Maria dos Anjos Marques Ribeiro

Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas.

Departamento de Geologia - Centro de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Porto - 1998

Maria dos Anjos Marques Ribeiro

Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas.

UNIVERSIDADE DO PORTO
BIBLIOTECA
Sala S52.4(043.2)//
Coloc. Ribeiro E
N.º 41907
FACULDADE DE CIÊNCIAS

Tese submetida à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
para obtenção do grau de Doutor em Geologia

Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Centro de Geologia
Porto – 1998

Este trabalho constitui um dos projectos que integra o Plano de actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto, subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I & D (FCT).

Este trabalho beneficiou de uma bolsa atribuída pelo PRODEP no período de 12-2-96 a 31-12-97 e ainda dos convénios Portugal / França, nomeadamente no projecto "Rede de Formação e Investigação R.F.R. 38/96 (JNICT (Portugal)/ MESR (França).

Aos meus pais

Ao João, ao Rui e ao Luis

ÍNDICE

Índice	i
Agradecimentos	v
Resumo	vii
Resumé	x
Absctract	xiii
Índice de figuras	xvi
Índice de tabelas	xx
Índice de quadros	xx
Lista de abreviaturas	xxi
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 - Localização geográfica	3
1.2 - Enquadramento geológico	4
1.2.1 – Litoestratigrafia	6
1.2.2 - Estrutura e metamorfismo	7
1.3 - Trabalhos prévios	11
1.4 - Objectivos e metodologia	12
CAPÍTULO 2 - LITOESTRATIGRAFIA E ESTRUTURA	15
2.1 – Métodos de estudo litoestratigráfico	17
2.2 - Definição e caracterização das unidades litoestratigráficas	18
2.2.1 - Unidades do Domínio Estrutural de Três Minas (DETM)	19
2.2.1.1 - Caracterização litológica	19
2.2.1.2 - Caracterização estrutural	22
2.2.2 - Unidades do Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC)	27
2.2.2.1 - Caracterização litológica	27
2.2.2.2 - Caracterização estrutural	29

2.2.3 - Critérios de individualização estrutural e estratigráfica dos domínios estruturais 31
2.3 - Correlações litoestratigráficas 34
2.3.1 - Correlação entre os dois domínios estruturais
2.3.2 - Correlação litoestratigráfica com os sectores vizinhos 36
2.4 - Esquema estrutural regional 40

CAPÍTULO 3 - PETROGRAFIA E EVOLUÇÃO METAMÓRFICA 45
3.1 - Composição petrográfica 47
3.1.1 – Metamorfismo regional – Unidades do DETM 48
3.1.1.1 – Zona da clorite 48
3.1.1.2 - Zona da biotite 51
3.1.1.3 - Zona da andaluzite 52
3.1.2 - Metamorfismo regional – Unidades do DEC 52
3.1.2.1 - Zona da biotite 52
3.1.3 – Metamorfismo de contacto 56
3.1.4 – Síntese das relações deformação-blastése nas diferentes unidades 57
3.2 - Mineralogia e química mineral 60
3.2.1 – Micas brancas 60
3.2.2 – Biotites 66
3.2.3 – Granadas 68
3.2.4 – Clorites 72
3.2.5 – Plagioclases 75
3.3 – Condições P-T-t do metamorfismo 77

CAPÍTULO 4 – LITOGEOQUÍMICA 81
4.1 – Introdução 83
4.2 - Caracterização litogeoquímica das unidades 86
4. 2.1 - Apresentação global dos dados 86
4.2.2 - Médias ponderadas por unidade 93

4.2.3 - Comparação entre as unidades 97
4.2.4 - Significado da composição em elementos maiores 102
4.2.4.1 - Diagramas químico-mineralógicos 103
4.2.4.1.1- Unidades do DETM e do DEC 105
4.2.4.1.2 - Unidades do Domínio a Oeste da falha Régua – Verin 120
4.2.4.2 - Grau de maturidade geoquímica das unidades 125
4. 2 5 - Significado da composição em elementos menores 135
4.2.5.1 - Considerações iniciais 135
4.2.5.2 - Diagramas de normalização 137
4.2.5.3 - Considerações sobre o conteúdo em terras raras 149
4.3 - Proveniência - composição da fonte e ambiente geotectónico 155
4.4 - Tratamento estatístico - análise multivariada 164
4.5- Conclusões 179

CAPÍTULO 5 - IMPLICAÇÕES METALOGÉNICAS 183
5.1 - Fundo geoquímico em Au 185
5.2 - Localização e significado das anomalias 192
5.3 – Discussão 194
5.3.1 – Significado e origem do fundo geoquímico em ouro 194
5.3.2 – Processos de concentração 196

CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS 199

BIBLIOGRAFIA 209

ANEXOS
ANEXO I – Análises químicas de minerais metamórficos A.1
Tabela A.I.1 - Análises químicas de moscovites A.3
Tabela A.I.2 – Análises químicas de biotites A.11
Tabela A.I.3 – Análises químicas de granadas A.19
Tabela A.I.4 – Análises químicas de clorites A.25

Tabela A.I.5 – Análises químicas de plagioclases A.29

ANEXO II– Análises químicas de rocha total A.33

AII.1 – Metodologia de amostragem e técnicas analíticas A.35

AII.1.1 - Selecção de amostragem A.35

AII.1.2 – Preparação e técnicas de análise A.36

AII.1.3 – Apresentação dos dados analíticos A.36

Tabela A.II.1 – Localização e descrição litológica das amostras A.41

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; Tabela principal A.47

Tabela A.II.3 – Resultados analíticos de TR do Canadá A.59

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das composições médias A.63

ESTAMPAS

AGRADECIMENTOS

Será difícil nestas poucas linhas exprimir o meu reconhecimento a todos os que me apoiaram na elaboração deste trabalho que embora pessoal, foi fruto de muitas ajudas quer a nível científico quer a nível pessoal.
A todos o meu agradecimento, destancando:

- De forma muito especial, o Professor Fernando Noronha, pela confiança que depositou em mim ao propor-me o tema deste trabalho e pela orientação científica e disponibilização de todos os meios necessários à sua concretização. O constante apoio manifestado em discussões abertas e a ajuda que me facultou no desenvolvimento de uma investigação fundamentada no trabalho de campo, foram essenciais à concretização deste trabalho.

- O Doutor Michel Cuney pela sua colaboração na aquisição e tratamento dos dados geoquímicos e mineralógicos e pelos ensinamentos que me transmitiu durante os estágios realizados no CREGU, dos quais foi orientador. As discussões que fez do meu trabalho foram um grande contributo à sua realização.

- Os Professores Lemos de Sousa e Frederico Sodré Borges, na qualidade de Directores do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências desta Universidade, pela possibilidade de utilização dos equipamentos e meios técnicos.

- O Doutor Jacques Leterrier pelo empenho na orientação do meu primeiro estágio no CRPG e pelo encorajamento que sempre me transmitiu.

- O Prof. António Ribeiro e os Doutores Eurico Pereira e José Brandão pela disponibilidade para me acompanharem ao campo e pelos incentivos recebidos.

- A Dra. Teresa Cunha e a Dra Andrea Porteiro pela digitalização e impressão da folha de amostragem assim como da Carta Geológica.

- Embora não envolvidos neste trabalho, os professores cujos ensinamentos foram o suporte do início da minha carreira académica e científica. Destaco o Professor Portugal Ferreira e o Doutores Gama Pereira e Ferreira Pinto, não só pelos ensinamentos, mas sobretudo pelo gosto e incentivo que me incutiram pela geologia.

- Ao Prof. Bernardo de Sousa, que orientou e apoiou o início da minha carreira científica, presto uma singela homenagem. Tive o benefício de o ter como mestre e amigo.

- Todos os colegas do Departamento de Geologia pela solidariedade, estima e motivação que sempre me transmitiram, não podendo deixar de referir de forma especial alguns deles: a Armanda, amiga sempre presente, com quem discuti muito do conteúdo deste trabalho; a Helena Sant'Ovaia pela partilha de conhecimentos e opiniões; a Ângela que me transmitiu a sua experiência; a Helena

Cristina, por nos apoiarmos mutuamente; o João Praia, a Deolinda e a Helena Couto pela solidariedade que sempre me transmitiram; o Pedro Nogueira, o Alexandre Afonso e o Zé Pedro pela disponibilidade para me ajudarem, sobretudo nas crises informáticas.

- A Doutora Marie Cristine e o Doutor Michel Cathelineau pela simpatia e amizade sentidas durante as minhas permanências no GREGU.

- Todos os membros do corpo técnico do Departamento de Geologia, a quem agradeço a colaboração nas tarefas necessárias à elaboração deste trabalho, devendo, no entanto destacar: José Pinto que fez as lâminas delgadas; Fernando Araújo pelo desenho de algumas das figuras e pela ajuda na reprodução; José Ferreira pela colaboração na moagem de algumas amostras; Francisco Montenegro por algumas separações de minerais; a Manuela Tavares pela criteriosa revisão das referências bibliográficas e a Manuela Valongueiro pela ajuda amiga sempre disponível.

- O Senhor Joaquim Lima , de forma muito particular, pelo suporte fundamental no trabalho de campo, e pela sua companhia agradável e imensa experiência que me transmitiu.

- Os alunos que comigo realizaram trabalho de campo pelo saudável convívio.

Na base da realização deste trabalho esteve um suporte familiar incondicional, no apoio, na compreensão e incentivo nos piores momentos.
Aos meus pais, aos meus sogros e à minha irmã devo um reconhecimento imenso pelas inúmeras vezes que me substituíram e superaram nas tarefas de mãe.
Ao António Manuel agradeço a ajuda, o apoio e confiança transmitidos nos bons e nos maus momentos. Ao João, ao Rui e ao Luís, a quem a minhas ausências e a minha falta de disponibilidade privaram da atenção e dedicação devidas.

Devo ainda os meus agradecimentos às seguintes entidades:

- À JNICT através do Centro de Geologia, e ao CNRS (França) pela concessão de subsídios de deslocação e de bolsas de estudo que me permitiram a realização de estágios de curta duração no CRPG e no CREGU (Nancy).
- Ao CREGU e ao CRPG, pela disponibilização de equipamentos durante os estágios aí realizados.
- Ao Instituto Geológico e Mineiro pelas facilidades concedidas no acesso às sondagens realizadas nas cortas romanas de Três Minas, e pela possibilidade de fazer a impressão da carta de amostragem e de uma parte da Carta Geológica de Portugal, folha 6-D Vila Pouca de Aguiar.

RESUMO

A região de Vila Pouca de Aguiar (RVPA), pertencente à Zona de Galiza Média Trás-os-Montes, compreende uma sequência metassedimentar com idades atribuídas desde o Ordovícico superior ao Devónico inferior, enquadradas por granitóides hercínicos sin a tardi e pós-tectónicos, cuja importância metalogénica é confirmada não só pela dimensão das antigas explorações mineiras, nomeadamente as auríferas, mas também pela ocorrência de índices de mineralização em numerosas estruturas filonianas não exploradas.

A fim de avaliar o papel dos metassedimentos como possível fonte primária, assim como o seu papel nos processos de circulação e posterior deposição dos metais, realizou-se o estudo litogeoquímico detalhado da sequência metassedimentar, apoiado na interpretação litoestratigráfica, estrutural e metamórfica.

O estudo litoestratigráfico e estrutural levou à individualização de dois domínios com diferentes sequências litoestratigráficas:

- Domínio Estrutural de Três Minas (DETM), compreendendo duas unidades litoestratigráficas, respectivamente a Unidade das Fragas Negras (FN) e a Unidade de Curros (Cu).
- Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC), sub-dividido em dois sub-domínios, o inferior compreendendo a Unidade de Vale de Égua (VE – sub-dividida em duas sub- unidades, Alto da Cheira (AC) e Rancho (Ra)), e a Unidade de Cubo (Cb), e o superior englobando a Unidade de St^{a}. M^{a}. de Émeres (SE).

As unidades do DETM têm maior afinidade litoestratigráfica e estrutural com o Domínio do Douro inferior (autóctone da Zona Centro-Ibérica), enquanto as unidades do DEC têm uma correlação litoestratigráfica e um estilo de deformação mais próximos dos do Domínio Peritransmontano (parautóctone da Zona Galiza Média Trás-os-Montes). No DETM a estruturação regional é marcada sobretudo pela fase D_3, cujas estruturas têm a mesma orientação das estruturas prévias (S_1 e S_0), com atitude N120° sub-vertical. No DEC a estruturação regional é sub-horizontal e resulta da actuação da fase D_2 em continuidade de estilo com a fase D_1, ambas com dobramentos vergentes para SE.

A evolução P-T-t do metamorfismo regional foi a seguinte:

- no decurso das fases D_1 e D_2 o metamorfismo verificou-se em condições de aumento de P e T até se atingirem T= 350 a 450°C e P= 3,5 a 4 kb;

- no período pós-D_2 verificaram-se condições isobáricas (P=3 a 3,5 kb) e aumento mais acentuado de T, sendo atingido o pico térmico sin-D_3, em condições de T= 500 a 550°C;
- no período pós -D_3 verificaram-se condições retrógradas de P e de T.

O metamorfismo de contacto atingiu temperaturas equivalentes ao pico térmico do metamorfismo regional (T=500 a 550° C), mas com pressões mais baixas.

O estudo litogeoquímico permitiu avaliar que todas as unidades têm um contributo predominantemente crustal, embora com alguma variação de composição e grau de alteração da fonte implicando algumas diferenças de ambiente geotectónico.

As duas unidades do DETM são muito distintas do ponto de vista geoquímico. Na Unidade FN ocorreu uma sedimentação química siliciosa predominante, enquanto a Unidade Cu é uma unidade de carácter exclusivamente detrítico, sendo de entre todas as unidades, aquela que apresenta efeitos geoquímicos mais evidentes resultantes do "sorting" sedimentar e um elevado grau de maturidade geoquímica. Esta maturidade reflecte-se no facto de a sua composição alumino-siliciosa ser acompanhada por teores consideráveis de elementos menores, quer de fonte ácida, quer de fonte básica, nomeadamente o Sc, V, Cr, Co e Ni. O quimismo destas unidades indicía um ambiente de deposição em ambiente relativamente distal entre a MCA (margem continental activa) e o AIO (arco insular oceânico) ou o AIC (arco insular continental), com uma proveniência de mistura de fontes básicas a intermédias com fontes de composição félsica.

O quimismo da Unidade Cu-T (parte SSW da Unidade Cu) indica uma fonte predominantemente félsica e quartzosa, correspondendo a um ambiente de deposição mais proximal entre MCA (margem continental activa) e o AIC (arco insular continental), com características geoquímicas idênticas às das duas amostras do CXG.

As unidades do DEC apresentam entre si menores diferenças geoquímicas, um grau de maturidade geoquímica inferior ao das unidades do DETM e efeitos geoquímicos resultantes do "sorting" sedimentar menos evidentes. Apresentam uma variação de composição entre um pólo calco-sódico e um pólo aluminoso, sem que se verifique entre os dois pólos variação importante no conteúdo em sílica. A composição química destas unidades indica que corresponderão a deposição em bacias relativamente proximais de MCA (margem continental activa) a MCP (margem continental passiva), relativamente profundas, com

aporte directo de material vulcânico, sobretudo de carácter ácido, mas também com algumas intercalações de carácter intermédio a básico.

Todas as unidades apresentam composições médias que comparativamente com a média crustal têm défice em Ca, Sr, e Na e valores de normalização crustal fortemente positivos em elementos móveis, nomeadamente As, Sb e Au.

Na RVPA conjugaram-se condições de fundo anómalo em Au, com evoluções tectono-metamórficas e magmáticas favoráveis aos processos de lixiviação, transporte, concentração e deposição do ouro. Estas condições são, em síntese, as seguintes:

- existência de uma sequência metassedimentar e metavulcano-sedimentar anómala em Au;
- metamorfismo regional de baixo grau (fácies dos xistos verdes na zona da clorite e na zona da biotite);
- magmatismo sin a tardi-D_3, em paralelo com o qual se atingiu o pico térmico do metamorfismo regional (T=500 a 550ºC);
- evolução tardi a pós-D_3 para regimes de deformação dúctil-frágil e frágil que facilitaram o desenvolvimento de estruturas de cisalhamento e de fracturas que passaram a funcionar como canais previligiados para a circulação de fluidos hidrotermais, quer os de origem metamórfica quer os de origem magmática;
- evolução para regimes frágeis, em condições mais superficiais, permitindo a intervenção de fluidos meteóricos nos circuitos convectivos, mantidos activos pelas anomalias térmicas associadas à subida e instalação dos magmas dos granitos hercínicos pós-tectónicos.

RESUME

La région de Vila Pouca de Aguiar (RVPA) est située au nord du Portugal – Trás-os-Montes Occidental, et elle appartient à la Zone « Galiza Média Trás-os-Montes ». La RVPA comporte une séquence de roches metassedimentaires d'âge Ordovicien supérieur jusqu'à le Devonien inférieur, encadrée soit par des granitoides hercyniens à deux micas sin et tardi téctoniques, soit par des granitoides biotitiques post-tectoniques. C'est une region avec une importance métallogénique bien confirmée surtout par la dimension des explorations minières anciènnes, mais aussi par l' occurrence de nombreux indices notamment d'or. Le but de ce travail est d'estimer le rôle des metassediments, soit comme source des éléments métalliques soit comme milieu de circulation et déposition de ces éléments. Pour bien estimer ces conditions, l'étude géochimique a été supportée sur l' interprétation lithostratigraphique, structurale et métamorphique de la region.

L'étude lithostratigraphique et structurale a permis la caractérisation de deux domaines structuraux, avec différentes séquences lithostratigraphiques:

- « Domínio Estrutural de Três Minas » (DETM) renferme deux unités : l'unité de Fragas Negras (FN) à la base et l'unité de Curros (Cu) dans la partie supérieure;
- « Domínio Estrutural de Carrazedo » (DEC), divisé en deux sous-domaines, le supérieur et l'inférieur. Le premier a deux unités: Unité de Vale de Égua (VE) (avec les sub-unité AC e Ra) et Unité de Cubo (Cb). Le sous-domaine supérieur contient l'unité de Sª Mª de Émeres (SE).

Les unités du DETM ont plus d'affinité lithostratigraphique et structural avec le Domaine du « Douro-Inferior » (autoctone de la Zone « Centro-Ibérica »), tandis que les unités du DEC sont plus proches en corrélation lithostratigraphique et en style de deformation avec le Domaine « Peritransmontano » (parautoctone de la Zone « Galiza Média Trás-os-Montes »). Au DETM la structuration régionale est bien marquée surtout par la phase D_3, dont les structures ont une orientation N120° verticale et sont parallèles par rapport aux structures antérieurs (S_0 et S_1). Au DEC la structuration régionale est presque horizontale et est conséquence de l'action de la phase D_2, actuant en continuité de style avec la phase D_1, les deux présentant plissements renversés vers SE.

L'évolution P-T-t du métamorphisme régional a été la suivante :

- pendant les phases D_1 et D_2 le métamorphisme est developpé en conditions de P et T progressivement plus élévées jusqu'á T=350 à 450°C et P=3,5 à 4 kb ;

- au période post-D_2 la temperature a monté en conditions isobarométriques (P= 3 à 3,5 kb), jusqua'à T= 500 à 550°C;

- après la phase D_3 le métamorphisme a régistré des conditions de rétrogradation, avec diminuition des valeurs de P et T.

Le métamorphisme de contact a atteint des températures équivalentes au pic thérmique du métamorphisme régional (T= 500 à 550°C) mais avec de préssions plus basses.

L'étude lithogéochimique a permis d'évaluer une contribution surtout crustale, mais avec quelques variations de la composition et du degré d'altération de la source, sous la dépendence des variations du contexte géotectonique.

Les deux unitées du DETM sont trés differentes au point de vu géochimique. L'unité FN correspond à une sedimentation chimique silicieuse et l'unité Cu a un caractère détritique et se situe entre toutes les unités où le «sorting» sédimentaire laisse des effects géochimiques plus marqués, et elle presente un degré de maturité géochimique trés élévé. Cette maturité est bien montrée par sa composition alumino-silicieuse, accompagnée par des forts teneurs des élements en traces, soit des élements de source acide, soit encore des éléments de source basique, surtout V, Sc, Cr, Co et Ni. La composition géochimique de ces unités permet d'interpréter sa déposition dans un contexte de bassin distal entre la ACM (« Active Continental Margin »), le OIA (« Oceanic Island Arc ») et le CIA (« Continental Insular Arc »), parce qu'elles presentent une provenance avec mélange de sources basique et acide.
La composition de l'unité Cu-T (dans la partie plus à SSW da la RVPA) indique une source avec prédominance de matériaux félsiques et quartzeux, dans un milieu plus proche du continent, localizée dans un contexte de ACM (« Active Continental Margin ») ou OIA (« Oceanic Island Arc »), semblable à celui du CXG (« Complexo Xisto-grauváquico »).

Les unités du DEC presentent moins des différences entre elles, avec un degré de maturité géochimique inférieure et où les effets du « sorting » sédimentaire sont moins évidents. Tous les unités presentent une variation entre un pôle calco-sódique et un pôle alumineux, sans avoir entre eux une variation importante de la teneur en silice. La composition géochimique de ces unités a permis de placer leur milieu de deposition dans un contexte paleogéographique de ACM (« Active Continental Margin ») or PCM (« Passive Continental Margin ») assez profond, avec apport direct de matériel volcanique, surtout de composition acide, mais aussi avec quelques apports de composition basique et intermédiaire.

La normalisation crustale de la composition moyenne de chaque unité a permis de vérifier l'existence dans toutes les unités de RVPA d'un déficit des élements Ca, Sr et Na et valeurs de normalisation très positives de As, Sb et Au.

Dans la RVPA sont conjugués les conditions d'un « background » anormal en Au, avec des évolutions téctono-métamorphiques et magmatiques très favorables aux processus de lixiviation, transport, concentration et déposition de l'or. Ces conditions sont, en resumé, les suivants:

- existence d'une séquence metassedimentaire et vulcano-sedimentaire avec un « background » anormal en l'or;
- métamorphisme régional en conditions de bas degré (fácies des schistes verts, dans la zone da le chlorite et dans la zone de la biotite);
- magmatisme sin à tardi D_3, avec lequel ont été atteint les conditions thérmiques plus élevées du metamorphisme régional (T=500 à 550°C);
- évolution tardi a post-D_3 avec conditions de déformation ductile-fragile et fragile qui ont permis le développement des structures de cisaillements et des fractures qui ont été les voies idéales pour la circulation des fluides hydrothermaux, soit les fluides d'origine métamorphique, soit encore les fluides magmatiques ;
- évolution en regime fragile, dans des conditions plus superficielles, qui ont permis la participation des fluides météoriques dans les circuits convectives, maintenues actives par des anomalies thérmiques associées à la montée et mise en place des granites post-téctoniques.

ABSTRACT

The region of Vila Pouca de Aguiar (RVPA), is located in Galiza Média Trás-os-Montes Zone. There, a metassedimentary sequence, ranging, from the Upper Ordovician to the Lower Devonian, occurs surrounded by sin-to-late and postectonic hercynian granites. Their metallogenetic importance is confirmed not only by the dimension of the old mining exploitations, mainly the gold ones, but also by the occurrence of many, not yet exploited, mineralized vein structures.

With the aim of evaluating the role of the metassediments as a possible primary source, as well as in the circulation processes and later metal deposition, it was carried out a detailed lithogeochemical study of the metassedimentar sequence, based on the lithostratigraphic, structural and metamorphic criteria.

The lithostratigraphic and structural study, allowed to individualize two domains with different lithostratigraphic sequences:

- The Structural Domain of Três Minas (DETM), concerning two lithostratigraphic units: The Fragas Negras Unit (FN) and the Curros Unit (Cu).
- The Structural Domain of Carrazedo (DEC), subdivided in two subdomains, the lower including the Vale de Égua Unit (VE – sudivided in subunit, AC and Ra), and the Cubo Unit (Cb), and the upper including the St^a M^a de Émeres Unit.

The units of the DETM have a greater structural and lithostratigraphic afinity with the inferior Douro Domain, while the units of the DEC have a lithostratigraphical relation and a deformation style more similar to the Peritransmontano Domain. In DETM the regional structure is mainly marked by the deformational phase D_3, whose structures have the same orientation of the S_1 and S_0 structures, N120° subvertical. In the DEC the regional structure is subhorizontal and is a consequence of the deformational phase D_2 similar the phase D_1, both with folding towards SE.

The P-T-t evolution of the regional metamorphism can be described as follows:

- during the phases D_1 and D_2 the metamorphism occurred in conditions of increasing P and T, until a level of T=350 to 450°C and P= 3.5 to 4 kb was reached;

- The period after D_2 occurred under isobaric conditions and a with greater increase of T, where the top thermal point reached sin D3, in conditions of T=500° to 550°C and P=3 to 3.5 kb;
- After D3, conditions of P and T retrogressive were attained.

The contact metamorphism reached temperatures equivalent to the thermal peak of the regional metamorphism (T=500 to 550°C), although with lower pressures.

The lithogeochemical study showed that all the units have a mainly crustal provenance, but with some compositional variation and a variable degree of weathering in the source, implying some differences in the geotectonic environment.

The two DETM units are distinctive from the geochemical point of view. The FN unit has a predominant silicious chemical sedimentation, while the Cu Unit has an strictly detritic character, being among all the units, the one that shows geochemical effects resulting from the most evident sedimentar 'sorting', and a high grade of geochemical maturity. This maturity reflects on the fact that its aluminous-silicious composition is accompanied by considerable content of minor elements, those from the acid source, and those from the basic source, mainly Sc, V, Cr, Co and Ni. The geochemical composition of these units may indicate a depositional environment rather distal, between ACM (Active Continental Margin) and OIA (Oceanic Island Arc) or CIA (Continental Insular Arc), with a provenance of mixtures of basic to intermediate sources, with sources of felsic composition.

The geochemical composition of Cu-T Unit (the SSW part of Unit Cu) indicates a mainly felsic and quartzose source, corresponding to a proximal deposition environment between ACM and OIA with similar geochemical characteristics of the two samples from CXG (Complexo Xisto-Grauváquico).

The units of the DEC show a lesser geochemical variation, a lower degree of geochemical maturity in comparison to those of the DETM, as a result of the less evident sedimentar 'sorting'. They present a variation in composition between the calcium-sodium pole and the aluminous pole, being the silica content not very different between the two poles. The chemical composition of these units points out that they correspond to a deposition in relatively proximal basins, in ACM (active continental margin) to PCM (passive continental margin), relatively

deep, with direct apport of vulcanic material, mainly of acid character, but also with some intercalations with basic to intermediate character.

All the units present aversge compositions that compared with the crustal average values show less Ca, Sr and Na, whereas mobile elements, such as As, Sb and Au have strongly positive normalization values.

In the RVPA there are conditions of an anomalous background in Au, with magmatic and tectono-metamorphic evolutions favourable to the processes of lixiviation, transport and deposition of gold. These conditions are the following:

- existence of a metassedimentary and metavulcano-sedimentary sequence with anomalous values of Au;
- low-degree regional metamorphism (green-schists facies in the zone of chlorite and biotite).
- Sin-to late-D_3 magmatism, where the thermal peak of the regional metamorphism (T=500 to 550°) was reached;
- Late-to post-D_3 evolution, to ductile-brittle and brittle deformation, with the devellopment of shear structures and fractures, which controlled the circulation of hidrothermal fluids, either those with a metamorphic origin and those with a magmatic origin;
- Evolution to brittle regimes, in more superficial conditions, allowing the intervention of meteoric fluids in the convective circuits, which were maintained active by the thermal anomalies associated with the upwelling and installation of the post tectonic granitic magmas.

