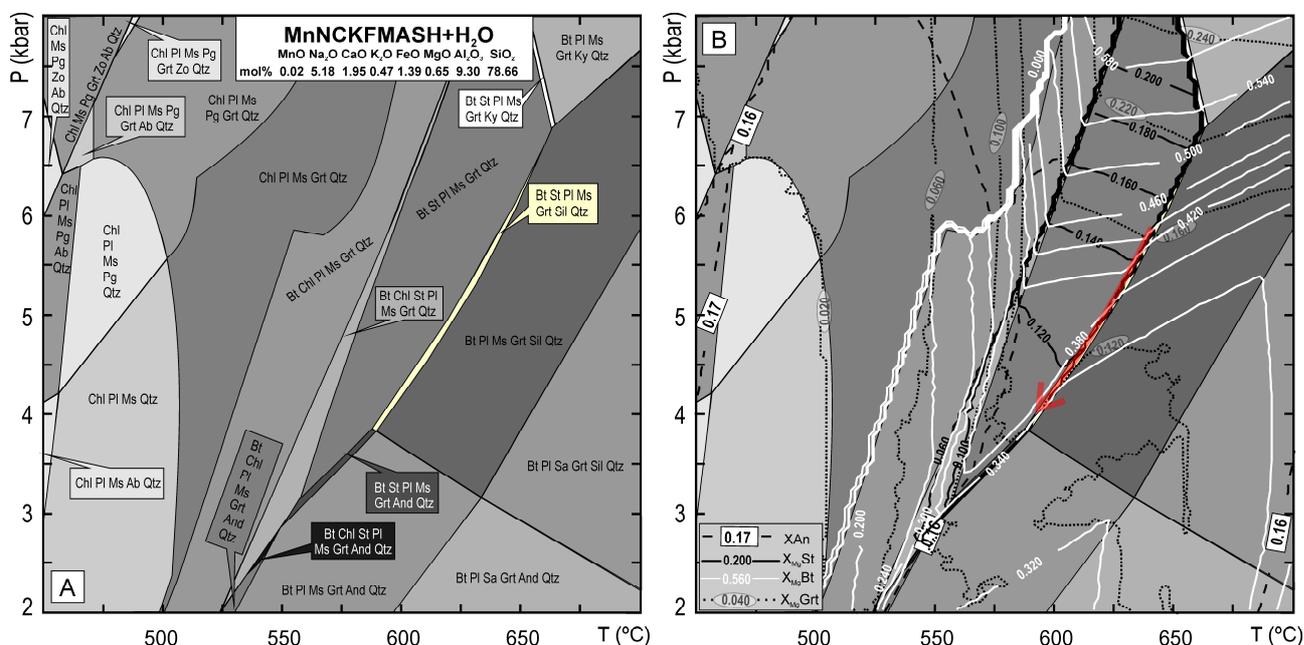


Fig. 9.4 – Diagrama de P-T para o protomilonito trondjemítico intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (A, B), calculado no sistema MnNCFMASH. A seta representa a evolução de P-T da amostra.

As condições de *P-T* foram estimadas com base nas isopletras composicionais para fases mineralógicas chave, no campo de estabilidade observado (Bt-St-Pl-Ms-Grt-Sil-Qtz) a 4.5-6.2 kb e 590-650° C (fácies anfibolítica). O decréscimo do valor de X_{Mg} da estauroлите em direcção ao bordo aponta para descompressão.

9.1.2 Anfibolito com almandina (20A)

O anfibolito com almandina contém a seguinte associação mineralógica: Pl+Gru+Fe₂-Ts+Bt+Qtz+Grt+Ilm+Chl+Ep+Zrn±Mag.

Os cristais de dimensão média de plagioclase (~2 mm) são intensamente zonados (núcleo: $X_{An}=0.47$; bordo: $X_{An}=0.29$). Os cristais de menores dimensões (~0.5 mm) têm zonamento de menor amplitude (núcleo: $X_{An}=0.30$; bordo: $X_{An}=0.33$) e inclusões de biotite com valores de $X_{Mg}=0.41-0.42$. A grunerite apresenta valores X_{Mg} no intervalo 0.41-0.44, que decresce em direcção ao bordo. Os bordos de ferro-tschermaquite têm valores $X_{Mg}=0.28-0.33$. Os cristais de biotite apresentam $X_{Mg}=0.42-0.43$. A granada (Alm: 71-74; Prp: 8-12; Grs: 5-11; And: 3-7; Sps: 4-5) atinge dimensão máxima na ordem de 1 cm em diâmetro e o seu perfil (Fig. 9.5) e mapa composicional (Fig. 9.6) indicam que não existe zonamento significativo. Apresenta valores de $X_{Mg}=0.10-0.15$. Contém múltiplas inclusões de quartzo, ilmenite e plagioclase zonada (núcleo: $X_{An}=0.29$; bordo: $X_{An}=0.35$). Nalguns casos, observam-se inclusões de anfíbola zonada (núcleo de grunerite e bordo de ferro-tschermaquite). A granada está rodeada por uma matriz quartzo-feldspática que contém pequenos cristais de plagioclase com $X_{An}=0.29-0.32$. Por vezes, a granada está substituída por biotite e clorite.

Na elaboração do diagrama de *P-T* (Fig. 9.7) foram utilizados os seguintes modelos de solução: anfíbola (Dale *et al.*, 2005), biotite (Tajcmanová *et al.*, 2009), clorite, epidoto e granada (Holland & Powell, 1998), ilmenite e magnetite (Anderson & Lindsley, 1988), moscovite (Coggon & Holland, 2002) e plagioclase (Newton *et al.*, 1980). O quartzo foi considerado como fase pura. Os cálculos foram realizados para o sistema químico NCFMASHTO (Na₂O, CaO, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, TiO₂, H₂O, O₂) com água em excesso.

As condições de *P-T* foram estimadas com base nas isopletras da biotite e plagioclase no campo de estabilidade observado (Bt-Chl-Ep-Am-Pl-Ilm-Mag-Grt-Qtz) e correspondem a 6.5 kb e 550° C (fácies anfibolítica). A composição da anfíbola não se adapta ao campo de estabilidade, devido provavelmente à ausência dum modelo de solução sólida adequado à amostra.

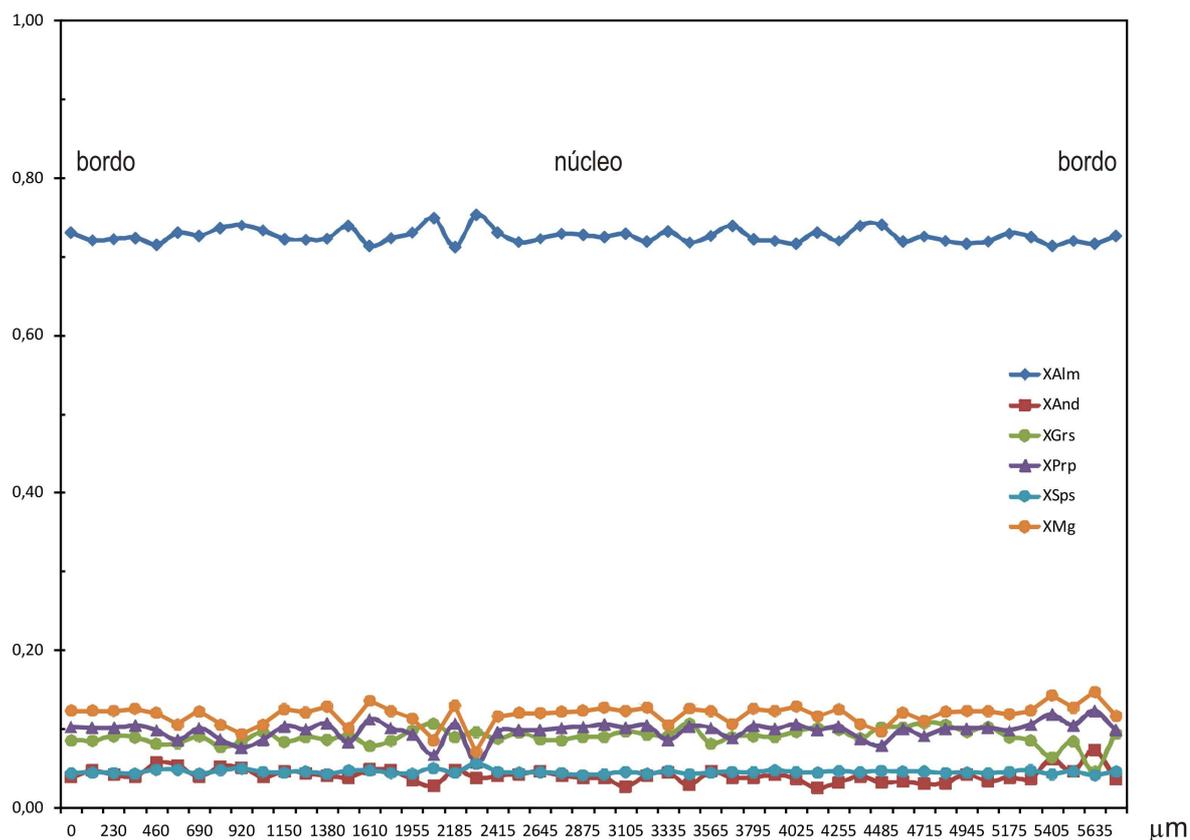


Fig. 9.5 – Perfil composicional da granada do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas.

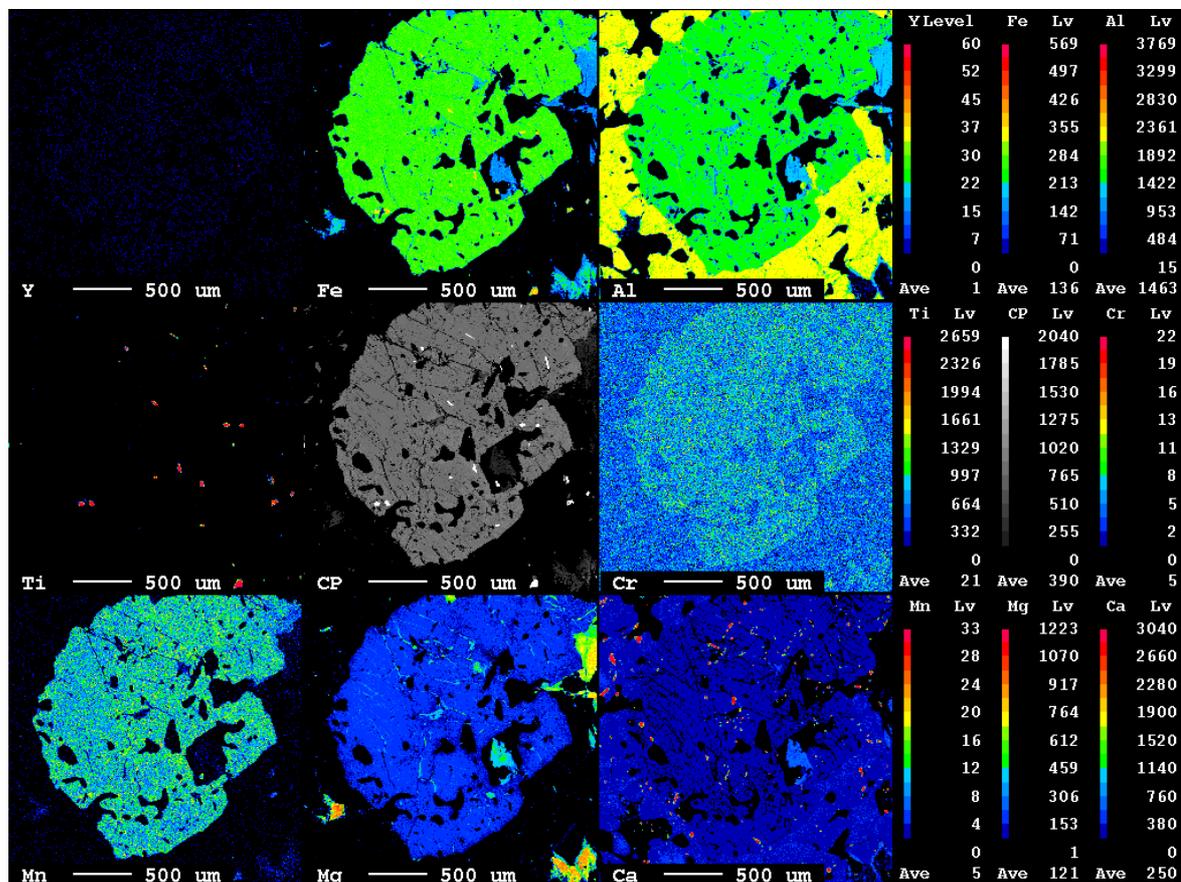
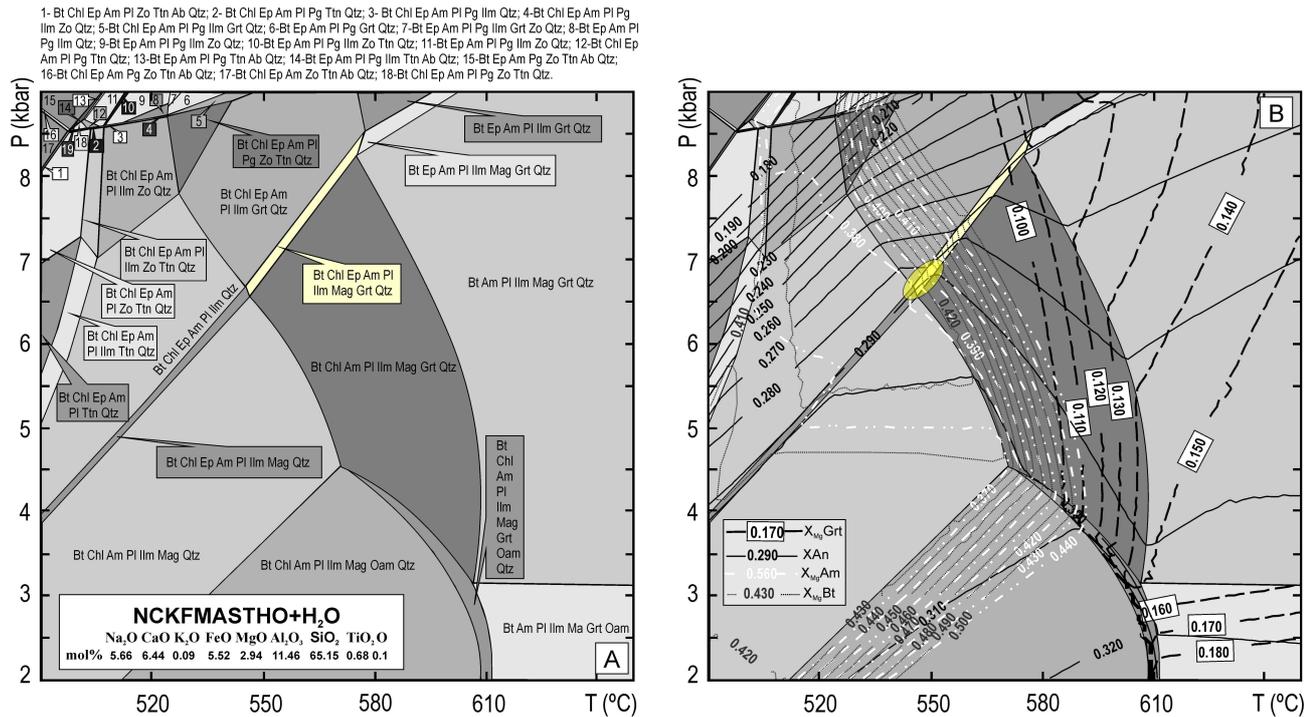


Fig. 9.6 – Mapa composicional da granada para elementos selecionados, do anfibolito com almandina do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. A resolução foi de 5 µm e o tempo de varrimento foi de 90ms.



Como se evidenciou nos capítulos anteriores, as litofácies que ocorrem na região estudada, tanto as edicarianas como as ordovícicas, tiveram um percurso geodinâmico complexo, tendo atingido migmatização com deslocação do fundido – de natureza granítica, no caso dos gnaisses félsicos e tonalítica, no dos anfibilotos, visível em afloramentos de campo. As associações mineralógicas utilizadas neste capítulo reflectem condições de pressões e temperaturas não compatíveis com o clímax metamórfico espectável com as observações no terreno. Este facto significa que as associações mineralógicas estudadas correspondem a associações paragenéticas tardias, pós clímax, ou não correspondem a associações paragenéticas e, então, trata-se de fases pertencentes a diferentes fases de evolução petrológica e geoquímica. Dado que algumas das fases utilizadas apresentam inclusões conspícuas, de minerais metamórficos dobrados e cisalhados (silimanites e estaurolites), a segunda hipótese aparece como a mais plausível. Por outro lado, a ocorrência de cumingtonite e granada a partir da queda do componente tschermakítico da hornblenda, parece sugerir a existência de dois tipos de metamorfismo (baixa-pressão e pressão-intermédia a atingirem graus médios/elevados), e a possível existência de cadeias metamórficas emparelhadas comuns em determinados ambientes geodinâmicos.

Contudo as condições *P-T* estimadas para o anfibiloto do Cabeço da Moura (7–8 kb e 640–660°C) aproximam-se das curvas de fusão estimadas para o toleíto olivínico que seriam, para as pressões estimadas de *P-T* 7-8 kb, da ordem dos 730-700°C, ou seja, na transição para a fácies granulítica (Ribeiro, 1995).

O detalhe da evolução das condições PT – o clímax metamórfico, e o complicado processo de retrogradação merecer-me-ão melhor atenção nos meus trabalhos futuros.

10. Modelo geodinâmico

Os elementos anteriormente expostos permitem estabelecer vários estádios de actividade tectono-magmática na região desde o Neoproterozóico até ao Paleozóico tardio, que se encontram resumidos no esquema da Fig. 10.1.

O primeiro estádio magmático, em bacia típica de ambiente meta-vulcânico com abundância de chertes, corresponde à presença de um arco-ilha juvenil (confere Linnemann *et al.*, 2008a de *ca.* 750-650 Ma), que constitui o protólito dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (CIABS). A idade metamórfica obtida indica-nos apenas com segurança que, na região é anterior a *ca.* 539 Ma.