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1 - Localização geotectónica da RVPA (Região de Vila Pouca de Aguiar). 4

Fig.1.2-A unidades alóctones, autóctones e parautóctones e respectivos domínios estruturais do norte de Portugal 5

Fig. 1.3 - Representação esquemática das características e cronologia das principais fases de deformação hercínicas, no sector setentrional da Península Ibérica 8

Fig.1 - Representação esquemática mostrando a cronologia e diacronismo dos principais eventos tectonometamórficos do noroeste do Maciço Hespérico 10

Fig. 2.1 - Esboço cartográfico dos domínios estruturais individualizados na RVPA. 19

Fig. 2.2 - Coluna litoestratigráfica das unidades individualizadas no DETM. 20

Fig. 2.3 - Projecção estereográfica relativa à estratificação-S0, no DETM. 24

Fig. 2.4 - Representação esquemática das relações entre So, Sn e Sn+1. 25

Fig. 2.5 - Projecção estereográfica relativa à foliação Sn, na Unidade Cu. 26

Fig. 2.6 - Representação esquemática da deformação cizalhante nas rochas da Sª da Guia e no seu encaixante. 26

Fig. 2.7 - Coluna litoestratigráfica das unidades individualizadas no DEC. 27

Fig. 2.8 - Projecção estereográfica relativa à estratificação S0 e a foliação Sn, nas unidade do DEC. 29

Fig. 2.9 - Representação esquemática das relações entre So, Sn-1, Sn e Sn+1, nas unidades litoestratigráficas do DEC. 30

Fig. 2.10 - Comparação e correlação entre a sequências litoestratigráficas dos dois domínios - DETM e DEC. 31

Fig. 2.11 - Projecção estereográfica relativa à foliação Sn+1, no DETM e no DEC. 33

Fig. 2.12 - Projecção estereográfica relativa às foliações anteriores a Sn+1, respectivamente S0 e Sn no DETM e no DEC. 33

Fig. 2.13 - Correlação litoestratigráfica entre as Unidades definidas no DETM, no sub-domínio inferior do DEC e no sub-domínio superior do DEC, na RVPA. 35

Fig. 2.14 - a)Esboço geológico das unidades litoestratigráficas individualizadas na RVPA e sectores vizinhos. 37

Fig. 2.14 - b)Legenda do esboço geológico da figura 2.14a) e equivalências litoestratigráficas possiveis entre as unidades definidas nos dois domínios estruturais da RVPA e os sectores vizinhos. 38

Fig. 2.15 - Sequências litoestratigráficas dos diferentes sectores geográficos e domínios estruturais. 41

Fig. 2.16 - Correlações tectono-estratigráficas entre a RVPA e as regiões adjacentes. 42

Fig. 3.1 - Representação esquemática do aspecto microscópico da plagioclase e do feldspato potássico detritícos, presentes das rochas QF. 54
Fig. 3.2 - Diagrama de classificação das micas brancas, em função do teor em Fe+Mg, AlIV e AlVI. 61
Fig. 3.3 - Diagrama AlIV versus AlVI–1 das micas brancas da RVPA. 62
Fig. 3.4 - a) Diagrama representando as percentagens das componentes paragonítca e celadonítca,. b) Diagrama Mg/Fe, presentes nas micas brancas da RVPA. 63
Fig. 3.5- a) Diagrama Mg+Fe / Si; b) Diagrama Mg+Fe / AlVI , aplicados às micas brancas da RVPA. 64
Fig. 3.6 - a) Diagrama AlVI / Ti; b) Diagrama Mg+Fe / Ti , aplicados às micas brancas da RVPA. 64
Fig. 3.7 - a) Diagrama % Paragonite / Al total; b) Diagrama 2-Σ XII / Σ VI , aplicados às micas brancas da RVPA. 65
Fig. 3.8 - Diagrama AlVI versus Mg/(Mg+Fe), com a projecção das biotites da RVPA no plano de composição ideal. 67
Fig. 3.9 - Diagrama AlVI versus AlIV, aplicados às biotites da RVPA. 67
Fig. 3.10 - Diagramas representativos da variação composicional das biotites da RVPA. 69
Fig. 3.11 - Perfis composicionais de dois cristais de granada da amostra MA 58. 70
Fig. 3.12 - Perfis composicionais de cristais de granada da amostra MA 119. 71
Fig. 3.13 - Composição das granadas das amostras MA 8 e MA11, da Unidade Go. 72
Fig. 3.14 - Representação gráfica das variações composicionais das clorites da RVPA. 74
Fig. 3.15 - Representação gráfica dos parâmetros composicionais das clorites utilizados como geotermómetro. 75
Fig. 3.16 - Representação gráfica das % de albite, anortite e ortoclase nas plagioclases analisadas. 76
Fig. 3.17 - Representação gráfica da relação do conteúdo em sílica das fentites em associação com feldspato potássico + flogopite + quartzo, com a pressão e a temperartura e representação do conteúdo em Si e da % em celadinite das micas brancas analizadas. 79
Fig. 3.18 - Trajectória P-T do metamorismo das Unidades da RVPA. 80
Fig. 4.1 - Histogramas da composição em elementos maiores das litologias presentes nas unidades litoestratigráficas, respectivamente do DETM e do DEC. 90 e 91
Fig. 4.2 - Histogramas da composição em alguns elementos menores das litologias presentes nas unidades litoestratigráficas, respectivamente do DETM e do DEC. 92 e 93
Fig. 4.3 - Normalização da composição média aritmética das litologias da Unidade Cu, à média ponderada da unidade. 98
Fig. 4.4 - Normalização da composição média aritmética por litologia, da unidade FN à média ponderada da Unidade Cu. 99
Fig. 4.5 - Normalização da composição média aritmética por litologia, das Unidades do DEC, à média ponderada da Unidade Cu. 100
Fig. 4.6 - Legenda comum a todos os diagramas litogeoquímicos, discriminados por unidades. 103

Fig. 4.7 - Diagrama Al/3-K =f (Al/3-Na) com a representação dos domínios litológicos e a projecção dos principais minerais envolvidos. 106

Fig. 4.8 - Diagrama Al/3-K =f (Al/3-Na) aplicado às unidades litoestratigráficas da região VPA, respectivamente do DETM (a) e do DEC (b). 107

Fig. 4.9 - Diagrama Q=f(P). 112

Fig. 4.10 - Diagrama Na/Al = f(K/Al). 115

Fig. 4.11 - Diagrama A-B. 117

Fig. 4.12 - Diagrama A-B considerando como parâmetro A a razão Al/(Na+K+2Ca). 118

Fig. 4.13- a) Diagrama Al/3-K=f (Al/3-Na), aplicado às unidades litogeoquímicas Go, SC e CXG. 122

Fig. 4.14 - Diagrama Q =f (P) aplicado às unidades litogeoquímicas de Go, SC e CXG. 124

Fig. 4.15 - Diagrama A = f(B), sendo A a razão Al/(Na+K+2Ca). aplicado às unidades Go; SC e CXG. 125

Fig. 4.16 - Projecção do índice CIW versus conteúdo em SiO2. 128

Fig. 4.17 - Diagrama A-CN-K: a) Projecção das unidades litogeoquímicas do DETM; b) Projecção das unidades do DEC. 130

Fig. 4.18 - Diagrama A-CN-K, mostrando as diferenciações resultantes do "sorting" sedimentar de sedimentos com o mesma fonte. 132

Fig. 4.19 - Diagrama A-CN-K aplicados unidades Go, SC e CXG. 133

Fig. 4. 20 - Diagramas de normalização à crusta continental das médias aritméticas por litologia. 140

Fig. 4.21 - Diagramas K(%) - Rb(ppm) e K(%) - Ba(ppm). 142

Fig. 4.22 - Diagrama Th = f(U). 145

Fig. 4.23 - Diagramas de normalização por amostra das rochas QF e Cc das Unidades SE, Ra e AC, às médias de rochas vulcânicas. 147

Fig. 4.24 - Diagramas de normalização por amostra à média "Cratonic Shales- Phanerozoic". 149

Fig. 4.25 - Padrão das TR da média de cada uma das unidades litogeoquímicas. 151

Fig. 4.26 - Variação dos espectros dentro de cada unidade. 153

Fig. 4.27 - Variação do fraccionamento das TRL e TRP, somatório de TR e valor da anomalia de Eu, função do grau de evolução sedimentar (Al/3-Na). 154

Fig. 4.28 - Representação esquemáticas das relações entre o ambiente geotectónico e os vários processos e atributos que condicionam a variação composicional das rochas sedimentares. 156

Fig. 4.29 - Diagramas de variação da % de Al2O3 função da % de SiO2 e de K2O. 158

Fig. 4.30 - Diagramas de variação aplicados como diagramas discriminantes para arenitos. 158

Fig. 4.31 - Diagrama discriminantes para sequências arenito-silto-argilosas. 159

Fig. 4.32 - Diagrama de funções discriminantes para assinatura de proveniência de sequências arenito-silto-argilosas, usando elementos. 160

Fig. 4.33 - Diagramas discriminantes para o ambiente de deposição de grauvaques. 161

Fig. 4.34 - Diagramas das razões Th/Sc - V/La; Th/Sc - Cr/La; Th /Sc - Ti/Zr; Th/Sc - Zr/Y; Th/SC - Zr e Th/Sc - $\sum$ TR, considerando apenas as litologias filitosas. 163

Fig. 4.35 - Valor dos factores "scores" por elemento e representação gráfica dos planos principais da ACP de todas as unidades litoestratigráficas da RVPA. 167

Fig. 4.36 - Valor dos factores "scores" por amostra e respectiva representação gráfica para o conjunto de todas as unidades litoestratigráficas da RVPA. 169

Fig. 4.37 - Representação gráfica dos planos principais da ACP das Unidades do DETM. 172

Fig. 4.38 - Representação gráfica dos factores "scores" por amostras dos planos principais da ACP das unidades do DETM. 173

Fig. 4.39 - Representação gráfica dos planos principais da ACP das unidades do DEC. 176

Fig. 4.40 - Representação gráfica dos factores "scores" por amostras dos planos principais da ACP das unidades do DEC. 177

Fig.5.1 - Diagramas de normalização à crusta continental superior das médias ponderadas por unidade. 187

Fig. 5.2- Diagramas de conteúdo em U, V, Cr, Au, Sc e Ni das diferentes unidades e comparação com o teor médio crusta 189

Fig. 5.3 - Diagramas de teores em Au, Sb, As, Cu, Sc e Zn por amostra, nas várias unidades. 191

Fig. 5.4 - Representação esquemática ilustrativa do modelo teórico proposto por Keays (1982). 197

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1 - Listagem do número de amostras por litologia das unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais: DETM e DEC. 89

Tabela 4.2 - Percentagens relativas dos volumes ponderados por litologia e por unidade litoestratigráfica, no DEC (a) e no DETM (b). 95

Tabela 4.3 - Médias ponderadas determinadas com base nas percentagens em volume de litologia por unidade e de unidade por domínio estrutural da Tabela 4.2. 96

Tabela 4.4 - Matriz de correlação realizada sobre 29 elementos de 67 amostras das diferentes litologias de todas as unidades litoestratigráficas da RVPA. 166

Tabela 4.5 - Matriz de correlação realizada sobre 23 elementos de 38 amostras das unidades do DETM, englobando todas as litologias, excluindo os liditos. 171

Tabela 4.6 - Valores dos factores "scores" dos planos principais da ACP para os 23 elementos considerados em 38 amostras das unidades do DETM. 172

Tabela 4.7 .- Matriz de correlação realizada sobre 23 elementos de 38 amostras das unidades do DEC, englobando todas as litologias, excluindo os liditos. 175

Tabela4.8 .- Valores dos factores "scores" dos planos principais da ACP para os 23 elementos considerados em 38 amostras das unidades do DEC. 176

Tabela 5.1 - Teores de alguns elementos maiores e de elementos metálicos de amostras de gresofilitos, quartzofilitos e xistos silicificados das cortas romanas de Três Minas. 193

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1.1 - Síntese das sequências litoestratigráficas consideradas na ZGMT 7

Quadro 3.1 - Síntese das relações deformação-blastése nas diferentes zonas metamórficas, 58

LISTA DE ABREVIATURAS

AC - Alto da Cheira (unidade)

AEGC – "Area Esquistosa de Galiza Central"

AFVR – "Archean felsic volcanic rocks"

AIC - Arco Insular Continental

AIO - Arco Insular Oceânico

AMVR – "Archean mafic volcanic rocks"

Cb - Cubo (unidade)

Cc - Calcossilicatadas (rochas)

CIA – "Chemical Index Alteration"

CIW – "Chemical Index of Weathering"

CS – "Cratonic Sandstones"

CSh – "Cratonic Shales"

Cu - Curros (unidade)

CXG - Complexo Xisto-Grauváquico

DEC - Domínio Estrutural de Carrazedo

DEGTM – "Dominio Esquitoso da Galicia-Trás-os-Montes"

DETM - Domínio Estrutural de Três Minas

FN - Fragas Negras (unidade)

FVR – "Felsic volcanic rocks"

Go - Gondiães (unidade)

GP - Grauvaques paleozóicos

GRAU - Grauvaques

HFSE – "High Field Strenght Elements"

LILE – "Large Ion Lithophile Elements"

MC - Margem Continental

MCA - Margem Continental Activa

MCP - Margem Continental Passiva

MP - Margem Passiva

NASC – "North American Shale Composite"

PAAS – "Post-Archaen Australian Average Sedimentary Rock"

PFVR – "Paleozoic Felsic Volcanics Rocks"

PUC – "Pondered Upper Crust"

QF - Quartzo-Feldspáticas (rochas)

Ra - Rancho (unidade)

RVPA - Região de Vila Pouca de Aguiar

SC - Stª Comba (unidade)

SE - Santa Mª de Émeres (unidade)

TR - Terras Raras

TRL - Terras Raras Leves

TRP - Terras Raras Pesadas

UC – "Upper Crust"

UCC – "Upper Continental Crust"

VE - Vale de Égua (unidade)

ZCI – Zona Centro Ibérica

ZGMTM – Zona de Galiza Média Trás-os-Montes

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Enquadramento e metodologia do trabalho

1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A região sobre a qual incidiu o presente trabalho localiza-se a este de Vila Pouca de Aguiar, sendo por isso designada por Região de Vila Pouca de Aguiar (RVPA) e engloba áreas pertencentes aos concelhos de Vila Pouca de Aguiar, Valpaços e Murça, abrangendo a totalidade da área coberta pela folha nº75 da Carta Militar de Portugal à escala 1/50.000 - S^{ta}. M^{a}. de Émeres, bem como a metade sul e a metade este, respectivamente das folhas nº 61 - Vidago e nº 74- Vila Pouca de Aguiar.

Em termos geográficos e topográficos o sector estudado é limitado a NE pela Serra da Padrela, a SSW pela Serra da Gralheira e pelo vale do Rio Tinhela e a nascente pelos Montes de Santa Comba. A metade NE da RVPA corresponde à parte mais ocidental do planalto transmontano, cuja continuidade para oriente é interrompida pelos Montes de S^{ta}. Comba. A metade SW da RVPA tem relevo mais acentuado, com cristas alternando com pequenos vales paralelos mais ou menos entalhados, com orientação NW-SE, que correspondem às principais linhas de água do sector: Rib.^{a} de Sevivas, Rib.^{a} da Fraga, Rib.º do Bracedo, etc. Na metade NE da RVPA as linhas de água têm uma direcção predominante NNE-SSW. O principal rio que atravessa toda a região, o Rio de Curros, tem a mesma direcção e conflui com o Rio Tinhela a sul da RVPA. A parte mais oriental da RVPA é caracterizada por relevo com declive suave para este e com linhas de água de orientação oeste-este. Estas variações geomorfológicas têm um controlo geológico-estrutural nítido.

A RVPA é atravessada pela estrada N206 (Vila Pouca de Aguiar - Valpaços) e pela estrada N314 (Murça - Chaves), ambas passando por Carrazedo de Montenegro, a localidade mais importante da região. Os bonitos soutos que a rodeiam, fazem desta vila transmontana um dos principais centros produtores de castanha no país.

1.2 – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Em termos geológicos a RVPA localiza-se na Zona de Galiza Média Trás-os-Montes (ZGMTM) (Farias et al, 1987; Arenas et al, 1988), no bordo sul do Domínio Peritransmontano (A. Ribeiro 1974) (fig. 1.1), compreendendo um sector onde afloram sequências metassedimentares do Paleozóico inferior, enquadradas a norte e a sul por granitos de duas micas sintectónicos, respectivamente o granito de Serapicos e o granito da Gralheira e de Vila Real, e a oeste pelos granitos biotíticos pós-tectónicos de Vila Pouca de Aguiar (ver carta geológica).

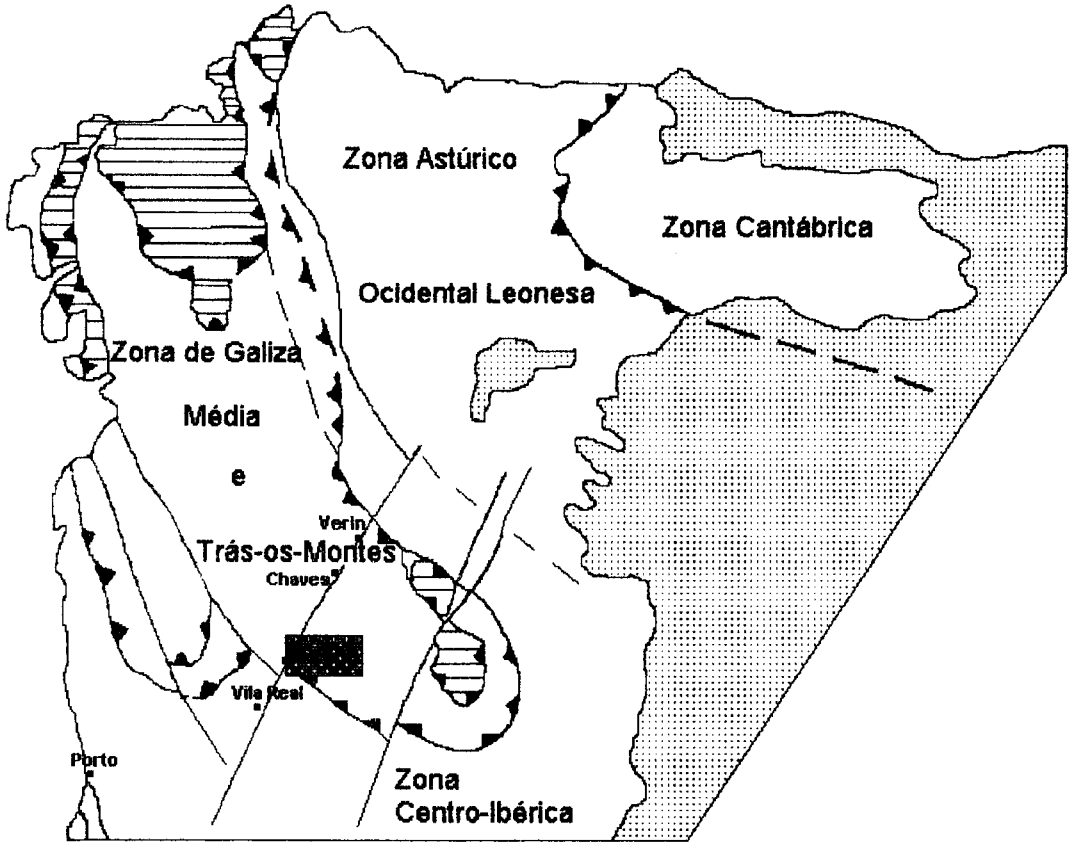


Fig. 1.1 - Localização geotectónica da RVPA (Região de Vila Pouca de Aguiar).

A geologia da ZGMTM tem como característica mais marcante a sobreposição de unidades estruturais (mantos ou escamas), separadas por carreamentos. Estas unidades têm carácter alóctone ou parautóctone, apresentando cada uma delas individualidade estratigráfica, estrutural e/ou metamórfica. O limite da ZGMTM é marcado por um

carreamento maior, que sobrepõe todas as unidades nela englobadas (unidades alóctones e parautóctones) às unidades autóctones da Zona Centro Ibérica (ZCI) (fig.1.2).

O carácter autóctone e parautóctone respectivamente do Domínio do Douro Inferior e do Domínio Peritransmontano é a característica estrutural mais marcante; o limite entre os dois domínios é interpretado como um carreamento da 2ª fase de deformação hercínica (D_2), verificando-se o desenvolvimento de uma foliação sub-horizontal (S_2) bem marcada no Domínio Peritransmontano e pouco marcada ou restrita às proximidades do carreamento, no Domínio do Douro Inferior (A. Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979). As unidades parautóctones apresentam sequências estratigráficas mais ou menos directamente correlacionáveis com as unidades autóctones da ZCI e o seu conjunto define o Domínio Peritransmontano (A. Ribeiro, 1974), também referido como Grupo Peritransmontano (Gutierrez Marco et al., 1990). Na verdade a sua designação como grupo não é muito conveniente, uma vez que se trata da sobreposição de várias escamas tectónicas, no interior das quais se observam sequências mais ou menos equivalentes do ponto de vista estratigráfico, mas nem sempre facilmente correlacionáveis. Algumas apresentam sequências litoestratigráficas equivalentes às unidades autóctones, enquanto outras têm maior afinidade com as sequências alóctones.

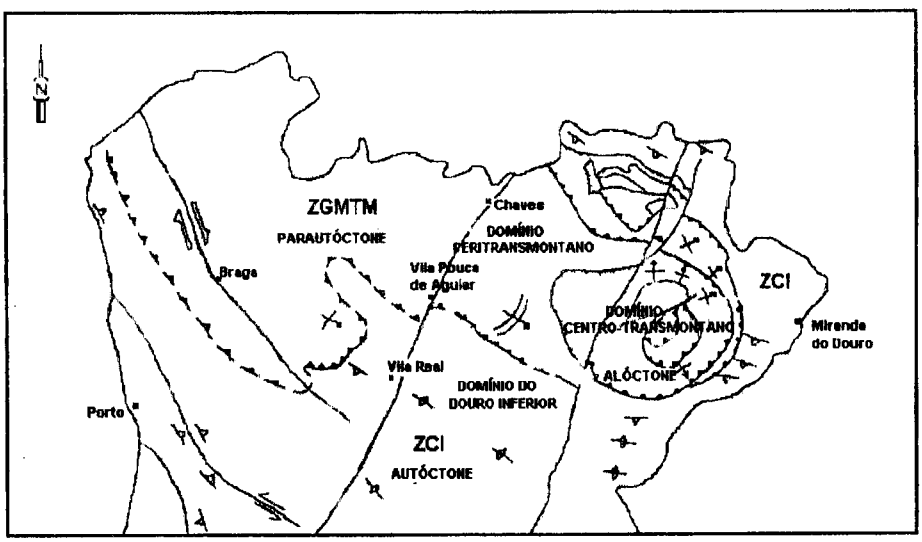


Fig. 1.2 - A unidades alóctones, autóctones e parautóctones e respectivos domínios estruturais do norte de Portugal (A. Ribeiro et al., 1991, modificado).

O Domínio Peritransmontano engloba assim um conjunto de unidades tectono-estratigráficas, limitadas por acidentes tectónicos e cuja maior ou menor afinidade com o autóctone ou com o alóctone é dependende da zona de origem da escama tectónica, e portanto do maior ou menor grau de deslocamento sofrido, juntamente com o transporte dos mantos alóctones.

É óbvio que as características tectono-estratigráficas não reconhecem fronteiras administrativas, verificando-se que as unidades do norte de Portugal têm continuidade na Galiza nos terrenos que em Espanha englobam a ZGMTM.

1.2.1 – LITOESTRATIGRAFIA

Em termos litoestratigráficos a ZGMTM apresenta algumas características marcadamente diferentes das da ZCI, nomeadamente no que respeita às sequências de idade do Silúrico-Devónico (Gutierrez Marco et al., 1990; Pereira & A. Ribeiro, 1997). Essas características são fundamentalmente:

- grande espessura das sequências sedimentares;
- grande variedade litológica;
- importantes intercalações de vulcanitos ácidos;
- contactos tectónicos frequentes quer lateral quer verticalmente.

No Quadro 1.1 apresentam-se em síntese as sequências litoestratigráficas do Paleozóico inferior identificadas na ZGMTM e nas zonas geotectónicas adjacentes ou próximas. Realça-se o facto de no domínio das unidades parautóctones (ZGMTM) a sequência estratigráfica estar representada apenas desde o Silúrico ao Devónico, enquanto nos domínios de unidades autóctones, quer na ZCI quer na Zona Astúrico-Leonesa, está representada desde o Precâmbrico até ao Devónico inferior, embora com algumas discordâncias e lacunas intermédias. Estes aspectos sugerem que o transporte tectónico responsável pelo carácter parautóctone das unidades da ZGMTM teve o seu plano de transporte basal instalado nas litologias ricas em matéria orgânica, correspondentes ao Silúrico inferior.

Quadro 1.1 - Síntese das sequências litoestratigráficas consideradas na ZGMTM e nas zonas adjacentes.

	Zona Centro Ibérica	Zona de Galiza Média Trás-os-Montes		Zona Astúrico-Leonesa
Devónico	- Passagem gradual a sequência pelito-gresosa	Grupo Penitransmontano	- F. Supraquartzítica	- Sequência nerítica gresо-xistosa
Silúrico	- Fácies de xistos negros e liditos com calcários e vulcanitos - Discordância cartográfica e lacuna da base (tilóide basal)		- F. Quartzítica - F. Infraquartzítica - F. Quartzitos e xistos inferiores	- Fácies de xistos negros e calcários - Discordância cartográfica com lacuna da base
Ordovícico	- Fácies gresо-xistosas "flyschoides" - Fácies xistosas euxínicas - Fácies gresо-quartzíticas - Discordância basal "Quartzitos Armoricanos"		Grupo San Vitero - Carbajales	- Fácies gresо-xistosas "flyschoides" - Fácies xistosas euxínicas - "Quartzitos Armoricanos"
Câmbrico	- Olho de Sapo			- Sequência quartzo-pelítica litoral e de plataforma(alguns carbonatos) - Discordância basal
Precâmbrico	- CXG e Unidades Correlacionáveis			- Espessa sequência gresо-pelítica
	UNIDADES AUTÓCTONES	UNIDADES PARAUTÓNES		UNIDADES AUTÓCTONES

1.2.2– ESTRUTURA E METAMORFISMO

A ZGMTM, tal como as outras zonas geotectónicas do Maciço Hespérico devem a sua estruturação à Orogenia Hercínica, faseada em três fases de deformação dúctil: D_1, D_2 e D_3 (A. Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979, Dias & Ribeiro, 1994). A cronologia dos principais processos de deformação que acompanharam a Orogenia Hercínica está representada esquemáticamente na fig. 1.3.

Diferentes autores têm feito a descrição das estruturas geradas pela deformação hercínica, com relativo consenso no que diz respeito à sua geometria, embora com algumas divergências quanto ao seu posicionamento cronológico e significado geodinâmico e cinemático. Estas divergências são consequência do diacronismo dos processos de deformação, que embora aceite, nem sempre é facilmente interpretado.

A estruturação hercínica no sector NW do Maciço Hespérico é devida à actuação de três fases tectónicas - D_1, D_2 e D_3. A primeira fase gera dobras com orientações e vergências diferentes, consoante se trate de terrenos alóctones, parautóctones ou autóctones, mas com uma orientação predominante NW-SE, com plano axial vertical no autóctone e

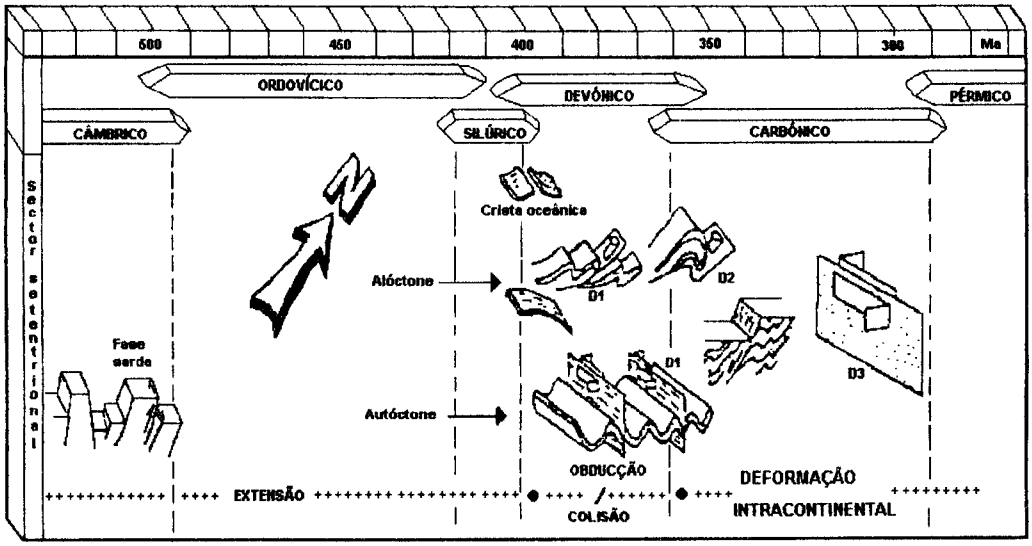


Fig. 1.3 - Representação esquemática das características e cronologia das principais fases de deformação hercínicas, no sector setentrional da Península Ibérica (Dias & A. Ribeiro, 1994).

vergentes no parautóctone. A fase D_2, representada sobretudo no alóctone e no parautóctone decorre da fase D_1 com relativa proximidade de estilo e de cronologia (fig. 1.3), acentuando-se a vergência para SE, gerando dobras deitadas de flanco inverso muito curto. A fase D_3 abrangeu todos os terrenos autóctones, parautóctones e alóctones de modo idêntico, originando dobramento largo e de pequena amplitude, de plano axial vertical e direcção N120°. A penetratividade da foliação associada ao dobramento D_3 depende fundamentalmente da tipologia e orientação das anisotopias e foliações prévias. Simultaneamente com o dobramento da fase D_3 desenvolveram-se zonas de cizalhamento dúctil vertical, esquerdas e direitas.

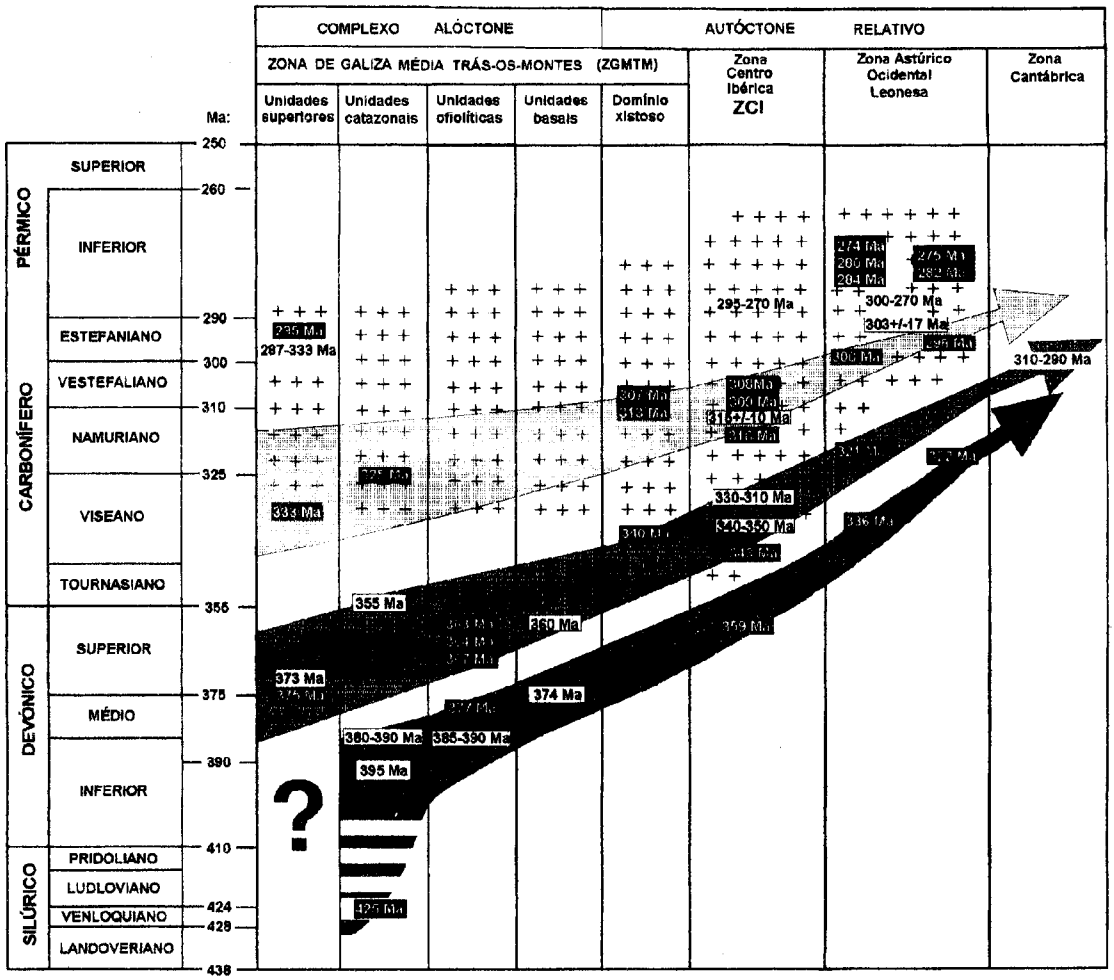
A fases tardias são essencialmente fases dúcteis-frágeis e frágeis, desenvolvendo-se na sua dependência sistemas conjugados de fracturas: o principal com direcção NNE-SSW com movimentação esquerda e o conjugado com direcção NNW-SSE com movimentação direita. Esta fracturação controla a instalação dos maciços graníticos pós-tectónicos.

Uma das características marcantes da ZCI e da ZGMTM é a existência de importante magmatismo, em paralelo com zonas de médio a alto grau metamórfico (Martinez et al., 1988; Ugidos, J. M., 1990). Este paralelismo é significativo de que os magmas graníticos tiveram um papel importante na evolução térmica do Orógeno Hercínico, nomeadamente no desenvolvimento do metamorfismo de baixa pressão. Segundo Ugidos (1990) a subida inicial das isotérmicas foi causada pelo relaxamento termal subsequente ao espessamento crustal resultante da fase colisional e da instalação dos mantos alóctones, sendo depois acentuada pela subida dos magmas graníticos. O aumento de temperatura que acompanhou a evolução metamórfica verificou-se em condições isobáricas, gerando em muitos locais associações mineralógicas do tipo biotite-estaurolite-andaluzite e definindo isógradas em geral paralelas aos maciços graníticos sintectónicos.

Segundo Dallmeyer et al. (1997), o Domínio Xistoso da ZGMTM tem uma evolução tectonometamórfica com grande afinidade com os domínios autóctones, ou seja com a ZCI. Naquele trabalho é apresentado um quadro de síntese das idades geocronológicas dos eventos tectonometamórficos do NW Peninsular, às quais são acrescentadas novas datações $^{40}Ar/^{39}Ar$, que se apresentam na fig. 1.4. A cronologia e diacronismo proposto para a actuação das fases de deformação e para o metamorfismo não difere do proposto por Noronha et al. (1979), sendo de referir apenas que o pico térmico ante-D_2 que estes últimos autores propõem para o nível estrutural superior, verificar-se-á apenas localmente, onde a evolução metamórfica não foi afectada pelos eventos térmicos associados à fase D_3.

O Domínio Xistoso da ZGMTM é caracterizado por Dallmeyer et al. (1997) como correspondendo a uma zona transicional da margem Gondowânica, com sequências do Paleozóico inferior com abundância de magmatismo félsico, representado por rochas vulcânicas e por granitóides, com uma estruturação hercínica faseada: dobras deitadas D_1 com foliação S_1 sub-horizontal; cizalhamentos dúcteis e carreamentos D_2 acompanhados por S_2 horizontal; dobras verticais D_3 com clivagem de crenulação S_3.

Esta estruturação foi acompanhada por um metamorfismo regional de baixo a médio grau do tipo Barroviano, evoluindo para metamorismo de baixa pressão (LP).



LEGENDA:

377 Ma — Idade obtida por Dallmeyer et al. (1997)

374 Ma — Idades publicadas por outros autores

Primeiro episódio de deformação e metamorfismo: metamorfismo de alta pressão (HP) nas unidades catazonias e basais; D_1 no Domínio Xistoso e na ZCI.

Segundo episódio de deformação e metamorfismo: milonitização nas unidades catazonais e imbricação dos ofiolitos e carreamento das unidades basais; D_2 no Domínio xistoso e na ZCI.

Última deformação: dobras verticais D3 e zonas de cizalhamento transcurrentes, últimos descolamentos extensionais.

Intrusões graníticas e efeitos térmicos paralelos

Fig. 1.4 – Representação esquemática mostrando o cronologia e diacronismo dos principais eventos tectonometamórficos do NW do Maciço Hespérico (segundo Dallmeyer et al., 1997).

1.3 - TRABALHOS PRÉVIOS

Englobando a RVPA um sector com importância metalogénica, a maioria dos trabalhos publicados sobre a área ou zonas limítrofes diz respeito às mineralizações, nomeadamente à prospecção e exploração mineira. Estes trabalhos incidem sobretudo sobre as áreas de Três Minas, Gralheira e Jales a sul da RVPA (Oliveira & Farinha,1987; Oliveira, 1990; Viegas & Martins, 1992; Oliveira, 1993). Os trabalhos feitos num contexto de estudo metalogénico abordam sobretudo as rochas graníticas e o seu relacionamento com as mineralizações (C. Neiva & A. M. Neiva, 1990; A.M. Neiva et al.,1990). A importância mineira desta região é conhecida desde o tempo dos Fenícios e dos Romanos, que segundo Harrison (1931) realizaram extracção mineira de ouro e de prata na Península Ibérica durante cerca de 450 anos.

Embora não existam trabalhos que abordem a geologia da RVPA existem publicações sobre a geologia das regiões próximas com as quais a RVPA tem afinidades litoestratigráficas, metamórficas ou estruturais.

Sobre a região de Valpaços – Vilarandelo - Sonim existem trabalhos sobre a geologia, metalogenia e metamorfismo (Andrade, 1971; Sousa, 1971; Ramos et al., 1971), sendo neste último trabalho referida a possibilidade de os granitos da região terem actuado não tanto como fonte primária dos elementos metálicos, nomeadamente de W, mas mais como agentes remobilizadores de preconcentrações eventualmente de idade silúrica.

O trabalho de Brink (1960) é um importante contributo ao conhecimento da região a sul da RVPA, nomeadamente no que se referente ao metamorfismo, petrologia dos granitos e geologia mineira.

Nas áreas mais a oeste destacamos os trabalhos cujos conteúdos sobre a estratigrafia, estrutura e metamorfismo foram importantes na comparação com a RVPA (Priem, 1962; Noronha, 1983; Pereira, 1987). Sobre a região a este de Vila Pouca de Aguiar, A. Ribeiro (1974) faz uma caracterização da sequência litoestratigráfica e sobretudo da estrutura dos vários domínios de Trás-os-Montes oriental, discriminando os terrenos autóctones, parautóctones e alóctones.

Mais recentemente foram desenvolvidos diversos trabalhos sobre as rochas graníticas da região a oeste, nomeadamente: Almeida, (1994) que abordou a caracterização

geoquímica e petrogenética dos granitos de Cabeceiras de Basto, analizando as suas potencialidades metalogénicas; Martins (1989), Martins & Noronha (1991) e Martins et al.(1997) com trabalhos sobre a caracterização petrográfica e evolução geoquímica do maciço granítico de Vila Pouca de Aguiar; Sant'Ovaia (1993), Sant'Ovaia et al. (1995) e Sant'Ovaia & Noronha (1998) sobre as características do "fabric" magnético e mineralógico também no granito de Vila Pouca de Aguiar.

Sobre a região Vila Pouca de Aguiar – Pedras Salgadas – Vidago existem publicações sobre neotectónica e sobre os aspectos hidrogeológicos associados à falha Régua-Verin (Baptista, 1990; Baptista et al., 1993; Oliveira, 1995).

I.4 – OBJECTIVOS E METODOLOGIA

O principal objectivo do desenvolvimento deste trabalho centrou-se na avaliação e compreensão do papel dos metassedimentos nos importantes processos metalogénicos que ocorreram no sector em estudo, materializados em ocorrências de mineralizações, nomeadamente auríferas, encaixadas quer nos granitos quer nos metassedimentos.

No âmbito da investigação desenvolvida pelo Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF), em que se integra esta dissertação, têm vindo a ser realizados trabalhos fundamentalmente sobre a região de Trás-os-Montes ocidental, em paralelo com o desenvolvimento de um projecto de cartografia regional, realizado em colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro, numa vasta área do Domínio Peritransmontano. Este projecto cartográfico (Folha 6-A Montalegre, 1983; Folha 6-C Cabeceiras de Basto,1992 e Folha 6-D Vila Pouca de Aguiar, em publicação) tem servido de base ao desenvolvimento de trabalhos mais específicos. Estes trabalhos têm incidido sobretudo no estudo dos granitóides hercínicos da região, nomeadamente no que se refere às suas características geoquímicas, petrogenéticas e petrofísicas (Almeida, 1994; Martins, 1993; Martins et al., 1997; Sant'Ovaia, 1995; Sant'Ovaia & Noronha, 1997)), dando uma enfase especial aos aspectos metalogénicos específicos deste domínio, nomeadamente no referente a mineralizações W-Sn (Noronha, 1983; Charoy & Noronha, 1992) e a mineralizações Au (Dória, et al, 1989, 1993 ;Noronha e Ramos,

1993; Noronha et al, 1998).

Neste quadro definiu-se a necessidade do estudo litogeoquímico das sequências metassedimentares encaixantes dos granitóides e das mineralizações, bem assim como da sua evolução metamórfico-estrutural, com a finalidade avaliar o seu papel como fonte primária dos elementos metálicos, nomeadamente Au. O papel das rochas sedimentares nos processos de circulação e posterior deposição dos metais foi também avaliado, sendo estes aspectos complementados pelo estudo das condições de evolução espaço-temporal e composicional dos fluidos mineralizantes (Dória et al., 1989, 1993; Noronha et al., 1998). As anisotropias de composição e estrutura das sequências metassedimentares facilitaram a circulação e posterior deposição dos elementos metálicos.

A RVPA foi seleccionada para este estudo não só pela sua importância metalogénica, nomeadamente no referente a mineralizações auríferas, mas também devido ao facto de neste sector a sequência metassedimentar apresentar um baixo grau de metamorfismo regional, e uma auréola de metamorfismo de contacto restrita às proximidades do maciço granítico de Vila Pouca de Aguiar.

O baixo grau de metamorfismo facilita a caracterização litológica e geoquímica dos protólitos metamórficos, uma vez que as características e estruturas herdadas do processo sedimentar estão melhor preservadas. Nesta situação a composição geoquímica dos metassedimentos reflecte de modo mais directo o quimismo dos sedimentos iniciais. Contudo há que ter em conta o processo metamórfico e a deformação, sobretudo em estudos de carácter metalogénico, uma vez que os elementos metálicos são particularmente móveis no decorrer destes processos.

O desenvolvimento desta dissertação assentou numa primeira fase, no trabalho de campo durante o qual foram definidas e cartografadas as unidades litoestratigráficas, em paralelo com a sua caracterização estrutural, que conduziu à individualização de dois domínios estruturais distintos. No decurso desta fase foi feita a amostragem para estudo petrográfico e geoquímico.

O estudo petrográfico foi acompanhando o trabalho de campo com a finalidade de precisar a composição mineralógica das diferentes litologias, bem como avaliar a evolução metamórfica, quer a relativa ao metamorfismo regional quer a relativa ao

metamorfismo de contacto, permitindo estabelecer a cronologia relativa das fases de deformação.

Sobre a amostragem seleccionada petrograficamente foi feito a análise geoquímica sobre rocha total e o estudo químico-mineralógico dos minerais de metamorfismo de diferente zonalidade metamórfica.

A última fase deste trabalho correspondeu à integração dos dados e interpretações litoestratigráficas e estruturais com os dados e interpretações litogeoquímicos, englobando ainda as informações relativas ao metamorfismo.

Muito mais haveria a fazer, mas entre os possíveis trabalhos a desenvolver no futuro serão de destacar: a datação geocronológica do vulcanismo intercalado na sequência, de modo a permitir uma referência cronoestratigráfica e a comparação litogeoquímica com outras sequências estratigráficamente correlacionáveis ou com afinidades paleogeográficas.

CAPÍTULO 2 - LITOESTRATIGRAFIA E ESTRUTURA

Caracterização litoestratigráfica e estrutural da RVPA e correlação com sectores vizinhos

2.1 – MÉTODOS DE ESTUDO LITOESTRATIGRÁFICO

O estudo cartográfico e interpretação litoestratigráfica em sequências metassedimentares afectadas por sucessão de episódios metamórficos e de fases de deformação, tem necessáriamente de ser feito em paralelo com o estudo estrutural, de modo a permitir a individualização de unidades por critérios tectónicos e litoestratigráficos. A definição de unidades, nomeadamente formações, utilizando apenas métodos estratigráficos é difícil ou impossível, salvo se existirem bons níveis de referência estratigráfica e/ou níveis fossilíferos, o que não se verifica na região em estudo.

Na RVPA, a ocorrência de acidentes tectónicos, por vezes evidenciados por diferenças litológicas e pequenos saltos metamórficos (pese embora o facto de o metamorfismo ser sempre de baixo grau, variando apenas entre a zona da clorite e a da biotite), a inexistência de fósseis e de bons níveis guia de natureza litológica e a complicação estrutural que resulta da sobreposição dos efeitos de três fases de deformação hercínica, torna difícil a aplicação de métodos puramente estratigráficos. Na área em estudo verificou-se a sobreposição de escamas ou domínios estruturais - Domínio Estrutural de Três Minas (DETM) e Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC), com contactos definidos por acidentes, tendo a sequência litoestratigráfica dentro de cada um deste domínios, características próprias e bem distintas. Neste contexto a definição das unidades litoestratigráficas obedeceu a critérios litoestratigráficos, tectono-estratigráficos, e tectono-metamórficos, mas fundamentalmente obedeceu a critérios litológicos.

O levantamento cartográfico das unidades foi sendo acompanhado pelo estudo estrutural, em paralelo com o estudo petrográfico e metamórfico. Por outro lado, o estudo litogeoquímico seguiu de muito perto o estudo litoestratigráfico, embora na sua dependência, permitindo uma correspondência directa entre as unidades litogeoquímicas consideradas no capítulo 4 e as unidades litoestratigráficas que a seguir se caracterizam.

UNIVERSIDADE DO PORTO
FACULDADE DE CIÊNCIAS
BIBLIOTECA

Dada a complexidade e as diferentes vertentes deste estudo, ele desenvolveu-se em etapas que correspondem às diferentes fases da evolução, tendo como meta final a caracterização litogeoquímica das sequências metassedimentares da RVPA, mas passando pela sua caracterização litoestratigráfica, estrutural e metamórfica. Os resultados de cada uma daquelas etapas estão, em parte patentes nos trabalhos que foram publicados no decurso da evolução deste estudo (M.A. Ribeiro et al, 1993; M.A. Ribeiro et al, 1995; M.A. Ribeiro et al, 1996; M.A. Ribeiro et al, 1997 e M.A. Ribeiro & Noronha 1997). Da análise cronológica destes trabalhos ressalta a evolução e o condicionamento que o estudo litogeoquímico foi impondo à interpretação litoestratigráfica e/ou tectono-estratigráfica da RVPA.

2.2 - DEFINIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Cartograficamente foi possivel individualizar dois domínios com características estruturais, litoestratigráficas, litogeoquímicas e metamórficas diferentes, separados por um carreamento maior (fig. 2.1 e carta geológica anexa). Designámos o domínio inferior ao carreamento por Domínio Estrutural de Três Minas (DETM) e o superior por Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC).

Caracterizaremos primeiro e separadamente as unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais, uma vez que a individualização destes domínios acentou fundamentalmente em critérios litoestratigráficos, nomeadamente em diferenças de litologia e sequência estratigráfica. No final serão sintetizados os critérios estruturais, litoestratigráficos e metamórficos, que caracterizam cada um dos domínios referidos.

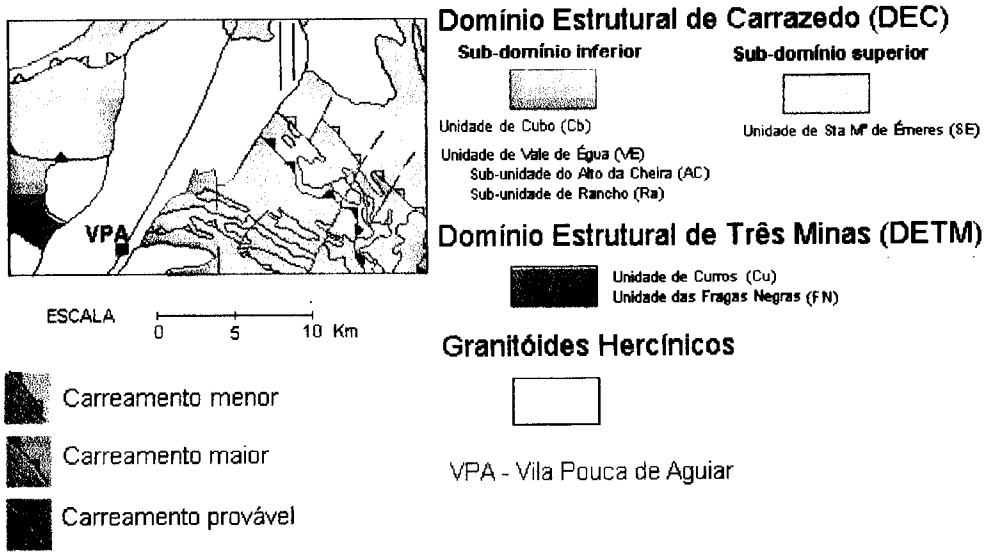


Fig. 2.1 - Esboço cartográfico dos domínios estruturais individualizados na RVPA. Na legenda estão indicadas as unidades litoestratigráficas pertencentes a cada um dos domínios.

2.2.1 - UNIDADES DO DOMÍNIO ESTRUTURAL DE TRÊS MINAS (DETM)

2.2.1.1 - CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA

No DETM individualizaram-se duas unidades litoestratigráficas, litológicamente muito contrastadas: a Unidade da Fragas Negras (FN) na base, e Unidade de Curros (Cu), a topo.

A unidade FN foi anteriormente designada por B2 (Noronha & M.A. Ribeiro, 1993; M.A. Ribeiro et al, 1993, 1995) e inicialmente englobada, em conjunto com a sub-unidade de Rancho (Ra), pertencente ao DEC, numa única unidade litoestratigráfica. Posteriormente, em M.A. Ribeiro & Noronha, (1997), foi individualizada como unidade litoestratigráfica, num domínio estrutural diferente do da sub-unidade Ra, e foi designada por Unidade Bs.

As designações de A, B, C e D inicialmente propostas para as unidades litológicas individualizadas na RVPA (M.A. Ribeiro et al, 1993, Noronha & M.A. Ribeiro, 1993), tornaram-se inconvenientes quando se identificou a sobreposição tectónica de domínios com estrutura e sequências litológicas algo distintas (M.A. Ribeiro et al., 1995). Aquelas designações pressupunham uma continuidade litoestratigráfica que de todo não existia, verificando-se antes alguma repetição. Foram por isso adoptadas designações geográficas para as unidades litológicas individualizadas em cada um dos domínios.

A Unidade FN é uma unidade litológica essencialmente constituida por liditos, por vezes passando lateralmente a quartzitos, intercalados em quartzofilitos cinzentos a negros. Embora à superfície nunca tenham sido encontradas rochas carbonatadas, as sondagens realizadas pelo SFM (Serviço de Fomento Mineiro) nas proximidades das cortas romanas de Três Minas, revelaram dois níveis de intercalacões centimétricas a decimétricas de rochas carbonatadas negras (calcários +/- negros), intercaladas em xistos ampelitosos e quartzofilitos acinzentados, muito próximo do topo desta unidade, ou seja próximo do contacto com a unidade de Curros (Cu), que se lhe soprepõe (fig. 2.2).

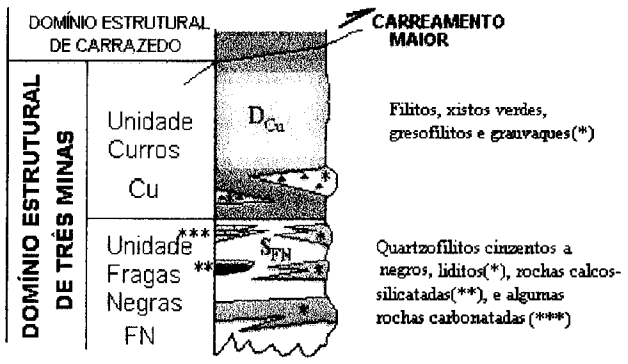


Fig. 2.2 - Coluna litoestratigráfica das unidades individualizadas no DETM.

Os liditos são a litologia predominante na Unidade FN, cujas cristas marcam topográficamente a paisagem, daí a designação de Fragas Negras (Est. I -foto 2).

Embora estejam representadas rochas calcossilicatas na coluna litoestratigráfica (fig. 2.2), a sua presença não foi assinalada na RVPA, mas sim no sector a oeste da falha Régua-Verin da área abrangida pela Carta Geológica de Vila Pouca de Aguiar (Folha 6D), em níveis que são a continuidade para este da Unidade Sa da Carta Geológica de Cabeceiras (Folha 6C).

A Unidade de Curros (Cu), que se soprepõe à Unidade FN é litologicamente muito homogénea. Apresenta finas alternâncias (centimétricas a milimétricas) de filitos esverdeados e gresofilitos esbranquiçados de aspecto "flyschoid". Apenas na base da unidade, próximo do contacto com a Unidade FN, se observam bancadas de metaquartzovaques (quartzofilitos) que localmente apresentam clastos (muito dispersos) mas que conferem um aspecto conglomerático(fig. 2.2).

A unidade de Curros aflora em grande extensão na zona central da RVPA, e as finas alternâncias pelito-psamíticas, representam uma foliação primária - a estratificação (S_o), muito bem preservada (Est. III - fotos 1 e 2).

O limite entre a Unidade FN e a Unidade Cu repetidamente aflorante na metade SW do DETM, devido ao dobramento tectónico, tem na maioria dos casos um carácter gradual, embora localmente corresponda a pequenos acidentes, como acontece a norte de Sevivas, na Lomba do Malhão, onde o contacto entre as duas unidades se dá em flanco inverso (ver perfis geológicos e Est. I).

O contacto mais a SSW entre as duas unidades (assinalado no esboço da fig. 2.1 como carreamento provável) corresponde também a um acidente bem visível a SE do Alto do Castanheiro Fumado (coordenadas 249.100*502.250), marcando uma faixa de forte deformação com alguns metros de largura. O sector a SW deste acidente, na envolvente do granito de Revel, e cuja amostragem no capítulo 4 será designada por Cu-T, tem litologia idêntica à restante Unidade Cu, compreendendo essencialmente xistos verdes, com intercalações gresosas embora com um carácter muito luzente, consequência do

grau metamórfico um pouco mais alto (zona da biotite), tendo os filitos um tom esverdeado muito escuro.

Em termos litológicos não foi possível fazer nenhuma distinção entre este sector SSW do DETM e os restantes afloramentos da Unidade Cu. Contudo, como veremos, o estudo geoquímico evidenciou diferenças nas amostras Cu-T que apontam para a presença de plagioclase detrítica no seu protólito sedimentar, ao contrário do que se verifica na restante Unidade Cu, onde nem o estudo petrográfico nem o estudo geoquímico indiciaram a presença de plagioclase.

Sobre o limite sul da RVPA, no monte do Carrascal, a norte do Rio Tinhela, existe uma faixa muito deformada, no núcleo da qual afloram rochas quartzofeldspáticas porfiríticas e/ou porfiroclásticas, com grandes cristais automórficos de feldspato potássico e quartzo, numa matriz essencialmente pelítica. Esta litologia tem continuidade para SE no Alto da Sª da Guia, já na folha topográfica 1/25.000 nº 89 (Murça), onde está melhor representada. Por esta razão designámos estas rochas como níveis da Sª da Guia, e individualizámo-los no estudo geoquímico.

2.2.1.2 - CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL

Na metade SW do DETM as duas unidades litoestratigráficas - Unidade FN e Unidade Cu afloram em estreitas faixas alternadas (fig. 2.1 e carta geológica anexa), em resultado de uma repetição por dobramento apertado de direcção N120, e com plano axial sub-vertical, embora com vergências variáveis. Na zona que entre a faixa da Unidade FN sobre a qual se localiza a povoação de Três Minas e a faixa imediatamente a norte das cortas romanas de Três Minas, a vergência é para SW, mas para norte da Ribª de Sevivas verifica-se vergência oposta, ou seja para NE, verificando-se o contacto em flanco inverso entre a Unidade Fn e a Unidade de Cu na Lomba do Malhão (ver perfil geológico e Est. I). Este contacto em flanco inverso tem componente de cavalgamento,

sendo a um dos locais em que o contacto entre as duas unidades corresponde a um plano tectónico.

Na zona central da RVPA, correspondente à metade NE do DETM aflora em larga extensão a Unidade Cu, cuja homogeneidade litológica tem reflexos na suavidade topográfica da paisagem. Em termos estruturais não se verificam diferenças entre esta zona NE, só com afloramento da Unidade Cu, e a zona SW do DETM, onde afloram em faixas alternadas a Unidade Cu e a Unidade FN. Deve apenas referir-se que o facto da Unidade Cu ser em termos gerais, mais competente que a unidade FN, cuja baixa competência resulta da abundância de matéria orgânica, condiciona a geometria do dobramento e a relação entre as foliações sobrepostas, verificando-se por isso alguma diferença entre as duas zonas. Na Unidade FN verifica-se um dobramento mais apertado, com maior paralelismo de So com Sn e com S_{n+1} à escala megascópica, do que aquele que se observa na Unidade Cu, sobretudo no sector central da RVPA (ver perfis geológicos, fig. 2.4 e Estampas II e III).

À escala cartográfica a estruturação das duas unidades do DETM resulta fundamentalmente da última fase de deformação dúctil, que nós designamos por D_{n+1}, uma vez que esta fase de deformação actua sobre, pelo menos, uma foliação tectónica anterior. Esta fase de deformação é caracterizada por um dobramento de plano axial sub-vertical de direcção N120° e eixo sub-horizontal, apresentando alguma variação na vergência na metade SW do DETM, onde ocorre o dobramento mais apertado. O eixo mergulha entre 5° e 20° predominantemente para o azimute N120°, embora por vezes mergulhe para N300°. Destas variações de vergência e do mergulho do eixo, em paralelo com as diferenças de competência das duas unidades litoestratigráficas definidas no DETM resulta a repetição de faixas estreiras e relativamente alongadas da unidade FN, que correspondem a cristas de dobramentos da fase S_{n+1}, em geral muito apertadas. O azimute da inclinação do eixo condiciona o alongamento das faixas.

S_o tem atitude, em geral, paralela a S_{n+1} e nas faixas de afloramento da Unidade Cu, em geral mais largas está também paralela à foliação (fig. 2.3). Na parte central da RVPA,

onde aflora só a unidade Cu, verifica-se que o dobramento D_{n+1} é menos apertado e a atitude de S_o, embora condicionada pela direcção N120° é mais variável e menos verticalizada (fig. 2.3 e Est. III - foto 2).

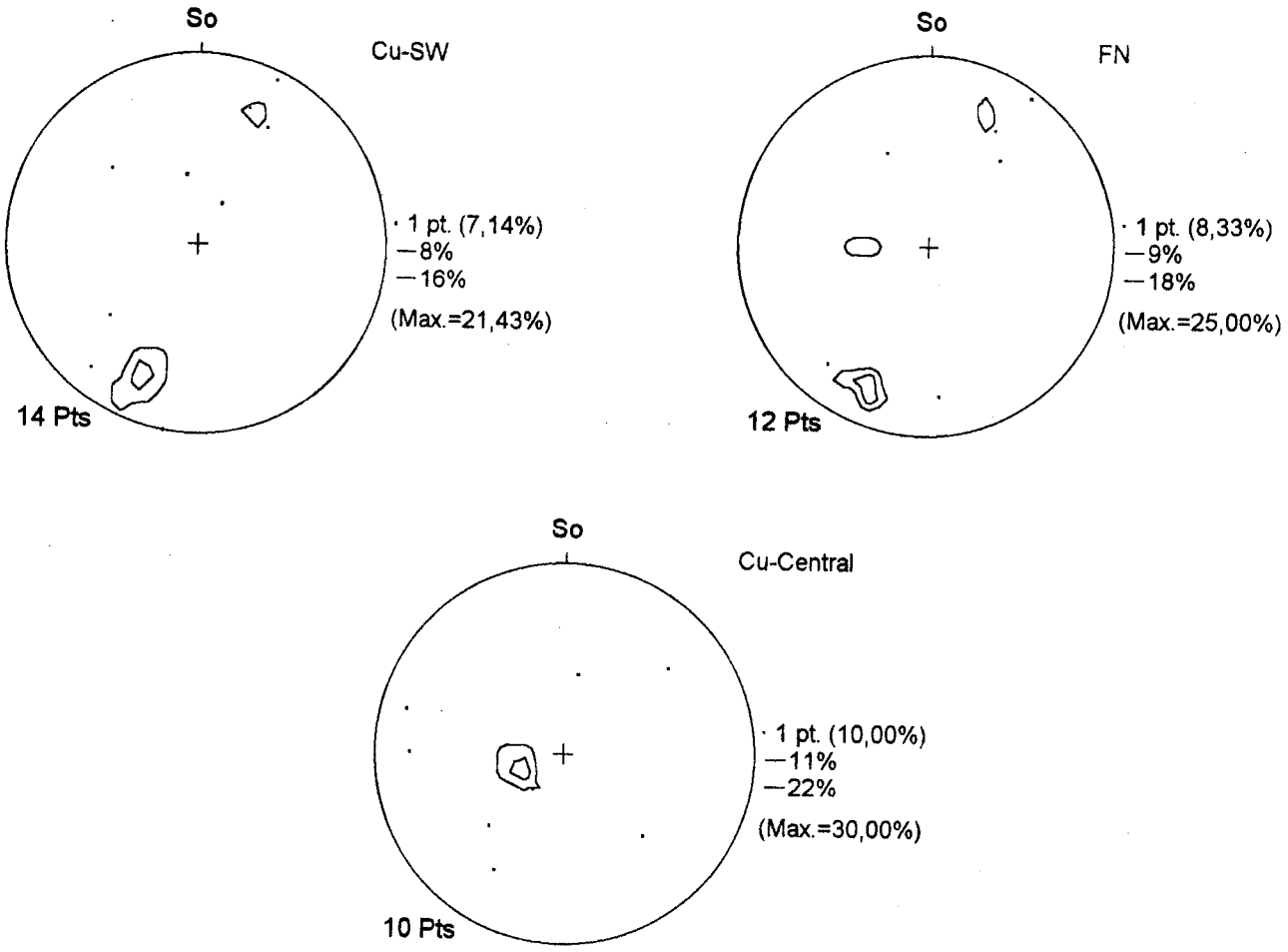


Fig. 2.3 - Projecção estereográfica relativa à estratificação – S_0, no DETM (projecção polar, rede de Schimdt). Individualizam-se os sectores SW e central da Unidade Cu e a Unidade Fn.

Quer na Unidade Cu quer na unidade Fn verifica-se a existência de uma foliação anterior a S_{n+1}, menos verticalizada. Nos liditos da Unidade FN a foliação N120°, sub-vertical (S_{n+1}) é a foliação principal (fig. 2.4a e Est. II), mas na Unidade Cu, sobretudo no sector central, a foliação anterior S_n é a mais penetrativa. Esta foliação é uma xistosidade, marcada pela mica branca e posteriormente crenulada por uma "crenulation cleavage" S_{n+1} nos níveis mais pelíticos. Nos níveis gresosos a foliação S_{n+1} é uma clivagem menos penetrativa (fig. 2.4b e Est. III).