O segundo corresponde à formação do arco cadomiano com as seguintes etapas:

1 - Neoproterozóico (Criogeniano) aos 692 + 77/ -60 Ma – extrusão/intrusão de vulcanitos/magmatitos ácidos em ambiente de margem continental activa, materializado no xisto quartzo-feldspático de Souto-V.Vacas. Este episódio corresponde ao magmatismo inicial do arco cadomiano descrito por Nance *et al.* (2008).

2 - Neoproterozóico (Edicariano) aos *ca.* 569 Ma – cristalização do protólito granítico do ortognaisse C.Vale Cova-Carvalho, em ambiente de margem continental activa. Este protólito granítico resultará de fusão parcial da crosta inferior meta-sedimentar e da crosta média superior meta-ígnea. Os zircões detríticos estudados Neoarcaicos e Paleoproterozóicos (1.6-2.8 Ga), sugerem proveniência do cratão do Oeste Africano, o que está de acordo com as reconstruções do Neoproterozóico tardio que posicionam a Zona de Ossa Morena associada ao cratão Oeste Africano (e.g. Murphy *et al.*, 2004). O pico de eventos granitóides ocorre aos *ca.* 570 Ma nos orógenos associados à amalgamação do Gondwana: Cadomia, Cadeia Orogénica Central da Ásia, na Cadeia Brasileira e nos orógenos da Namíbia e Moçambique (Condie *et al.*, 2009).

3 - Neoproterozóico (Edicariano) aos 548-544 Ma – cristalização, respectivamente, dos protólitos granítico do ortognaisse C.Vale Cova-Sardoal, que terá resultado da fusão parcial da crosta continental média superior meta-ígnea, e a cristalização dos protólitos dos anfíbolitos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (CIMM). Fase idêntica ocorreu na Cadomia (*ca.* 550-540 Ma) produzindo fusão intra-crustal, migmatização e intrusão de granitóides (e.g. Egal *et al.*, 1996). Também foi descrita Linnemann *et al.* (2008b) como corresponde à fase final de magmatismo de arco na ZOM.

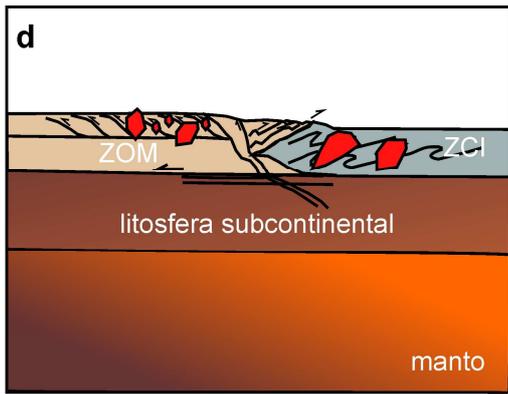
O terceiro evento, intimamente relacionado com o anterior, corresponde ao episódio metamórfico de médio a alto grau que teve lugar aos *ca.* 540 Ma e causou a fusão parcial dos ortognaisse, registada pela monazite metamórfica, com formação de migmatitos e metamorfismo

das litologias existentes (atingindo condições de fácies anfibolítica próximo da transição para a fácies granulítica nos anfibolitos do CIABS). Na Ibéria este evento representa a acreção do arco continental (ZOM) à margem passiva, o autóctone Ibérico (N Gondwana), e.g. Sánchez-García *et al.* (2003).

O quarto estágio registado na região teve lugar já no Ordovícico, entre *ca.* 483-477 Ma, e corresponde respectivamente à cristalização dos protólitos do protomilonito trondjemítico e do anfibolito com almandina. O anfibolito com almandina, com assinatura MORB N poderá estar relacionado com a abertura do oceano Rheic, já que a idade do IOMZOS (*Internal OMZ Ophiolite Sequences*), considerado parte obductada do Rheic é de 479 ± 5 Ma, Ribeiro *et al.*, 2010. O oceano Rheic formou-se durante Câmbrio tardio-Ordovícico inferior quando os terrenos peri-Gondwana se separaram da margem norte do Gondwana (Murphy *et al.*, 2009). Foi consumido no Devónico-Carbónico durante a amalgamação da Pangea, na Orogenia Varisca da Europa (Murphy *et al.*, 2009). Evidências desta colisão estão preservadas em diferentes áreas da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (ZCTBC) (e.g. Mata & Munhá 1986; Simancas *et al.*, 2001) como rochas eclogíticas e foram datadas com uma idade de 340 ± 13 Ma para o metamorfismo de alta pressão (Ordóñez-Casado 1998). O episódio metamórfico que produziu os anfibolitos não foi determinado pelo que só se pode dizer que ocorreu posteriormente à sua idade ígnea (pós *ca.* 477Ma).

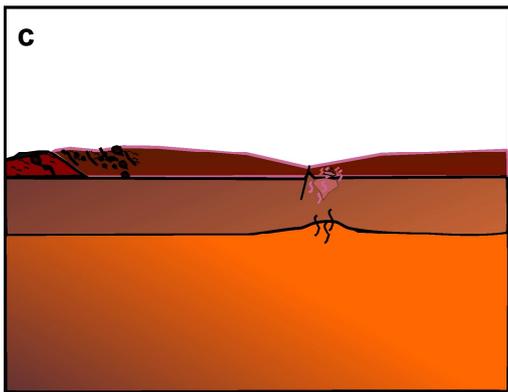
O último estágio registado ocorreu durante o Carbónico, aos *ca.* 308 Ma, e corresponde à intrusão de filões riódacíticos na Série Negra e no CIABS. Este evento ígneo está representado noutras áreas da ZOM/ZCI pela intrusão de granitóides variscos tardios aos *ca.* 307-309 Ma (e.g. Solá *et al.*, 2009) e na ZCI no intervalo *ca.* 306-311 (e.g. Dias *et al.*, 2002), durante a última fase de deformação da orogenia varisca (D3).

Os dados acima mencionados constituem evidência para que a ZCTBC constitua uma sutura cadomiana retomada durante a orogenia varisca.



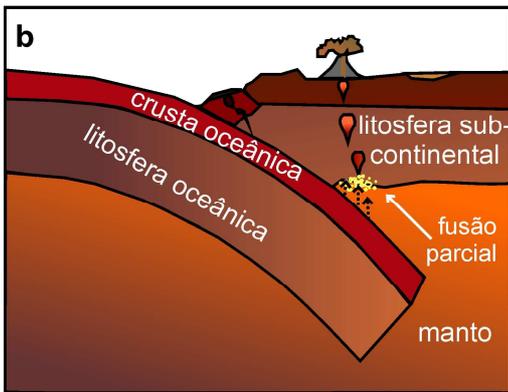
Carbónico

Última fase de deformação da orogenia varisca. Intrusão de filões riodacíticos sub-alcálicos e granitoides variscos tardios na ZOM e ZCI.



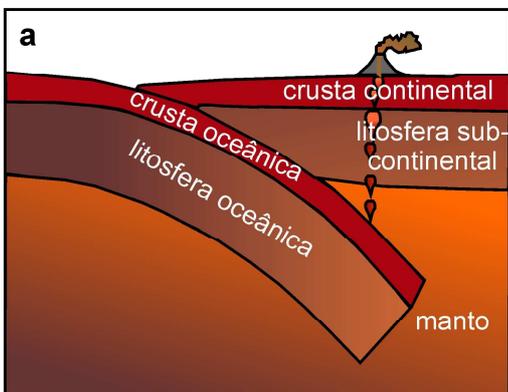
Ordovícico

Abertura do Rheic e formação de crosta oceânica. Fusão parcial de litologias pré-existentes e intrusão de trondjemitos.



Neoproterozóico (Ediacariano)-Transição Pré-Câmbrico-Câmbrico

Acreção do arco continental (ZOM) à margem passiva (autóctone Ibérico), que induziu fusão parcial da crosta e metamorfismo de grande amplitude. Fusão parcial da crosta continental e do manto, com intrusão de granitoides e rochas básicas e intermédias, que sofreram contaminação crustal.



Neoproterozóico (Criogeniano/Ediacariano)

Formação de arco-ilha e do arco cadomiano com geração de toleitos e toleitos-transicionais, deposição de chertes em bacia típica de ambiente meta-vulcânico e extrusão de vulcanitos ácidos.

Fig. 10.1 – Diagrama esquemático com os estádios de evolução principais identificados neste trabalho. A Fig.d foi adaptada a partir de Ribeiro *et al.* (2010).

11. Discussão e Conclusões

1) Na área em estudo foram identificadas três unidades tectonostratigráficas principais, que da base para o topo compreendem a **Série Negra**, o **Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal** e o **Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas** que contactam entre si através de carreamentos. As unidades têm orientação geral NW-SE e são intruídas por massas ígneas e filões.

2) As litologias encontradas integram sequências metamórficas de natureza diferente: pelítica e quartzo-pelítica (filitos, quartzo-filitos, micaxistos e xistos quartzo-micáceos), quartzo-feldspática (metavulcanitos, metavulcanoclastitos, xistos quartzo-feldspáticos, ortognaisses e migmatitos), quartzítica (chertes e quartzitos negros) e básica (xistos verdes e anfibolitos).

3) A Série Negra (Alia, 1963; Carvalhosa, 1965) é constituída por litologias variadas: filitos, quartzo-filitos, micaxistos, xistos quartzo-micáceos, metavulcanitos, metavulcanoclastitos, xistos quartzo-feldspáticos, chertes e quartzitos negros com intercalações de xistos verdes e anfibolitos. Este conjunto é intruído por riódacitos tardi-variscos.

4) O Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal é constituído por rochas da sequência quartzo-feldspática com intercalações de anfibolitos e intrusões de massas de granito biotítico-moscovítico e filões do riódacito atrás referido.

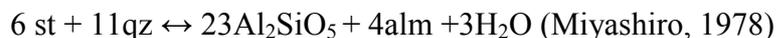
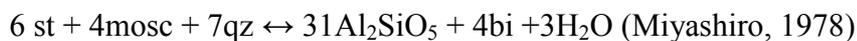
5) O Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas integra a sequência básica e é constituído por anfibolitos, anfibolitos blastomiloníticos, anfibolito com almandina, gnaiss anfibólico, metatexitos, diatexitos e embrechitos. É intruído por filões e pequenas massas de protomilonito trondjemítico.

6) Os anfibolitos da Série Negra ocorrem sob a forma de filões cuja idade não foi possível determinar. Os seus protólitos foram considerados subalcalinos com base no diagrama AFM (elementos sensíveis a processos metamórficos). Mas considerando, por exemplo a razão Y/Nb (Pearce & Cann, 1973), obtêm-se valores próprios de toleítos e transicionais-alcalinos. Os perfis dos toleítos apresentam enriquecimento em LILE compatíveis com os de arco-ilha enquanto que os transicionais-alcalinos sugerem uma fonte mais profunda, intraplaca oceânica. As associações mineralógicas originais foram integralmente substituídas devido aos processos metamórficos subsequentes. A fase mineralógica mais abundante é a magnésio-horneblenda e ferro-horneblenda.

7) A rocha mais antiga pertence ao Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal tendo sido observada no xisto quartzo-feldspático Souto-V. Vacas. A idade do protólito, provavelmente uma rocha ígnea, é $692 \pm 77/-60$ Ma, U-Pb em zircão (Neoproterozóico, Criogeniano).

8) As idades U-Pb de cristalização ígnea dos protólitos dos ortognaisses do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, obtidas em zircão ígneo são de 569 ± 3 Ma no ortognaisse C.Vale Cova-Carvalho e 548 ± 4 Ma no ortognaisse C.Vale Cova-Sardoal. Estas rochas pertencem pois ao Edicariano (Neoproterozóico).

9) Os ortognaisses foram sujeitos a deformação intensa que se manifesta em aspectos diversos tais como: texturas porfiroclásticas, foliação milonítica, sombras de pressão, texturas cataclásticas, subgranulação, recristalização, dobras similares, concêntricas, *kink band*, fracturação intensa, nomeadamente da granada, etc. O ortognaisse Souto-V. Vacas do Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal, com idade metamórfica de ca. 540 Ma evidencia uma evolução do campo de estabilidade entre: 4,5 kb e 590° C para 4,5-4kb e $570-580^\circ$ C, ambos na fácies anfibolítica. A presença de minerais como estauroлите e fibrolite em moscovite nos ortognaisses é indicativa de reacções metamórficas de retrogradação:



(st-estauroлите; mosc-moscovite; qz-quartzo; bi-biotite; alm-almandina; Al_2SiO_5 -fibrolite)

10) Os ortognaisses de Souto-V. Vacas, C. Vale Cova-Carvalho e C. Vale Cova-Sardoal, têm composição de granodiorito a granito e o ortognaisse de Olalhas tem composição de granito. Os ortognaisses têm um carácter subalcalino, peraluminoso e protólitos com algumas das características de tipo S e I com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de 0,7057-0,7117 e $\delta^{18}\text{O}$ de 6,74-11,98 ‰.

11) Os protólitos dos ortognaisses não se encontram relacionados entre si por processos de cristalização fraccionada. Os teores dos seus elementos traço são compatíveis com o ambiente de margem continental activa. Os perfis multi-elementares são sub-paralelos e idênticos aos da crosta continental. Os perfis de REE dos ortognaisses indicam fraccionação de monazite, apatite e zircão sem distinção significativa entre os diferentes tipos.

12) Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -5,2$ a $-8,1$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7057-0,7117$ dos ortognaisses são compatíveis com protólitos formados na crosta continental: os do ortognaisse Souto-V. Vacas evidenciam fusão parcial da crosta inferior (meta-sedimentar e meta-ígnea); os do ortognaisse C. Vale Cova-Carvalho, fusão parcial da crosta inferior (meta-sedimentar) e crosta média superior (meta-ígnea); os do ortognaisse C. Vale Cova-Sardoal sugerem fusão parcial da crosta média superior meta-ígnea. Concluiu-se assim que todos os seus protólitos serão híbridos.

13) As biotites e moscovites sofreram reequilíbrio como mostram as composições químicas dos porfiroclastos idênticas às da matriz. A plagioclase é o mineral que quimicamente mostra menor reequilíbrio.

14) No Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal os anfibolitos, onde foram datados zircões e titanite metamórficos com respectivamente de *ca* 539 e 529 Ma, têm protólitos subalcalinos e pertencem às séries toleítica e calco-alcalina. O protólito do anfibolito Cabeço da Moura tem assinatura geoquímica de MORB N e E, enquanto o protólito do anfibolito V. Vacas-Vila Nova tem assinatura de MORB E. O perfil multi-elementar dos anfibolitos é compatível com protólitos de ambiente arco-ilha (enriquecimento em LILE e perfil de HFSE paralelo ao MORB). Os perfis de REE do anfibolito Cabeço da Moura indicam fraccionação de hornblenda. No intervalo de valores de $\delta^{18}\text{O} = 5,58-9,85$ ‰, os valores mais baixos reflectem a fonte MORB e os mais elevados assinalam efeitos ACF (assimilação e cristalização fraccionada). As anfíbolos, de várias composições, com dominância de magnésio-hornblenda e a presença de clinopiroxena (diópsido, hedenbergite e augite), respeitam a eventos metamórficos.

15) Os anfibolitos mais antigos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas têm idades U-Pb de cristalização ígnea idênticas (ca. 544 Ma) mas assinaturas geoquímicas distintas: intra-placa, um anfibolito de 544 ± 2 Ma; margem continental activa, um anfibolito datado de $544,2 \pm 1,7$ Ma; MORB, um anfibolito com $544,3 \pm 2,5$ Ma.

16) Os anfibolitos mais antigos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas são subalcalinos e têm composição de diorito a tonalito. Os perfis multi-elementares mostram evidências de contaminação crustal dos protólitos MORB e intra-placa, enquanto os de margem continental activa afinidade com os das zonas de subducção. Os perfis REE são sub-paralelos e indicam fraccionação de alanite no protólito do anfibolito de margem continental activa e fraccionação de hornblenda no protólito do anfibolito MORB.

No que respeita às fases mineralógicas verificou-se a presença de variadas composições de anfíbola, com dominância da magnésio-horneblenda, resultantes de processos metamórficos subsequentes. Por outro lado, verificou-se também que a biotite assim como a titanite apresentam composições idênticas na matriz e nos porfiroclastos, o que indica reequilíbrio químico destas últimas ao contrário das anfíbolos.

17) Os anfibolitos mais antigos do Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas (ca. 544 Ma) foram originados em ambiente de subducção. No capítulo 6 decidiu-se referir protólitos mais próximos das suas assinaturas geoquímicas. Os dados geocronológicos e isotópicos vieram salientar que todas as assinaturas geoquímicas se podem compatibilizar com as observadas nas zonas de subducção de margem continental activa onde a placa subductada de natureza MORB é desidratada sob a litosfera subcontinental induzindo fusão parcial. Os líquidos assim produzidos intruem a crosta continental sendo aí contaminados. Assim as assinaturas ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 3,2$ a $-3,6$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7053$ a $0,7084$) devem ter resultado de protólitos da litosfera subcontinental e diferentes percentagens ACF (assimilação e cristalização fraccionada). Os valores de $\delta^{18}\text{O} = 8,77$ a $9,85$ ‰ confirmam a existência de fontes com variável contaminação crustal.

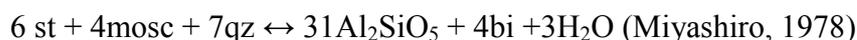
18) No Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal (CIABS) foram datados um xisto quartzo-feldspático e dois ortogneisses com monazites de idade ca. 540 Ma, interpretada como a idade do evento metamórfico (monazite do xisto quartzo-feldspático: 540 ± 3 Ma; monazite do ortogneisse Souto-V.Vacas: 540 ± 2 ; monazite do ortogneisse C.Vale Cova-Carvalho: $540 \pm$ Ma). Esta idade é idêntica à do zircão metamórfico do anfibolito Cabeço da Moura (CIABS), 539 ± 3 Ma. Este dado, é anterior à idade de arrefecimento da titanite (529 ± 5 Ma) do anfibolito V.Vacas-Vila Nova (CIABS) pós-pico metamórfico (ca. 539 Ma).

19) As condições de P - T estimadas para o anfibolito do Cabeço da Moura (CIABS), com uma idade metamórfica de ca. 539 Ma, são de 7-8 kb e 640 - 660° C, fácies anfibolítica. Estas condições aproximam-se das curvas de fusão estimadas para o toleito olivínico, que seriam para as pressões estimadas na ordem dos 730 - 700° C, na transição para a fácies granulítica (Ribeiro, 1995).