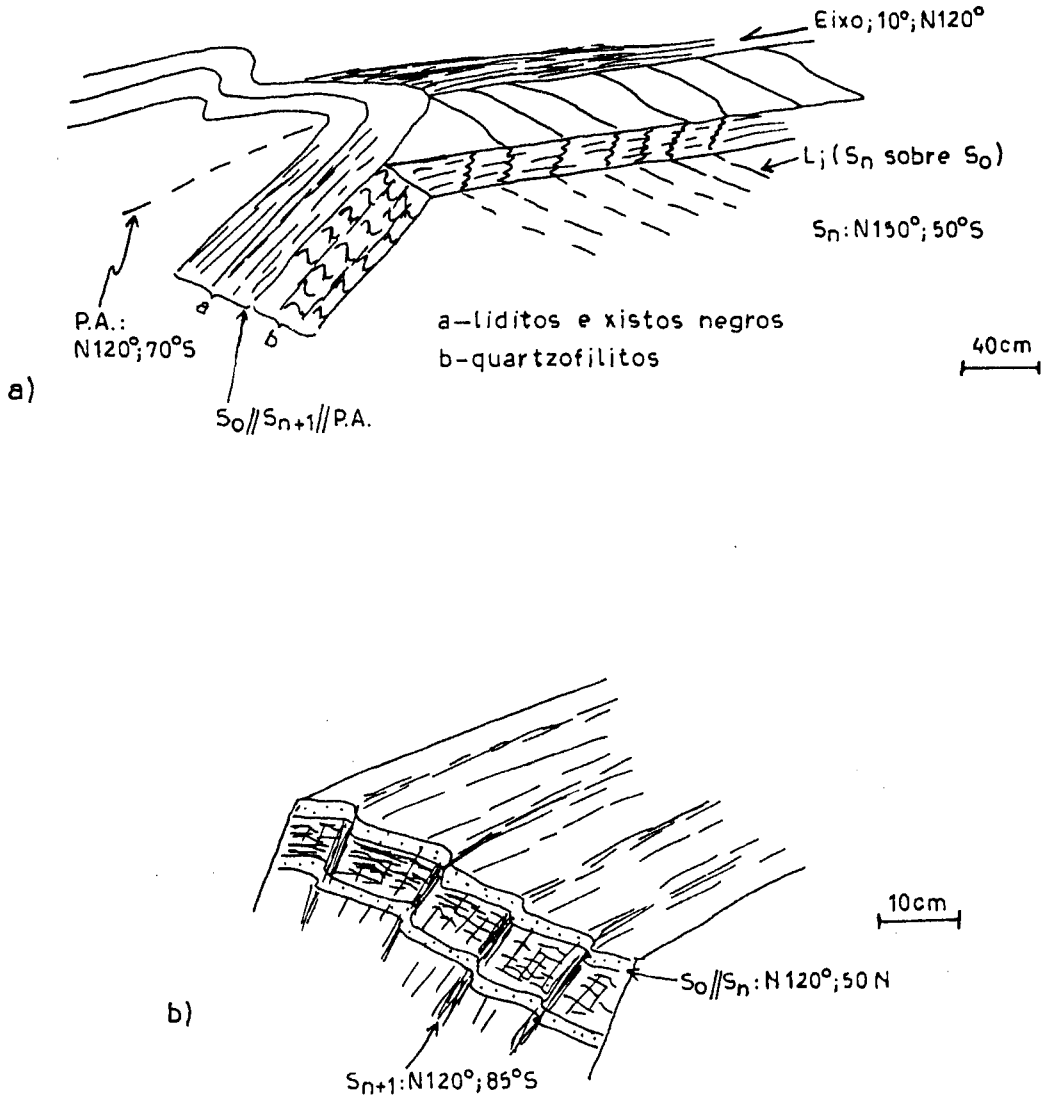


Fig. 2.4 - Representação esquemática das relações entre S_0, S_n e S_{n+1}, respectivamente na: a) Unidade FN e b) Unidade Cu.

A foliação S_n é menos inclinada que a foliação S_{n+1} (fig. 2.5) tendo em muitos casos, sobretudo nas proximidades do contacto com o DEC, menor inclinação que o S_0, sendo este um dos indicadores de uma situação de flanco inverso, neste caso de flanco inverso de dobras D_n.

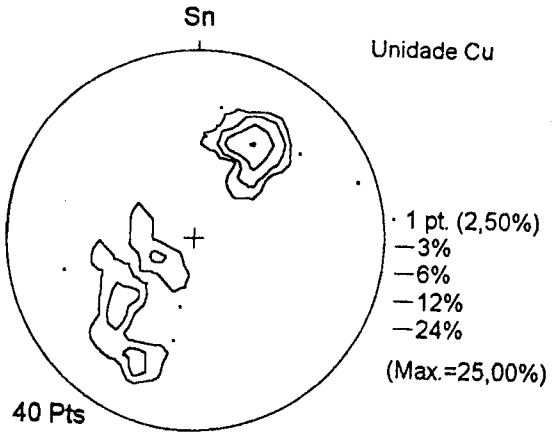


Fig. 2.5 - Projecção estereográfica relativa à foliação Sn, na Unidade Cu (projecção polar, rede de Schimdt).

A zona de cisalhamento existente na limite SSW da RVPA, em cujo núcleo afloram as rochas da Sª da Guia, corresponde a um cisalhamento direito de direcção N130 (fig. 2. 6).

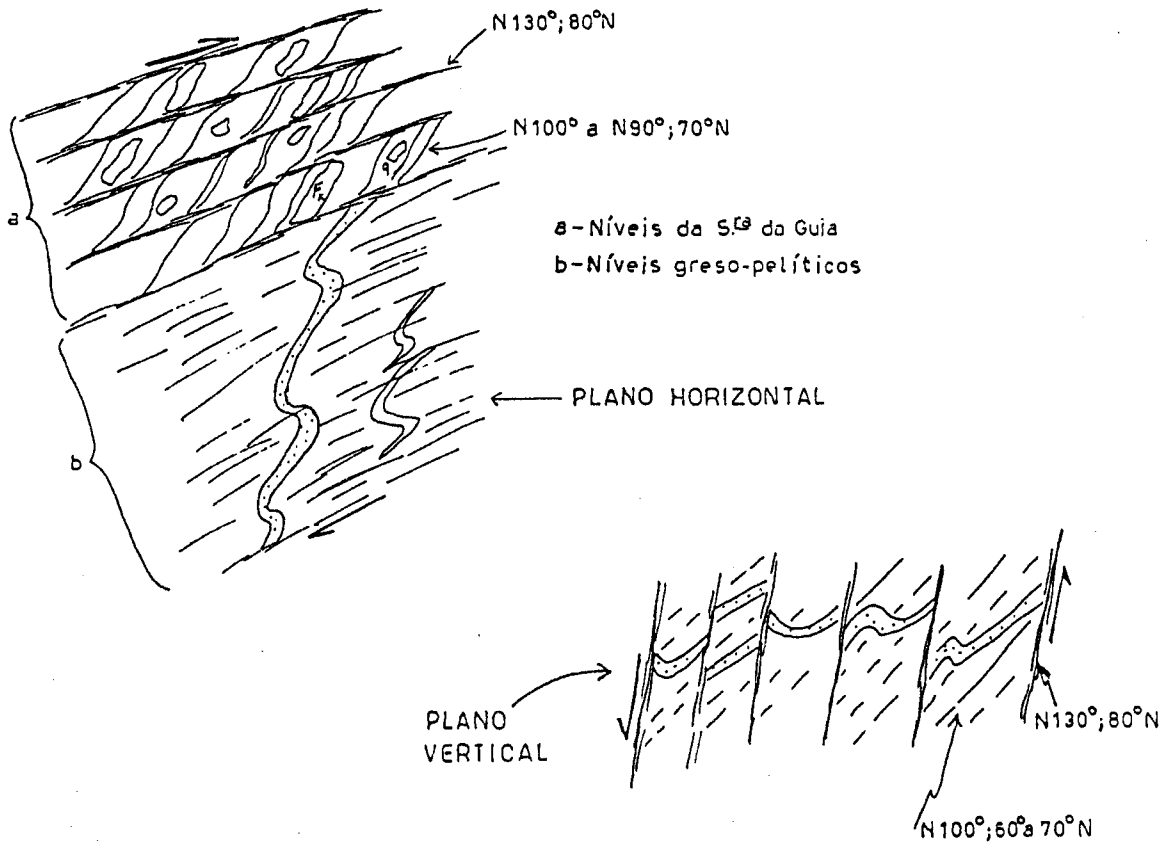


Fig. 2.6 - Representação esquemática da deformação cizalhante nas rochas da Sª da Guia e no seu encaixante.

2.2.2 - UNIDADES DO DOMÍNIO ESTRUTURAL DE CARRAZEDO (DEC)

2.2.2.1 - CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA

No DEC individualizaram-se três unidades litoestratigráficas, uma das quais sub-dividida em duas sub-unidades. Verifica-se uma repetição litológica (e geoquímica) (M.A. Ribeiro et al, 1993) e possivelmente estratigráfica, por acidente tectónico no interior do DEC, havendo por isso a individualização de dois sub-domínios estruturais (figs 2.1 e 2.7). O acidente tectónico que marca o limite entre os dois sub-domínios no interior do DEC, é mais inferido do que observado, mas na área imediatamente a SE ele está bem expresso (A. Ribeiro, 1974; A. Ribeiro comunicação pessoal). Atendendo aos aspectos antes apontados considerámos anteriormente a possibilidade de a referida repetição resultar de dobramento diferenciado das unidades da base e do topo de DEC (M.A. Ribeiro et al, 1995).

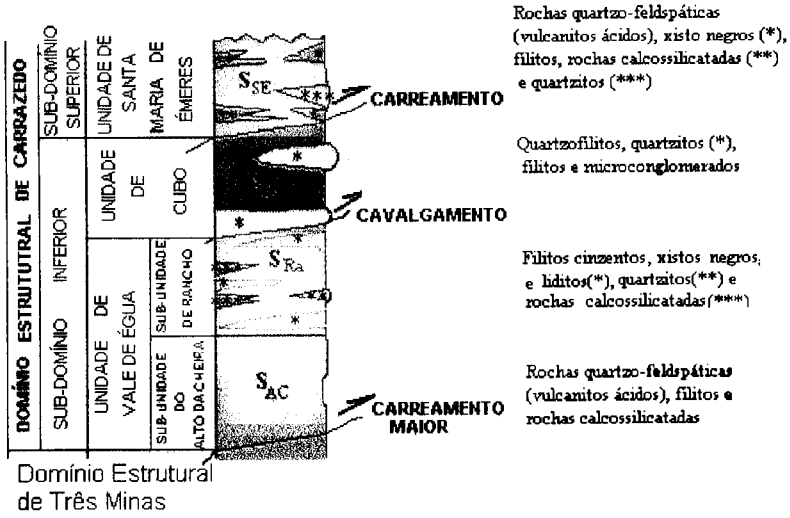


Fig. 2. 7 - Coluna litoestratigráfica das unidades individualizadas no DEC.

A unidade litoestratigráfica da base do DEC - Unidade de Vale de Égua (VE) é caracterizada por uma grande diversidade litológica, na dependência do grau de importância relativa do contributo vulcânico e da componente mais ou menos importante

em matéria orgânica. Na base são mais importantes os termos vulcano-sedimentares (metavulcanitos ácidos e rochas calcossilicatadas) enquanto a topo predominam as litologias com uma importante componente orgânica (sobretudo xistos negros e alguns liditos). Estes aspectos justificaram a definição de duas sub-unidades, respectivamente a sub-unidade do Alto da Cheira (AC) e a sub-unidade de Rancho (Ra), anteriormente designadas por B1 e B2 (M.A. Ribeiro et al, 1993 e 1995).

A Sub-Unidade AC é constituída por alternâncias centimétricas a decimétricas de rochas quartzo-feldspáticas (rochas QF) cuja fase feldspática é sobretudo albítica, intercaladas em filitos com alguma matéria orgânica (filitos cinzentos a negros) e com algumas rochas calcossilicatas, de espessura centimétrica e sempre associadas às rochas QF mais albíticas (vulcanitos ácidos).

A Sub-Unidade Ra é constituída essencialmente por xistos negros e alguns liditos, intercalados em filitos cinzentos e com algumas rochas QF e rochas calcossilicatadas (rochas Cc) associadas.

Sobre a unidade VE assenta a Unidade de Cubo (Cb), constituída essencialmente por quartzofilitos e quartzitos, com algumas intercalações de filitos. Os quartzitos têm por vezes um aspecto microconglomerático, com grãos de quartzo e grãos quartzíticos negros bem visíveis. Em virtude da sua maior competência relativamente à unidade inferior, o limite entre ambas corresponde a um plano com alguma movimentação.

As unidades VE e Cb constituem o sub-domínio estrutural inferior do DEC. O sub-domínio estrutural superior engloba uma única unidade litoestratigráfica - a Unidade de Sª Mª de Émeres (SE). Esta unidade tem características litológicas e geoquímicas muito semelhantes ao conjunto das duas sub-unidades AC e Ra, embora sem se verificar em nenhuma parte da unidade a predominância de xistos negros que se observa na Sub-unidade Ra. A Unidade SE é essencialmente constituida por intercalações de rochas QF em filitos e em alguns xistos negros, tendo associadas rochas Cc em leitos centimétricos e alguns leitos quartzítitos.

2.2.2.2 - CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL

Enquanto nas unidades do DETM a estruturação mais marcada à escala cartográfica é consequência da última fase de dobramento D_{n+1}, nas unidades do DEC a estruturação regional é imposta sobretudo pela fase anterior D_n. Assim a foliação principal em todas as unidades do DEC é, de modo idêntico nos dois sub-domínios estruturais, uma foliação S_n, subconcordante com S_0 (fig. 2.8), mas definindo "microlithons" centimétricos, nos quais é preservada uma foliação ainda anterior, S_{n-1} (Estampas IV e V).

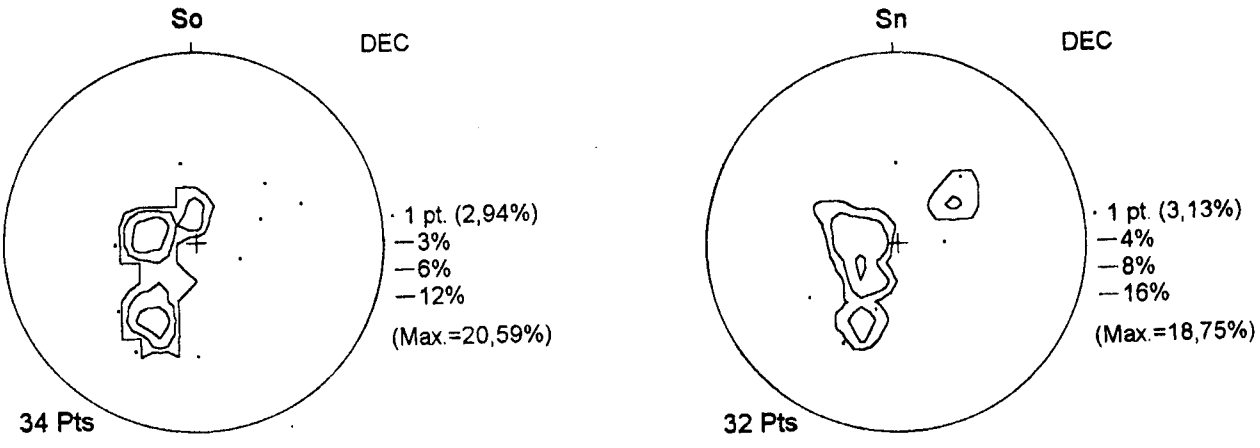


Fig. 2.8 - Projecção estereográfica relativa à estratificação S_0 e a foliação S_n, nas unidade do DEC (projecção polar, rede de Schimdt).

O paralelismo da foliação S_n com S_0 é bem evidente na fig. 2.8. A atitude da foliação S_{n-1} é, em geral mais oblíqua a S_0, e os "microlithons" centimétricos em que é preservada apenas se observam nas litologias mais competentes, nomeadamente nas rochas QF das Unidades VE e SE e nos quartzofilitos da unidade Cb. Nas litologias pelíticas verifica-se total transposição de S_{n-1} por S_n. As foliações S_n e S_{n-1} foram geradas em continuidade de estilo, associadas a dobramentos vergentes para SE. Pela sua geometria estas fases correspondem às fases D_1 e D_2 do domínio parautóctono (A. Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979; A. Ribeiro et al, 1990).

A fase D_{n+1} nas unidades do DEC tem características idênticas às descritas para as Unidades do DETM, embora a foliação S_{n+1} seja bastante menos penetrativa, em termos gerais. Muitas vezes nos níveis mais pelíticos há apenas crenulação da foliação S_n, mas sem haver geração de clivagem e nos níveis mais competentes há desenvolvimento de uma clivagem de fractura esporádica. A fase D_{n+1} nas unidades do DEC está materializada sobretudo em dobramentos de grande a média amplitude, de plano axial vertical e eixo mergulhante 5°a 10° para N120°. Na fig. 2.9 estão representadas esquematicamente as relações entre as diferentes foliações nas unidades do DEC.

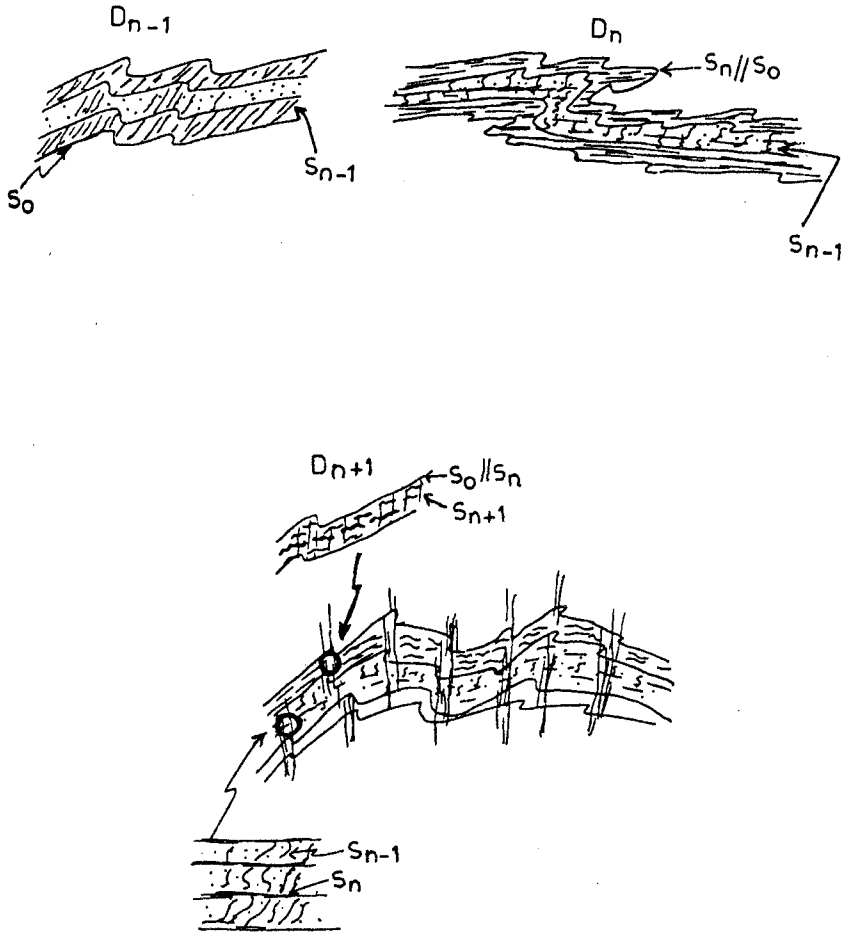


Fig. 2.9 - Representação esquemática das relações entre S_0, S_{n-1}, S_n e S_{n+1}, nas unidades litoestratigráficas do DEC.

2.2.3 - CRITÉRIOS DE INDIVIDUALIZAÇÃO ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICA DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Face às características da sequência litoestratigráfica e à tipologia das estruturas resultantes da deformação hercínica nos dois domínios estruturais verifica-se que só com base em critérios litológicos e estruturais haveria já argumentos para a individualização desse domínios. Mas esta individualização foi ainda reforçada pelos argumentos litogeoquímicos e metamórficos, aos quais será feita referência detalhada nos capítulos respectivos. Serão realçados de seguida os critérios de individualização de ordem litoestratigráfica e estrutural.

Em termos litoestratigráficos os dois domínios - DETM e DEC apresentam as seguintes diferenças (fig. 2.10):

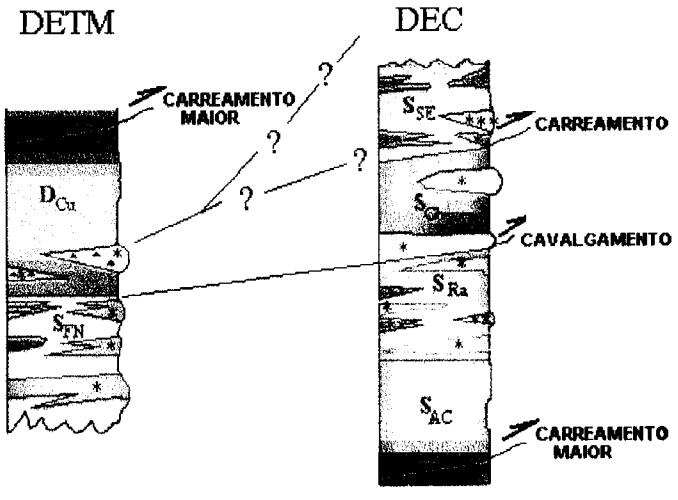


Fig. 2.10 - Comparação e correlação entre a sequências litoestratigráficas dos dois domínios - DETM e DEC.

A Unidade FN do DETM é litológicamente comparável à Unidade VE (constituída pelas Sub-unidades AC e Ra), ambas tendo litologias ricas em matéria orgânica. Contudo há algumas diferenças, nomeadamente maior abundância de liditos na Unidade FN e

predominância de xistos negros na Unidade VE, e ainda ausência de litologias quartzo-feldspáticas na Unidade FN equivalentes às da Sub-unidade AC.

A parte basal da Unidade Cu, com bancadas de quartzovaques (quarztofilitos) muito próximos da base da unidade, poderão equivaler lateralmente à Unidade Cb do DEC.

Em termos paleogeográficos parece razoável pensar nas duas sequências como correspondentes a diferentes posicionamentos na bacia. A sequência do DETM correspondendo a uma deposição mais distal, de águas mais profundas e em ambiente anóxico durante a deposição da Unidade FN, com pouco aporte de material detrítico e predominância de sedimentação química, evoluindo depois gradualmente para um ambiente mais oxigenado durante a deposição da Unidade Cu (o contacto entre as duas unidades tem na maioria dos casos um carácter gradual). A sequência do DEC corresponderia a uma deposição mais proximal, com aporte de material vulcânico dum bordo continental, embora em ambiente anóxico durante a deposição da Unidade VE. A Unidade Cb tem facies areno-pelíticas típicas de plataforma. A Unidade SE corresponde a uma repetição tectónica no interior do DEC, correspondendo ao mesmo ambiente da Unidade VE, embora tenha menor abundância de matéria orgânica e maior quantidade de termos pelíticos.

Os aspectos estruturais que individualizam os dois domínios são essencialmente as diferentes geometrias resultante da deformação anterior à fase D_{n+1} (fase D3 - Noronha et al., 1979; Ribeiro et al, 1990). A foliação S_{n+1}, embora seja menos penetrativa no DEC, resulta do mesmo estilo de dobramento nos dois domínios (fig. 2.11).

A deformação anterior à fase D_{n+1} tem diferentes geometrias nos dois domínios estruturais (fig. 2.12). No DETM, mais precisamente na Unidade Cu, o S_0 está, em geral preservado, embora tendo sobreposta uma foliação de xistosidade S_n, bastante penetrativa nos níveis mais pelíticos. O S_n tem inclinação entre 50 e 60° para N ou para S, e corresponde à fase D_1, tal como é definida nas terrenos autóctones, nomeadamente no Domínio do Douro Inferior (A, Ribeiro, 1974) e na região do Marão (Pereira, 1987).

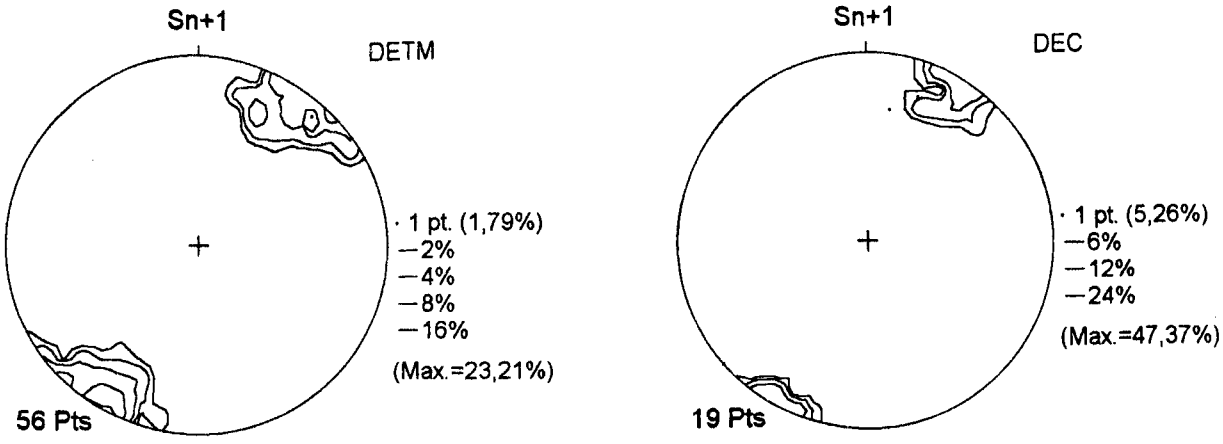


Fig. 2.11 - Projecção estereográfica relativa à foliação S_{n+1}, no DETM e no DEC (projecção polar, rede de Schimdt).

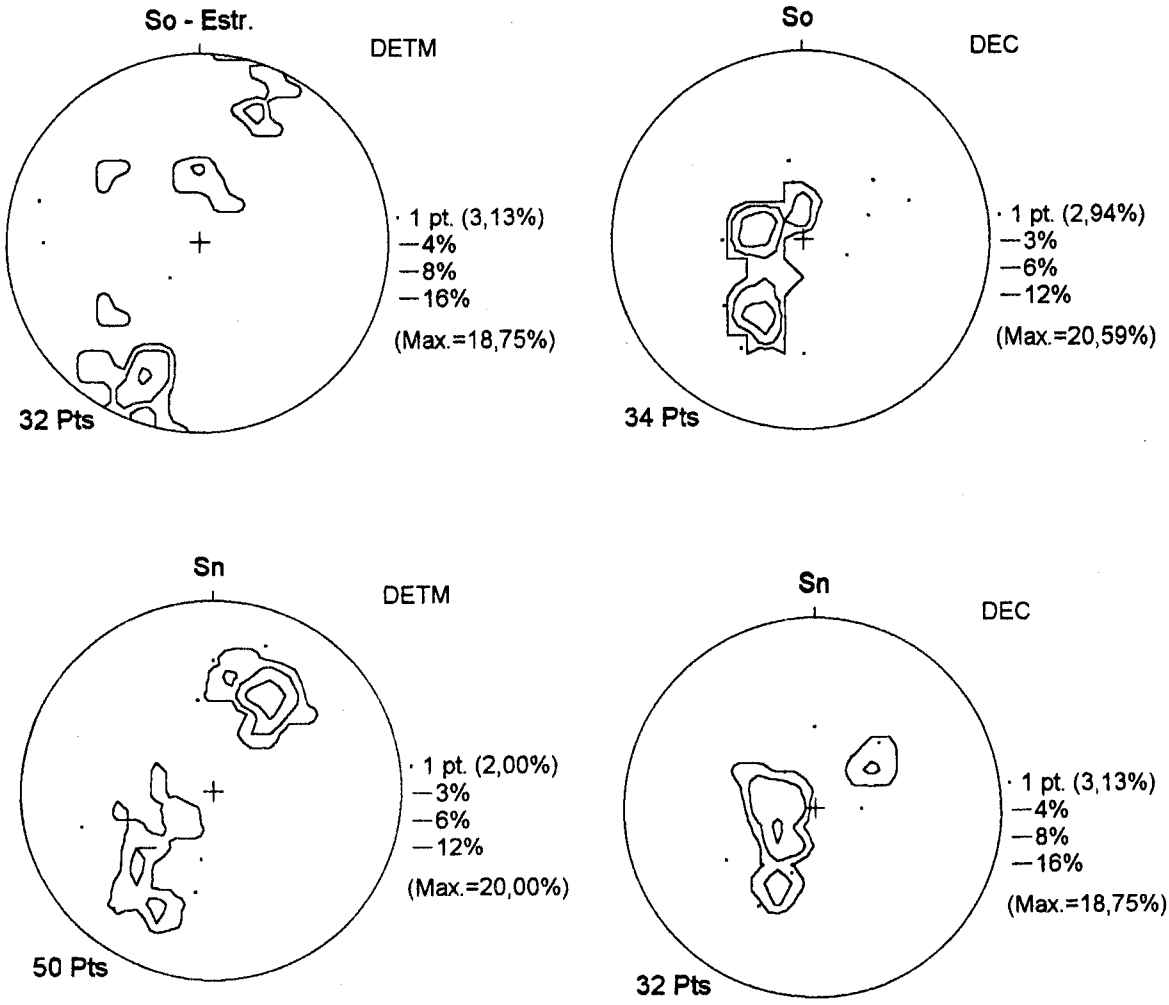


Fig. 2.12 - Projecção estereográfica relativa às foliações anteriores a S_{n+1}, respectivamente S_0 e S_n no DETM e no DEC (projecção polar, rede de Schimdt).

No DEC a foliação principal - S_n, é sub-horizontal e sub-concordante com o S_0, embora, nas litologias mais competentes, a foliação S_n delimite "microlithons" de espessura centimétrica, onde fica preservada uma foliação anterior S_{n-1}. A foliação principal S_n no DEC corresponde à foliação S_2 definida nos terrenos parautóctones (A, Ribeiro, 1974; Noronha et al. 1979; Noronha, 1983, A. Ribeiro et al, 1990) e a foliação S_{n-1} será a foliação S_1 descrita nesses mesmos terrenos.

2.3 - CORRELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS

2.3.1 - CORRELAÇÃO ENTRE OS DOIS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Ambos os domínios estruturais têm na base unidades cuja característica litológica mais marcante é a abundância de matéria orgânica. No DETM as litologias negras são sobretudo liditos (Unidade FN) e no DEC estas litologias são sobretudo xistos negros (Unidade VE - Sub-Unidade Ra). Apesar de o aporte vulcânico representado nas litologias QF das unidades VE e SE, estar ausente das unidades do DETM, deverá existir correlação litoestratigráfica mais ou menos próxima entre as Unidades FN VE e SE (fig 2.13), resultando a sua sobreposição espacial de acidentes tectónicos, respectivamente o carreamento maior entre o DETM e o DEC, e o carreamento menor entre o sub-domínio estrutural inferior e o sub-domínio estrutural superior do DEC (fig. 2.1).

Poderá verificar-se a hipótese de o acidente que foi referido no contacto mais a SW entre as Unidades FN e Cu, assinalado na figura 2.1 como carreamento provável, corresponder efectivamente a um limite com significado litoestratigráfico. Esta hipótese também é sugerida pelo estudo litogeoquímico. A sequência do canto SW da RVPA, designada por Cu-T poderá corresponder ao topo da Formação de Pardelhas (Pereira, 1987), ou seja à base da "Graphitic-Schist-Formation" (Priem, 1962), ou à Formação Xistosa do Domínio do Douro Inferior (A, Ribeiro, 1974), com uma idade do Ordovícico médio.

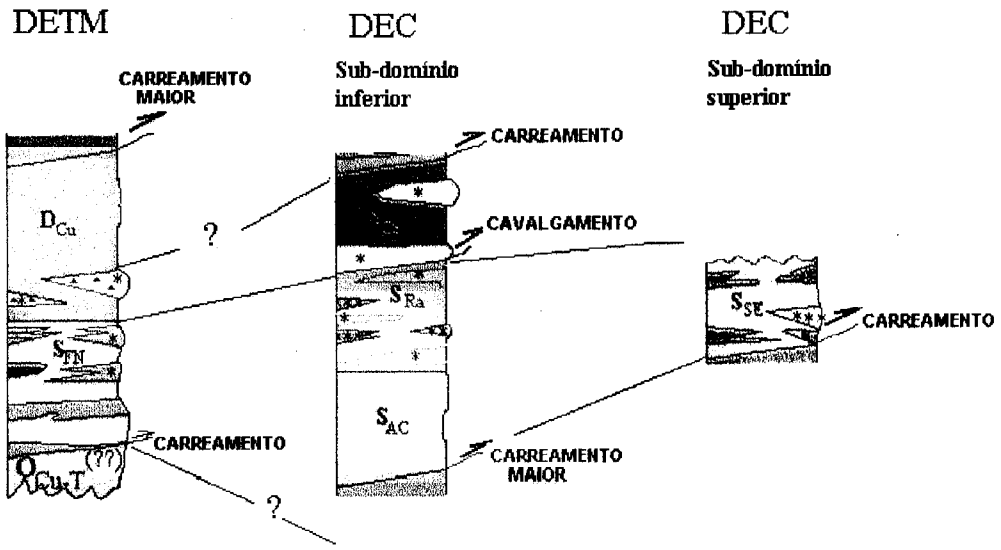


Fig. 2.13 - Correlação litoestratigráfica entre as Unidades definidas no DETM, no sub-domínio inferior do DEC e no sub-domínio superior do DEC, na RVPA.

As bancadas de quartzitos na base da Unidade Cu (DETM) poderão correlacionar-se estratigráficamente com a Unidade Cb (DEC), contudo é importante referir que embora o limite entre FN e Cu (DETM) esteja por vezes tectonizado, na maioria dos casos verifica-se uma passagem gradual entre ambas as unidades. Já no DEC, o limite entre a unidade VE (sub-unidades Ra e AC) e a unidade Cb é sempre brusco e materializado por acidente (fig. 2.13) - cavalgamento que possivelmente é consequência apenas da enorme diferença de competência das duas unidades, mas que materializa uma discordância cartográfica, pois o limite inferior da Unidade Cb é discordante relativamente ao limite entre as duas sub-unidades que constituem a Unidade VE.

Estes factos ao invés de contrariarem a possivel correlação entre a base da Unidade Cu e a Unidade Cb, favorecem-na num contexto de correlação estratigráfica com os sectores vizinhos, cuja abordagem será feita no ponto seguinte.

2.3.2 - CORRELAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA COM OS SECTORES VIZINHOS

O estabelecimento de correlações entre terrenos com sobreposições tectónicas, gerando repetições litoestratigráficas, não é possível entre os respectivos logs tectono-estratigráficos. As correlações devem ser estabelecidas idealmente com base em critérios cronoestratigráficos, ou na sua ausência, em critérios litoestratigráficos. No caso da RVPA e sectores envolventes deverá ser estabelecida a correlação litoestratigráfica entre as unidades consideradas em cada um dos domínios tectónicos envolvidos.

Num contexto regional, envolvendo as áreas adjacentes da RVPA, fizemos uma tentativa de estabelecimento de correlação litoestratigráfica entre os vários domínios tectónicos (fig. 2.14 a e b).

As unidades dos dois domínios estruturais da RVPA têm correlação litoestratigráfica com as unidades de diferentes domínios estruturais das regiões adjacentes. As unidades do DETM têm boa correlação litoestratigráfica com as unidades definidas no Domínio Parautóctone da região a W e SW, em Celorico de Basto e Rib^a de Pena (Noronha, 1983; Pereira, 1987 e Cartas Geológicas 6C e 10A), e com as unidades do Domínio Autóctone do Douro inferior (A. Ribeiro, 1974) (figs. 2.14 a e b; 2.15 e 2.16). A Unidade FN equivalerá à Formação de Campanhó (domínio autóctone) e à base das Unidades de Mouquim e Canadelo (domínio parautóctone) da Carta Geológica 10A, e ainda à base da Unidade S^a, da Carta Geológica 6C (Unidade Go-Gondiães). A Unidade Cu corresponderá ao topo das Unidades de Mouquim -Canadelo e Gondiães, do domínio parautóctone, e à Formação de Santos do domínio autóctone.

As unidades de Mouquim-Canadelo e de Gondiães têm uma idade atribuída do Venloquiano e a Formação de Santos uma idade entre o Ludloviano e o Devónico inferior (Cartas Geológicas 6C e 10A). Romariz (1969) refere faunas do Venloquiano em Rib^a de Pena e Celorico de Basto, mas para as sequências silúricas do Douro Inferior em Mogadouro-Meirinhos refere faunas do Landoveriano médio a superior. Piçarra &

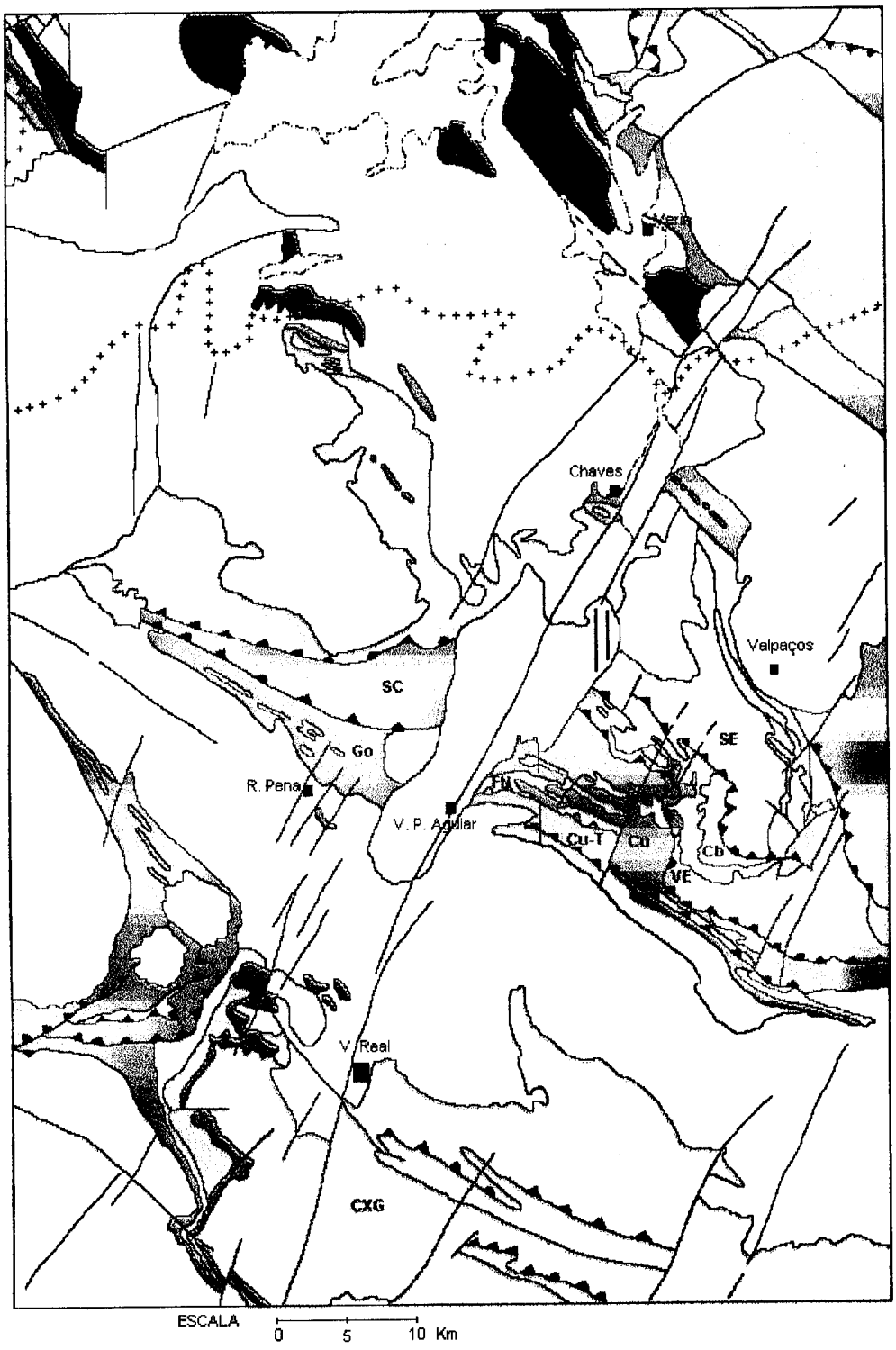


Fig. 2.14a) - Esboço geológico das unidades litoestratigráficas individualizadas na RVPA e sectores vizinhos, englobando o domínio autoctone do Douro Inferior, o domínio parautóctone Peritransmontano e o domínio alóctone, representado pela Unidade de Vila Nune. (Legenda na página seguinte, na figura 2.14b).

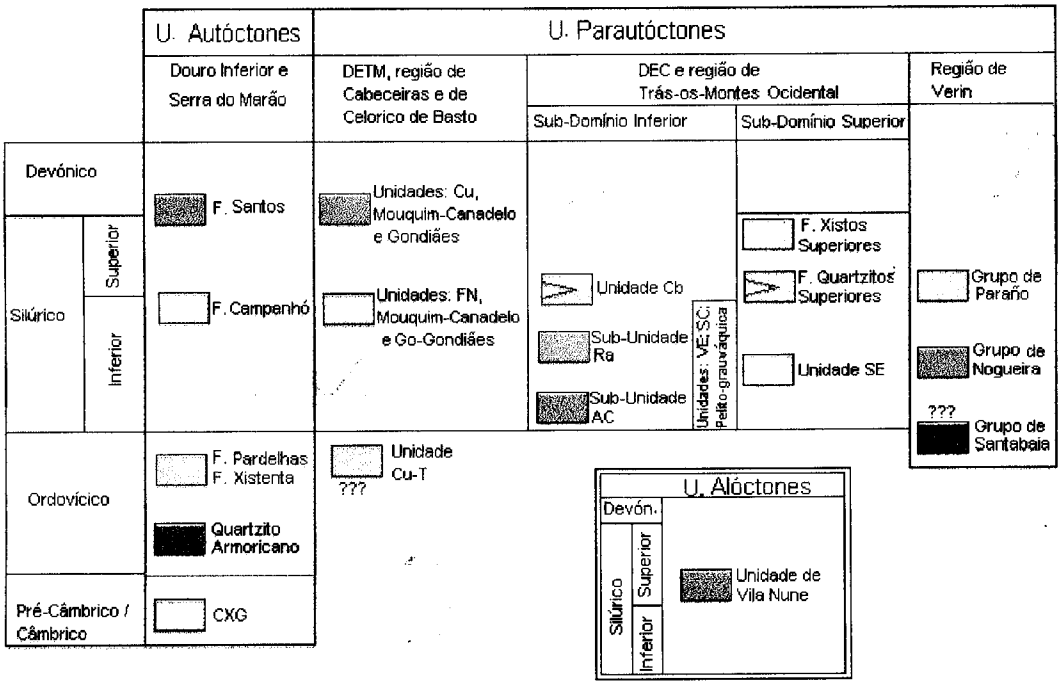


Fig. 2.14b) - Legenda do esboço geológico da figura 2.14a) e equivalências litoestratigráficas possiveis entre as unidades definidas nos dois domínios estruturais da RVPA e os sectores vizinhos.

Esboço geológico elaborado e modificado sobre: A. Ribeiro, 1974; Sousa, 1982; Noronha, 1983; Pereira, 1987, M.A. Ribeiro et al, 1995; Pereira & A. Ribeiro, 1997; A. Ribeiro & Pereira, 1997; Cartas Geológicas de Portugal na escala 1/50.000, nºs 6A - Montalegre; 6B – Chaves (em preparação); 6C - Cabeceiras de Basto, 6D – Vila Pouca de Aguiar (em publicação); 10A - Celorico de Basto e Mapa Geologico de España 1/200.000 nº 17/27- Ourense/Verin).

Rebelo (1997) indicam para este mesmo local do Douro Inferior uma sequência litológica com quartzitos impuros na base e lidides a topo, com faunas da base do Landoveriano. Referem ainda que próximo de Lagoaça, uma lentícula de calcário muito próxima dos liditos forneceu crinóides do Silúrico superior (Pridoliano) ou da base do Devónico. Estes factos são indicadores de que no domínio do Douro Inferior a sequência silúrica está representada desde a base até ao topo do Silúrico, possivelmente com fácies extremamente condensadas. Pereira (1987) refere que em toda a região do Marão não foram identificadas faunas do Landoveriano, pondendo isso ser significativo de uma maior lacuna da base do Silúrico ou da existência de fácies condensadas.

A continuidade sedimentológica entre a Formação de Campanhó e a Formação de Santos (Pereira, 1987), com correspondência à parte superior da sequência de Canadelo, tem correlação com a passagem gradual que se verifica entre as Unidades FN e Cu, no DETM.

A base da Unidade FN poderá estar um pouco truncada por acidente tectónico entre esta e a Unidade Cu-T. Esta última que poderá correlacionar-se com a Formação de Padrelhas (Landeiliano) (Pereira, 1987) e com a Formação Xistenta (A. Ribeiro, 1974) (figs 2.14 a e b; 2.15 e 2.16).

As unidades do DEC, respectivamente VE (sub-unidades Ra e AC) e Cb no sub-domínio inferior e SE no sub-domínio superior têm uma correlação litoestratigráfica mais directa com as unidades definidas no domínio parautóctone do Peritransmontano, na região imediatamente a este (A. Ribeiro, 1974), e com as unidades superiores definidas nas Cartas Geológicas 6A e 6C na região a NW (Noronha, 1983) (fig. 2.14 a e b; 2.15 e 2.16).

A Unidade VE equivalerá ao Complexo de Xistos, Grauvaques e Psamitos (PT3) do Peritransmontano (A. Ribeiro, 1974), tendo sobreposta a Unidade Cb que tem continuidade para este, correspondendo aos Quartzitos Superiores (PT4).

A correlação da Unidade SE com a unidade VE e o PT3, é indicada não só pela semelhança das características litológicas e geoquímicas, mas também pelo facto de os Quartzitos Superiores lhe estarem sobrepostos (figs. 2.14 a e b; 2.15 e 2.16).

A correlação litoestratigráfica com as unidades da sinforma de Verin é mais problemática. Mas a caracterização estrutural da região do sinclinal de Verin (Alonso & Fernández, 1981) e a sequência litoestratigráfica que é referida para a Galiza Central apontam para a correlação próxima entre esta área e o Domínio Peritansmontano (A. Ribeiro, 1974). Farias et al. (1987) propõe a designação de Dominio Esquitoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM), para um domínio englobando as unidades da Galiza Central e do Domínio Peritransmontano. Segundo estes autores o grupo de Nogueira

(Marquinez, 1984) deverá equivaler à sequência inferior aos Quartzitos Superiores do Peritransmontano (PT3), o que significa a sua correlação com as Unidades VE e SE da RVPA (fig. 2.14 a e b). As correlações do Grupo de Paraño e do Grupo de Santabaia, respectivamente em posição superior e inferior relativamente ao Grupo de Nogueira, são mais dificeis porque ambos os grupos englobam sequências pertencentes a diferentes domínios estruturais, nomeadamente ao Centrotransmontano e ao Peritransmontano. Contudo a base do Grupo de Paraño deverá corresponder aos Quartzitos Superiores e à Unidade Cb.

2.4 - ESQUEMA ESTRUTURAL REGIONAL

Os domínios estruturais da RVPA além da individualidade litoestratigráfica, têm também diferenças no estilo de deformação e no metamorfismo. A maior afinidade litoestratigráfica que o DETM apresenta relativamente ao Douro Inferior, manifesta-se também no estilo da deformação, verificando-se situação idêntica na afinidade do DEC com o Peritransmontano. Ambos os domínios foram abrangidos pela deformação hercínica polifásica, embora as fases D_1 e D_2 estejam representadas por estilos tectónicos um pouco distintos (ver perfis geológicos que acompanham a carta geológica anexa).

A fase D_1 afecta ambos os domínios, originado uma xistosidade de plano axial, acompanhada por exsudação de filonetes de quartzo sub-concordantes com a xistosidade, que foram afectados pelas fases seguintes. É dificil observar dobras D_1 e em muitos casos a xistosidade S_1 também foi transposta pela fases posteriores, situação que acontece sobretudo no DEC. A fase D_1 é caracterizada por variações de vergência (A, Ribeiro et al, 1990), tendo plano axial sub-vertical no DETM e plano axial vergente para NE e SE no DEC. A foliação S_n referida na caracterização estrutural do DETM é a foliação S_1 sendo, sobretudo na Unidade Cu, a foliação principal. No DEC a foliação S_1 está preservada apenas em "microlithons" nos níveis mais competentes, correspondendo à foliação S_{n-1} descrita na caracterização estrutural desde domínio.

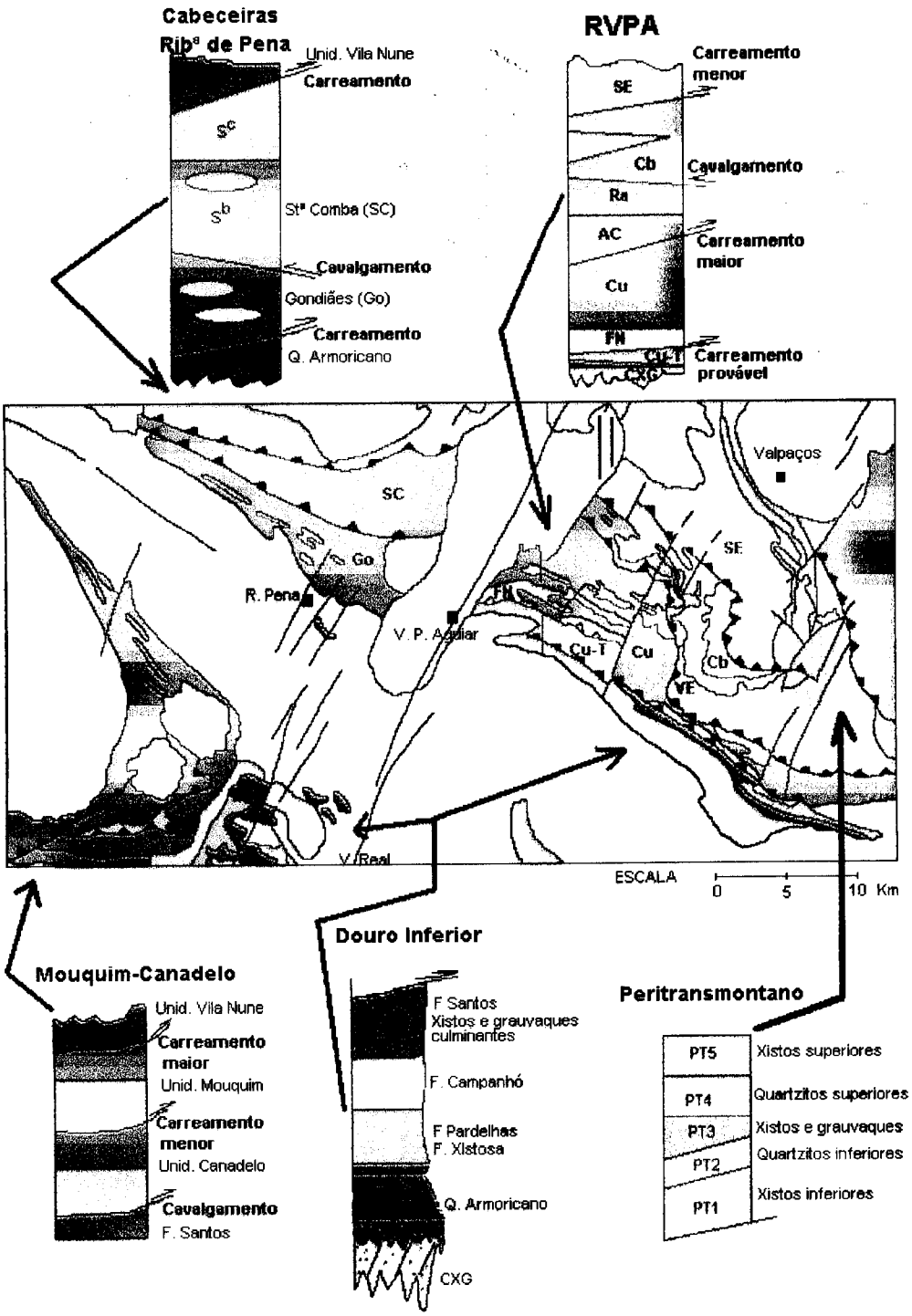


Fig. 2.15 - Sequências litoestratigráficas dos diferentes sectores geográficos e domínios estruturais. Logs litoestratigráficos esquemáticos sem escala. As mesmas referências da figura 2.14.

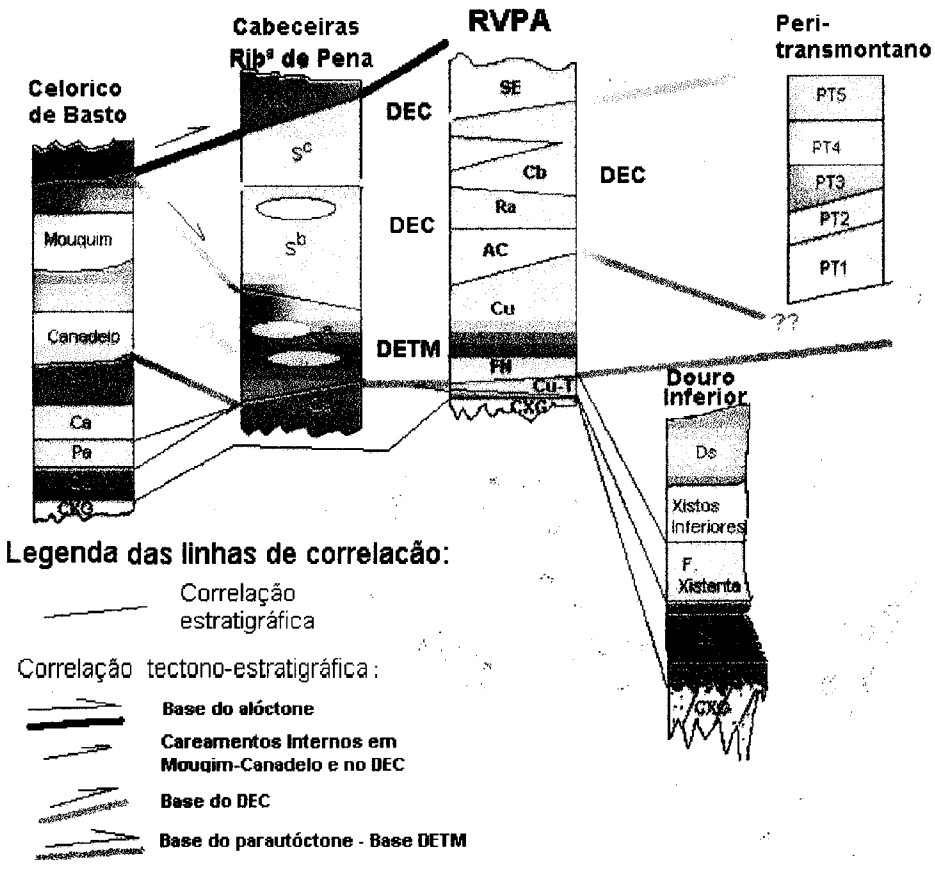


Fig. 2.16 - Correlações tectono-estratigráficas entre a RVPA e as regiões adjacentes. Logs litoestratigráficos esquemáticos sem escala. As mesmas referências da figura 2.14.

A fase D_2 decorre da fase D_1 com grande proximidade temporal e de estilo, manifestando-se sobretudo no DEC, onde impõe uma transposição total da foliação S_1, nos níveis mais pelíticos. É uma fase tangencial vergente para SE, com desenvolvimento de uma "shear cleavage" sub-horizontal, que é a foliação principal do DEC (S_n), sendo pouco marcada no DETM, onde apenas são observadas algumas dobras D_2 à escala métrica, e sobretudo nos liditos da Unidade FN.

A fase D_3 corresponde a uma etapa de redobramento geral, posterior ao empilhamento dos diferentes domínios parautóctones e alóctones, e foi responsável pelas grandes estruturas cartografadas (perfis geológicos e carta geológica anexa). Desenvolveram-se dobras de plano axial vertical N120° e eixo sub-horizontal, mas com azimute variável (5 a 10° para N120°, ou 5 a 10° para N300°). Esta variação de azimute do eixo D_3 manifesta-se apenas no DETM, pois no DEC o mergulho dos eixos D_3 é sempre para SE, em resultado do condicionamento que a vergência da fase D_2 impôs à fase D_3. As

dobras D_3 têm associada uma clivagem de crenulação, que é muito mais penetrativa do DETM, do que no DEC, correspondende em ambos à foliação S_{n+1} descrita. No DEC a foliação S_{n+1} é mais uma clivagem de fractura do que uma clivagem de crenulação e no DETM em termos gerais é uma clivagem de crenulação, mas com um desenvolvimento preferencial em corredores que corresponderão aos cisalhamentos transcorrentes direitos activos na fase D_3 (Pereira et al., 1993; Pereira & A. Ribeiro, 1997), de que é exemplo o cisalhamento N130° referido no limite SSW da RVPA. Também o limite entre a Unidade Cu e o Unidade FN no alinhamento das cortas romanas de Três Minas corresponde à mesma situação. Estas zonas de cisalhamento sub-verticais são corredores preferencias para a posterior circulação de fluidos, correspondendo a zonas com importante alteração hidrotermal, manifestada por silicificação, cloritização e possivelmente albitização.

A fase D_3 representa o último episódio de deformação dúctil. As deformações posteriores são de carácter frágil ou frágil-dúctil - fase D_4, e são materializadas em sistemas de fracturação conjugados N10W e N20E. O primeiro com movimentação direita e o segundo com movimentação esquerda (A.Ribeiro et al, 1979; Baptista et A., 1993).

No decurso e posteriormente à fase D_3 ambos os domínios estruturais foram intruidos por corpos graníticos: granitos de duas micas sintectónicos e sin a tardi-tectónicos e granitóides biotíticos pós-tectónicos. Os granitos de duas micas sintectónicos instalaram-se condicionados por D_3, ocupando o núcleo das grandes antiformas e apresentando um "fabric" mais ou menos orientado, N120°. Estes granitos enquadram a norte e a sul a RVPA, representados respectivamente pelo granito de Serapicos e pelo granito da Gralheira e na parte central oeste pelo granito de Lagoa. Os granitóides pós-tectónicos intruiram aproveitando acidentes da fase frágil tardia D_4, pelo que definem alinhamentos NNW-SSE a NNE-SSW. O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar, que limita a oeste a RVPA, teve a sua instalação condicionada por esta última orientação, manifestada na falha Régua-Verin.

As estruturas resultantes da deformação ductil-frágil e frágil têm um papel importante em termos metalogénicos, porque foram os corredores preferencias de circulação de fluidos,

funcionando nalguns casos como armadilhas de deposição dos elementos metálicos transportados. A atitude dessas estruturas e o seu enquadramento litoestratigráfico foram algumas das condicionantes dessa deposição, como referiremos em detalhe no capítulo 5.

CAPÍTULO 3 – PETROGRAFIA E EVOLUÇÃO METAMÓRFICA

Composição petrográfica, relações blastese-deformação, quimismo dos minerais e condições P-T-t

3.1 – COMPOSIÇÃO PETROGRÁFICA

No capítulo 2 foram descritas as diferenças estruturais entre os dois domínios – DETM e DEC, e referiram-se as diferenças metamórficas que acentuavam essa individualização.

As unidades do DETM têm um grau de metamorfismo correspondente à zona da clorite, com excepção do canto SW da RVPA, onde se verifica um aumento do grau do metamorfismo regional, com as isógradas da biotite e da andaluzite sub-paralelas ao maciço granítico da Serra da Gralheira (ver carta geológica anexa), definindo zonas relativamente estreitas (Brink, 1960). Esta situação de paralelismo das isógradas do metamorfismo regional, relativamente aos granitos sintectónicos, verifica-se também na região a oeste da falha Régua-Verin (Noronha, 1983; Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000,6A – Montalegre e 6C – Cabeceiras de Basto), e já foi anteriormente evidenciada em outras regiões do Orógeno Hercínico do NW Peninsular nomeadamente por Martínez et al. (1988), Diaz (1991), Mendes (1997).

Embora o metamorfismo regional das unidades do DETM corresponda à zona da clorite, verifica-se localmente uma blastese incipente da biotite, essencialmente controlada pelos planos S_{n+1}, à qual está por vezes associada uma blastese de granada, cuja presença é sobretudo dependente de um controlo litológico. A blastese de granada é registada apenas na Unidade Cu, no contacto com a Unidade FN, e na dependência de um metamorfismo essencialmente térmico, pois trata-se de granadas almandinas com uma componente espessartítica importante (Deer et al, 1966).

As unidades do DEC têm um grau de metamorfismo regional correspondente à zona da biotite, observando-se no entanto no Alto das Fragas, perto de Valizelos (amostra MA 136), em quatzofilitos muito turmalinizados da Unidade Cb, porfiroblastos de andaluzite associada a estaurolite, estando esta última em pequenos cristais no interior da andaluzite. A turmalinização está espacialmente associada à ocorrência de filões aplito-pegmatíticos.

Nas proximidades do granito pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar há uma auréola de metamorfismo de contacto, que abrange as unidades dos dois domínios estruturais. Esta auréola é marcada pela cristalização de cordierite, andaluzite e biotite, pós-S_{n+1}. Em ambos os domínios estruturais verifica-se que sobrepondo-se à paragénese de metamorfismo regional há uma recristalização retrometamórfica, pós-cinemática, marcada essencialmente pela ocorrência de clorite, mas também de mica branca, anfíbolas (nas rochas calcossilicatadas) e sulfuretos.