20) O Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas contém além dos anfibolitos neoproterozóicos acima referidos, dois litótipos de idade Ordovícica: o protomilonito trondjemítico e o anfibolito com almandina, com idade de cristalização ígnea de $483,0 \pm 1,5$ Ma e 477 ± 2 Ma (U-Pb, zircão)

respectivamente. Não foi possível determinar a idade do metamorfismo através do método utilizado. A monazite encontrada no protomilonito trondjemítico é ígnea (484 ± 10 Ma).

21) O protomilonito trondjemítico é intrusivo no Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas. Apresenta aspectos texturais característicos de deformação intensa, tais como textura porfiroclática/cataclástica, foliação milonítica, subgranulação e recristalização. As condições de P - T estimadas sob a associação mineralógica são de 4,5-6,2 kb e 590-650° C, fácies anfíbolítica. A associação da estauroлите à silimanite sugere a ocorrência da reacção:



(st-estauroлите; mosc-moscovite; qz-quartzo; bi-biotite; alm-almantina; Al_2SiO_5 -fibrolite)

22) O protomilonito trondjemítico tem carácter peraluminoso. A sua íntima associação com os anfíbolitos locais, o elevado grau de metamorfismo *ca.* 650°C e 6,2Kb e a presença de migmatitos no local sugerem protólitos resultantes de fusão parcial daquelas rochas. Esta hipótese é apoiada pelos valores isotópicos de $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 5,0$ a 5,3 e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7039$ -0,7045 e os valores de $\delta^{18}\text{O} = 8,77$ -10,52 ‰ (Henriques et al. em preparação).

23) O anfíbolito com almandina apresenta texturas metatexíticas discretas com neossoma. A anfíbola dominante é a ferro-tshermakite mas também apresenta grunerite. As condições de P - T estimadas para esta rocha são de 6,5 kb e 550° C, fácies anfíbolítica. A granada almandina não apresenta zonamento, o que sugere homogeneização por difusão. Este processo ocorre a partir de temperaturas iguais ou superiores a 650° C (Tracy, 1982), sugerindo que esta rocha tenha estado a temperaturas mais elevadas, não sendo possível determinar as condições de P - T de pico metamórfico.

24) O protólito do anfíbolito com almandina possui características isotópicas como as do *mantle array* ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 6,7$ -8,2 e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7030$ -0,7042) com alguma contaminação litosférica ($\delta^{18}\text{O} = 7,18$ -9,73 ‰). Do ponto de vista geoquímico apresenta características de protólito MORB com contaminação crustal.

25) O riodacito intrusivo no Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal e na Série Negra é a rocha mais recente com idade de cristalização ígnea de 308 ± 1 Ma (U-Pb em monazite ígnea) e zircão

herdado com 619 ± 10 Ma e 1054 ± 10 Ma. Apresenta uma textura porfírica, não deformada, característica de rochas ígneas. Não foram observados quaisquer minerais metamórficos.

26) O riodacito é subalcalino e tem assinatura geoquímica de margem continental activa. Os perfis de REE indicam fraccionação de monazite. O perfil multi-elementar evidencia fraccionação do protólito com enriquecimento elementar, especialmente dos LILE e perturbação de elementos como o P (fraccionação de monazite) de Ti (oxidação e fraccionação de óxidos de Fe) e Ce (oxidação). Os dados isotópicos sugerem fonte de composição próxima da do manto litosférico.

27) Os valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ das rochas Neoproterozóicas (-8.1 a -2.9) e os valores antigos das idades modelo T_{DM} (1.51 a 1.81 Ga) são característicos de terrenos do tipo cadomiano observados noutras áreas da Cadeia Varisca Europeia. A idade dos zircões herdados (1.6-2.8 Ga) comprova a antiguidade dos tempos de residência crustal dos seus protólitos. As rochas Neoproterozóicas apresentam uma composição isotópica idêntica à do substracto cadomiano.

28) Foram estabelecidos vários estádios de evolução tectono-magmática na região desde o Neoproterozóico até ao Paleozóico tardio. O primeiro estádio corresponde à presença dum arco-ilha durante o Criogeniano, o segundo à formação do arco cadomiano durante o Criogeniano/Edicariano, o terceiro a um episódio metamórfico de médio a alto grau que teve lugar na passagem do tempo Pré-câmbrico-Câmbrico, o quarto a um episódio magmático durante o Ordovícico relacionado com a abertura do Rheic e o último a um evento ígneo durante o Carbónico. A Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba constitui uma sutura cadomiana retomada durante a orogenia varisca.

Referências bibliográficas

- Abranches, M.C.B., & Canilho, M.H., 1981/82, Determinações de idade pelo método do Rb/Sr de granitos antigos portugueses. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, v.24, p. 17-32.
- Ahrens, L.H., 1955, Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 8, p. 1-15.
- Aleinikoff J.N., Wintsch R.P., Fanning, C.M., & Dorais M.J., 2002, U–Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology*, v. 188, p. 125– 147.
- Alia, M., 1963, Rocas ultramáficas en el sector de Calzadilla de los Barros (Badajoz), Thesis, Univ Bilbao, 110 pp.
- Allègre, C.J., Albarède, F., Grünenfelder, M., & Köppel, V., 1974, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ zircon geochronology in alpine and non-alpine environment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 43, p. 163-194.
- Anderson, C.A., & Hinthorne, J.R., 1972, U, Th, Pb, and REE abundances and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of individual minerals in returned lunar material by ion microprobe mass analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 195-200.
- Andersen, D.J., & Lindsley, D.H., 1988, Internally Consistent Solution Models for Fe-Mg-Mn-Ti Oxides - Fe-Ti Oxides. *American Mineralogist*, v. 73 p. 714-26.
- Andonaegui, P., Castiñeiras P., González Cuadra, P., Arenas, R., Sánchez Martínez ,S., Abati, J., Díaz García, F., & Martínez Catalán, J.R., 2012, The Corredoiras orthogneiss (NW Iberian Massif): Geochemistry and geochronology of the Paleozoic magmatic suite developed in a peri-Gondwanan arc. *Lithos*, v. 128-131, p. 84-99.
- Antunes I.M.H.R., Neiva A.M.R., Silva, M.M.V.G., & Corfu F., 2009, The genesis of I- and S-type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo pluton, Central Iberian Zone (central Portugal). *Lithos*, v.111, p. 168-185.
- Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J. I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L., Martínez Catalán, J., Ortega, E., Pablo Maciá, J. G. de, Peinado, M., & Rodríguez-Fernández, L. R., 1988, Características Geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. II Congr. Geol. España, Simposios, p. 75 – 84.
- Arevalo Jr., R., & McDonough, W.F., 2010, Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geology*, v. 271, p. 70-85.
- Armstrong, R.L., Taubeneck, W.H., & Hales, P.O., 1977, Rb-Sr and K-Ar geochronometry of Mesozoic granitic rocks and their Sr isotopic composition, Oregon, Washington, and Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 397-411.
- Azor, A., González Lodeiro F., Simancas J. F., & Bea F., 1994, Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena/Central Iberian contact (Variscan Belt, south-west Iberian Peninsula). *International Journal of Earth Sciences*, v. 84, Issue 2, p. 375 – 383.
- Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Simancas, J. F., & Martínez Poyatos, D., 2004, Propuesta de un modelo evolutivo para la Zona de Ossa Morena, in: Vera, J. A., eds. *Geología de España*, Madrid, SGE-IGME, p. 173 – 179.
- Bacon, C.R., 1989, Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 1055-1066.
- Bailey, S.W., 1980, Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals*, v. 15, p. 85-93.
- Ballèvre, M., Fourcade, S., Capdevila, R., Peucat J.J., Cocherie A., & Fanning C.M., 2012, Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France) Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Research*, v. 21, p. 1019-1036.

- Barbosa, B., 1995, Alostratigrafia e Litostratigrafia das Unidades Continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo: relações com o Eustatismo e a Tectónica. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de doutor em Geologia, na especialidade de Estratigrafia e Sedimentologia, 253 p.
- Barker, F., 1979, Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin in Barker F. (ed), Trondhjemites, dacites and related rocks, Elsevier, Amsterdam, p. 1-12.
- Basta F.F., Maurice, A.E., Bakhit, B.R., Ali, K.A., & Manton, W.I., 2011, Neoproterozoic contaminated MORB of Wadi Ghadir ophiolite, NE Africa: Geochemical and Nd and Sr isotopic constraints. *Journal of African Earth Sciences*, v. 59, p. 227-242.
- Batchelor, R.A., & Bowden P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55.
- Bayliss, P., 1980, Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, v. 13, p. 178-180.
- Bea, F., & Montero, P., 1999, Behaviour of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea, Verbano, NW Italy. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. 63, p. 1133–1153.
- Bea, F., Montero, P., & Ortega, M., 2006, A LA-ICP-MS Evaluation of Zr reservoirs in common crustal rocks: implications for Zr and Hf geochemistry and zircon-forming processes. *The Canadian Mineralogist*, v. 44, 693-714.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Siena, F., & Vaccaro, C., 2004, Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain). *Lithos*, v. 75, p.67–87.
- Becker, H., Jochum, K.P., & Carlson, R.W., 2000, Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones. *Chemical Geology*, v. 163, p. 65–99.
- Bhowmik, S.K., & Spiering B., 2004, Constraining the prograde and retrograde P-T paths of granulites using decomposition of initially zoned garnets: an example from the Central Indian Tectonic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 147, p. 581–603.
- Bingen, B., Austrheim, H., & Whitehouse, M., 2001, Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of W. Norway and implications for zircon geochronology. *Journal of Petrology*, v. 42, p. 355-375.
- Bleeker, W., Parrish, R.R., & Kinsman, A., 1999, High-precision U-Pb geochronology of the Late Archean Kidd Creek deposit and surrounding Kidd volcanic complex. *Economic Geology Monographs*, v. 10, p. 43-70.
- Boak, J.L., & Dymek R.F., 1982, Metamorphism of the ca. 3800 Ma supracrustal rocks at Isua, West Greenland: implications for early Archean crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, p. 155-176,
- Borthwick, J., & Harmon R.S., 1982, A note regarding CIF3 as an alternative to BrF5 for oxygen isotope analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 1665-1668.
- Bowring, S.A., & Williams, I.S., 1999, Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 3-16.
- Bowring, S.A., & Schmitz, M.D., 2003, High-precision U-Pb zircon geochronology and the stratigraphic record, in Hanchar J.M., and Hoskin P.W.O., eds, Zircon, Mineralogical Society of America *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 305-326.
- Broska, I., Harlov, D., Tropper, P., & Siman, P., 2007, Formation of magmatic titanite and titanite-ilmenite phase relations during alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slobavakia. *Lithos*, v. 95, p. 58-71.
- Bruyin, H., Westhuizen, W.A., & Schoch, A.E., 1983, The estimation of FeO, F, and H₂O⁺ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, v. 1 (4), p. 399-413.

- Brown, G.C., Thorpe, R.S., & Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, London, v. 141, p. 413-426.
- Buschmann, B., Nasdala, L., Jonas, P., Linnemann, U., Gehmlich, M., 2001. SHRIMP U–Pb dating of tuff-derived and detrital zircons from Cadomian marginal basin fragments (Neoproterozoic) in the northeastern Saxothuringian Zone (Germany). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Monatshefte*, v. 6, p. 321 – 342.
- Cameron, A.E., Smith, D.H., & Walker, R.L., 1969, Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead. *Analytical Chemistry*, v. 41, p. 525-6.
- Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:500 000, 1992, 5ª edição, Serviços Geológicos de Portugal, Folhas Norte e Sul.
- Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:1 000 000, 2010, LNEG-LGM, Lisboa.
- Carvalhosa A., 1965, Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo), Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, no. 11, 132 p.
- Catlos, E.J., Gilley, L.D., & Harrison, T.M., 2002, Interpretation of monazite ages obtained via in situ analysis. *Chemical Geology*, v. 188, p. 193– 215.
- Chalot-Prat, F., Ganne, J., & Lombard, A., 2003, No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps). *Lithos*, v. 69, p. 69–103.
- Chaminé, H.I., 2000, Estratigrafia e Estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena): Implicações Geodinâmicas. Tese submetida à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto para obtenção do grau de Doutor em Geologia, 497 p.
- Chappell, B.W., & White, A.J.R. 1992, I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 83, p. 1-26.
- Cheney, J.T., & Guidotti, C.V., 1979, Muscovite-plagioclase equilibria in silimanite-quartz bearing metapelites. Puzzle Mountain area. *American Journal of Science*, v. 279, p. 411.
- Cherniak, D.J. & Watson, E.B., 2003, Diffusion in zircon, in Hanchar J.M., and Hoskin P.W.O., eds, Zircon, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 113-143.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Grove, M., & Harrison, T.M., 2004, Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 829-840.
- Cherniak, D.J, & Pyle, J.M., 2008, Thorium diffusion in monazite. *Chemical Geology*, v. 256, p. 52-61.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Diaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernandez, C., Pin, C., & Silva, J.B., 2008, Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm–Nd isotopes and SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Tectonophysics*, v. 461, p. 91–113.
- Clayton, R. N., & Mayeda T. K., 1963, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 27, p. 43-52.
- Coggon R., & Holland T.J.B., 2002, Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 683-696.
- Conde, L. E. N., 1984, Excursão geológica na região de Ferreira do Zêzêre-Abrantes, in: Livro-Guia das Excursões da VI Reunião do Grupo Ossa-Morena, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, 8 p.
- Condie, K.C., Belousova, E., Griffin, W.L., & Sircombe K. N., 2009, Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, v.15, p. 228-242.
- Coney, P. J., Jones, D. L., & Monger, J.W., 1980, Cordilleran suspect terranes, *Nature* v. 288, p. 329 – 333.
- Connolly J.A.D., 2009 The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 10, Q10014.

- Cooke, R.A., O'Brien, P.J., & Carswell, A., 2000, Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure–temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 18, p. 551–569.
- Corvino A. F., Wilson C.J.L., & Boger S.D., 2011, The structural and tectonic evolution of a Rodinian continental fragment in the Mawson Escarpment, Prince Charles Mountains, Antarctica. *Precambrian Research*, v. 184, p. 70-92.
- Cox, K.G., Bell, J.D., & Pankhurst R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks, George, Allen and Union, London, 450 p.
- Dahl, P.S., 1997, A crystal-chemical basis for Pb retention and fissiontrack annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 150, p. 277-290.
- Dale J., Powell R., White R., Elmer, F.L., & Holland, T.J.B., 2005), A thermodynamic model for Ca–Na clin amphiboles in Na₂O–CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–O for petrological calculations. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, p. 771-791.
- Davis, D.W., 1982, Optimum linear regression and error estimation applied to U–Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 2142-2149.
- Davis D.W., Blackburn C.E., Krogh T.E., 1982, Zircon U-Pb ages from the Wabigoon-Manitou Lakes region, Wabigoon Subprovince, northwest Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 254-266.
- Davis, D.W., Williams, I.S., & Krogh, T.E., 2003, Historical development of zircon geochronology, in Hanchar J.M., and Hoskin P.W.O., eds, Zircon, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 145-181.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and Associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 73, p. 135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J., 1966, An Introduction to the rock-forming minerals. London: Longmans, Green & Co. Ltd.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman J., 1992, An introduction to rock forming minerals, 2nd edition, Longman, 696 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J., 1996, An Introduction to the rock-forming minerals. Longman, Scientific & Technical.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J., 1997, Rock-forming minerals, v.1A, orthosilicates, 2nd edition, The Geological Society of London, London, 919 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman J., 1997, Rock-forming minerals, double-chain silicates, vol. 2B, 2nd edition, the geological society of London, Bath, UK, 764 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J., 2001, Rock-forming minerals, Framework silicates, feldspars, v. 4A (2nd edition), Geological Society, London, 972 p.
- DePaolo, D.J., & Wasserburg, G.J., 1976, Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, v. 3, p. 249–252.
- DePaolo D.J., 1981, Neodymium isotopes in the Colorado front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, v. 291, p. 193-196.
- DePaolo, D.J., 1981, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc–alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10470–10488.
- DePaolo, D.J., 1988, Neodymium isotope geochemistry: an introduction, Springer-Verlag, New York, 187 p.
- Dias, G., SirmGesl, P.P., Ferreira, N., & Leterrier, J., 2002, Mantle and Crustal Sources in the Genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints: *Gondwana Research*, v 5, no. 2, p. 287–305.

- Dickin, A.P., 2005, Radiogenic Isotope Geology (2nd edition), New York, Cambridge University Press, 492 p.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259-274.
- Downes, H., & Duthou, J.L., 1988, Isotopic and trace element arguments for the lower-crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chemical Geology*, v. 68, p. 291–308.
- Drury, S.A., 1972, The Chemistry of some granitic veins from the Lewisian of Coll and Tiree, Argyllshire, Scotland. *Chemical Geology*, v. 9, p. 175-193.
- Drury, S.A., 1973, The geochemistry of Precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. *Chemical Geology*, v. 11, p. 167-188.
- Dunning, G., & Indares, A., 2010, New insights on the 1.7–1.0 Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan – Baie Comeau transect. *Precambrian Research*, v. 180, p. 204–226.
- Egal, E., Guerrot, C., Le Goff, D., Thiéblemont, D. & Chantraine, J., 1996, The Cadomian orogeny revisited in northern France, *in*: Nance, R.D., and Thompson, M.D., eds., Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic: Geological Society of America, Special Papers, v. 304, p. 281–318.
- Eguiluz, L., 1987, Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos-Monesterio (Macizo Ibérico Meridional), Thesis, Univ Bilbao, 694p.
- Eguiluz, L., Ibarguchi, J.I.G., Ábalos, B., & Apraiz, A. 2000, Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 1398-1413.
- Eiler, J.M., 2001, Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. In: J.W. Valley & D.R. Cole (eds), Stable Isotope Geochemistry, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Blacksburg, Virginia, v. 43, p. 319-359.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., & Bird, D.K., 1993, Al–Fe³⁺ and F–OH substitutions in titanite and constraints on their P–T dependence. *European Journal of Mineralogy*, v. 5, p. 219–231.
- Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F., Marquinez, J., Parra, L., Martínez Catalán, J., Maciá, J., Fernandez, L., 1987, Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía y estrutura de Galicia Central. *An. Fac. Cien. Univ. do Porto, Mem.*, v. 1, p. 411 – 431.
- Faure, G., 1986, Principles of isotope geology, John Willey & Sons, New York, 606 p.
- Faure, G., & Mensing, T.M., 2005, Isotopes – Principles and applications (3rd edition), New Jersey, Wiley, 897 p.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., & Jeffries, T. E., 2002, The importance of alongmargin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 204, p. 75 – 88.
- Fettes D. & Desmons J. (ed.) 2007, *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 244 p.
- Flinter, B.H., 1959, The magnetic separation of some alluvial minerals in Malaya. *American Mineralogist*, v. 44, p. 738-751.
- Floyd P.A., & Winchester, J.A., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 21, p. 291-306.
- Floyd P.A., & Winchester, J.A., 1983, Element mobility associated with meta-shear zones within the Ben Hope amphibolites suite, Scotland. *Chemical Geology*, v. 39, p. 1-15.