É importante recordar que as litologias presentes nas unidades dos dois domínios estruturais são distintas. Enquanto no DETM as litologias predominantes são os filitos, os gresofilitos, os quartzofilitos e os liditos, as unidades do DEC são litológicamente mais diversificadas e com composição, em geral, menos filitosa. Nas Unidades SE e VE as rochas QF (quartzofilitos feldspáticos) são a litologia predominante, intercaladas com filitos e algumas rochas calcossilicatadas de espessura centimétrica a decimétrica. Os quartzitos e quartzofilitos estão representados sobretudo na Unidade Cb. As litologias presentes nas unidades dos dois domínios estruturais são os filitos, os quartzoflitos e os liditos, sendo exclusivas das unidades do DEC as rochas QF e as rochas calcossilicatadas.

3.1.1 - METAMORFISMO REGIONAL - UNIDADES DO DETM

3.1.1.1 - ZONA DA CLORITE

Os filitos, os gresofilitos e os quartzofilitos têm mineralogias semelhantes, diferindo principalmente nas percentagens modais do quartzo. Os quartzofilitos têm uma percentagem modal de quartzo muito superior aos gresofilitos, e não têm leitos sedimentares diferenciados. A textura é granoblástica a granolepidoblástica nos quartzofilitos e granolepidoblástica a lepidoblástica nos gresofilitos e nos filitos. A blastese resultante do metamorfismo térmico e do retrometamorfismo impõe localmente algum carácter porfiroblástico. Contudo a textura característica das litologias referidas é granolepidoblástica e lepidoblástica.

Os gresofilitos apresentam zonas essencialmente quartzosas, alternando com zonas de textura lepidoblástica essencialmente micáceas. Estas alternâncias quartzosas e micáceas não resultam de diferenciação metamórfica, sendo herdadas do processo sedimentar e representam alternâncias de leitos greso-siltosos e argilosos. A estratificação - S_0 está em geral bem preservado, mesmo à escala microscópica, verificando-se que a composição e textura dos leitos sedimentares condicionam a recristalização e blastese metamórfica.

Os filitos, gresofilitos e quartzofilitos apresentam idêntica associação mineralógica, embora com variação das percentagens modais, sobretudo as do quartzo e as das micas:

- quartzo + mica branca + clorite +/- biotite +/- granada +/- opacos (óxidos de ferros, ilmenite e matéria orgânica) +/- turmalina +/- zircão +/- esfena e leucoxena.

Esta associação mineralógica observa-se na maioria da extensão do afloramento das unidades do DETM, com excepção do sector SW da RVPA na proximidade do granito sintectónico da Gralheira, que apresenta uma associação mineralógica correspondente à zona da biotite e à da andaluzite, e do sector abrangido pela auréola de contacto do granito pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar.

O **quartzo**, sobretudo nas zonas mais quartzosas, tem tendência automórfica, com a ocorrência de muitos pontos triplos ou forma alongada segundo a foliação principal S_n. Nos leitos mais gresosos e siltosos desenvolvem-se abundantes filonetes de quartzo concordantes com S_n, e em geral com S_0 (Est. VI-foto 1). Como estes filonetes são anteriores a D_{n+1}, vão condicionar o desenvolvimento da clivagem de crenulação S_{n+1}, que nas suas proximidades desenvolve planos com movimentação relativa importante. Nos quartzofilitos ocorrem clastos de quartzo cujo posterior crescimento por recristalização metamórfica, engloba inclusões de sericite paralelas a S_n e S_0. Alguns destes clastos de quartzos têm tendência automórfica (Est. VI-foto2).

A **mica branca** apresenta-se normalmente em finas palhetas e em pequenos cristais tabulares - sericite, marcando a foliação S_n e a clivagem de crenulação S_{n+1} (Est. VII-foto1). Os pequenos cristais têm cor esverdeada e apresentam um ligeiro pleocroismo entre o amarelo e o amarelo esverdeado. Em algumas amostras observa-se a existência de intercrescimentos lamelares de mica branca em cristais de clorite, formando lentículas cujo alongamento é paralelo à xistosidade S_n, com os intercrescimentos lamelares do dois minerais orientados perpendicularmente ao alongamento das lentículas. O mesmo aspecto petrográfico também foi referido por Brink (1969) e por Priem (1962). Observa-se também, por vezes, uma mica branca tardi a pós-S_{n+1} - moscovite, de cristais incolores e em geral de dimensão superior aos anteriores, sem orientação muito definida embora marcando preferencialmente S_{n+1}, mas bastante menos abundante do que a mica serítica. Assim, identificam-se duas gerações de mica branca: uma sericite sin–S_n a sin–S_{n+1} (mica branca sin-cinemática), e uma moscovite tardi a pós- S_{n+1} (mica branca tardi a pós-cinemática).

A **clorite** é sin-cinemática e apresenta-se em finas palhetas segundo S_n, crenuladas e reorientadas segundo S_{n+1}, tal como a mica branca. Como já referimos no parágrafo anterior existem lentículas de clorite com intercrescimentos de mica branca, orientadas segundo a foliação Sn. Esta clorite tem um pleocroísmo suave entre o verde e o incolor.

Localmente ocorre uma **biotite** incipiente, por vezes com uma cor alaranjada e sem clivagem. Esta biotite aparece condicionada por S_{n+1}, em zonas onde houve circulação de fluidos ricos em óxidos de ferro ou nos eixos da crenulação de D_{n+1} (Est. VII-foto 2). Nas amostras com biotite incipiente existe uma clorite retrometamórfica, com pleocroísmo mais forte que o das clorites sin-cinemáticas, sem orientação preferencial e por vezes em aglomerados.

Em dois dos locais em que se verificou a existência de biotite, esta ocorre em associação com granada, em filitos da Unidade Cu, respectivamente no contacto com a Unidade FN num alinhamento entre o Vale de Carvalho (M=250,025*P=506,075) (Est. IX-fotos 1 e 2) e o Rib° do Bracedo (M=255,400*P=503,800) (Est.I), e no contacto com a unidade VE, na Rib^a do Malho (M=257,300*P=505,700). Esses locais correspondem a limites

entre litologias com diferentes competências, verificando-se em ambos os locais a sobreposição estrutural de liditos e xistos negros sobre os xistos granatíferos.

Os **minerais acessórios** mais comuns são os opacos e a turmalina, secundados pelo zircão, pela esfena e pela apatite, ausentes em algumas das amostras. Os **opacos** são essencialmente matéria orgânica que se concentra sobretudo nas zonas mais micáceas ou nos seus bordos. Existe também ilmenite, frequentemente esquelética e que se identifica pela sua alteração para esfena e leucoxena. A **turmalina** tem um carácter pós-cinemático e apresenta-se em pequenos cristais automórficos, com pleocroísmo entre o amarelo esverdeado e o castanho. O **zircão** ocorre em pequenos grãos, em geral arredondados. A **esfena** e a **leucoxena** surgem normalmente associadas em cristais irregulares e são sobretudo resultantes da alteração da ilmenite.

3.1.1.2 – ZONA DA BIOTITE

A esta zona corresponde a seguinte associação mineralógica:

- quartzo + mica branca + biotite +/- granada +/- clorite +/- albite +/- opacos (óxidos de ferros, ilmenite, e matéria orgânica) + turmalina +/- zircão +/- esfena e leucoxena +/- apatite.

Os minerais têm aspectos petrográficos idênticos aos descritos para a zona da clorite, sendo apenas de referir que a **biotite** é uma mineral comum, cujos blastos são visíveis a olho nu, rodeados por uma matriz quartzo-moscovítica com cristais de menor dimensão. A blastese de biotite, na maioria dos casos, aparece preferencialmente associada a zonas mais quartzosas onde os cristais de quartzo também têm maior dimensão (Est. VIII-foto1), ou marcando os planos de S_{n+1}. A blastese de biotite verifica-se num período ligeiramente anterior a sin D_{n+1}.

3.1.1.3 – ZONA DA ANDALUZITE

A esta zona, restrita às proximidades do Granito da Serra da Gralheira, corresponde a seguinte associação mineralógica:

- quartzo + mica branca + biotite + andaluzite +/- clorite +/- opacos (óxidos de ferros, ilmenite, e matéria orgânica) + turmalina +/- zircão +/- esfena e leucoxena +/- apatite.

A **andaluzite** apresenta-se em porfiroblastos, em geral moscovitizados, visíveis a olho nu. Quando não alterada apresenta uma textura poicilítica com inclusões de quartzo e matéria orgânica, que definem uma foliação interna paralela à foliação externa. Esta foliação contorna os profiroblastos e é afectada por eles (Est. VIII-foto2). Nas proximidades do Granito da Gralheira verifica-se paralelismo de S_0 com S_n e com S_{n+1}, pelo que é dificil estabelecer uma cronologia segura da andaluzite relativamente às foliações, mas é seguramente anterior à última reactivação da foliação, ou seja à folição S_{n+1}. Tendo em consideração que a andaluzite que foi observada no Alto das Fragas (DEC) é ante D_{n+1} e pós D_n, podemos atribuir-lhe a mesma cronologia nos dois domínios.

3.1.2 - METAMORFISMO REGIONAL - UNIDADES DO DEC

3.1.2.1 - ZONA DA BIOTITE

As unidades do DEC têm menos abundância de litologias pelíticas do que as do DETM, sendo predominantes as litologias quartzofilitosas e quartzofeldspáticas, às quais estão associadas as rochas calcossilicatadas. A composição mineralógica das rochas quartzofeldspáticas é caracterizada pela abundância de albite, praticamente ausente nas rochas quartzofilitosas, onde o mineral mais abundante depois do quartzo é a mica branca.

A associação mineralógica que caracteriza estas litologias é a seguinte:

- quartzo + mica branca + biotite +/- plagioclase (albite/oligoclase) +/- feldspato K +/- clorite + opacos (sobretudo matéria orgânica) + turmalina + esfena + zircão +/- apatite.
- (localmente, num pequeno domo correspondente ao Alto da Fragas) quartzo + mica branca + biotite + andaluzite + estaurolite + clorite

As rochas calcossilicatadas intercaladas em niveis centimétricos com as rochas quartzofeldspáticas, apresentam a seguinte associação mineralógica:

- quartzo + plagioclase + anfíbola (tremolite/actinolite) + epídoto + clinozoisite +/- granada + clorite +/- calcite.

O **quartzo**, quer nas rochas quartzofeldspáticas quer nos quartzofilitos, é fundamentalmente de dois tipos: clastos quartzosos, por vezes de tendência automórfica e com golfos de corrosão (Est. XI-foto2), e pequenos cristais de quartzo automórficos, com muitos pontos triplos intergranulares (poligonização do quartzo), presentes nas bandas quartzosas resultantes da diferenciação metamórfica (Est. XII-foto1 e 2).

A **mica branca** é o mineral mais abundante depois do quartzo e marca a foliação S_n, e a foliação S_{n-1} quando preservada em "microlithons" definidos por S_n. Verifica-se também a blastese de uma mica branca tardi a pós S_{n+1} em cristais de maiores dimensões.

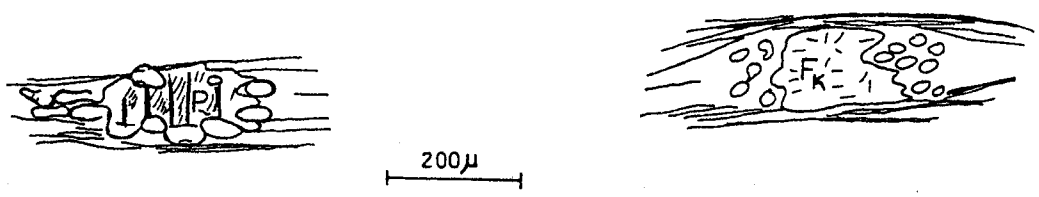
A **biotite** presente em toda a extensão das unidades do DEC, é em geral castanha, tendo em alguns quartzofilitos feldspáticos uma coloração verde acastanhada, com forte pleocroísmo. A biotite marca a foliação principal S_n (S_2), ou surge em aglomerados de cristais sobre essa foliação, estando a maioria desses cristais orientados paralelamente ao plano axial da crenulação da fase D_{n+1} (D_3), que afecta a folição S_n. A blastese de biotite mimetiza os planos de foliação Sn (Est. XI-foto 1 e2; Est. XII-foto 1), sendo anterior a sin D_{n+1}.

A **plagioclase** apresenta-se, tal como o quartzo, com dois aspectos texturais distintos:

- uma plagiocase maclada, em cristais alongados segundo a foliação S_n, ou segundo a folição S_{n-1} (Est. XII-foto 2), com o núcleo em geral alterado, com contactos irregulares com os cristais de quartzo adjacentes, evidenciando crescimento por recristalização (fig 3.1a). A determinação óptica desta plagioclase foi impossivel devido à alteração, e as maclas são pouco nítidas nas orlas de crescimento.
- uma plagioclase de pequena dimensão, de tendência automórfica, na maioria dos casos não maclada, com composição albítica quase pura e presente em bandas quartzo–albíticas diferenciadas metamórficamente das bandas micáceas, em geral menos largas que aquelas.

A primeira será uma plagioclase detrítica, com crescimento por recristalização metamórfica e a segunda será totalmente de recristalização metamórfica.

O **feldspato potássico**, com uma ocorrência esporádica, apresenta-se em geral muito fracturado e alterado, normalmente associado ao primeiro tipo de plagioclase. É um feldspato detrítico, com os grãos alongados segundo a foliação, com zonas de sombra essencialmente quartzosas (fig. 3.1b). Nos bordos de alguns cristais de feldspato potássico verifica-se albitização.



a) b)

Fig. 3.1 – Representação esquemática do aspecto microscópico da plagioclase e do feldspato potássico detritícos, presentes das rochas QF.

A **clorite** é maioritáriamente retrometamórfica sobre a biotite e é pós-S_n. Contudo nos filitos intercalados nos quartzofilitos, nas rochas QF e nos xistos negros, onde a biotite é menos abundante ou está ausente, existe uma clorite primária sin-cinemática, marcando S_n e S_{n-1}.

A **andaluzite**, identificada apenas no Alto das Fragas, apresenta-se em porfiroblastos, de textura poicilítica preservando no seu interior a foliação S_n (S2) // a S_0. Os porfiroblastos estão afectados pela fase D_{n+1}.

A **estaurolite** surge em pequenos cristais sub-automórficos no seio da andaluzite (Est. XIV-foto1). A turmalinização que acompanha espacialmente esta associação mineralógica é mais tardia, sin a tardi D_{n+1}, pois mimetiza zonas micáceas já afectadas pela crenulação S_{n+1} (Est. XIV-foto2).

Os **minerais acessórios** têm genéricamente as características apontadas para as unidades do DETM, sendo de referir a abundância de turmalina e a textura, em geral automórfica da esfena e do zircão nas rochas QF (Est. XIII-fotos 1 e 2). O zircão é particularmente frequente em algumas das rochas quartzofeldspáticas, tendo por vezes aspecto zonado (Est. XIII-foto2). A **apatite** é muito esporádica e apresenta-se em cristais euédricos.

Nas rochas calcossilicatadas o mineral mais abundante é o quartzo, que apresenta características semelhantes às das rochas QF. A plagioclase, tal como acontece nestas rochas, está associada ao quartzo em bandas quartzo-feldspáticas apresentando-se em pequenos cristais não maclados. Alternando com as bandas quartzo-feldspáticas existem bandas ricas em anfíbola, epídodo e clinozoisite, por vezes com algumas granadas de pequena dimensão. Sobre estas bandas a calcite é abundante como mineral de alteração. A anfíbola apresenta-se em cristais prismáticos alongados, dispostos em agregados radiados, pós-cinemáticos, correspondendo a termos da série tremolite/actinolite. Rochas com mineralogia semelhante a estas foram descritas por Noronha (1976) (1983), tendo sido referido que não apresentavam as características correntes dos "skarns", tratando-se de termos próximos de metagrauváques quártzicos com a matriz constituída por uma lama carbonatada. Naqueles trabalhos é feita referência às diferentes descrições e significados atribuídos a estas rochas por diferentes autores, nomeadamente a de Arribas (1979) que as considera como correspondendo a rochas piroclásticas com cimento carbonatado. Por outro lado o protólito destas rochas calcossilicatadas poderia corresponder a litologias vulcano-sedimentares, com um contributo vulcânico de

composição mais cálcica do que a das rochas QF, com as quais estão intercaladas. Nesta hipótese poderia não haver necessáriamente um cimento carbonatado. Por outro lado a diferenciação metamórfica posterior poderá ter acentuado as diferenças mineralógicas entre as rochas QF e as rochas calcossilicatadas.

3.1.3 - METAMORFISMO DE CONTACTO

A auréola de metamorfismo de contacto abrange as unidades dos dois domínios estruturais, na área mais a oeste da RVPA, numa faixa ao longo e nas proximidades do Granito biotítico de Vila Pouca de Aguiar (ver carta geológica anexa). A blastese resultante deste metamorfismo está marcada sobretudo na unidade mais pelítica, ou seja na Unidade Cu, sobrepondo-se a um metamorfismo regional na zona da clorite. Em termos geográficos a Serra da Padrela é o local em que esta auréola está melhor evidenciada. Nas unidades do DEC, menos pelíticas e com um metamorfismo regional na zona da biotite, a blastese de contacto não é tão evidente.

A mineralogia resultante do metamorfismo de contacto é a seguinte:

- nas zonas mais próximas do granito: cordierite - andaluzite - biotite;
- nas zonas mais afastadas: andaluzite - biotite e só biotite,
-

sempre em associação com a moscovite e com o quarzto.

A blastese da mineralogia de contacto é lógicamente pós-cinemática. A cordierite tem inclusões já crenuladas pela fase D_{n+1} e apresenta uma foliação interna paralela e em continuidade com a foliação externa (Est. X-foto1). A andaluzite tem uma textura poicilítica, com inclusões de quarzto e de matéria orgânica, definindo uma foliação interna já crenulada (Est. X-foto2). A blastese da biotite é simultânea, ou ligeiramente posterior à da andaluzite, apresentando também com uma textura poicilítca, cuja foliação interna está também crenulada.

3.1.4 – SÍNTESE DAS RELAÇÕES DEFORMAÇÃO-BLASTESE NAS DIFERENTES UNIDADES

As diferenças na tipologia do metamorfismo regional entre as unidades dos dois domínios estruturais, não são fundamentalmente no grau metamórfico, embora toda a extensão do DEC corresponda à zona da biotite, enquanto no DETM a zona da biotite está restrita a zonas muito estreitas nos contactos litológicos, ou a uma faixa também estreita nas proximidades do Granito da Gralheira. A diferença mais notória entre os dois domínios está na diferenciação que acompanha a recristalização metamórfica, que é muito mais intensa nas unidades do DEC, onde os processos de dissolução por pressão e segregação lateral foram muito mais activos durante o metamorfismo progressivo, levando à diferenciação em zonas micáceas e ricas em matéria orgânica e em zonas quartzosas ou quartzofeldspáticas. Esta diferenciação está sobretudo associada à fase tangencial D_n (fase D_2 neste domínio), uma vez que os processos de dissolução ocorrem localmente em zonas afectadas por uma componente importante de "shear strain" (Bell et al., 1986; Bell & Cuff, 1989). Estes processos verificaram-se sobretudo nas fases anteriores ao pico térmico que se atingiu ante a sin D_{n+1}, correspondente à fase D_3 nos dois domínios estruturais.

No quadro 3.1 apresentamos uma síntese das relações deformação-recristalização, nas diferentes zonas metamórficas.

O metamorfismo regional corresponde nos dois domínios estruturais a um metamorfismo progressivo, cujo pico térmico foi condicionado pela granitização e instalação dos granitos de duas micas sintectónicos, de modo idêntico ao que se verifica nos sectores a oeste da falha Régua-Verin (Noronha, 1983, Pereira, 1987), correspondentes a um níveis estruturais mais baixos do que a RVPA. Esta diferença no posicionamento estrutural, reflecte-se no facto do pico térmico nos níveis estruturais mais baixos estar temporalmente muito próximo da granitização, enquanto no nível estrutural superior é retardado, sendo simultâneo do tempo de subida e instalação dos granitos sintectónicos, mantendo-se o paralelismo das isógradas relativamente aos corpos graníticos.

Quadro III.1 - Síntese das relações deformação-blastese nas diferentes zonas metamórficas.

		Zonas metamórficas	TEXTURA	CARACTERIZAÇÃO DAS FOLIAÇÕES			RELAÇÕES BLASTESE-DEFORMAÇÃO
				Sn-1	Sn	Sn+1	Sn-1 Sn Sn+1
METAMORFISMO REGIONAL	DETM	Zona da clorite	Lepidoblástica com S_0 preservado e sem diferenciação metamórfica.	Não observada	$S_o//S_n$, marcada pela orientação da MB e da clorite	Clivagem de crenulação marcada por recristalização de MB e clorite.	Qz, MB, Cl, Bi
		Zona da biotite	Lepidoblástica a granolepidoblástica com tendência porfiroblástica	Não observada	$S_o//S_n$, marcada pela orientação da MB e da clorite	Clivagem de crenulação marcada por cristalização de biotite.	Qz, MB, Cl, Bi, Alm
		Zona da andaluzite	Porfirolepidoblástica, com blastos de texturas poiciliticas	Não observada	$S_o//S_n$, marcada pela orientação da MB, da clorite e da biotite.	Clivagem subvertical que contorna os blastos andaluzíticos	Qz, MB, Cl, Bi, And
	DEC	Zona da biotite	Granolepidoblástica, a lepidoblástica com bandas de diferenc. metamórfica.	Foliação preservada em "microlithons" definidos por Sn, marcada pela orientação de MB e declorite	"Shear cleavage" sub-horizontal, acompanhada por "litage" metamórfica, marcada por MB, clorite, opacos e biotite mimética.	Crenulação incipiente, marcada só nas bandas pelíticas, e afectando os aglomerados biotíticos miméticos sobre S_n.	Qz, MB, Cl, Bi, And, Est
METAMORFISMO DE CONTACTO			Granolepidoblástica, com blastese pós-cinemática, de textura poiciliticа, com foliação interna crenulada.	Não observada	Os porfiroblastos de cordierite tem uma foliação interna crenulada, em continuidade com a foliação externa também crenulada (S_n crenulado por S_{n+1}). Os porfiroblastos de andaluzite e de biotite têm texturas poiciliticas, com as inclusões marcando uma foliação crenulada // à foliação externa.		Bi, And, Cord

Diaz Garcia (1991) refere que, na "Area Esquistosa de Galicia Central (AEGC), os níveis mais altos da série (nomeadamente no grupo de Paraño, cuja base nós correlacionámos com a Unidade Cb) têm uma evolução metamórfica progressiva em temperatura, verificando-se que nas rochas de mais alto grau a reorganização mineralógica no pico térmico do metamorfismo é posterior às foliações e tende mesmo a apagá-las. Este autor refere também a existência localizada de pequenos domos térmicos, levando ao aparecimento de andaluzite e de estaurolite na zona da biotite, de modo idêntico ao que referimos para o Alto da Fragas, na Unidade Cb. Também Martínez et al. (1988) referem a existência de domos térmicos, coincidindo em geral com antiformas, verificando-se uma reacção contínua, primeiro com cristalização de estaurolite e granada, seguida de andaluzite, silimanite e biotite. Esta sequência sugere um aumento de temperatura em condições grosseiramente isobáricas, verificando-se nos últimos estádios temperaturas de 600° a 650° C e pressões de 3 a 4 Kb, correspondentes ao pico do metamorfismo.

Delor et al. (1984) referem a existência de um metamorfismo térmico de pressão relativamente elevada, relacionado com a instalação dos granitos sintectónicos no Maciço Central Francês, marcado pelas isogradas da biotite, granada, estaurolite e distena desenvolvidas em rochas pelíticas, correspondentes a um pico metamórfico ante a sin D_3. Durante a fase D_1 prevaleceram condições de baixo grau, verificando-se depois um progressivo aumento da temperatura durante as fases D_2 e D_3, em condições isobáricas, atingindo-se o pico térmico ante a sin-D_3, em condições de temperatura entre 400° e 650° e pressão que pode atingir 6,5 Kb.

3.2 - MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL

3.2.1 - MICAS BRANCAS

As micas brancas estão presentes em todas as zonas metamórficas antes consideradas (Quadro 3.1), quer orientadas segundo S_n, quer segundo S_{n+1}. Foram analisadas micas brancas das diferentes gerações, verificando-se que para cada amostra todos os cristais analisados se mostram equilibrados para a mesma composição, independentemente da sua cronologia e da sua dimensão. A composição das micas é influenciada pelas condições metamórficas e pela associação mineralógica presente na amostra, ou seja pelo quimismo geral da rocha.

As micas brancas dioctaédricas têm uma composição química repartida entre três pólos principais:

moscovite: $K_2\ Al_4\ (Si_6\ Al_2O_{20})\ (OH)_4$

celadonite: $K_2\ (Al_2R^{2+})\ (Si_8)\ O_{20}\ (OH)_4$ (sendo $R^{2+}= Mg^{2+}$ ou Fe^{2+})

paragonite: $Na_2\ Al_4\ (Si_6\ Al_2O_{20})\ (OH)_4$

As substituições possíveis entre estes pólos conduzem a uma solução sólida contínua moscovite-celadonite (série das **fengites**) e a uma solução sólida descontínua moscovite-paragonite. O carácter fengítico das micas brancas define-se pela relação Si/Al>3 (Deer et al, 1966), por aumento de Si relativamente à moscovite resultante da substituição de parte do Al^{IV} por Si, sendo o aumento de carga compensado pela substituição de Al^{VI} por Mg^{2+} e Fe^{2+} (Leroy & Cathelineau, 1982). Este mecanismo de substituição

$$Al^{VI},\ Al^{IV} = (R^{2+})^{VI},\ Si^{IV}$$

resulta numa composição mais siliciosa e mais ferromagnesiana dirigida para o pólo celadonite. Numa substituição fengítica simples há correlação positiva entre os teores de Al^{IV} e Al^{VI}, expressa no diagrama Al^{IV} versus $Al^{VI}-1$ por uma recta de pendor 1, sobre a qual se posicionam as fengites. A aplicação deste diagrama às micas brancas das

diferentes zonas metamórficas definidas na RVPA, cujas composições químicas e respectivas fórmulas estruturais estão indicadas na tabela A.I.1 (Anexo I), mostra que a substituição fengítica poderá ser responsável pela quase totalidade da variação composicional das micas brancas do sector (figs. 3.2 e 3.3). Na fig. 3.2 observa-se que a composição das micas brancas se situa entre a da moscovite e a da fengite e da ferrifengite (a paragonite neste diagrama tem projecção coincidente com a moscovite).

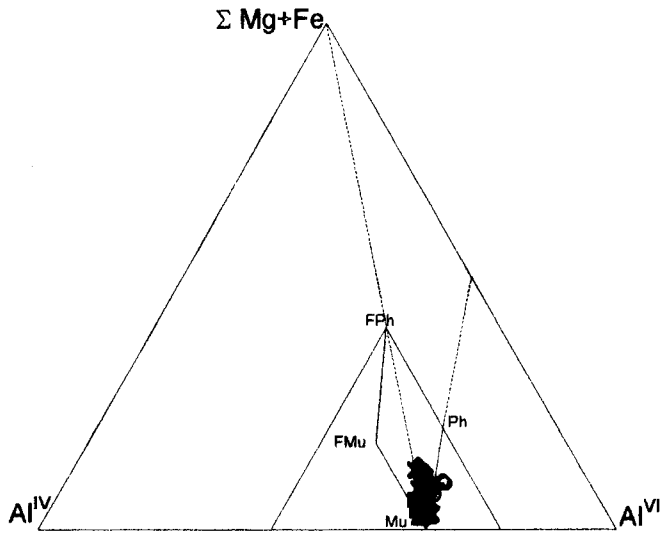


Fig. 3.2 – Diagrama de classificação das micas brancas, em função do teor em Fe+Mg, Al^{IV} e Al^{VI}, segundo Kanehira & Banno (1960), in Zen (1981). Ph-fengite, Mu-moscovite; Fmu-Ferrimoscovite; FPh-Ferrifengite.

No diagrama Al^{IV} versus $Al^{VI}-1$ (fig. 3.3) discriminam-se dois grupos de micas brancas:

- GRUPO I: micas com teor em Al elevado e com a razão Al^{IV} / ($Al^{VI}-1$) próxima de 1 (amostras da Unidade de Gondiães e amostras Cu-T);
- GRUPO II: micas com mais baixo teor em alumínio e valores mais variáveis da razão Al^{IV} / ($Al^{VI}-1$) (as amostras da Unidade SE, MA 22 e MA 110, e a amostra MA 95 da Unidade Cu têm Al^{IV} / ($Al^{VI}-1$)>1; a amostra MA 121 tem Al^{IV} / ($Al^{VI}-1$)<1 e a amostra MA 100 tem Al^{IV} / ($Al^{VI}-1$)=1).

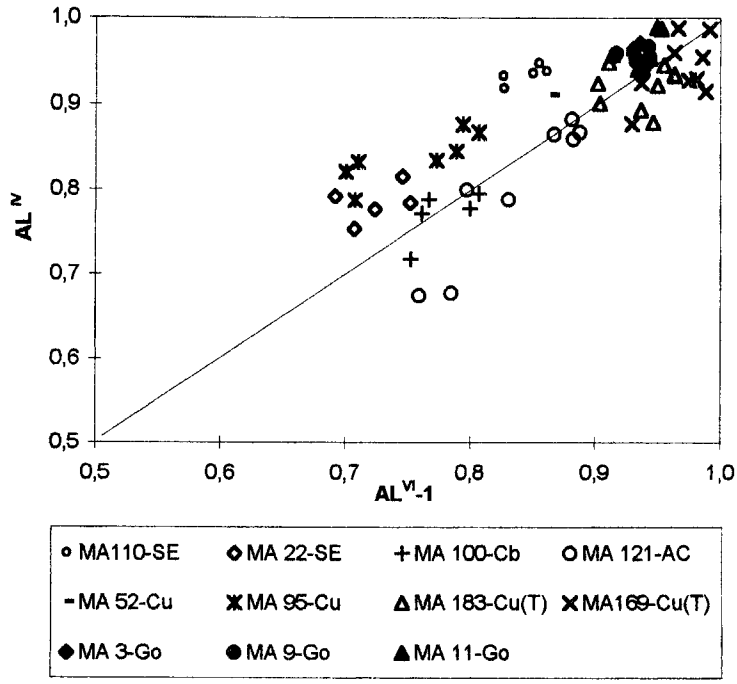
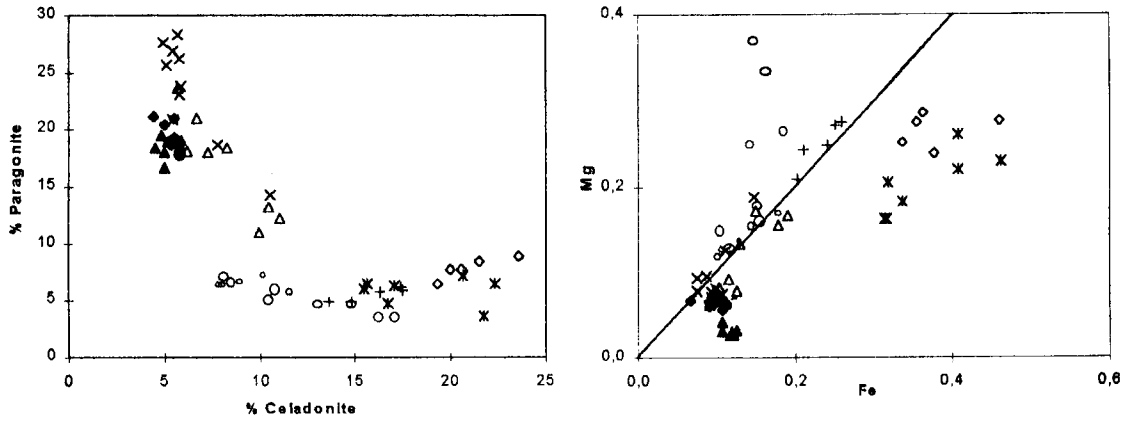


Fig. 3.3 - Diagrama Al^{IV} versus Al^{VI}–1 das micas brancas da RVPA com representação da recta de pendor 1, sobre a qual se posicionam as fengites.

Estes dois grupos correspondem a diferentes percentagens de composição paragonítica e celadonítica (fig. 3.4a), tendo as micas do grupo I uma componente paragonítca variando entre 15% e 30% e uma componente celadonítica bastante constante, entre 5 e 6%. As micas do grupo II têm uma composição com baixo valor da componente paragonítica e com pouca variação (cerca de 5% de composição paragonítica), mas apresentam maior conteúdo em celadonite (entre 8% e 23%).

Sendo o teor em Mn das micas brancas da RVPA nulo ou quase nulo, o grau de afinidade destas micas pelos elementos ferromagnesianos, é marcado pelos teores em Fe em Mg, cuja razão Fe/Mg (fig. 3.4b) discrimina as micas brancas de modo equivalente ao da figura 3.3:

- O grupo I, com predominância da componente paragonítica sobre a celadonítica, tem baixos teores de Fe e Mg, com valores da razão Mg/Fe próximo de 1, sendo excepção as micas das amostras da Unidade Go, com valores Mg/Fe < 1;



a) b)

Fig. 3.4 – a) Diagrama representando as percentagens das componentes paragonítica e celadonítica,. b) Diagrama Mg/Fe, presentes nas micas brancas da RVPA.

- O grupo II, com predominância da componente celadonítica sobre a paragonítica, tem teores mais elevados de Fe e de Mg, com variações consideráveis da razão Mg/Fe; a amostra MA 121 tem valores de Mg/Fe entre 1,04 e 2,49 e as amostras MA 95 e MA 22 têm valores de Mg/Fe variando entre 0,5 e 0,79.

É possível que nestas últimas amostras o teor em Fe seja resultante da presença de iões Fe^{3+} na substituição $(Fe^{3+})^{VI}\ Al^{VI}-1$, o que é compatível com a presença de hematite em algumas das amostras, nomeadamente na MA 95.

Nos diagramas Fe+Mg / Si e Fe+Mg / Al^{VI} (fig. 3.5) verifica-se que as amostras MA 22 e MA 95 são projectadas acima da linha de substituição fengítica tal como já acontecia no diagrama da figura 3.3, o que sugere que os teores dos elementos ferromagnesianos, neste caso o Fe, são também controlados por outros mecanismos, em relação aos quais o aumento do Si e a diminuição do Al^{IV} e Al^{VI} são menos acentuados.

Todas as amostras têm teores relativamente baixos de Ti (< 0,05), com excepção da amostras MA 110 (0,08 < Ti < 0,1). A observação dos gráficos da figura 3.6, respectivamente Al^{VI}/Ti e Fe+Mg/Ti permite verificar que, quer as micas com um vector de substituição fengítica mais pronunciado (amostras MA 22, MA 95 e MA 100), quer aquelas onde essa substituição foi menos importante (MA 169, MA 183 e amostras Go),

têm baixos teores de Ti. No entanto, para as micas que evidenciam teores mais elevados deste elemento (amostra MA 110 e algumas das micas da amostra MA 121), essa variação composicional pode ser explicada pelo vector de substituição $Ti(R^{2+})^{VI}Al^{VI}$-2 (fig. 3.6a). As amostras do grupo II projectam-se abaixo da banda que marca esta substituição, não evidenciando nenhum enriquecimento em Ti.

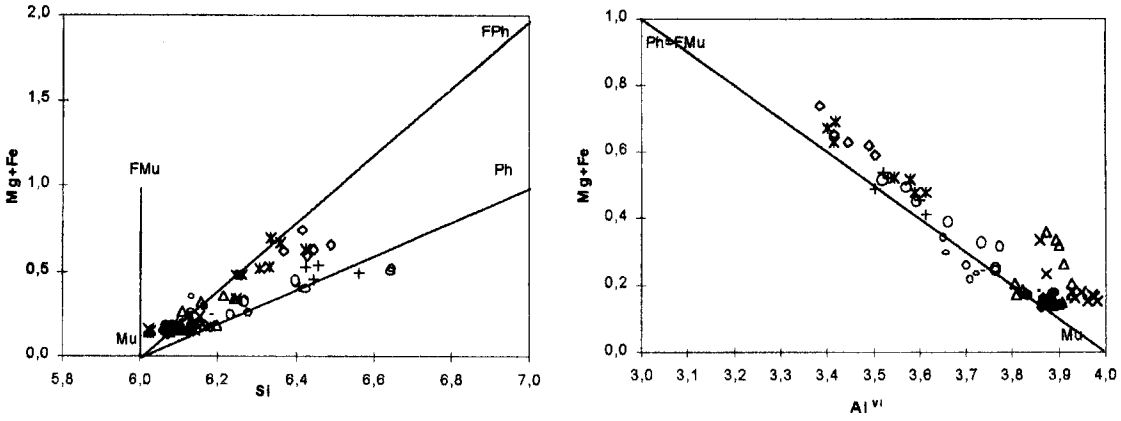
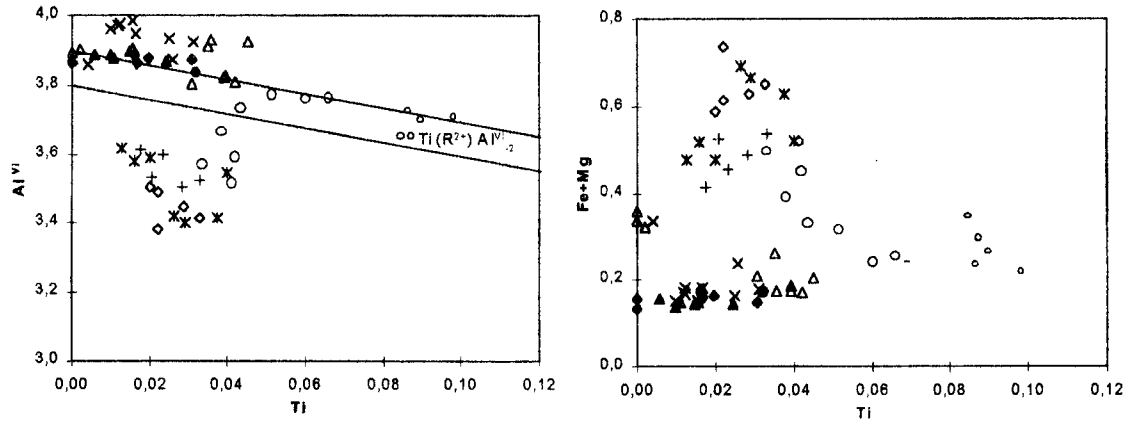


Fig. 3.5 – a) Diagrama Mg+Fe / Si; b) Diagrama Mg+Fe / Al^{VI} , aplicados às micas brancas da RVPA.

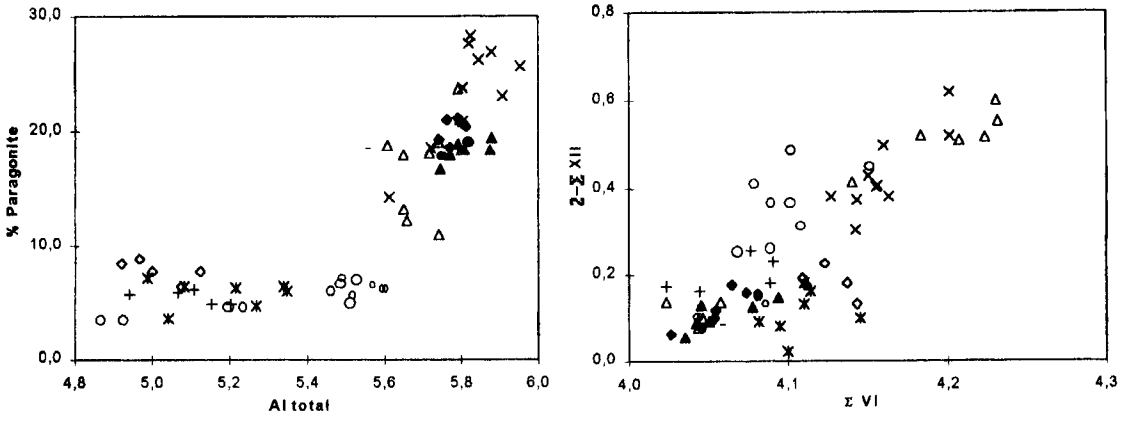


a) b)

Fig. 3.6 – a) Diagrama Al^{VI} / Ti; b) Diagrama Mg+Fe / Ti , aplicados às micas brancas da RVPA.

As micas brancas menos aluminosas são as que têm menor % de composição paragonítica (fig. 3.7a), e estão presentes nas litologias mais siliciosas, o que revela dependência do quimismo global da rocha e da respectiva associação mineralógica. Esta dependência é notória sobretudo para o Na/(Na+K) (Guidotti, 1973).

As micas que apresentam maior ocupação dodecaédrica são as pertencentes às amostras que apresentam efeitos hidrotermais, marcados por cloritização, nomedamente as amostras MA 169 e MA 183 (fig. 3.7b). As micas de todas as outras amostras têm valores de ocupação da posição dodecaédrica muito baixos, com valores de Σ XII < 2,20).



a) b)

Fig. 3.7 – a) Diagrama % Paragonite / Al total; b) Diagrama 2-Σ^{XII} / Σ^{VI}, aplicados às micas brancas da RVPA.

Em resumo, o estudo da composição das micas brancas da RVPA, permitiu verificar que:

a) Para cada amostra não se verificam variações composicionais entre as micas sin-D_n ou mesmo D_{n-1} e as sin a pós-D_{n+1}, o que significa que as micas brancas sofreram reequilíbrios isoquímicos. As variações composicionais existentes nas micas brancas são condicionadas pela associação mineralógica, dependente por sua vez das condições de metamorfismo e do quimismo global da rocha;

b) Existe considerável variação do conteúdo paragonítico e celadonítico das micas brancas da RVPA: as micas com maior % de celadonite (fengites) correspondem às micas da zona da biotite no DEC (amostras MA22; MA 110, MA100 e MA 121) e à zonas da clorite, com biotite incipiente no DETM (amostra MA 95); as micas com maior % de paragonite e menor % de celadonite são as micas da Unidade Go, no

sector a oeste da falha Régua-Verin, as micas da auréola de contacto (MA 52) e as micas das amostras com evidências de alterações hidrotermais (MA 169 e MA 183), tendo todas elas uma composição mais aluminosa;

c) As micas brancas associadas à albite nas litologias quartzofeldspáticas são as que apresentam menor conteúdo paragonítico: amostras MA 22 e MA 121.

3.2.2 – BIOTITES

Foram analisadas biotites das amostras cuja composição das micas brancas foi apresentada no ponto anterior. Os respectivos resultados analíticos e fórmulas estruturais são apresentados no Anexo I - Tabela A.I.2.

As biotites podem considerar-se como soluções sólidas de anite e flogopite: $K_2 (Mg,Fe^{2+})_6^{VI} (Si_6 Al_2)^{IV} O_{20} (OH)_4$, pelo que a principal variação na composição será relacionada com a razão Fe/Mg. Outro factor da variação na composição das biotites é a substituição tschermaquítica: $(Al^{+3})^{VI}_1 (Al^{3+})^{IV}_1 (Mg^{2+})^{VI}_{-1} (Si^{4+})_{-1}$, inversa da substituição fengítica das micas brancas, pois nas biotites o resultado da substituição é um aumento do Al^{IV}. Neste contexto o campo composicional das biotites fica limitado pelos seguintes termos (Deer et al., 1966, Guidotti, 1984):

Anite: $K_2 Fe_6 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$
Flogopite: $K_2 Mg_6 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$
Anite aluminosa: $K_2 (Al_2 Fe_4) (Si_4 Al_4O_{20}) (OH)_4$
Flogopite aluminosa: $K_2 (Al_2 Mg_4) (Si_4 Al_4O_{20}) (OH)_4$

O diagrama Al^{VI} versus Mg/(Mg+Fe), que define o plano de composição ideal das biotites (fig. 3.8), permite verificar que as biotites da RVPA têm uma varição composicional esssencialmente marcada pelo parâmetro Mg/(Mg+Fe).

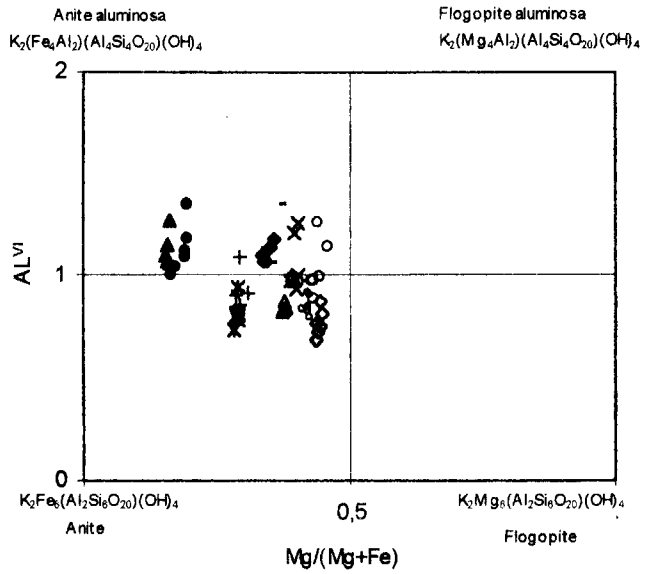


Fig. 3.8 – Diagrama Al^{VI} versus Mg/(Mg+Fe), com a projecção das biotites da RVPA no plano de composição ideal (Guidotti, 1984). Mesma legenda da figura 3.3.

A projecção das biotites no diagram Al^{VI} versus Al^{IV} (fig 3.9), permite-nos verificar que estas têm excesso de Al^{VI} relativamente ao Al^{VI}, não podendo esta característica composicional resultar apenas de substituição tshermaquítica. Comparando os dois diagramas anteriores, verifica-se que as biotites com maior teor de Al^{VI} são as que têm menor Mg/(Mg+Fe), pelo que os altos teores de Al^{VI} podem resultar de :

- substituição ferrishermaquítica , $(R^{2+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} = (Fe^{3+})^{VI} + (Al^{3+})^{VI}$, ou
- substituição dioctaédrica-trioctaédrica, , $3(R^{2+})^{VI} = (Al^{3+})^{VI} + [\,]^{VI}$

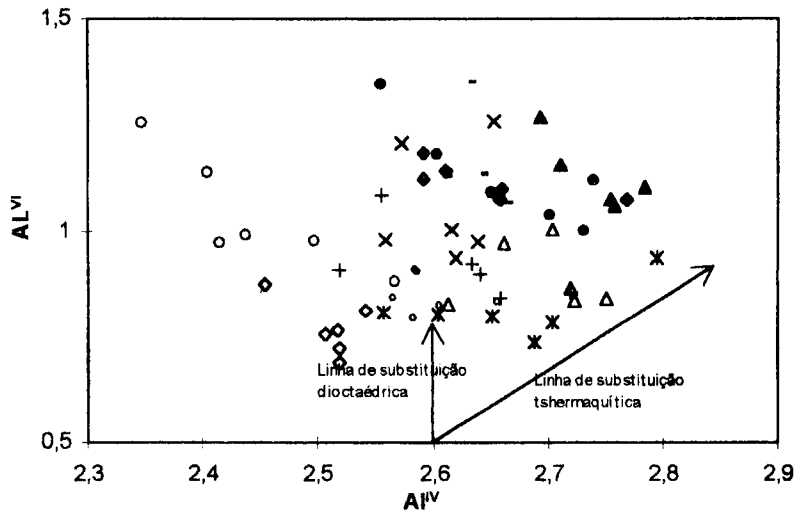


Fig. 3.9 – Diagrama Al^{VI} versus Al^{IV}, aplicados às biotites da RVPA.

É importante referir que as biotites com valores mais baixos de Al^{VI} e de Al^{IV} estão presentes em litologias cuja composição global é pouco aluminosa, concretamente as amostras MA 22, MA 110 e MA 121, sendo isto significativo de que há um importante controlo litológico na composição da biotite (Guidotti, 1988).

Dos parâmetros composicionais referidos por Guidotti (1988) como sendo controlados pelas condições metamórficas, só Mg/(Mg+Fe) e o Mn mostram variação considerável, enquanto o teor em Ti, o Σ^{XII} , o Σ^{VI} e o Al_{total} mostram pouca ou nenhuma variação (fig 3.10). Aquele autor refere que a diminuição de Mg e de Al é acompanhada por aumento de Mn, mas na RVPA , as biotites mais ricas em Mg são também as mais ricas em Mn, embora sendo comparativamente menos aluminosas. As biotites das amostras do sector a oeste da falha Régua-Verin (Unidade Go) são as que apresentam menor valor Mg/(Mg+Fe), maior valor de Al_{total}, Al^{VI} e Al^{IV}, mas não apresentam diminuição do teor em Ti (com excepção das biotites da amostra MA3). Estas biotites (correpondentes à zona da andaluzite) apresentam uma ligeira diminuição do teor em Mn, o que aponta para uma ligeira diminuição deste elemento por aumento do grau metamórfico.

O Ti tem um teor bastante constante em todas as biotites analisadas (cerca de 0,2), com excepção das biotites da amostra MA 110, que apresentam teores mais altos (0,32) e as das amostras MA 3, MA 169 e MA183 com valores de Ti ligeiramente mais baixos. As duas últimas amostras apresentam cloritização hidrotermal (fig. 3.10). É importante recordar que as moscovites da amostra MA 110 também apresentam teores relativamente elevados de Ti (fig. 3.6a).

3.2.3 – GRANADAS

Embora a granada não seja um mineral frequente, a sua presença ainda que localizada e com um controlo litológico evidente, tem um significado importante na caracterização das condições metamórficas, que também condicionam o seu quimismo.

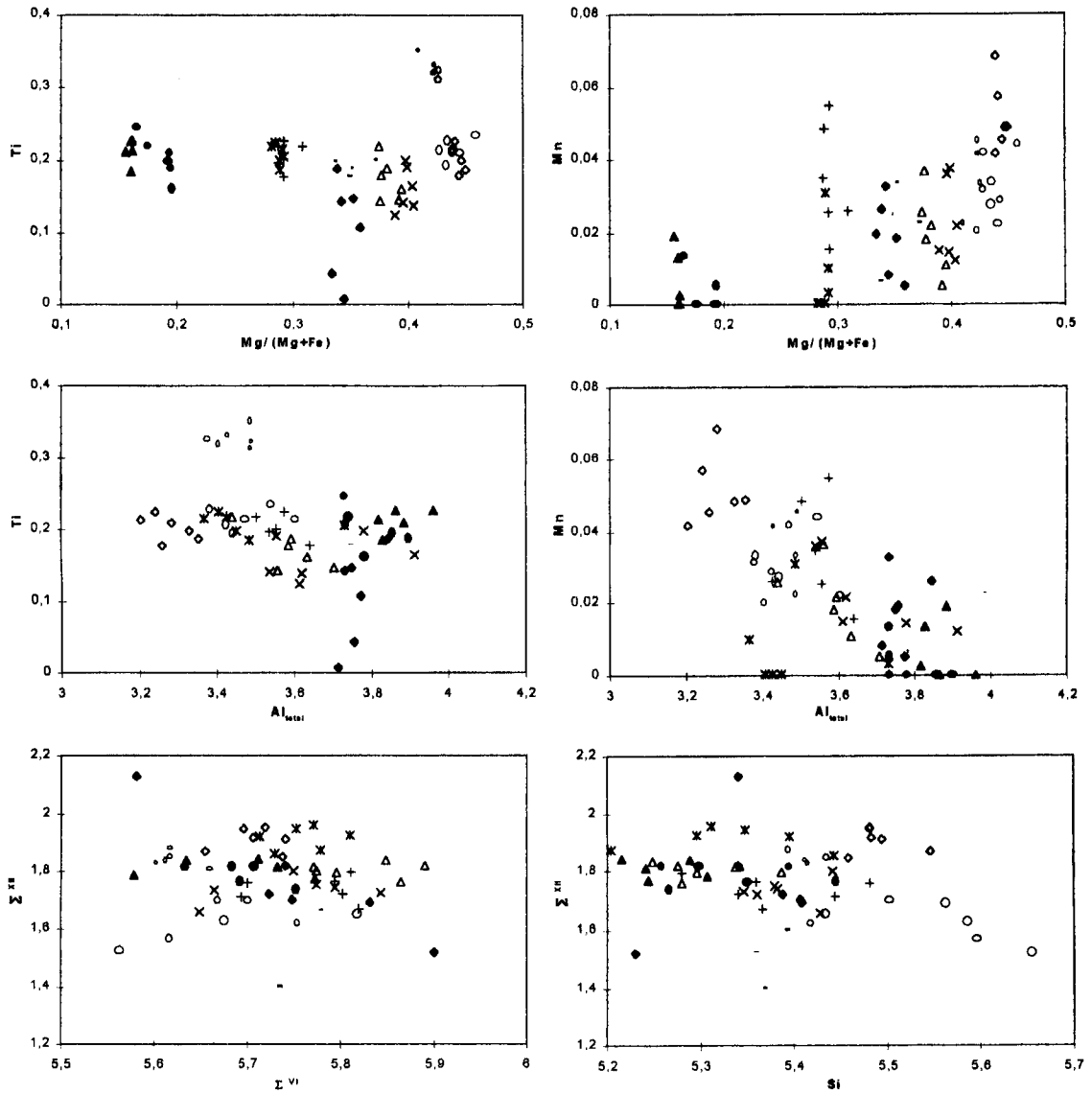


Fig. 3.10 – Diagramas representativos da variação composicional das biotites da RVPA, respectivamente Ti versus Mg/(Mg+Fe), Mn versus (Mg/(Mg+Fe), Ti versus Al_{total}, Mn versus Al_{total}, Σ^{XII} versus Σ^{VI} e, Σ^{XII} versus Si.

Como foi referido no inicio deste capítulo a granada ocorre na Unidade Cu, no contacto com a unidade FN, ao longo de uma faixa alongada NW-SE e no contacto com a Unidade Ra, no limite NNE da Unidade Cu. A granada está em associação mineralógica com biotite + mica branca + clorite + quartzo. Foram analisadas as granadas das amostras dos dois contactos, realizando determinações em pontos alinhados segundo os diâmetros dos cristais a fim de averiguar da existência ou não de zonamento químico (fig. 3.11 e 3.12).

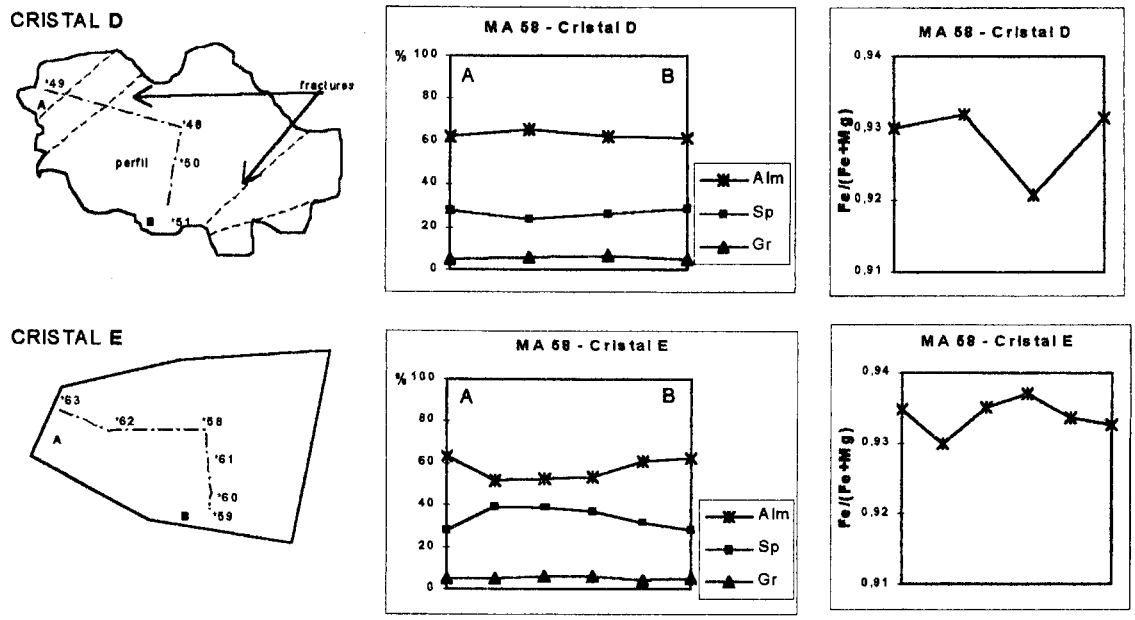


Fig. 3. 11 – Perfis composicionais de dois cristais de granada da amostra MA 58 – Unidade Cu, próximo do contacto com a Unidade FN (Vale de Carvalho). Alm –almandina; Sp – espessartite; Gr – grossularite.

As análises químicas e respectivas fórmulas estruturais são apresentadas na tabela A.I.3 (Anexo I). A amostra MA 58 localiza-se no contacto SSW, com a Unidade FN (Vale de Carvalho), e a amostra MA 119 no contacto NNE com a Unidade Ra (Ribª do Malho). Trata-se em ambos os casos de granadas almandinas com uma componente espessartítica importante. Têm em média 55 a 60% de molécula almandina, 30 a 35% de molécula espessartítica, 4 a 6% de molécula grossularítica e cerca de 3 a 4 % de piropo, e não apresentam zonamento muito definido (figs. 3.11 e 3.12). Verifica-se no entanto em alguns dos cristais uma ligeira diminuição de Mn do centro para o bordo, acompanhada por diminuição de Fe/(Fe+Mg) e aumento da % de almandina. Também Coelho (1993) e G. Dias (1987) referem a existência de granadas com composição idêntica nas sequências metamórficas do NE de Portugal, próximo de Caminha.

Segundo Spear et al. (1991) a diminuição de Fe/(Fe+Mg) no zonamento das granadas é um indicador seguro de um aumento de temperatura. Segundo Deer et al. (1966) durante o metamorfismo progressivo, o aumento de temperatura induz a substituição do Ca+Mn por Fe+Mg, com diminuição de Fe/(Fe+Mg). A zonalidade pouco marcada das granadas aponta para um crescimento em regime de aumento de temperatura, podendo a

baixa definição de zonalidade ser consequência de homogeneização composicional em processos de reequilíbrio pos-cristalização.

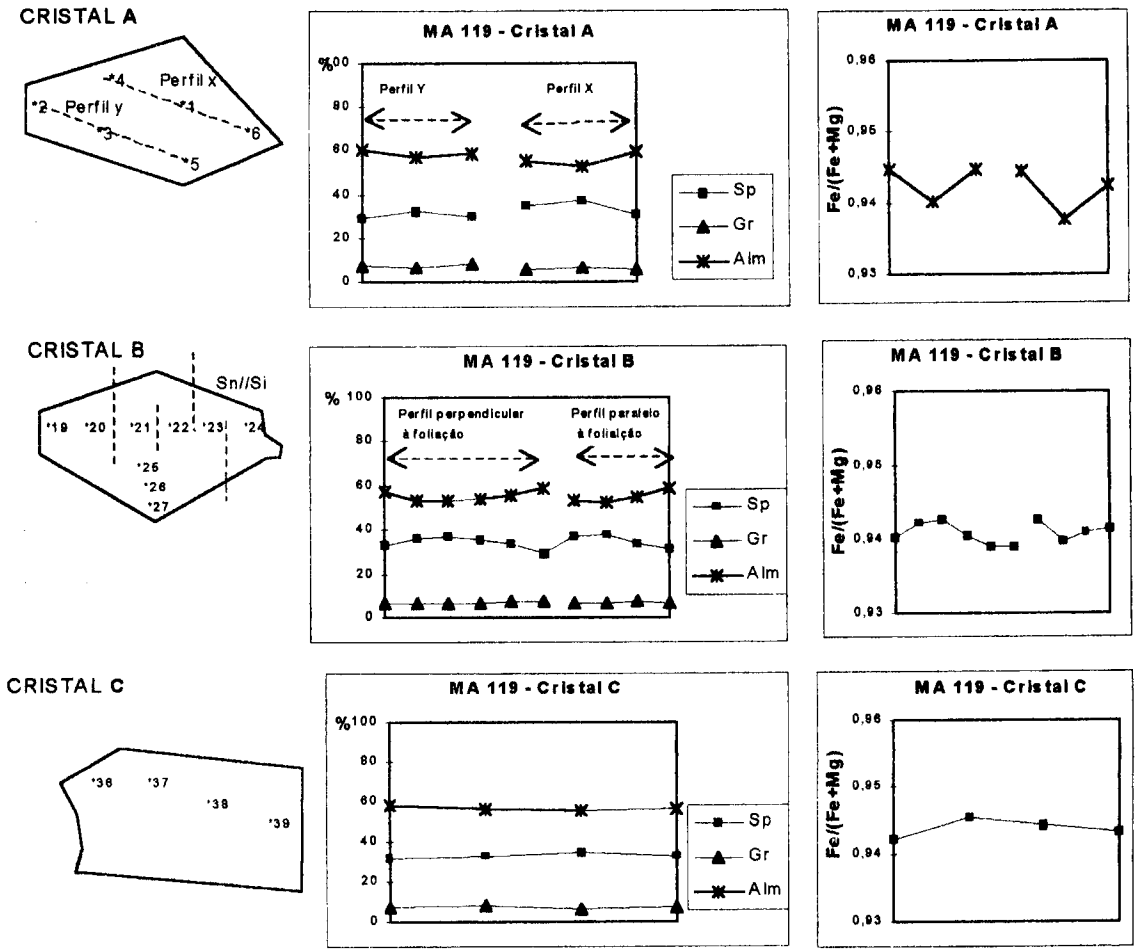


Fig. 3.12 - Perfis composicionais de cristais de granada da amostra MA 119 – Unidade Cu, próximo do contacto com a Unidade Ra (Rib[a] do Malho). Legenda igual à figura anterior.