- Floyd, P.A., Winchester, J.A., Seston R., Kryza R., & Crowley, Q.G., 2000, Review of geochemical variation in Lower Paleozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction, in Franke, W., Haak, V., Oncken, O. and Tanner, D., (ed), *Orogenic Processes: quantification and modeling in the Variscan Belt*, Geological Society, London, Special Publications, v. 179, p. 155-174.
- Foster, M.D., 1960, Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, v. 354-B, p. 1- 49.
- Franz, G., & Spear, F.S., 1985, Aluminous titanite (sphene) from the eclogite zone, Southcentral Tauern Window, Austria. *Chemical Geology*, v. 50, p. 33–46.
- Fraser, G., Ellis, D., & Eggins, S., 1997, Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks: *Geology*, v. 25, p. 607-610.
- Frost, C.D., & Frost, B.R., 1995, Elemental and isotopic mobility during open-system dehydration of amphibolites, Morton Pass, Wyoming. *Journal of Geology*, v. 103, p. 269-284.
- Frost, B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J. & Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033-2048.
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., & Schumacher, J.C., 2000, Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, v. 172, p. 131–148.
- Frost, B.R., & Frost, C.D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, v. 49, p. 1955-1969.
- Ganguly, J. & Tirone, M., 1999, Diffusion closure temperature and age of a mineral with arbitrary extent of diffusion: theoretical formulation and applications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 170 p. 131–140.
- Gardés, E., Jaoul, O., Montel, J., Seydoux-Guillaume, A., & Wirth, R., 2006, Pb diffusion in monazite; an experimental study of $Pb^{2+} \leftrightarrow Th^{4+} \leftrightarrow 2 Nd^{3+}$ interdiffusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 2325-2333.
- Gardés, E., Montel, J.M., Seydoux-Guillaume, A.M., & Wirth, R., 2007 Pb diffusion in monazite: New constraints from the experimental study of $Pb^{2+} \leftrightarrow Ca^{2+}$ interdiffusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, p. 4036-4043.
- Gebauer, D., & Grünenfelder, M., 1979, U-Th-Pb dating of minerals, in Jäger, E., and Hunziker, J.C., eds, *Lectures in Isotope Geology*, Springer-Verlag, Berlin, p. 105-131.
- Gieré, R., 1992, Compositional variation of metasomatic titanite from Adamello (Italy). *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, v. 72, p. 167 – 177.
- Gieré R., & Sorensen S.S., 2004, Allanite and other REE-rich epidote –group minerals, in Liebscher, A., and Franz, G., *Epidotes*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 56, p. 431-493.
- Gilbert, M.C., Helz R.T., Popp R.K. & Spear F.S., 1982, Experimental studies of amphibole stability. In Vevlen D.R. & ribbe P.H., eds, *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, *Reviews in mineralogy*, v.9B, p. 229-347.
- Goldich, S.S., and Mudrey, M.G., 1972, Dilatancy model for discordant U-Pb ages, in Tugarinov A.I., eds, *Contributions to Recent Geochemistry and Analytical Chemistry*, Nauka Publications Office, Moscow, p. 415-418.
- Goldstein, S.L., O’Nions, R.K., & Hamilton, P.J., 1984, A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 70, p. 221-236.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Azor, A., Fernández-Soler J.M., & López Sánchez-Vizcaíno V., 2003, The amphibolites from the Ossa–Morena / Central Iberian Variscan suture (Southwestern Iberian Massif): geochemistry and tectonic interpretation. *Lithos*, v. 68, p. 23-42.

- Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J.M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno V., González-Lodeiro F., Galindo-Zaldívar, J., & Padrón-Navarta J.A., 2012, Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos*, v. 146-147, p. 93-111.
- Gonçalves, F., 1971, Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal. Nova Série, no. 16, 62 p.
- Gonçalves, F., Zbyszewski, G., Carvalhosa, A., & Coelho, A. P., 1979, Notícia explicativa da folha 27-D, Abrantes, Serviços Geológicos de Portugal, 75p.
- Gorton, M.P., & Schandl, E.S., 2000, From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, v. 38, p. 1065-1073.
- Grauch, R.I., 1989, Rare earth elements in metamorphic rocks, in Lipin B.R. and McKay G.A. (ed), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 21, p. 147-167.
- Green E., Holland T., Powell R., 2007, An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *American Mineralogist*, v. 92, p. 1181-1189.
- Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V., & Hålenius, U., 2013, Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, v. 98, p. 785 – 811.
- Guidotti, C.V., & Sassi F.P., 1976, Muscovite as petrogenetic indicator mineral in polytic schists. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, v. 127, p. 97.
- Guidotti, C.V., & Sassi F.P., 2002, Constrains on studies of metamorphic K-Na white micas in Ribbe, P.H., eds, Micas: crystal chemistry and metamorphic petrology. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 46, p. 413-462.
- Guo, Z., Hertogen, J., Liu, J., Pasteels, P., Boven, A., Punzalan, L., He, H., Luo, X., & Zhang, W., 2005, Potassic Magmatism in Western Sichuan and Yunnan Provinces, SE Tibet, China: Petrological and Geochemical Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*, v. 46, p. 33-78.
- Hall A., 1987, *Igneous Petrology*, Longman Scientific & Technical, New York, 573 p.
- Hanchar, J.M., & Miller, C.F., 1993, Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, v. 110, p. 1-13.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., & Möller, A., 2007, Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, v 3, p. 43-50.
- Harlov, D., Tropper, P., Seifert, W., Nijland, T., & Förster, H., 2006, Formation of Al-rich titanite (CaTiSiO₄O–CaAlSiO₄OH) reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of fH_2O and fO_2 . *Lithos*, v. 88, p. 72–84.
- Harris, N.B.W., Pearce J. A., & Tindle A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision zone magmatism, in Coward, M. P. & Reis A. C., Collision Tectonics, Geological Society, London, Special Publications, v. 19, p. 67-81.
- Hawthorne F.C., & Oberti R., 2007, Classification of the amphiboles. In: Rosso J.J., eds, Amphiboles: crystal chemistry occurrence, and health issues. Mineralogical Society of America and Academia Nazionale dei Lincei, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 67, p. 55-88.
- Henriques S., Ribeiro M. L., & Moreira M. E., 2006 Caracterização petrográfica e geoquímica dos magmatitos da região do Sardeal (Abrantes) e seu enquadramento geodinâmico, Comunicações geológicas INETI, Tomo 93, p. 5 – 21.
- Henriques, S. A., Dunning, G .R., Ribeiro, M. L., Neiva, A. M. & Romão, J., 2009, Ediacaran Gneisses along the Ossa-Morena Central Iberian Zone boundary, Portugal: their distribution, character, age and metamorphic history: Geological Society of America Abstracts with programs, v. 41, no. 7, p. 270.

- Henriques S. B. A., Neiva A. M. R., Ribeiro M. L., & Dunning, G. R., 2010a, Geochemistry and geochronology of a Precambrian active continental margin at the boundary between the Ossa Morena Zone and the Central Iberian Zone, Central Portugal: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, Issue 12, Supplement 1, p. A400 (Goldschmidt Conference Abstracts).
- Henriques S. B. A., Neiva A. M. R., Ribeiro M. L., & Dunning, G.R. 2010b, Island-Arc signature in amphibolites from the boundary between the Ossa Morena Zone and the Central Iberian Zone in Central Portugal: 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series*, v. 6, p. 592.
- Hickman, M.H., & Glassley, W.E., 1984, The role of metamorphic fluid transport in the Rb-Sr isotope resetting of shear zones: evidence from Nodre Stromjord, West Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 87, p. 265-281.
- Holland T., & Powell R., 1996, Thermodynamics of order-disorder in minerals. 2. Symmetric formalism applied to solid solutions. *American Mineralogist*, v. 81, p. 1425-1437.
- Holland T.J.B., & Powell R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 309-343.
- Holmes, A., 1954, The oldest dated minerals of the Rhodesian Shield. *Nature*, v. 173, p. 612-17.
- Hoskin, P.W.O., 2000, Patterns of chaos: fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 1905-1923.
- Hoskin, P.W.O., & Black, L.P., 2000, Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 18, p. 423-439.
- Hoskin, P.W.O., & Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, in Hanchar J.M., and Hoskin P.W.O., eds, *Zircon*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 27-62.
- Ireland, T.R., & Williams, I.S., 2003, Considerations in zircon geochronology by SIMS, in Hanchar J.M., and Hoskin P.W.O., eds, *Zircon*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 215-241.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Jacobsen, S.B., & Wasserburg, G.J., 1980, Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 139-155.
- Jaffey, A.H., Aynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.E., & Essling, A.M., 1971, Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U : *Physical Review. section C: Nuclear Physics*, v.4. p. 1889-1906
- Janousek, V., Farrow, C.M., & Cherban, V., 2006, Technical note, Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of petrology*, v. 47, p. 1255-1259.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L., 1972, Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E:1:1,000,000. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- Jung, S., Kröner, A., & Kröner, S., 2007, A ~700 Ma Sm-Nd garnet-whole rock age from the granulite facies Central Kaoko Zone (Namibia): Evidence for a cryptic high-grade polymetamorphic history? *Lithos*, v. 97, p. 247-270.
- Kelly, N.M., & Harley, S.L., 2005, An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 149, p. 57-84.
- Kistler, R. W., 1974, Phanerozoic batholiths in western North America. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 2, p. 403-418.

- Kogiso, T., Tatsumi, Y., & Nakano, S., 1997, Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 193–205.
- Kooijman, E., Upadhyay, D., Mezger, K., Raith, M.M., Berndt J., & Srikantappa, C., 2011, Response of the U–Pb chronometer and trace elements in zircon to ultrahigh-temperature metamorphism: The Kadavur anorthosite complex, southern India. *Chemical Geology*, v. 290, p. 177-188.
- Kosler, J., & Sylvester, P.J., 2003, Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS, in Hanchar J.M., and Hoskin P.W.O., eds, Zircon, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 243-275.
- Kretz, R., 2006, Shape, size, spatial distribution and composition of garnet crystals in highly deformed gneiss of the Otter Lake area, Québec, and a model for garnet crystallization. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, p. 431–449.
- Krogh, T.E., 1973, A low contamination method hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 485-494.
- Krogh, T.E., 1982, Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.
- Kyser, T.K., O’Neil, J.J., & Carmichael, I.S.E., 1982, Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: evidence from oxygen isotope compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, p. 88-102.
- La Roche, H., Letterier, J., Grand Claude, P. & Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.M.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., & Youzhi G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 219-233.
- Lefebvre N., Kopylova M., & Kivi K., 2005, Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks. *Precambrian Research*, v. 138, p. 57-87.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova S., Keller J., Sabine Lameyre, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., & Wooley, A.R., 2002 *Igneous rocks, a classification and glossary of terms* (2nd edition), Cambridge University Press, 236 p.
- Lima, S.S.M, Neiva, A.M.R. & Ramos, J.M.F., 2010, Textural features and geochemistry of titanite in granitic rocks from Ciborro – Aldeia da Serra area, Ossa-Morena Zone (southern Portugal), 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series*, v. 6, p. 459.
- Liñan, E., & Quesada C., 1990, Stratigraphy of Ossa - Morena Zone: Rift Phase (Cambrian), Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E., eds., - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, p. 259 – 266.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., & Tonk, Ch., 2004, West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, v. 93, p. 683–705.
- Linnemann, U., D’Lemos, R., Drost, K., Jeffries T., Gerdes, A., Romer, R.L., Samson, S.D., & Strachan, R.A., 2008a, Cadomian tectonics, in T. McCann (eds), *The Geology of Central Europe*, Geological Society of London, v. 1, p. 103-154.

- Linnemann U., Pereira F., Jeffries T. E., Drost K., & Gerdes A., 2008b, The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs): *Tectonophysics*, v. 461, p. 21–43.
- López de Azarevich, V.L., Escayola, M., Azarevich, M.B., Pimentel, M.M., & Tassinari, C., 2009, The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic–Cambrian evolution of southwestern Gondwana: Geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 28, p. 333-344.
- López-Guijarro, R., Armendáriz M., Quesada C., Fernández-Suárez J., Murphy, J. B., Pin, C., Bellido, F. 2008, Ediacaran–Palaeozoic tectonic evolution of the Ossa Morena and Central Iberian zones (SW Iberia) as revealed by Sm–Nd isotope systematics. *Tectonophysics*, v. 461, p. 202–214.
- Lotze, F., 1945, Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Mesetas. *Geoth. Forsch.*, v. 6, p. 78 – 92. Traducción española por Ríos J. M., 1950, Observaciones respecto a la división de las Variscidas de la Meseta Ibérica. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*, v. 5, p. 149 – 166.
- Ludwig, K.R., 2003, ISOPLOT 3.00: A geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication, n. 4, 70 p.
- Lugmair, G.W., & Marti, K., 1978, Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 39, p. 349-357.
- Manhês, G., Minster, J.F., & Allêgre, C.J., 1978, Comparative U–Th–Pb and Rb–Sr study of the Saint Séverin amphoterite: consequence for early solar system chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 39, p. 14-24.
- Maniar, P.D., & Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635–643.
- Martignole, J., & Pouget, P., 1993, Contrasting zoning profiles in high-grade garnets: evidence for the allochthonous nature of a Grenville province terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 120, p. 77–185.
- Martins, A., 1999., Caracterização Morfotectónica e Morfossedimentar da Bacia do Baixo Tejo, Pliocénico e Quaternário. Dissertação apresentada à Universidade de Évora para obtenção do grau de Doutor em Geografia Física, 500p.
- Mata J., & Munhá J., 1986, Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajóz-Cordoba-Shear Zone), *Maleo*, v. 2, n. 13, p.28.
- Matte, P., 2001, The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review: *Terra Nova*, v. 13, no. 2, p. 122 – 128.
- Mattinson, J.M., Graubard, C.M., Parkinson D.L., & McClelland W.C., 1996, U–Pb Reverse Discordance in Zircons: the Role of Fine-Scale Oscillatory Zoning and Sub-Micron Transport of Pb, *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*, Geophysical Monograph 95: American Geophysical Union.
- Mattison, J.M., 2005, Zircon U–Pb chemical-abrasion (CA-TIMS) method: combined annealing and multi-step dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, v. 220, p. 47-66.
- McCulloch, M.T., & Black, L.P., 1984, Sm–Nd isotopic systematic of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 71, p. 46-58.
- McKay G.A., 1989, Partitioning of rare earth elements between major silicate minerals and basaltic melts, in Lipin B.R. and McKay G.A. (ed), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 21, p. 45-77.
- Mendes, F., 1967/68, Contribution à l'étude géochronologique par le méthode de strontium des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, II, p. 3-157.

- Mezger, K., & Krogstad, J., 1997, Interpretation of discordant U-Pb in zircon ages: an evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15, p. 127-140.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic Belts*, George Allen & Unwin Ltd., eds., London, 492 p.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., & Kröner, A., 2002, Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 727-740.
- Morad, S., El-Ghali, M.A.K., Caja, M.A., Al-Ramadan, K., & Mansurbeg, H., 2009. Hydrothermal alteration of magmatic titanite: evidence from Proterozoic granitic rocks, southeastern Sweden. *Canadian Mineralogist*, v. 47, p. 801–811.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., & Gottardi, G., 1988, Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, v. 73, p. 1123-1133.
- Mtoro, M., Maboko, M.A.H., & Many, S., 2009, Geochemistry and geochronology of the bimodal volcanic rocks of the Suguti area in the southern part of the Musoma-Mara Greenstone Belt, Northern Tanzania. *Precambrian Research*, v. 174, p. 241-257.
- Murphy, J.B., & Nance, R.D., 2002, Sm–Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. *Earth-Science Reviews*, v. 59, p. 77-100.
- Murphy, J.B., Pisarevsky S.A., Nance R.D., & Keppie J.D., 2004, Neoproterozoic—Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, v. 93, p. 659–682.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J., 2006, Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, v. 34, p. 325–328.
- Murphy J.B., Gutiérrez-Alonso G., Nance R.D., Fernández-Suárez J., Keppie J.D., Quesada C., Dostal J.A., & Braid J., 2009, Rheic Ocean mafic complexes: overview and synthesis, in Murphy J.B., Keppie J.D. & Hynes, A.J., eds., *Ancient Orogens and Modern Analogues*, Geological Society of London, Special Publications, v. 327, p. 343–369.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., Strachan, R. A., Keppie, J. D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann U., & Pisarevsky, A., 2008, Neoproterozoic–early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections, Ennih, N., & Lié Geois
- Nasdala, L., Lengauer, C.L., Hanchar, J.M., Kronz, A., Wirth, R., Blanc, P., Kennedy, A.K., & Seydoux-Guillaume, A.M., 2002, Annealing radiation damage and the recovery of cathodoluminescence. *Chemical Geology*, v. 191, p. 121-140.
- Nasdala, L., Zhang, M., Kempe, U., Panczer, G., Gaft, M., Andrut, M., & Plötze, M., 2003, Spectroscopic methods applied to zircon, in Hanchar J.M., and Hoskin P.W.O., eds, *Zircon*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 427-467,
- Nash W.P., & Crecraft H.R., 1985, Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v, 49, p. 2309-2322.
- Newton R.C., Charlu T.V., & Kleppa O.J., 1980, Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochemica Cosmochimica Acta*, v.44, p. 933-941.
- Nicolaysen, L.O., 1957, Solid diffusion in radioactive minerals and the measurement of absolute age. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 11, p. 41-59.
- Nutman, A.P., Dawes, P.R., Kalsbeek, F., & Hamilton M.A., 2008, Palaeoproterozoic and Archaean gneiss complexes in northern Greenland: Palaeoproterozoic terrane assembly in the High Arctic. *Precambrian Research*, v. 161, p. 419–451.
- Oberti, R., Smith, D.C., Rossi, G., & Caucia, F., 1991, The crystal-chemistry of high aluminum titanites. *European Journal of Mineralogy*, v. 3, p. 777–792.

- Oliveira, J. T., Oliveira, V., Piçarra, J. M., 1991, Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa Morena em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 77, p. 3 – 26.
- Ordoñez-Casado, B., 1998, Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa-Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone [Ph.D.thesis]: Swiss Federal Institute of Technology Zürich, Switzerland, 235p.
- Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J.A., Billström, K., 2009, The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle? *Lithos*, v. 110, p. 262-276.
- Owen, J.V., Greenough, J.D., Fryer, B.J., & Longstaffe, F.J., 1992, Petrogenesis of the Potato Hill Pluton, Newfoundland: transpression during the Grenvillian orogenic cycle? *Journal of the Geological Society of London*, v. 149, p. 923–935.
- Owen, J.V., Longstaffe, F.J., & Greenough J.D., 2003, Petrology of sapphirine granulite and associated sodic gneisses from the Indian Head Range, Newfoundland. *Lithos*, v. 68, p. 91– 114.
- Pan, Y., 1997, Zircon and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 105-118.
- Parrish R.R., 1987, An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, v. 66, p. 99-102.
- Parrish, R., 1990, U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 1431-1450.
- Parrish R.R., & Krogh, T.E., 1987, Synthesis and purification of ^{205}Pb for U-Pb for geochronology. *Chemical Geology*, v. 66, p.103-110.
- Parrish, R.R., 2001, The response of mineral chronometers to metamorphism and deformation in orogenic belts, in Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S., Hand, M., eds, *Continental Reactivation and Reworking*, London, Geological Society of London, Special Publication 184, p. 289-301.
- Parrish, R.R., & Noble, S.R., 2003, Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS), in Hancher J.M., and Hoskin P.W.O., eds, *Zircon*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 183-213.
- Patel, S.C., Frost, C.D., & Frost B.R., 1999, Contrasting responses of Rb-Sr systematics to regional and contact metamorphism, Laramie Mountains, Wyoming, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 17, p. 259-269.
- Pearce, J.A., & Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290–300.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins in Hawkesworth C.J., & Norry M.J., (ed), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Nantwich, Cheshire, U.K., p. 230-249.
- Peccerillo, A., & Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63–81.
- Pereira, E., Romão, J., & Conde, L., 1998, Geologia da Transversal de Tomar-Mação Sutura entre a Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa-Morena (ZOM), in: Oliveira, J.T. & Pereira, R., eds., *Livro guia das excursões do V Congresso Nacional de Geologia*, p. 159 – 188.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Williams, I. S., & Silva, J. B., 2008a, Zircon U–Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a palaeogeographical link between the Ossa–Morena Ediacaran basins and the West African craton, Ennih, N., & Lié Geois, J. P., eds., *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society, London, Special Publications, no. 297, p. 385 – 408.
- Pereira, M. F., Arturo Apraiz, A., Silva, J. B., Chichorro, M., 2008b, Tectonothermal analysis of high-temperature mylonitization in the Coimbra–Córdoba shear zone (SW Iberian Massif, Ouguela tectonic

- unit, Portugal): evidence of intra-continental transcurrent transport during the amalgamation of Pangea, *Tectonophysics* v. 461, p. 378 – 394.
- Pereira M. F., Silva J. B., Chichorro M., Medina, J., & Solá A. M. R., 2010, Evolução estratigráfica do sudoeste do Maciço Ibérico do Edicariano ao Devónico inferior “Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História” – v. I, cap. III - Paleontologia e Estratigrafia, p. 377 – 389.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Solá, A. R., Silva, J. B., Sanchez-Garcia, T., Bellido, F., 2011, Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in-situ U–Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif), *Lithos*, v. 123, p. 204 – 217.
- Pérez-Estaún et al. 2004, La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico, *in*: Geología de España, J. Vera, eds., SGE-IGME, Madrid, 2, p. 21 – 25.
- Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F., 1994, Concomitant separation of strontium and samarium–neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytical Chimica Acta*, v. 298, p. 209-217.
- Pin C., & Zalduegui J.F.S., 1997, Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytical Chimica Acta*, v. 339, p. 79-89.
- Price R., Spandler C., Arculus R., & Reay A., 2011, The Longwood Igneous Complex, Southland, New Zealand: A Permo-Jurassic, intra-oceanic, subduction-related, I-type batholithic complex. *Lithos*, v. 126, p. 1-21.
- Quesada C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Liñan, E., & Palácios T., 1990, Stratigraphy of Ossa - Morena Zone: PreCambrian, *in*: Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E., eds., - Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, p. 252 – 258.
- Ravikant, V., 2006, Utility of Rb–Sr geochronology in constraining Miocene and Cretaceous events in the eastern Karakoram, Ladakh, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 27, p. 534- 543.
- Reitan, P. H., Roelandts, I. & Brunfelt, A. O., 1980, Optimum ionic size for substitution in the M(2)-site in metamorphic diopside. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, v. 4, p. 181-191.
- René, M., 2008, Titanite-ilmenite-magnetite phase relations in amphibolites of the Chýnov area (Bohemian Massif, Czech Republic). *Acta Geodyn. Geomater.*, v. 5, No. 3 (151), p. 239–246.
- Ribeiro, A., 2006. A evolução geodinâmica de Portugal, *in* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. ,& Kullberg, J. C., eds., Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, Univ. Évora, p. 1 – 27.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Mateus, A., Fonseca, P. E., Noronha, F., Romão, J., Rodrigues, J., Castro, P., Meireles, C., & Ferreira, N., 2009, Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides): *Comptes Rendus Geoscience*, v. 341, p. 127 – 139.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P. E., Araújo A., Pedro J. C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado G., & Jesus A., 2010, Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance: *Gondwana Research*, v. 17, p. 408 – 421.
- Ribeiro, A., Romão, J., Munhá, J., Rodrigues, J. F., Pereira, E., Mateus, A., Araújo, A., & Dias, R., 2013, Relações tectono-estratigráficas e fronteiras entre as Zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena do Terreno Ibérico e o Terreno Finisterra, *in* Dias R., Araújo A., Terrinha P. & Kullberg J., eds., Geologia de Portugal, v. 1, p. 439-481, Escolar Editora.
- Ribeiro, A., & Sanderson, D., 1996, SW-Iberia—transpressional orogeny in the Variscides. In: Gee, D.G., Zeyen, H.J. (Eds.), EUROPROBE 1996 Lithosphere Dynamics. Origin and Evolution of Continents. EUROPROBE Secretariate Uppsala University, Uppsala, p. 91–94.
- Ribeiro, M. L., Palácios, T. & Munhá, J., 1995, Aspectos petrológicos-geoquímicos do Complexo eruptivo de Mouriscas (Abrantes). Resumo alarg., IVº Cong. Nac. Geol. Mem. no. 4 Mus. Lab. Min. E Geol. Fac. Ciências, Univ. Porto, p. 805 – 807.
- Ribeiro, M.L., & Palácios, T., 1998, Aspectos geoquímicos dos granitos de Salvaterra do Extremo Actas do V Congresso Nacional de Geologia. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, v. 84, p. B27-B30.

- Ribeiro, M. L., Pereira, F., & Solá, A. R., 2003, O ciclo cadominano na ZOM: evidências geoquímicas. Resumo: IV Congresso Ibérico de Geoquímica, XIII Semana de Geoquímica, Coimbra, p. 69 – 71.
- Ribeiro, O., Teixeira, C., Gonçalves, F., & Zbyszewski, G., 1977, Carta geológica de Portugal, à escala 1:50 000, Folha 27-D Abrantes.
- Rickwood, P.C., 1968, On recasting analyses of garnet into end-member molecules *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 18, p. 175–198.
- Robinson P., Spear F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein C., Evans B.W. & Doolan B.L., 1982, Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In Vevlen D.R. & ribbe P.H., eds, Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Mineralogical Society of America, *Reviews in mineralogy*, v.9B, p. 1-227.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.M., Pennacchioni, G., & Mancktelow, N., 2003, Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p. 203-219.
- Rollinson, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific & Technical, Essex, 352 p.
- Romão, J., 2000, Estudo Tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica (ZCI) e as suas relações com a Zona de Ossa Morena (ZOM). Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Externa, 322 p.
- Romão, J., & Esperancinha, A., 2000, Carta Geológica à escala 1/50 000, Folha 28A – Mação, IGM.
- Romão J., 2006, Notícia explicativa da Folha 28-A, Mação, INETI, 77 p.
- Romão J. M., Ribeiro A., Munhá J., & Ribeiro L., 2010, Basement nappes on the NE boundary the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Variscides), Geophysical Reserach Abstracts, EGU General Assembly, v. 12, EGU2010-11555.
- Rose, N.M., & Bird, D.K., 1994, Hydrothermally altered dolomite dykes in east Greenland: implications for Ca –metasomatism of basaltic protholiths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p. 420-432.
- Rosenblum, S., 1958, Magnetic susceptibilities of minerals in the Frantz isodynamic magnetic separator. *American Mineralogist*, v. 43, p. 170-173.
- Roy, A., Kagami, H., Yoshida, M., Bandyopadhyay, B.K., Chattopadhyay, A., Khan, A.S., Huin, A.K., & Pal, T., 2006, Rb–Sr and Sm–Nd dating of different metamorphic events from the Sausar Mobile Belt, central India: implications for Proterozoic crustal evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 61-76.
- Rubatto, D., & Gebauer, D., 2000, Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps, in Pagel M., Barbin V., Blanc P., and Ohnenstetter D., eds, Cathodoluminescence in Geosciences, Berlin–Heidelberg, Springer, p. 373-400.
- Sacks de Campos, R., Philipp, R.P., Massonne, H.J., & Chemale Jr., F., 2012, Early post-collisional Brasileiro magmatism in Botuverá region, Santa Catarina, southern Brazil: Evidence from petrology, geochemistry, isotope geology and geochronology of the diabase and lamprophyre dikes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 37, p. 266-278.
- Samson, S.D., D’Lemos, R.S., Blichert-Toft, J., & Vervoort, J., 2003, U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: New evidence for a unique juvenile terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 208, p. 165–180
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G.R., & González del Tánago, J., 2008, Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, v. 461, p. 72–90.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G.R., González del Tánago, J., 2008, Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, v. 461, p. 72-90.

- Sato, K., Basel, M.A.S., Siga Jr., O., Sproesser, W.M., & Passarelli, C.R., 2008, Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP: *Geologia USP, Série Científica*, v. 7, p. 77-99.
- Sawyer E. W., 2008, Atlas of migmatites, *The Canadian Mineralogist, Special Publication 9*, 371 p.
- Shand, S. J., 1947, Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits (3rd edition), New York, John Willey & Sons, 488 p.
- Schärer, U., 1984, The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 67, p. 191-204.
- Schumacher J.C., 1997, The estimation of the proportion of ferric ion in the electron microprobe analysis of amphiboles. In: Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.M.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., & Youzhi G., Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 238-246.
- Schumacher, J.C., 2007, Metamorphic amphiboles: composition and coexistence. In: Rosso J.J., eds, Amphiboles: crystal chemistry occurrence, and health issues. Mineralogical Society of America and Academia Nazionale dei Lincei, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 67, p. 359-416.
- Scoates, J.S., & Chamberlain, K.R., 1995, Baddeleyite (ZrO_2) and zircon (ZrSiO_4) from anorthositic rocks of the Laramie anorthosite complex, Wyoming: petrologic consequences and U-Pb ages. *American Mineralogist*, v. 80, p. 1317-1327.
- Shatsky, V.S., Kozmenko, O.A., & Sobolev, N.V., 1990, Behaviour of rare-earth elements during high-pressure metamorphism. *Lithos*, v. 25, p. 219-226.
- Shields, W.R., 1960, Comparison of Belgian Congo and Synthetic "Normal" Samples, Tab. 6 in App. A, Report No. 8, U.S. National Bureau of Standards Meeting of the Advisory Committee for Standard Materials and Methods of Measurement, May 17 and 18, 37 p. (não publicado).
- Silver L.T., Deutsch, S., 1963, Uranium-lead isotopic variations in zircons: a case study. *Journal of Geology*, v. 71, p. 721-758.
- Steiger, R.H., & Jäger, E., 1977, Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., & González Lodeiro, F., 2001, The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa Morena/Central Iberian contact: *Tectonophysics* v. 332, p. 295-308.
- Simancas, F., Expósito, I., Azor, A., Martínez Poyatos, D., González Lodeiro, F., 2004, From the Cadomian orogenesis to the early Palaeozoic Variscan rifting in southwest Iberia, *Journal of Iberian Geology*, no. 30, p.53 - 71.
- Silva, L.C., 2006, Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros, Brasília: Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil, 1, 150 p.
- Sircombe, K.N., 2000, Quantitative comparison of large data sets of geochronological data using multivariate analysis: A provenance study example from Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 1593-1616.
- Solá, A.R., 2007a, *Relações Petrogeoquímicas dos Maciços Graníticos do NE Alentejano*. Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra, 405 p.
- Solá, A.R., 2007b, *Geoquímica, Petrologia e Geocronologia do zircão dos vulcanoclastitos da Formação de Urra (localizada na região de transição ZCI/ZOM); Significado geodinâmico*. Monografia apresentada na prova complementar de doutoramento na Universidade de Coimbra.

- Solá, A. R., Pereira, M. F., Ribeiro, M. L., Neiva, A. M. R., Williams, I. S., Montero, P., Bea, F. & Zinger, T., 2008, New insights from zircon ages on the Lower Ordovician magmatism of the northern Gondwana margin: the Urrea Formation (SW Iberian Massif, Portugal); *Tectonophysics*, v. 461, p. 114 – 129.
- Solá, A.R., Williams, I.S., Neiva A.M.R., & Ribeiro, and M.L., 2009, U–Th–Pb SHRIMP ages and oxygen isotope composition of zircon from two contrasting late Variscan granitoids, Nisa-Albuquerque batholith, SW Iberian Massif: Petrologic and regional implications. *Lithos*, v. 111, p. 156–167.
- Solá, A.R., Moita, P., Santos, J.F., Neiva, A.M.R., & Ribeiro, M.L. 2010, Different meanings for cummingtonite-hornblende association in plutonic rocks (Iberian Massif, Portugal), 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series, v. 6, p. 531.
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., & Mavrogenes, J., 2003. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 146, p. 205–222.
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., & Mavrogenes, J., 2004, Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust: insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia. *Chemical Geology*, v. 206, p. 21–42.
- Spear, F.S., 1982, Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond volcanic, Mt Cube Quadrangle, Vermont. *Journal of Petrology*, v. 23, p. 383-426.
- Srivastava, R.K., & Singh R.K., 2004, Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 23, p.373-389.
- Stacey, J.S., & Kramers J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 34, p. 207-226.
- Stampfli, G. M., Borel, G., & von Raumer, J., 2000, Terrane accretion in the Variscan domain: Basement Tectonics 15, A Coruna, Spain, Program and Abstracts, p. 167 – 169.
- Stampfli, G. M., von Raumer J. F., Borel G. D., 2002, Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision, Geological Society of America Special Paper, v. 364, p. 263 – 280.
- Steiger, R.H., & Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stout, J.H., 1971, Four coexisting amphiboles from telemark, Norway. *American Mineralogist*, v. 56, p. 212-224.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes, in Saunders, A.D. & Norry, M.J. *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, Special Publication, v. 42, p. 313–345.
- Tajmanová L., Connolly J.A.D., & Cesare B., 2009, A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, v.27, p. 153-164.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, T., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M. & Dragusanu, C. 2000, JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, v. 168, p. 279-81.
- Tang H.F., Liu, C.Q., Nakai, S., & Orihashi, Y., 2007, Geochemistry of eclogites from the Dabie–Sulu terrane, eastern China: New insights into protoliths and trace element behavior during UHP metamorphism. *Lithos*, v. 95, p. 441-457.
- Taylor J., Stevens G., Armstrong R., & Kisters, A.F.M., 2010, Granulite facies anatexis in the Ancient Gneiss Complex, Swaziland, at 2.73 Ga: Mid-crustal metamorphic evidence for mantle heating of the Kaapvaal craton during Ventersdorp magmatism. *Precambrian Research*, v. 177, p. 88-102.
- Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell, Oxford, 312 p.

- Teixeira, C., 1981, Geologia de Portugal. Precâmbrico-Paleozóico. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 629 p.
- Teufel, S., & Heinrich W., 1997, Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. *Chemical Geology*, v. 137, p. 273-281.
- Thompson, J.B., & Hovis, G.L., 1979, Entropy of mixing in sanidine. *American Mineralogist*, v. 64, p. 57-65.
- Tilton, G.R., 1960, Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal of Geophysical Research*, v. 65, p. 2933-2945.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.-J., & Trumbull, R.B., 1997, On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 809-834.
- Tischendorf, G., Foster, H.J., & Gottesmann, B., 1999 The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li₂O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine*, v. 63, p. 57-74.
- Tischendorf, G., Riederer, M., Gottesmann, B., & Guidotti, Ch.V., 2004, A new graphical representation and subdivision of potassium micas. *Mineralogical Magazine*, v. 68(4), p. 649-667.
- Tomaschek, F., Kennedy, A., Villa, I., Lagos, M., & Ballhaus, C., 2003, Zircons from Syros, Cyclades, Greece—recrystallisation and mobilization of zircon during high pressure metamorphism. *Journal of Petrology*, v.44 (11), p. 1977-2002
- Touil, A., Hafid A., Moutte J., & El Boukhari A., 2008, Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Siroua granitoids (central Anti-Atlas, Morocco): evolution from subduction-related to within-plate magmatism, in Ennih, N., and Liégeois, J.P., (ed), The Boundaries of the West African Craton, Geological Society, London, Special Publications, v. 297, p. 265-283.
- Tracy, R.J., 1982, Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Reviews in Mineralogy*, 10. Characterization of metamorphism through mineral equilibria. (ed. Ferry, J. M.), p. 355-397. Mineralogical Society of America, Washington DC.
- Turpin, L., Cuney, M., Friedrich, M., Bouchez, J.L., & Aubertin, M., 1990, Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in the NW French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 118, p. 13-32.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Gerdes, A., Robertson A.H.F., & Collins, A.S., 2012, Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U-Pb LA-ICP-MS zircon dating. *Gondwana Research*, v. 21, p. 1001-1018.
- Valverde-Vaquero, P., Van Staal, C.R., McNicoll, V., & Dunning, G.R., 2006, Mid-Late Ordovician magmatism and metamorphism along the Gander margin in central Newfoundland. *Journal of the Geological Society*, v. 163, p. 347-362.
- Van de Fliertdt T., Hoernes, S., Jung, S., Masberg, P., Hoffer, E., Schaltegger, U., & 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*, v. 67, p. 205- 226.
- Vannay, J.C., Sharp, Z.D., & Grasemann, B., 1999, Himalayan inverted metamorphism constrained by oxygen isotope thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 137, p. 90-101.
- Vavra, G., 1990, On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106, p. 90-99.
- Vavra, G., 1994, Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, p. 331-334.

- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., & Compston, W., 1996, Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 122, p. 337-358.
- Vera, J.A. (Eds), 2004, Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Verts, L.A., Chamberlain, K.R., & Frost, C.D., 1996, U–Pb sphene dating of metamorphism: the importance of sphene growth in the contact aureole of the Red Mountain Pluton, Laramie Mountains, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 125, p. 186–199.
- Villaseca, C., Barbero, L., & Rogers, G., 1998, Crystal origin of Hercynian peraluminous granitic batholits of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, v. 43, p. 55-79.
- Villaseca, C., Romera, M., De la Rosa, J., & Barbero L., 2003, Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite-facies metamorphism: behaviour of accessory and major phases in peraluminous granulites of central Spain. *Chemical Geology*, v. 200, p. 293-323.
- Wang, W., Liu S., Wilde, S.A., Li, Q., Zhang, J., Bai, X., Yang, P., & Guo R., 2011, Petrogenesis and geochronology of Precambrian granitoid gneisses in Western Liaoning Province: Constraints on Neoproterozoic to early Paleoproterozoic crustal evolution of the North China Craton. *Precambrian Research*, In press corrected proof.
- Wang B., Jahn B., Shu L., Li, K., Chung S., & Liu, D., 2012, Middle-Late Ordovician arc-type plutonism in the NW Chinese Tianshan: Implication for the accretion of the Kazakhstan continent in Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 49, p. 40-53
- Wasserburg, G.J., 1963, Diffusion processes in lead-uranium systems. *Journal of Geophysical Research*, v. 68, p. 4823-4846.
- Watson, E.B., & Liang, Y., 1995, A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, v. 80, p. 1179–1187.
- Wedepohl, K.H., 1995, The composition of the continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 1217-1232.
- Wetherill, G.W., 1956, An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 9, p. 290–292.
- Wetherill, G.W., 1963, Discordant uranium-lead ages—Part 2: Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *Journal of Geophysical Research*, v. 68, p. 2957-2965.
- Whalen, J.B., McNicoll, V.J., Staal, C.R., Lissenberg, C.J., Longstaffe, F.J., Jenner G.A., & van Breeman, O., 2006, Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos*, v. 89, p. 377–404.
- White, A.J.R., & Chappell, B., 1988, Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 79, p. 169–181.
- Will T.M., Frimmel H.E., Zeh A., Le Roux P., & Schmadicke E., 2010, Geochemical and isotopic constraints on the tectonic and crustal evolution of the Shackleton Range, East Antarctica, and correlation with other Gondwana crustal segments. *Precambrian Research*, v. 180, p. 85–112.
- Williams, H., Turner, F.J., & Gilbert, C. M., 1954, An introduction to the study of rocks in thin sections, W. H. Freeman & Company, San Francisco, 406 p.
- Willigers, B.J.A., Baker, J.A., Krogstad, E.J., & Peate, D.W., 2002, Precise and accurate in situ Pb-Pb dating of apatite, monazite, and sphene by laser ablation multiple-collector ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66 (6), p. 1051–1066.
- Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis, Unwin Hyman, London, 466 p.

- Winchester, J.A., & Floyd P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- Wood, D.A., Joron, J.L., & Treuil, M., 1979, A re-appraisal of use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 45, p. 326-336.
- Wood, D.A., 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 and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11–30.
- Xia, Q.X., Zheng, Y.F., Lu, X.N., Hu, Z., & Xu, H., 2012, Formation of metamorphic and metamorphosed garnets in the low-T/UHP metagranite during continental collision in the Dabie orógeno. *Lithos*, v. 136-139, p.73-92.
- Xie, Z., Zheng, Y.F., Jahn, B., Balleve, M., Chen, J., Gautier, P., Gao, T., Gong, B., & Zhou, J., 2004, Sm–Nd and Rb–Sr dating of pyroxene–garnetite from North Dabie in east-central China: problem of isotope disequilibrium due to retrograde metamorphism. *Chemical Geology*, v. 206, p. 137–158.
- Yang X.M., Lentz, D.R., Chi, G., & Thorne K.G., 2008, Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos*, v. 104, p. 355-377.
- Yardley, B.W.D., 1977, An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist*, v. 62, p.793-800.
- Zane, A., Sassi, R., & Guidotti, C.V, 1998, New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks.
- Zbyszewski, G., Carvalhosa A., & Gonçalves F., 1981, Notícia explicativa da carta geológica de Portugal á escala 1: 50 000, Folha 28-C, Gavião, Serviços Geológicos de Portugal, 50 pp.
- Zbyszewski, G., Ribeiro, O., Gonçalves, F., & Carvalhosa A., 1983, Carta geológica de Portugal á escala 1: 50 000, Folha 28-C, Gavião, Serviços Geológicos de Portugal.
- Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., Li, S.G. & Gong, B., 2003, Oxygen isotope equilibrium between ultrahigh-pressure metamorphic minerals and its constraints on Sm-Nd and Rb-Sr chronometers. In: Vance, D., Müller, W., and Villa, I.M. (eds), *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures*, Geological Society, London, Special Publications, v. 220, p. 93-117.

Anexo 1A – Análises químicas de rocha total das rochas estudadas: elementos maiores (% peso), traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal											
	Ortochnaise Souto-V.Vacas						Ortochnaise C.Cova-Carvalho					
	311-59	311-15	311-66	311-56	321-140b	311-53	1A	100	124	322-15	125	gn
SiO ₂ (% peso)	66.08	65.54	65.19	66.90	69.50	66.11	67.58	68.90	69.81	67.53	68.47	70.72
TiO ₂	0.64	0.75	0.76	0.75	0.45	0.78	0.56	0.67	0.55	0.54	0.57	0.46
Al ₂ O ₃	16.29	15.40	16.56	16.31	15.47	16.26	14.89	15.33	13.89	15.01	14.80	13.90
Fe ₂ O ₃	1.58	2.07	1.75	0.71	0.98	1.53	0.24	0.57	1.27	0.64	0.65	0.01
FeO	2.55	2.74	3.66	3.99	2.78	3.81	3.43	3.90	2.54	3.32	3.14	2.97
MnO	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04
MgO	1.68	1.87	2.03	2.02	1.36	2.18	1.59	1.75	1.52	1.64	1.51	1.17
CaO	1.30	0.89	1.08	1.37	1.36	1.69	1.20	0.88	1.47	1.90	1.26	1.33
Na ₂ O	3.77	2.56	2.83	2.84	3.51	3.04	3.30	4.07	3.45	4.10	3.28	3.17
K ₂ O	2.73	3.30	3.76	3.26	2.61	2.72	4.17	2.49	2.77	2.48	3.44	3.56
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.14	0.06	0.08	0.12	0.12	0.15	0.15	0.17	0.19	0.19
Cl	0.02	0.03	—	0.04	—	0.02	—	0.01	—	—	0.02	—
F	0.04	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	0.03	0.09	0.03	0.05	0.05	0.03
S	—	0.02	—	—	—	0.02	0.04	0.02	0.02	0.05	0.02	—
LOI	2.12	3.11	2.32	1.79	1.91	2.52	2.00	1.71	1.40	1.06	1.57	1.39
Total	98.96	98.39	100.20	100.14	100.07	100.90	99.20	100.58	98.92	98.54	99.01	98.93
O≡Cl	0.00	0.01	—	0.01	—	0.00	—	0.00	—	—	0.00	—
O≡F	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01
O≡S	—	0.01	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	—
Total	98.94	98.36	100.17	100.11	100.06	100.87	99.17	100.53	98.90	98.50	98.98	98.92
Sc (ppm)	11	15	14	13	10	15	9	11	10	10	11	8
Be	3	2	3	2	2	2	2	2	2	3	1	1
V	89	118	107	112	70	120	72	81	72	67	69	54
Cr	60	80	70	70	40	70	70	70	60	70	70	60
Co	7	7	11	7	5	7	12	16	9	12	13	9
Ni	—	20	20	—	—	—	20	30	20	20	20	—
Cu	20	40	20	30	10	20	10	20	10	—	—	—
Zn	120	110	100	100	70	80	70	70	60	70	70	40
Ga	18	21	21	19	20	20	15	18	17	18	17	15
Ge	1.7	1.5	1.8	1.4	1.7	1.6	1.3	1.7	1.6	2	1.9	1.8
Rb	103	86	122	90	68	82	143	100	93	106	124	99
Sr	233	194	202	192	184	225	267	231	253	266	261	239
Y	20.2	27.6	40.2	28.2	26.7	26	18.7	23.7	19.2	19.9	20.3	16.5
Zr	190	240	215	214	144	229	231	243	206	187	194	220
Nb	11.8	15.7	14.8	11.8	11.8	13.8	12.8	14.1	11.6	15.5	13	10.5
Sn	2	1	3	2	—	—	2	3	5	3	6	5
Cs	5.3	2.3	7.7	3.2	2.4	3.1	2.3	7.9	7.6	7.5	8.8	6.1
Ba	605	913	823	824	799	851	664	699	723	382	809	840
Hf	4.3	5.6	5	5.1	3.8	5.3	4.9	5.3	4.4	4.2	4.2	5
Ta	0.94	0.95	1.24	1.05	0.92	1.19	1.02	1.13	1.15	1.5	1.42	1.41
W	1.9	3.6	2.6	6.6	1.3	3.7	10.9	20.3	5.3	24	11.4	18.8
Tl	0.44	0.39	0.47	0.32	0.2	0.3	0.48	0.43	0.34	0.44	0.53	0.32
Pb	23	23	21	70	19	19	19	20	21	24	24	23
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	0.4	0.4	0.2	0.3
Th	8.44	11.2	12.2	12.3	6.76	9.93	9.39	10.4	8.67	9.61	8.87	8.41
U	2.94	3.41	3.18	3.56	2.35	3.61	2.72	2.83	2.59	3.2	3.11	3.49
Li	30	25	34	27	27	29	23	33	34	35	22	25
La	30.6	49.9	43.3	36.8	26.8	39.1	29.5	36.5	26.8	32.8	30.2	29.5
Ce	56.4	86.9	75.6	72.1	46.4	65.9	56.7	69.2	52	61.9	57.1	56.2
Pr	7.3	11.6	10.1	9.09	6.67	10.6	6.79	8.17	6.24	7.01	6.77	6.9
Nd	25.7	41.7	36.6	32.5	23.9	36.7	24.8	30.1	22.9	25.9	24.8	24.1
Sm	5.01	8.41	7.41	6.45	5.07	7.35	4.76	5.77	4.4	5.04	4.81	4.35
Eu	1.14	1.51	1.35	0.953	0.853	1.21	0.989	1.18	0.974	1.12	1.1	0.718
Gd	4.02	6.87	6.37	5.14	4.35	5.11	3.85	4.8	3.76	3.99	3.88	3.37
Tb	0.64	1.09	1.12	0.87	0.74	0.85	0.59	0.74	0.61	0.63	0.64	0.53
Dy	3.65	5.6	6.68	5.24	4.54	4.99	3.44	4.21	3.47	3.45	3.6	3.11
Ho	0.73	0.98	1.39	1.01	0.88	0.96	0.68	0.82	0.67	0.66	0.7	0.6
Er	2.09	2.76	4.28	2.91	2.54	2.76	1.92	2.37	1.95	1.88	2.03	1.74
Tm	0.32	0.40	0.65	0.45	0.38	0.43	0.29	0.36	0.29	0.28	0.31	0.26
Yb	2.13	2.62	4.23	3.11	2.51	2.95	1.97	2.43	2.03	1.88	2.18	1.83
Lu	0.35	0.42	0.69	0.50	0.40	0.47	0.31	0.38	0.32	0.29	0.35	0.28

— abaixo do limite de detecção

Anexo 1A – Análises químicas de rocha total das rochas estudadas: elementos maiores (% peso), traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal												
	Ortognaiss de C.Cova-Sardoal								Ortognaiss de Olhalhas				
	5A	321-27	am4	322-AF6	10	102B	321-26	84B	311-30	311-6	311-32B	311-37	311-31
SiO₂ (% peso)	66.95	68.43	65.51	69.57	64.88	67.00	63.86	68.06	64.84	68.87	64.89	63.47	67.48
TiO₂	0.71	0.62	0.67	0.59	0.74	0.65	0.93	0.62	0.74	0.66	0.79	0.99	0.64
Al₂O₃	15.40	15.08	16.22	14.70	15.74	15.18	14.92	14.95	15.61	15.24	15.98	16.66	15.71
Fe₂O₃	1.63	0.91	0.72	1.48	0.39	0.86	0.77	0.67	0.82	0.08	1.57	1.10	2.38
FeO	3.32	3.22	3.42	2.40	4.50	3.28	4.69	3.51	4.67	3.62	3.85	5.29	2.36
MnO	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.08	0.04
MgO	1.91	1.79	1.72	1.51	2.06	1.81	2.21	1.70	2.45	1.32	2.25	2.19	1.64
CaO	1.45	1.02	1.11	0.84	1.82	1.71	1.67	1.10	0.72	1.30	1.04	1.15	0.85
Na₂O	3.18	2.75	3.60	3.06	3.02	3.01	3.37	3.03	2.34	3.11	2.66	3.03	2.60
K₂O	3.03	3.35	3.43	3.57	3.05	3.39	2.85	3.01	3.36	3.76	2.98	3.20	3.09
P₂O₅	0.13	0.13	0.19	0.20	0.42	0.20	0.09	0.16	0.11	0.24	0.07	0.09	0.19
Cl	—	0.02	—	—	—	—	—	—	0.02	—	0.02	—	0.02
F	0.05	0.04	0.06	0.05	0.11	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04
S	—	0.08	0.06	—	0.22	0.02	0.06	0.02	0.3	0.03	—	—	—
LOI	1.88	2.32	1.87	1.71	2.20	1.37	2.09	1.80	2.84	1.54	3.14	2.48	3.42
Total	99.69	99.80	98.61	99.74	99.20	98.59	97.61	98.73	98.93	99.86	99.34	99.77	100.46
O=Cl	—	0.00	—	—	—	—	—	—	0.00	—	0.00	—	0.00
O=F	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
O=S	—	0.03	0.02	—	0.08	0.01	0.02	0.01	0.11	0.01	—	—	—
Total	99.67	99.75	98.56	99.71	99.07	98.56	97.57	98.70	98.79	99.83	99.31	99.76	100.44
Sc (ppm)	13	12	12	13	13	11	15	11	14	11	16	22	12
Be	2	3	2	3	3	2	—	2	3	3	3	—	2
V	98	97	83	78	96	81	132	92	144	58	139	142	92
Cr	60	60	60	60	60	80	90	60	90	30	80	90	70
Co	12	8	6	6	13	9	10	12	15	5	12	11	6
Ni	—	—	—	—	20	—	—	—	40	—	30	20	—
Cu	30	10	10	—	20	—	10	30	40	—	30	30	30
Zn	70	80	60	70	80	70	80	60	90	60	100	100	60
Ga	19	19	19	19	20	20	21	18	20	18	20	20	20
Ge	1.8	1.5	1.8	1.7	1.5	1.7	1.6	1.8	1.5	1.5	1.5	1.9	1.7
Rb	107	111	120	117	108	124	120	111	107	119	84	98	94
Sr	182	174	199	153	194	224	200	207	125	157	168	222	159
Y	31.3	17.4	20.4	20.4	34.7	24.5	13.9	23.9	29	15.5	30.7	33.5	24.6
Zr	246	183	277	173	247	255	247	289	242	202	222	270	207
Nb	13.8	13.7	13.5	12.6	13.6	14.1	17.7	12.6	12.5	10.6	14.3	16	13.4
Sn	2	3	5	6	2	3	2	3	2	5	—	—	4
Cs	4.5	5.9	8.7	11.7	3.6	6.8	4.9	5.7	5.4	5.5	2.3	2.8	4.9
Ba	770	889	714	658	751	862	444	828	828	758	850	1109	800
Hf	5.5	4	6.1	4.1	5.6	5.7	5.6	6.4	5.2	4.8	4.8	5.7	4.5
Ta	1.09	0.83	1.21	0.92	0.98	1.24	1.48	1.04	0.92	1.46	0.99	0.83	1.18
W	14.1	6.6	6.5	9.9	4.9	6.6	2.1	12.4	4.7	7	1.9	6.6	7.2
Tl	0.48	0.49	0.46	0.43	0.44	0.49	0.5	0.42	0.65	0.47	0.49	0.4	0.29
Pb	22	20	26	19	19	24	19	23	20	47	63	22	78
Bi	—	—	—	0.4	—	—	—	—	—	0.1	—	—	0.2
Th	12.3	10.8	11.6	8.57	8.74	11.4	12.5	11	9.47	10.2	10.4	14.3	10.2
U	3.99	3.19	3.26	3.67	3.05	3.07	3.27	2.8	3.83	4.72	3.31	2.28	3.46
Li	25	30	46	43	40	48	32	36	42	31	24	35	29
La	42.7	39.9	40.8	26.4	31.2	37.6	35.7	38.2	29.8	14.5	33	47.7	31.6
Ce	82.5	62.4	76.7	52.9	61.2	72.3	68.4	73.3	58.4	32.5	63.1	88.6	60.3
Pr	9.35	7.07	8.73	6.45	7.18	8.19	7.7	8.73	7.22	4.33	7.92	10.8	7.38
Nd	35	26.6	32.7	24.7	28.1	30.8	28.8	32.4	27.6	15.4	30	40	27.5
Sm	6.86	5.16	6.4	4.33	6.39	6.09	5.34	6.15	5.76	3.28	5.81	7.54	5.3
Eu	1.31	1.08	1.37	1	1.21	1.17	1.24	1.29	1.07	0.309	1.28	1.8	1.11
Gd	5.7	3.94	5.21	4.26	6.41	5.08	4.38	5.09	4.99	2.53	5.16	6.27	4.38
Tb	0.91	0.55	0.76	0.71	1.08	0.79	0.6	0.79	0.87	0.44	0.86	0.96	0.72
Dy	5.17	3.05	4.07	4.33	6.52	4.27	2.96	4.51	4.94	2.82	5.1	5.55	4.2
Ho	1.04	0.59	0.72	0.88	1.24	0.8	0.49	0.87	0.97	0.58	1.03	1.12	0.82
Er	3.1	1.71	1.94	2.66	3.47	2.29	1.16	2.44	2.86	1.75	3.06	3.46	2.44
Tm	0.47	0.26	0.28	0.41	0.51	0.34	0.15	0.37	0.43	0.28	0.48	0.54	0.37
Yb	3.19	1.76	1.76	2.85	3.32	2.21	0.96	2.51	2.9	2.03	3.26	3.76	2.51
Lu	0.53	0.29	0.27	0.48	0.53	0.36	0.16	0.41	0.46	0.33	0.53	0.62	0.41

— abaixo do limite de detecção

Anexo 1A – Análises químicas de rocha total das rochas estudadas: elementos maiores (% peso), traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Ácido e Básico do Sardoal												
	Anfibolito Cabeço da Moura						Anfibolito V.Vacas-Vila Nova						
	311-1A	311-28	311-34	311-4	311-29	311-20A	311-54	311-68A	311-62	311-67	311-55B	321-37A	321-B
SiO₂ (% peso)	47.65	45.68	50.03	49.16	49.24	49.47	48.72	45.69	48.87	47.38	50.55	47.64	50.44
TiO₂	1.37	1.97	1.19	1.17	1.49	1.12	1.51	0.69	1.31	1.06	1.29	1.07	1.46
Al₂O₃	15.22	14.74	14.86	15.71	15.40	16.06	14.21	17.31	15.17	16.84	14.36	15.37	14.67
Fe₂O₃	0.65	1.94	1.77	0.98	1.82	1.09	1.13	1.54	1.38	1.23	0.91	0.91	0.90
FeO	9.71	9.03	8.07	8.07	8.40	8.18	9.60	7.14	8.02	7.84	8.35	7.80	9.28
MnO	0.19	0.23	0.15	0.14	0.17	0.15	0.17	0.13	0.16	0.16	0.16	0.15	0.18
MgO	7.97	3.57	7.76	7.88	7.17	7.88	7.19	5.99	7.42	7.74	7.75	6.84	7.58
CaO	13.11	17.99	11.58	11.84	12.24	13.00	11.40	16.69	13.25	11.50	11.52	15.00	10.16
Na₂O	2.00	0.98	3.07	2.63	2.46	0.66	2.30	2.10	2.07	2.29	2.65	2.34	3.22
K₂O	0.22	0.30	0.23	0.32	0.40	0.69	0.48	0.25	0.29	0.52	0.33	0.24	0.27
P₂O₅	0.13	0.28	0.09	0.11	0.10	0.07	0.13	0.04	0.11	0.08	0.13	0.07	0.11
Cl	0.01	—	—	0.01	—	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03
F	0.02	0.02	0.02	0.02	—	0.02	0.01	0.01	—	0.04	—	0.02	0.01
S	0.13	0.01	0.59	0.09	0.03	0.02	0.1	0.06	0.02	—	0.17	0.17	0.2
LOI	1.60	1.80	1.11	1.89	0.65	1.41	1.98	2.21	1.84	2.90	1.48	2.04	1.99
Total	99.98	98.53	100.50	100.01	99.57	99.87	98.95	99.89	99.93	99.58	99.69	99.66	100.49
O≡Cl	0.00	—	—	0.00	—	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
O≡F	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.01	0.00	0.00	—	0.02	—	0.01	0.00
O≡S	0.05	0.00	0.22	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	—	0.06	0.06	0.07
Total	99.92	98.52	100.27	99.96	99.56	99.85	98.90	99.86	99.92	99.57	99.62	99.59	100.41
Sc (ppm)	48	40	43	43	47	36	45	33	46	39	45	41	48
Be	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
V	318	475	302	288	315	237	335	204	303	252	286	260	365
Cr	350	80	300	290	130	610	100	270	350	360	180	420	100
Co	45	32	46	42	44	55	48	40	45	48	43	45	59
Ni	20	—	50	70	40	260	60	140	80	160	50	140	80
Cu	80	—	70	50	20	—	130	60	90	110	150	70	70
Zn	150	140	80	80	80	100	100	70	80	70	70	60	90
Ga	16	39	15	16	17	15	16	14	16	14	14	14	18
Ge	1.7	3.5	1.5	1.4	1.9	1.6	1.9	1.5	2.2	1.9	1.7	1.7	2
Rb	2	10	1	4	7	19	5	6	6	11	4	3	3
Sr	137	144	208	195	188	278	179	276	186	242	187	331	154
Y	27	48.9	21.5	24.7	29.5	19.4	26.5	15.5	23.9	21	22	20.1	28.1
Zr	69	112	74	69	98	79	93	31	80	65	76	57	88
Nb	4	4.6	6.2	4.3	4.6	6.2	8.6	2.5	9	5.9	5.9	3.6	6.8
Sn	—	2	—	—	—	3	1	—	—	—	—	4	1
Cs	0.4	3	1.2	1.3	0.4	3.7	0.5	6.5	8.7	0.9	4.8	0.2	0.1
Ba	9	68	64	39	16	141	84	36	106	127	103	28	23
Hf	2.1	3.4	1.7	1.8	2.3	1.8	2.2	0.8	1.9	1.6	1.8	1.4	2.2
Ta	0.24	0.29	0.44	0.28	0.28	0.41	0.68	0.15	0.63	0.42	0.55	0.29	0.51
W	6.8	9.2	1.8	9.4	8.7	25.3	2.8	8.1	1.6	2.2	6.2	12.4	30
Tl	—	0.45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	3.5	1.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	0.06	0.35	0.44	0.22	0.09	0.57	0.49	0.07	0.37	0.22	0.38	0.16	0.38
U	0.01	0.17	0.43	0.21	0.08	0.47	0.19	0.75	0.23	0.1	0.23	0.11	3.79
Li	10	9	4	10	6	36	9	19	12	37	16	13	11
La	3.23	6.88	5.86	3.35	3.76	4.84	6.32	1.53	5.91	4.33	5.08	3.09	4.49
Ce	9.31	17.8	12.7	8.69	9.97	11.2	14.6	3.75	13.2	9.88	11.9	7.84	12.2
Pr	1.37	2.64	1.81	1.46	1.75	1.73	2.26	0.65	2.13	1.63	1.91	1.34	2
Nd	7.69	14.4	8.23	7.68	9.43	7.87	10.8	3.48	10.2	7.75	9.04	6.26	9.64
Sm	2.6	4.74	2.42	2.59	3.28	2.35	3.24	1.29	2.97	2.34	2.74	2.14	3.05
Eu	1.02	1.81	0.929	0.999	1.28	0.799	1.09	0.646	1.08	0.94	1.02	0.831	1.32
Gd	3.86	7.03	3.09	3.4	4.24	2.96	3.99	1.93	3.61	3.02	3.38	2.8	4
Tb	0.74	1.33	0.59	0.66	0.82	0.54	0.74	0.39	0.68	0.55	0.62	0.53	0.74
Dy	4.83	8.47	3.73	4.26	5.15	3.45	4.62	2.63	4.26	3.6	4.13	3.56	4.82
Ho	0.99	1.72	0.76	0.88	1.04	0.71	0.93	0.55	0.86	0.71	0.84	0.73	0.99
Er	2.89	4.94	2.12	2.58	2.98	2.02	2.72	1.62	2.46	2.09	2.42	2.12	2.93
Tm	0.42	0.73	0.31	0.39	0.45	0.31	0.40	0.25	0.37	0.32	0.36	0.33	0.44
Yb	2.64	4.57	2.11	2.55	2.98	2.05	2.71	1.72	2.45	2.11	2.46	2.24	2.9
Lu	0.39	0.66	0.34	0.41	0.47	0.33	0.44	0.27	0.39	0.34	0.38	0.36	0.48

— abaixo do limite de detecção

Anexo 1A – Análises químicas de rocha total das rochas estudadas: elementos maiores (% peso), traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas													
	Anfibolito e gnaiss anfibólico													
	321-42A	58A	62A	321-17	51A	311-97	55A	38A	41A	321-34	158	322-A2	311-96A	321-138
SiO ₂ (% peso)	51.39	50.94	50.28	61.11	60.37	61.97	51.10	49.92	50.03	57.11	52.95	54.01	56.71	56.60
TiO ₂	1.20	1.02	1.81	0.91	1.22	1.13	1.54	0.49	2.02	0.71	1.33	1.50	0.90	1.39
Al ₂ O ₃	15.72	15.73	14.91	16.72	16.67	15.56	18.91	17.00	18.65	18.24	19.45	18.99	18.11	16.63
Fe ₂ O ₃	1.70	0.45	1.05	0.54	0.13	0.94	1.21	0.00	0.47	0.60	0.04	0.08	0.64	0.86
FeO	6.97	8.09	9.94	5.63	6.23	5.42	7.83	7.18	8.41	6.45	7.72	7.83	5.52	6.49
MnO	0.16	0.16	0.19	0.09	0.11	0.10	0.13	0.12	0.13	0.11	0.11	0.12	0.10	0.12
MgO	7.42	7.82	6.84	4.26	4.02	3.33	3.62	8.07	3.73	4.48	3.80	3.46	3.91	4.54
CaO	9.57	9.50	9.55	4.88	5.73	4.90	7.83	8.18	8.72	5.76	8.48	7.61	5.26	6.88
Na ₂ O	2.68	2.48	2.12	2.76	2.92	2.65	4.10	2.22	4.05	3.23	4.22	4.43	3.07	3.02
K ₂ O	0.77	1.80	0.84	2.07	1.36	2.45	0.20	0.57	0.17	1.62	0.17	0.16	2.83	1.49
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.18	0.14	0.03	0.16	0.75	0.05	0.82	0.26	0.54	0.70	0.34	0.17
Cl	0.01	0.02	0.04	0.02	—	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	—	0.02
F	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.12	0.05	0.04	0.05	0.02
S	0.05	0.09	0.16	0.23	0.20	0.02	0.15	0.09	0.03	0.28	0.04	0.04	0.1	0.04
LOI	1.61	1.83	1.43	1.00	1.50	1.12	2.11	3.81	1.62	1.03	1.27	0.61	2.09	1.22
Total	99.35	100.07	99.37	100.38	100.51	99.80	99.53	97.74	98.92	100.02	100.20	99.59	99.64	99.50
O≡Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	—	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	—	0.00
O≡F	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01
O≡S	0.02	0.03	0.06	0.09	0.07	0.01	0.06	0.03	0.01	0.10	0.01	0.01	0.04	0.01
Total	99.33	100.02	99.29	100.28	100.42	99.78	99.46	97.69	98.88	99.86	100.16	99.55	99.58	99.47
Sc (ppm)	37	36	44	21	19	25	18	30	21	19	19	17	22	28
Be	1	1	2	2	3	2	2	1	1	2	2	2	2	1
V	227	246	302	155	188	124	138	209	158	179	128	122	121	166
Cr	360	210	190	170	120	40	20	740	—	100	50	40	110	110
Co	32	37	43	22	23	16	21	35	20	27	24	22	19	25
Ni	30	—	—	—	—	—	—	—	—	30	—	—	—	—
Cu	20	—	40	30	20	—	60	—	—	40	—	—	10	20
Zn	80	120	180	70	110	60	160	70	80	110	150	160	80	90
Ga	17	16	19	17	19	18	21	19	18	21	22	22	20	18
Ge	1.7	1.7	1.9	1.4	1.2	1.9	0.9	1.3	1	1.5	1.1	1	1.8	1.6
Rb	24	57	23	75	38	93	5	22	3	55	2	3	101	51
Sr	153	174	130	171	245	135	247	144	252	227	247	263	165	197
Y	28.9	25.1	38.2	22.1	10.5	38.7	28.6	15.3	29.3	14.7	26.4	22.7	40.3	27.5
Zr	113	70	127	137	230	156	360	59	80	211	307	320	154	142
Nb	3.2	2.3	3.7	7	7.6	9.7	7.7	2.3	6.4	4.5	4.5	7.2	12	8.6
Sn	—	2	—	—	1	6	—	—	—	—	3	—	5	2
Cs	0.8	2.7	1.1	2.9	1.1	9.1	0.9	1.2	0.2	1.7	0.2	0.2	9.8	3.3
Ba	157	108	119	472	297	485	54	96	56	935	45	62	469	383
Hf	2.4	2.1	3.6	3.2	6.3	3.8	8.3	1.5	2.2	4.1	6.8	7.5	4	3.3
Ta	0.24	0.15	0.26	0.65	0.61	1.15	0.38	0.09	0.48	0.18	0.23	0.38	1.3	0.69
W	5.4	7.2	48.7	8.2	9.9	14.7	4.8	9.8	5.7	9.7	18.1	23	11.4	4.5
Tl	0.07	0.69	0.25	0.26	0.39	0.34	0.08	0.17	—	0.19	—	—	0.37	0.18
Pb	7	7	—	9	6	16	—	—	—	11	< 5	—	15	10
Bi	—	0.6	0.8	—	0.2	0.3	0.6	0.2	—	—	—	—	0.1	—
Th	0.71	0.72	0.49	1.39	3.33	5.71	1.72	0.16	0.08	0.9	0.31	0.61	13.2	4.2
U	0.33	0.37	0.3	0.88	1.06	2.91	0.19	0.14	0.16	0.64	0.19	0.17	3.54	1.45
Li	10	12	12	23	15	45	8	16	5	28	5	7	54	30
La	6.26	7.01	7.97	12.1	12.9	18	25.5	7.28	9.17	17.7	9.31	13.6	25.7	16.8
Ce	14.3	15.6	19.1	24.9	23.4	39.7	48.5	16.3	30.5	33.6	27.2	33.9	53	35.1
Pr	2.22	1.95	2.58	3.51	2.27	5.63	5.47	1.98	4.83	4.26	3.97	4.48	7.09	4.64
Nd	10.7	9.33	13.1	14.1	8.07	22.2	23	7.73	23.9	15.9	18.9	19.2	25.9	18.6
Sm	3.23	2.71	4.06	3.67	1.72	5.99	5.89	1.83	7.12	3.14	5.41	4.99	6.27	4.44
Eu	1.22	1.05	1.37	0.921	1.13	0.897	2.11	1.25	2.15	1.71	1.85	1.92	0.895	1.25
Gd	4.06	3.74	5.71	3.68	1.74	6.07	6.16	2.12	8.11	3.04	5.86	5.28	6.1	4.57
Tb	0.79	0.7	1.08	0.65	0.29	1.14	0.99	0.43	1.32	0.46	0.97	0.81	1.16	0.81
Dy	5.17	4.52	6.96	4.13	1.83	7.32	5.63	2.87	7.04	2.65	5.34	4.6	7.29	4.87
Ho	1.04	0.9	1.36	0.79	0.38	1.47	1.05	0.6	1.19	0.53	0.97	0.85	1.45	0.97
Er	3.01	2.61	4	2.25	1.16	4.12	2.86	1.73	3.23	1.58	2.58	2.3	4.17	2.86
Tm	0.46	0.39	0.58	0.34	0.18	0.59	0.40	0.25	0.47	0.24	0.34	0.32	0.61	0.42
Yb	3.08	2.39	3.63	2.22	1.28	3.97	2.31	1.56	2.78	1.61	2.11	1.89	3.91	2.75
Lu	0.48	0.35	0.53	0.35	0.21	0.62	0.34	0.25	0.37	0.28	0.31	0.27	0.60	0.45

— abaixo do limite de detecção

Anexo 1A – Análises químicas de rocha total das rochas estudadas: elementos maiores (% peso), traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas												
	Anfibolito e gnaiss anfibólico												
	42A	39A	321-31	321-40	321-M	30A	17A	73A	75A	25A	77A	46A	45A
SiO ₂ (% peso)	54.22	51.20	53.95	56.18	55.40	60.45	57.77	60.86	56.22	53.10	55.56	55.75	52.65
TiO ₂	1.27	2.18	1.37	0.82	1.25	0.90	1.00	0.88	1.44	0.67	1.13	0.69	1.56
Al ₂ O ₃	18.12	18.67	18.80	18.09	16.86	17.67	17.90	17.84	18.08	18.60	17.86	15.23	18.90
Fe ₂ O ₃	0.55	0.60	0.64	0.74	0.50	0.42	0.41	0.34	0.37	0.60	0.00	0.25	0.25
FeO	6.89	7.88	7.29	6.41	7.89	4.94	5.09	4.99	7.39	6.86	6.58	5.84	7.21
MnO	0.12	0.13	0.12	0.11	0.13	0.10	0.09	0.09	0.11	0.13	0.10	0.09	0.15
MgO	4.99	3.70	4.98	4.90	4.90	3.02	2.61	2.84	3.08	5.57	3.93	5.66	3.32
CaO	6.79	8.46	6.40	5.41	5.27	6.31	5.20	6.11	6.92	7.44	6.70	5.74	6.85
Na ₂ O	3.16	4.06	3.24	3.02	3.02	3.95	5.08	4.05	4.69	3.27	3.55	2.43	4.58
K ₂ O	0.96	0.19	1.18	2.30	2.04	0.56	0.71	0.74	0.23	0.47	0.93	1.91	0.38
P ₂ O ₅	0.22	0.92	0.30	0.37	0.15	0.31	0.44	0.34	0.63	0.23	0.35	0.09	0.75
Cl	0.01	0.03	0.04	—	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	—
F	0.03	0.04	0.01	0.14	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
S	0.20	0.06	0.13	0.16	0.35	—	0.05	0.02	0.04	0.05	0.09	0.1	0.02
LOI	2.49	1.91	1.30	1.42	2.26	1.31	2.18	1.06	0.51	2.41	2.22	3.07	1.77
Total	100.02	100.02	99.76	100.06	100.06	99.99	98.58	100.20	99.76	99.45	99.06	96.92	98.43
O≡Cl	0.00	0.01	0.01	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	—
O≡F	0.01	0.02	0.00	0.06	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
O≡S	0.07	0.02	0.05	0.06	0.13	—	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01
Total	99.93	99.97	99.70	99.94	99.92	99.97	98.54	100.17	99.72	99.42	99.01	96.86	98.41
Sc (ppm)	26	21	26	22	26	12	11	12	13	26	21	24	17
Be	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	2	3
V	183	148	233	128	204	94	105	82	105	156	116	161	90
Cr	140	—	140	190	180	50	—	30	40	130	70	300	30
Co	28	24	16	24	29	17	16	17	21	24	18	26	23
Ni	—	—	30	20	50	—	—	—	—	—	—	30	—
Cu	20	—	30	20	40	—	—	—	20	—	—	20	—
Zn	170	170	120	110	110	110	100	170	160	130	60	—	150
Ga	21	22	23	22	20	20	20	20	22	20	19	16	21
Ge	1.6	1.2	1.7	1.5	1.8	1	1.1	1.1	1.1	1.6	1.3	1.3	1.4
Rb	28	3	32	97	79	9	11	16	3	13	24	54	8
Sr	215	253	238	194	170	404	300	234	250	228	239	122	260
Y	23	32.8	21.2	28.3	21.2	15.5	15.9	17.1	22.3	19.1	14.9	53.4	27.1
Zr	152	228	112	27	190	154	172	207	250	19	13	100	430
Nb	7.4	9.6	10.4	9.5	8.1	4	4	3.8	6	4.2	6.1	7	8.2
Sn	—	1	—	1	—	1	2	—	2	1	—	2	—
Cs	0.9	0.2	1.6	4.5	2.4	0.5	1.1	0.4	0.3	1.4	1.2	0.9	0.5
Ba	306	58	249	860	445	170	84	88	53	122	272	310	95
Hf	4.1	5.6	2.2	0.6	4	3.8	4.5	5.1	6	0.6	0.5	2.9	9.3
Ta	0.57	0.55	0.8	0.62	0.6	0.26	0.24	0.25	0.34	0.29	0.51	0.41	0.59
W	7.7	12.4	14.7	2	8.8	20	7	38.6	10.8	17.4	23.9	11.2	47.4
Tl	0.42	—	0.08	0.37	0.3	0.1	0.08	0.14	0.06	0.16	0.09	—	0.08
Pb	11	—	10	12	9	< 5	< 5	7	—	10	—	—	5
Bi	2.2	0.4	—	—	—	0.7	0.3	0.3	0.2	0.9	—	0.2	2.7
Th	1.68	1.83	0.77	0.96	2.61	0.84	0.2	0.78	0.2	1.9	1.49	2.88	7.01
U	0.87	0.84	0.48	1.27	0.66	0.3	0.04	0.38	0.04	0.76	1.27	0.9	1.04
Li	19	7	40	28	22	12	16	20	5	16	18	20	8
La	16.3	21.8	20	15.3	9.87	15.3	10.4	12.7	11.4	18.2	13.5	9.64	60
Ce	34.3	53.5	40.5	33.4	18.6	34.2	29.9	32.7	34.9	36.8	27.4	26.8	123
Pr	3.89	6.81	5.26	4.68	2.3	4.01	3.91	4.1	4.92	4.02	3.18	4.36	12.6
Nd	15.6	28.3	21.7	20.6	9.49	14.9	15.5	17	21.2	15.9	13	22.9	40
Sm	4.02	7.18	5	5.6	2.4	3.42	3.74	4.2	5.39	3.73	3.2	7.25	7.75
Eu	1.38	2.03	1.63	1.58	1.27	1.26	1.41	1.53	1.91	1.35	1.48	0.981	1.78
Gd	4.32	7.69	4.55	5.83	2.83	3.32	3.78	4.18	5.54	4	3.4	8.43	6.84
Tb	0.72	1.19	0.72	0.95	0.55	0.53	0.57	0.66	0.84	0.65	0.5	1.66	1.01
Dy	4.41	6.58	3.97	5.29	3.58	3.01	3.16	3.54	4.67	3.75	2.85	10.6	5.43
Ho	0.87	1.18	0.74	0.98	0.73	0.55	0.57	0.62	0.81	0.69	0.55	2.11	0.98
Er	2.4	3.15	2.11	2.63	2.3	1.5	1.53	1.61	2.07	2	1.53	5.92	2.61
Tm	0.34	0.43	0.30	0.36	0.39	0.21	0.21	0.22	0.28	0.30	0.23	0.84	0.36
Yb	2.16	2.51	2.01	2.18	2.74	1.33	1.28	1.36	1.61	1.87	1.51	5.07	2.21
Lu	0.30	0.34	0.34	0.33	0.44	0.19	0.19	0.20	0.22	0.27	0.23	0.69	0.33

— abaixo do limite de detecção

Anexo 1A – Análises químicas de rocha total das rochas estudadas: elementos maiores (% peso), traço e terras raras (ppm).

	Complexo Ígneo Máfico de Mouriscas											
	Protomilonito trondjemítico						Anfibolito com almandina					
	80A	18A	19C1	47A	165	35A	15A	20A	157	69A	23B	21A
SiO₂ (% peso)	63.54	72.81	73.93	76.01	74.30	68.29	71.80	60.33	60.30	59.99	56.74	59.06
TiO₂	0.71	0.10	0.13	0.03	0.08	0.25	0.06	0.83	0.97	1.02	1.04	0.87
Al₂O₃	17.62	15.32	15.38	14.50	14.92	17.16	15.87	18.02	17.42	17.26	18.74	19.03
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	0.16	0.35	0.15	0.00	0.46	0.92
FeO	4.66	1.54	1.55	0.54	1.57	2.24	0.68	5.81	5.93	6.14	6.91	5.99
MnO	0.06	0.03	0.03	0.01	0.02	0.08	0.02	0.10	0.09	0.09	0.14	0.11
MgO	1.90	0.35	0.51	0.18	0.41	0.94	0.23	1.83	2.81	2.60	2.20	1.90
CaO	3.57	2.71	3.07	2.29	1.72	2.78	3.36	5.57	6.60	6.12	6.21	5.77
Na₂O	5.01	5.53	5.07	5.35	5.05	5.40	5.48	5.41	4.24	4.07	5.39	5.17
K₂O	0.83	0.30	0.50	0.43	0.69	0.63	0.23	0.13	0.29	0.19	0.15	0.20
P₂O₅	0.40	0.06	0.03	0.05	0.05	0.18	0.08	0.65	0.43	0.44	0.74	0.59
Cl	0.01	0.02	0.01	—	—	0.01	—	0.02	0.01	—	—	—
F	0.03	—	—	—	—	0.02	—	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03
S	0.06	0.01	—	—	—	—	0.01	0.02	0.04	0.04	0.12	0.03
LOI	2.05	0.62	0.54	0.61	0.82	1.36	0.70	0.46	0.37	1.60	1.34	0.56
Total	100.45	99.39	100.75	100.00	99.63	100.05	98.68	99.57	99.68	99.59	100.23	100.23
O=Cl	0.00	0.00	0.00	—	—	0.00	—	0.00	0.00	—	—	—
O=F	0.0126	—	—	—	—	0.01	—	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
O=S	0.02	0.00	—	—	—	—	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
Total	100.41	99.38	100.75	100.00	99.63	100.04	98.68	99.54	99.65	99.56	100.16	100.21
Sc (ppm)	8	2	3	1	3	4	2	8	12	11	11	8
Be	2	1	1	—	1	1	1	2	2	2	1	1
V	66	—	—	—	—	5	5	43	90	86	57	119
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	50	40	—	—
Co	22	2	9	5	6	4	4	15	22	17	14	13
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	80	40	—	—	50	40	—	130	100	90	120	80
Ga	21	18	26	17	23	21	19	21	20	19	23	23
Ge	1	0.9	< 0.5	0.9	1	1.1	< 0.5	1	0.9	1	1	1.2
Rb	16	5	16	9	17	20	7	2	3	5	2	3
Sr	236	260	245	235	181	249	319	286	229	240	291	291
Y	11.9	2.9	6.9	21.7	3.4	16.7	6.1	20.8	18.8	13.6	33.6	24
Zr	161	31	18	33	54	196	122	209	224	230	233	256
Nb	4.8	1.5	4	1.3	5.3	3.5	1.8	5.1	4.5	5.4	5.7	4.5
Sn	3	—	2	1	—	—	—	1	1	1	1	1
Cs	0.6	0.3	1.2	0.4	0.5	0.7	0.5	0.3	0.2	0.5	0.4	0.6
Ba	271	145	177	186	355	185	129	49	71	81	42	48
Hf	4.2	1	0.6	1.3	2.3	5.9	3.2	5.3	5.4	5.7	5.7	4.8
Ta	0.33	0.05	0.2	0.07	0.15	0.09	0.05	0.36	0.3	0.34	0.34	0.34
W	57.5	9.9	51.3	41	42.2	7	20.9	37.7	49.7	16.4	16.1	13.9
Tl	0.23	0.06	0.16	0.09	0.31	0.18	—	—	—	—	—	—
Pb	8	11	—	11	15	11	13	—	—	—	—	—
Bi	0.3	—	0.9	0.5	—	—	—	0.3	0.4	—	0.3	—
Th	0.16	1.54	1.66	2.85	1.29	1.71	1.03	0.2	0.39	0.58	0.07	< 0.05
U	0.65	0.33	0.31	0.5	0.34	0.5	0.2	0.11	0.11	0.17	0.03	0.03
Li	24	7	8	4	9	17	4	5	5	7	7	5
La	7.34	15.4	16.7	20.4	15.7	16.6	11.4	9.04	6.94	9.69	6.35	5.82
Ce	21.6	38.3	41.6	48.2	40.2	43.3	29.9	28.1	21	24.6	21.5	20.3
Pr	2.97	4.62	5.07	5.57	4.91	5.53	3.73	3.95	3.07	3.24	3.34	3.81
Nd	12.6	16.3	15.8	20.7	17.8	21.4	12.5	17.1	14.1	14.2	16.8	18
Sm	3.18	3.45	2.99	4.77	3.83	4.86	2.48	4.49	3.95	3.82	5.03	4.95
Eu	1.17	1.41	1.95	1.46	1.12	1.5	1.52	1.51	1.5	1.57	1.71	1.5
Gd	3.09	2.13	2	3.78	2.71	4.38	1.7	4.44	4.16	3.85	5.97	4.8
Tb	0.45	0.19	0.23	0.56	0.23	0.64	0.23	0.71	0.67	0.56	1.04	0.79
Dy	2.46	0.71	1.25	3.16	0.82	3.24	1.21	3.97	3.79	2.85	6.26	4.62
Ho	0.44	0.1	0.27	0.64	0.11	0.53	0.21	0.74	0.69	0.5	1.21	0.86
Er	1.16	0.26	0.92	2.04	0.27	1.38	0.59	2.11	1.77	1.3	3.39	2.33
Tm	0.16	0.04	0.16	0.34	0.04	0.20	0.09	0.31	0.24	0.17	0.48	0.35
Yb	0.96	0.24	1.1	2.3	0.24	1.24	0.57	1.97	1.45	1.01	3.01	2.28
Lu	0.14	0.03	0.18	0.34	0.03	0.17	0.09	0.29	0.21	0.15	0.44	0.36

— abaixo do limite de detecção

Anexo 1A – Análises químicas de rocha total das rochas estudadas: elementos maiores (% peso), traço e terras raras (ppm).

	Complexo Igneo Ácido e Básico do Sardoal/Série Negra					Série Negra	
	Riodacito					Anfibolito	
	321-23A	90A	147	321-154	321-157	321-120	321-150
SiO ₂ (% peso)	74.63	71.93	73.48	70.97	73.04	46.66	51.98
TiO ₂	0.16	0.16	0.17	0.19	0.18	3.08	2.24
Al ₂ O ₃	14.60	15.11	15.31	15.79	15.61	16.01	14.63
Fe ₂ O ₃	0.00	0.41	0.05	0.36	0.20	2.87	2.69
FeO	0.48	0.44	0.87	0.65	0.74	8.94	8.35
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.13	0.18
MgO	0.22	0.46	0.50	0.45	0.42	5.80	5.31
CaO	0.34	1.58	1.40	1.57	1.50	9.80	8.52
Na ₂ O	5.23	5.75	6.05	5.43	5.27	3.05	3.27
K ₂ O	2.00	1.74	1.66	1.76	1.40	0.99	1.08
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.07	0.07	0.06	0.37	0.24
Cl	—	0.05	—	—	—	0.08	0.07
F	0.02	0.04	0.04	—	—	0.05	0.03
S	0.01	0.02	0.02	—	0.01	0.06	0.04
LOI	1.11	1.76	0.98	1.23	1.16	2.21	1.46
Total	98.84	99.53	100.61	98.47	99.60	100.11	100.09
O≡Cl	—	0.01	—	—	—	0.02	0.02
O≡F	0.01	0.02	0.02	—	—	0.02	0.01
O≡S	0.00	0.01	0.01	—	0.00	0.02	0.01
Total	98.83	99.50	100.58	98.47	99.60	100.05	100.04
Sc (ppm)	2	1	1	2	2	30	45
Be	2	1	1	2	2	1	1
V	12	12	11	18	16	338	386
Cr	—	—	—	—	—	70	70
Co	4	4	5	3	3	38	29
Ni	—	—	—	—	—	40	30
Cu	—	—	—	—	—	20	50
Zn	—	30	—	—	—	100	70
Ga	19	20	20	20	21	23	21
Ge	0.7	0.8	0.6	1.1	0.9	1.8	2.3
Rb	49	30	30	34	27	26	31
Sr	563	788	865	849	842	776	334
Y	6.8	3.1	3	9.1	5.6	24.8	45.2
Zr	84	84	84	108	110	200	198
Nb	2.2	1.6	1.7	1.2	2.1	31.2	6.7
Sn	—	—	—	3	1	2	3
Cs	1.1	1.3	1	3.6	2	0.7	1.2
Ba	466	422	426	419	371	184	546
Hf	3.1	3.2	3.2	3.1	3.1	4.3	4.3
Ta	0.15	0.15	0.12	0.09	0.11	2.47	0.5
W	23.1	17.1	24.6	8.4	15	6.9	1.5
Tl	0.78	0.45	0.28	0.1	—	—	—
Pb	10	18	10	14	12	—	—
Bi	0.3	0.1	—	—	—	—	—
Th	1.35	1.4	1.38	1.29	1.07	2.15	1.35
U	3.13	1.84	1.41	0.84	1.17	0.91	0.55
Li	14	26	20	13	11	22	14
La	17.6	6.43	6.29	16.8	6.31	28.1	9.48
Ce	30	16.1	15.6	20.6	11.7	58.9	23.9
Pr	4.17	2.12	2.08	4.73	2.07	8.1	3.91
Nd	14.8	8.3	7.89	18.7	8.34	33.8	18.7
Sm	3.19	1.93	1.81	3.47	1.84	7.63	5.66
Eu	0.818	0.551	0.578	0.946	0.631	2.63	1.92
Gd	2.59	1.47	1.39	2.65	1.31	6.72	6.86
Tb	0.31	0.15	0.14	0.33	0.19	0.99	1.31
Dy	1.39	0.66	0.64	1.64	0.98	5.1	8.12
Ho	0.22	0.1	0.1	0.27	0.19	0.92	1.61
Er	0.55	0.26	0.25	0.68	0.51	2.29	4.65
Tm	0.08	0.04	0.04	0.09	0.07	0.30	0.68
Yb	0.42	0.22	0.22	0.47	0.37	1.81	4.57
Lu	0.05	0.03	0.03	0.06	0.05	0.28	0.74

— abaixo do limite de detecção

Anexo 1B – Limites de detecção e métodos de análise dos elementos maiores, traço e terras raras

Símbolo	Unidade	Limite de detecção	Método analítico
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP
MnO	%	0.001	FUS-ICP
MgO	%	0.01	FUS-ICP
CaO	%	0.01	FUS-ICP
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP
Cl	%	0.01	INAA
LOI	%	0.01	FUS-ICP
F	%	0.01	FUS-ISE
S	%	0.01	IR
Sc	ppm	1	FUS-ICP
Be	ppm	1	FUS-ICP
V	ppm	5	FUS-ICP
Cr	ppm	20	FUS-MS
Co	ppm	1	FUS-MS
Ni	ppm	20	FUS-MS
Cu	ppm	10	FUS-MS
Zn	ppm	30	FUS-MS
Ga	ppm	1	FUS-MS
Ge	ppm	0.5	FUS-MS
Rb	ppm	1	FUS-MS
Sr	ppm	2	FUS-ICP
Y	ppm	0.5	FUS-MS
Zr	ppm	1	FUS-MS
Nb	ppm	0.2	FUS-MS
Sn	ppm	1	FUS-MS
Cs	ppm	0.1	FUS-MS
Ba	ppm	3	FUS-ICP
Hf	ppm	0.1	FUS-MS
Ta	ppm	0.01	FUS-MS
W	ppm	0.5	FUS-MS
Tl	ppm	0.05	FUS-MS
Pb	ppm	5	FUS-MS
Bi	ppm	0.1	FUS-MS
Th	ppm	0.05	FUS-MS
U	ppm	0.01	FUS-MS
Li	ppm	1	TD-ICP
La	ppm	0.05	FUS-MS
Ce	ppm	0.05	FUS-MS
Pr	ppm	0.01	FUS-MS
Nd	ppm	0.05	FUS-MS
Sm	ppm	0.01	FUS-MS
Eu	ppm	0.005	FUS-MS
Gd	ppm	0.01	FUS-MS
Tb	ppm	0.01	FUS-MS
Dy	ppm	0.01	FUS-MS
Ho	ppm	0.01	FUS-MS
Er	ppm	0.01	FUS-MS
Tm	ppm	0.005	FUS-MS
Yb	ppm	0.01	FUS-MS
Lu	ppm	0.002	FUS-MS

FUS-ICP = *Metaborate/tetraborate fusion Inductively Coupled Plasma*
INAA=*Instrumental Neutron Activation Analysis*
FUS-ISE = *Lithium metaborate/ lithium tetraborate fusion Ion Selective Electrode*
IR=*Infrared detection*
FUS-MS = *Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion Mass Spectrometry*
TD-ICP = *Total Digestion-Inductively Coupled Plasma*