As granadas dos micaxistos da Unidade Go (Gondiães) – amostras MA 8 e MA11, no sector a oeste da falha Régua-Verin, têm maior componente almandina (superior a 85%), e menor componente espessartítica (fig. 3.13). Estas granadas têm também valores de Fe/(Fe+Mg) mais elevados do que a média da granadas da Unidade Cu. Não foram realizadas análises de modo a permitir o estudo do zonamento destas granadas, sendo possível apenas referir a sua composição média. O seu mais baixo teor em Mn poderá

ser consequência do metamorfismo mais alto, mas as variações composicionais da granada entre os dois sectores poderá ter condicionantes litológicos.

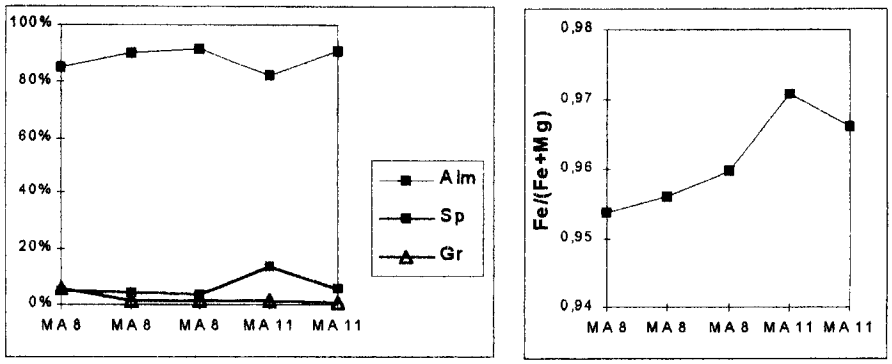


Fig. 3. 13 – Composição das granadas das amostras MA 8 e MA11, da Unidade Go, no sector a oeste da falha Régua-Verin.

O teor em Mn dos filitos da Unidade Cu, nas proximidades do contacto com a Unidade FN e com a Unidade Ra, poderá dever-se à migração do Mn das litologias negras (com condições redutoras) da Unidade FN para a interfase com a unidade onde presidem condições oxidantes, a Unidade Cu.

3.2.4 – CLORITES

A clorite está presente nas várias etapas do decurso da evolução metamórfica da RVPA, acompanhando o metamorfismo progressivo e originando-se também durante o metamorfismo retrógrado. Este mineral ocorre em pequenos cristais orientados sobre os planos de foliação, ou têm um carácter pós-cinemático nítido, apresentando-se neste caso em cristais de maiores dimensões. Em muitas das amostras com biotite, a clorite tem um carácter retromórfico sobre a biotite. Os resultados analíticos das clorites analisadas e as respectivas fórmulas estruturais são apresentados na Tabela A.I.4 (Anexo I).

A análise das características composicionais das clorites (fig. 3.14) permite as seguintes considerações:

a) As clorites têm pouca variação de conteúdo em Al^{VI} e em Al^{IV} (de modo idêntico embora inverso do verificado para o Si^{IV}). A única excepção é a amostra MA 119 (xisto granatífero) que apresenta valores relativamente mais altos de Si (cerca de 3 a 3,2).
b) Os parâmetros composicionais que mostram maior variação são o Mg, o Fe, e o Fe/(Fe+Mg), de modo idêntico ao referido por Guidotti et al. (1991).
c) O conteúdo em Ti das clorites e a sua variação, são pouco significativos. O conteúdo em Mn também é baixo, sendo no entanto interessante realçar que as clorites da amostra MA119 tem teores bastante baixos de Mn (< 0,02), em paralelo com baixos teores de Σ VI.
d) A amostra MA 125 tem clorite retrometamórfica sobre biotite, associada a andaluzite, alguma estaurolite e quartzo, (composição mineralógica semelhante à amostra MA 136 -Est. XIV, mas com conteúdo superior de clorite). As amostras MA 120 e MA100 têm clorite retrometamórfica sobre biotite, mas sem andaluzite nem estaurolite. Estas amostras evidenciam enriquecimento relativo em Fe, enquanto nas amostras com clorites associadas a alteração hidrotermal e a metamorfismo de contacto (amostras MA 169, MA 183 e Ma 52), a composição das clorites é mais rica em Mg. A amostras MA 119 tem conteúdos em Fe e em Mg intermédios entre os dois conjuntos de amostras referidos.

Em conclusão, as variações composicionais das clorites não permitem nenhuma diferenciação entre as clorites do metamorfismo progradativo (clorites ante a sin S^{n+1}), e as clorites retrógradas (pós S^{n+1}). Para cada amostra verifica-se que todas as clorites analisadas têm parâmetros composicionais próximos, o que sugere que houve reequilíbrio das clorites anteriores, durante o metamorfismo retrógrado. Este facto deverá ser tido em conta na utilização das clorites como geotermómetros.

Na aplicação do geotermómetro de Cathelineau & Nieva (1985) verifica-se a existência de dois grupos de clorites:

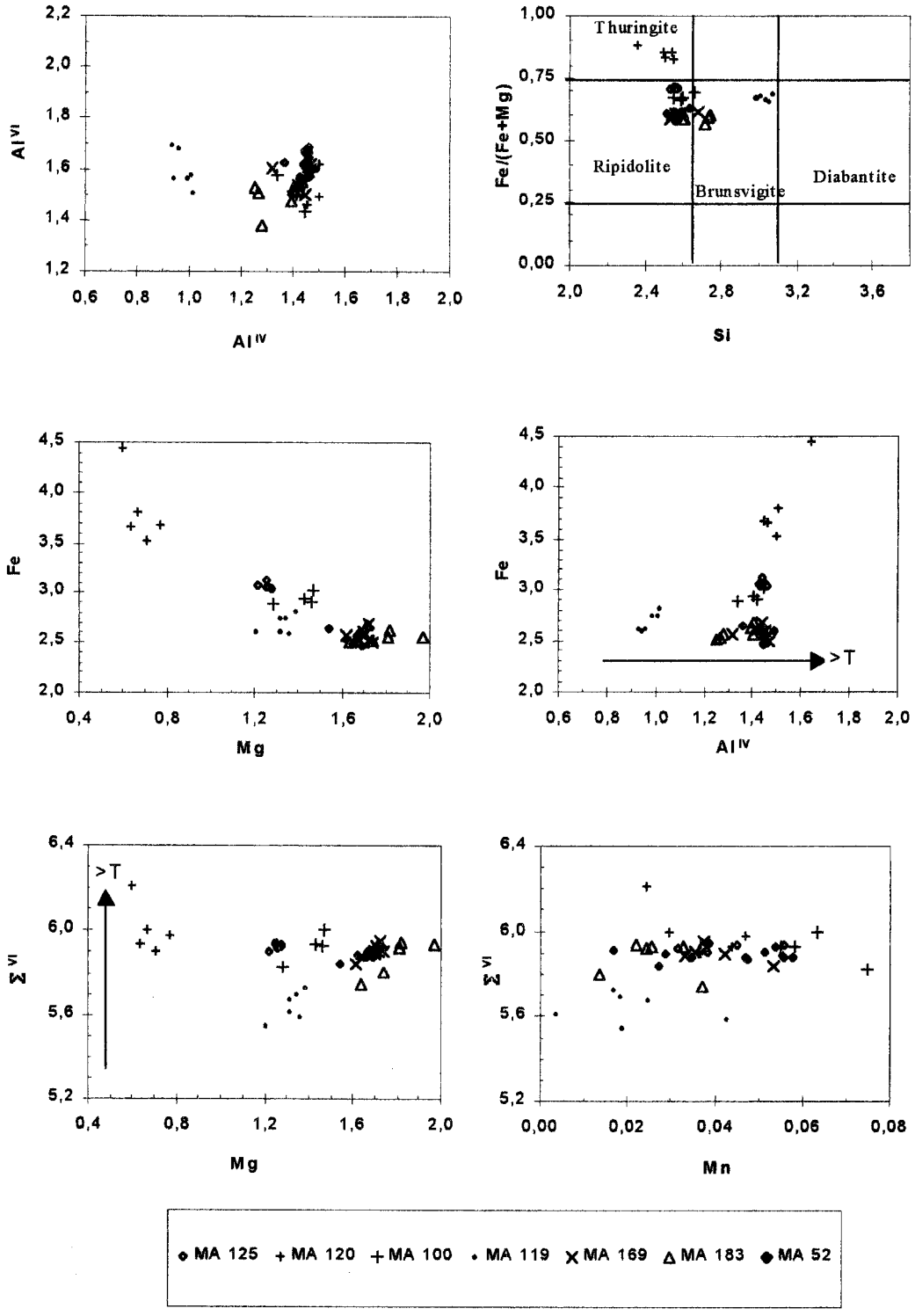


Fig. 3. 14 – Representação gráfica das variações composicionais das clorites da RVPA.

- as das amostras em que há clorite retrometamórfica sobre biotite – amostras MA 125, MA 120, MA 100, MA 169, MA 183 e MA 52:
- as das amostras com clorite retrometamórfica sobre granada – amostra MA 119.

As clorites da amostra MA 119, comparativamente com as restantes, têm pequena variação do conteúdo em Al^{IV}, mas apresentam maior variação de lugares não ocupados em coordenação octaédrica (fig. 3.15). As temperaturas determinadas com base nestes parâmetros (Cathelineau & Nieva, 1985) variam entre 220 e 240°C para as clorites da amostra MA 119 e entre 280 e 340°C para as clorites das restantes amostras. É importante salientar que entre estas últimas, as amostras com clorites hidrotermais se posicionam no extremo inferior do intervalo considerado (280 a 300°C).

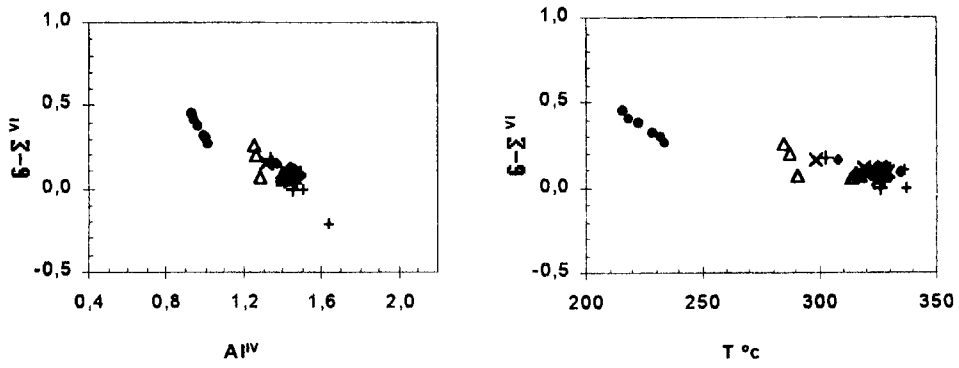


Fig. 3.15 - Representação gráfica dos parâmetros composicionais das clorites utilizados como geotermómetro (Cathelineau & Nieva, 1985).

3.2.5 – PLAGIOCLASES

Foram analisados os pequenos cristais não maclados e os cristais de maior dimensão e maclados. Estes últimos foram analisados no centro e no bordo para averiguar da exitência ou não de zonamentos. Os resultados analíticos e as respectivas fórmulas estruturais constam do anexo A.I.5 (Anexo I).

Verifica-se que na amostra onde, pela dimensão da plagioclase foi possível analisar o bordo e o centro dos cristais (amostra MA 22), as variações de composição são pouco significativas, embora se verifique um ligeiro aumento da % de anortite no centro relativamente aos bordos (fig. 3.16). A % de anortite no entanto é sempre inferior a 5%, pelo que se trata de albites puras. Só na amostra MA 122 é que a plagioclase tem uma percentagem de 15.88% de anortite, mas não foi possível averiguar o seu possivel zonamento.

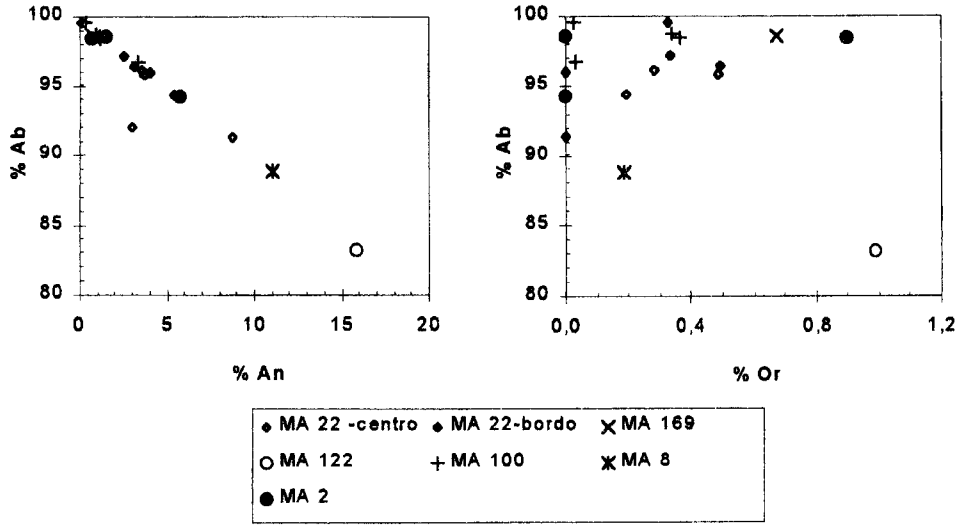


Fig. 3.16 – Representação gráfica das % de albite, anortite e ortoclase nas plagioclses analisadas.

Trata-se de uma plagioclase vulcano-detrítica, em níveis quatzo-feldspáticos, associados a rochas calcossilicatadas.

Na quase totalidade das plagioclases analisadas a % de ortoclase é quase nula (inferior a 0,5%), mas a amostra MA 122 é a que apresenta conteúdo em ortoclase mais alto. O carácter um pouco pertítico desta plagioclase aponta também para a sua origem vulcano-detrítica.

3.3 - CONDIÇÕES P-T-t DO METAMORFISMO

O metamorfismo regional foi um metamorfismo monocíclico com um único pico térmico (Hibbard, 1995), embora com episódios de intensificação e relaxamento da componente dinâmica do metamorfismo. Esta componente está marcada sobretudo na textura metamórfica, enquanto a evolução térmica é evidenciada pela mineralogia.

As relações de blastese e deformação, sintetizadas no Quadro 3.1, indicam que o pico térmico do metamorfismo foi atingido ante a sin D_{n+1}. A associação paragenética que marca este pico térmico não difere da que foi definida nos sectores mais a oeste, correspondentes a um nível estrutural mais profundo (Noronha, 1983), e onde as condições máximas estimadas para o metamorfismo regional são P=3,5 a 4 Kb e T=500°C. O metamorfismo de contacto tem nessa região condições máximas correspondentes a T= 550° C e P= 2 Kb.

Na RVPA a zona da andaluzite no metamorfismo regional é relativamente restrita em área, o mesmo se verificando na ocorrência de granada. O facto de este mineral ter uma ocorrência restrita e o facto de a biotite a ele associada estar cloritizada impossibilita a utilização de geotermómetro granada–biotite (Ferry & Spear, 1978). Na aplicação do geotermómetro de Cathelineau & Nieva (1985) às clorites associadas à granada e à biotite foram determinadas temperaturas mais baixas que as das clorites hidrotermais, significando que se trata da temperatura do retrometamorfismo. A utilização de outros geotermómetros e geobarómetros é sempre dificultada pela ausência de alguma das fases paragenéticas nas associações mineralógicas. Face a esta situação é necessário ter em conta as associações minerais e aos minerais índice para inferir as condições do pico metamórfico.

A presença de estaurolite, anterior à andaluzite e em equilíbrio com ela, associadas à biotite e esporadicamente a granadas de composição almandina com importante componente espessartítica, funcionam como indicadores de que em pequenos "domos" do DEC, o pico térmico se verificou-se a temperaturas superiores a 400°C e precedido por um pico barométrico com pressões superiores de 4Kb. Na zona da andaluzite

definida em torno do granito da Gralheira no DETM não foi identificada nem estaurolite, nem granada.

A estimativa das condições barométricas no metamorfismo de baixo grau é dificil, mas os minerais com alumínio em coordenação octaédrica tendem a ser estáveis em condições de mais alta pressão do que os minerais com alumínio em coordenação tetraédrica, razão pela qual a percentagem de celadonite tende a ser mais importante nas moscovites de mais alta pressão (fig. 3.17) (Powell & Evans (1983). A utilização do geobarómetro de Massonne & Schreyer (1987), aplicado a fengites em associação com feldspato K + flogopite + quartzo, embora em grande parte das associações mineralógicas o feldspato potássico esteja ausente, em paralelo com o geotermómetro de Velde (1965 e 1967) baseado no conteúdo em Si das fengites, permitiu estabelecer dois grupos composicionais de fengites correspondentes a dois grupos distintos de condições P-T (fig. 3.17). Deve realçar-se aqui que Velde (1965 e 1967) apontou o conteúdo em Si das fengites como um parâmetro composicional dependente da temperatura e independente das outras fases mineralógicas em associação, enquanto Massonne & Schreyer (1987) consideram que o conteúdo em Si das fengites é mais controlado pela pressão do que pela temperatura. Contudo a aplicação conjunta dos dois métodos termobarométricos permitiu definir dois grupos composicionais correspondendo a diferentes condições P-T:

- Grupo formado pelas amostras MA 22, MA 121, MA 100, MA 95, com importante conteúdo em molécula celadonítica e com um teor médio de Si de 3,2. As condições correpondentes a esta composição serão T = 350 a 450 °C e P = 3,5 a 4 Kb;

- Grupo formado pelas amostras MA 183, MA 169 (ambas da Unidade Cu-T), MA 52 e amostras da Unidade Go, com elevado conteúdo em paragonite e com um teor médio de Si de 3.1, a que corresponderão condições de T = 500 a 550° C e P = 3 a 3,5 Kb.

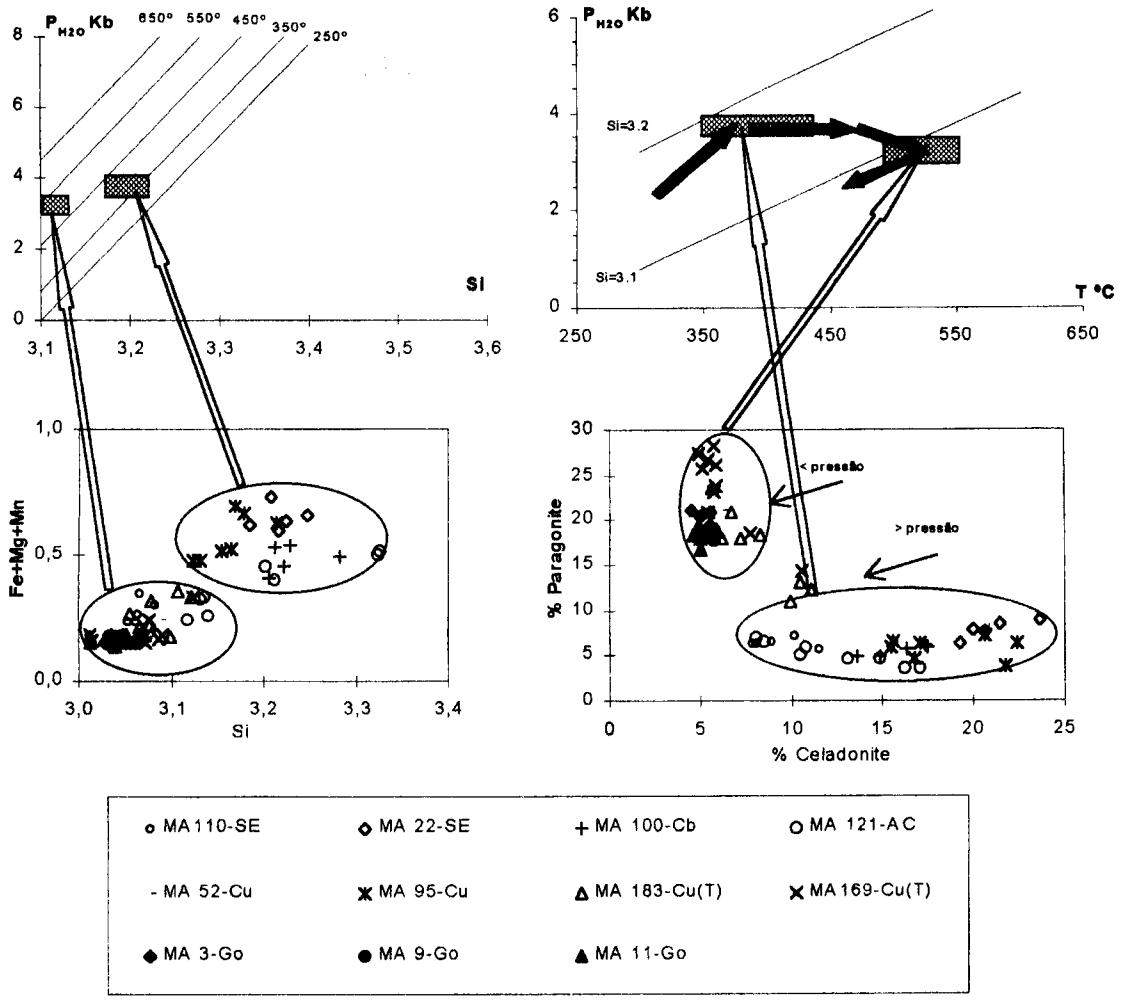


Fig. 3.17 – Representação gráfica da relação do conteúdo em sílica das fengites em associação com feldspato potássico + flogopite + quartzo, com a pressão e a temperartura (Massonne & Schreyer, 1987), e representação do conteúdo em Si e da % em celadonite das micas brancas analizadas.

As amostras cujas micas brancas definem o primeiro grupo pertencem sobretudo ao DEC, apenas com a excepção da amostra MA 95 (Unidade Cu) enquanto as amostras cujas micas brancas definem o segundo grupo pertencem às unidades Cu, Cu-T e Go (esta no sector a oeste da falha Régua-Verin, no encosto do granito de Cabeceiras). Este aspecto parece ser significativo de que o gradiente barométrico foi mais elevado no DEC do que DETM, ou de que os reajustamentos térmicos posteriores ao pico barométrico que se verificaram no DETM se desenvolveram de forma mais intensa do que no DEC.

As temperaturas indicadas pela clorites (Cathelineau & Nieva, 1985) são do metamorfismo retrógrado e variam entre 280 e 340°C.

Em síntese o metamorfismo regional que afectou as unidades da RVPA está directamente relacionado com a intrusão dos maciços graníticos num processo que Oen (1970) designou por plutonometamorsimo. O pico térmico do metamorfismo foi atingido ante a sin- D_{n+1} na dependência da subida dos magmas que geraram os granitos sintectónicos em condicões de T = 500 a 550° C e P = 3 a 3,5 Kb, sendo o pico barométrico anterior ao pico térmico e atingido na sequência da sobreposição dos mantos alóctonos e das escamas parautóctonas associadas, em condições de T = 500 a 550° C e P = 3 a 3,5 Kb (fig. 3.18). No período pós D_{n+1}, por diminuição das condições P-T verificou-se um metamorfismo retrógado, cujas temperaturas, indicadas pela clorite (Cathelineau & Nieva, 1985) variam entre 280 e 340°C.

Na fig. 3.18 está esquematizada a trajectória P-T do metamorfismo da RVPA e estão indicadas as linhas de conteúdo em Si das fengites que dilimitam o campo das condições P-T, assim como as linhas que limitam os campos de estabilidade dos polimorfos Al_2SiO_5 definidos por diferentes autores.

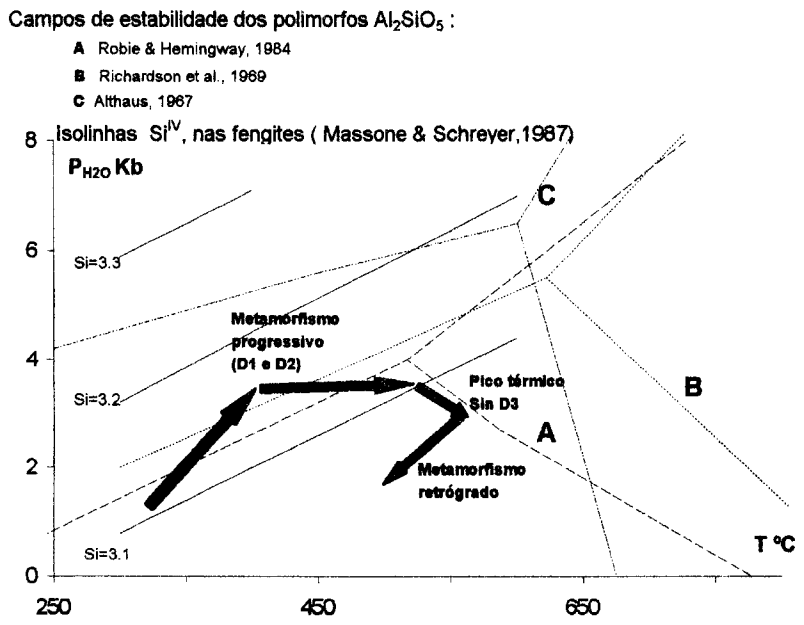


Fig. 3.18 – Trajectória P-T do metamorfismo das Unidades da RVPA.

CAPÍTULO 4 – LITOGEOQUÍMICA

Composição e grau de maturidade geoquímica das unidades.

Proveniência e ambiente geotectónico.

Normalização crustal e significado das anomalias.

4.1 - INTRODUÇÃO

A composição química das rochas metassedimentares é o reflexo directo da sua composição mineralógica, tal como acontece nos outros tipos de rochas, nomeadamente nas rochas ígneas, para as quais que a importância do estudo litogeoquímico é por demais evidente. E tal como nas rochas ígneas, a análise modal não esgota a avaliação do significado de alguns aspectos da sua composição, génese e evolução, também nas rochas metassedimentares os estudos estratigráfico e sedimentológico e os estudos petrográfico e mineralógico não são as únicas ferramentas possíveis, embora sejam sempre necessárias. O estudo litogeoquímico dos metassedimentos, quando enquadrado pelos anteriores e em paralelo com eles permite dar significado às assinaturas geoquímicas, quer em termos da fonte e da evolução sedimentar, quer da evolução metamórfica subsequente.

A composição química dos minerais presentes numa rocha metassedimentar e a percentagem relativa destes, é reflexo de todos os factores intervenientes na sua génese e posterior evolução. Estes factores dependem de um conjunto de várias variáveis interdependentes. Os atributos que funcionam como variáveis "ambientais" no decurso da génese e evolução das rochas metassedimentares poderão englobar-se em dois grandes conjuntos:

a) os que decorrem do processo sedimentar;

b) os relacionados com o processo metamórfico.

Desde já é importante realçar que os efeitos geoquímicos dos dois processos têm uma enorme diferença no grau de importância. Os atributos químicos das sequências metassedimentares não resultam do metamorfismo, mas são fundamentalmente herdadas do processo sedimentar, sendo este aspecto tanto mais evidente quanto mais baixo for o grau de metamorfismo. Há uma diferenciação geoquímica no processo sedimentar, facilmente perceptível, nomeadamente nas rochas com forte componente terrígena porque decorre directamente e em grande parte, do efeito de "sorting"

mineralógico e textural que se realiza desde a área de alteração onde se dá a elaboração da matéria móvel até à bacia de deposição. Pelo contrário o metamorfismo é por definição um processo isoquímico, embora naturalmente não se limite a uma definição ou a um posicionamento estanque de condições, tendo fronteiras mais ou menos difusas com a diagénese, com a anatexia, com o metassomatismo e com a alteração hidrotermal.

Segundo La Roche (1975-76), o metamorfismo é um domínio de variações químicas suaves entre duas tendências opostas: a dos sedimentos, resultantes de processos de alteração na interface entre a litosfera e a hidrosfera e atmosfera, cujo fraccionamento químico é acompanhado por uma evolução química, aproximando-se das características médias da crosta; e a das zonas basicrustais, que por eliminação de diversos elementos, adoptam um estado condensado, aproximando-se a uma composição mantélica.

O metamorfismo é em termos químicos, um processo relativamente "conservador", posicionado num espaço entre dois tipos de processos quimicamente activos ou evolutivos: a sedimentogénese e a diagénese, por um lado, e a migmatização e a fusão parcial, por outro.

A grande maioria das diferenciações geoquímicas das rochas metassedimentares são herdadas do processo sedimentar, sendo o metamorfismo um processo globalmente isoquímico (Shaw, 1954; Moine, 1974, McLennan et al., 1990; Ronov et al., 1990), embora com alguma variação, sobretudo nos elementos mais móveis e no metamorfismo de alto grau (Barbey & Cuney, 1982). É evidente que ocorrem necessáriamente algumas mudanças na composição quando uma rocha sedimentar é transformada no decurso de um processo metamórfico, mas a importância das variações depende não só das condições de metamorfismo, mas também da escala a que é abordado o processo de mobilidade ou transferência de elementos (Moss et al., 1995, Moss et al., 1996; Ague, 1997).

Para distingir a sobreposição de efeitos geoquímicos dos processos sedimentares da dos metamórficos, é importante considerar o estudo de sequências metassedimentares idênticas do ponto de vista das condições metamórficas, tendo presente que o metamorfismo induz variações químicas bastante menores.

As unidades litoestratigráficas consideradas neste trabalho sofreram idênticas condições de metamorfismo, variando dentro da fácies dos xistos verdes, entre a zona da clorite e a zona da biotite, não havendo um efeito textural suficientemente importante para mascarar ou acentuar o efeito do "sorting" mineralógico (Beetsma, 1995). Para a grande maioria dos litótipos envolvidos é possivel avaliar a granulometria dos protólitos sedimentares, directamente por estudo petrográfico, ou indirectamente comparando petrográficamente litologias semelhantes e que apresentam idêntica composição geoquímica.

A geoquímica duma sequência sedimentar é condicionada por diversos factores, reciprocamente relacionados, sendo fundamentais os eguintes:

- Composição (mineralógica e geoquímica) da fonte;

- Condições paleogeográficas da fonte, condicionantes fundamentais do processo de meteorização;

- Condições paleogeográficas do processo de transporte, com efeitos mais ou menos importantes no "sorting" sedimentar;

- Contexto geotectónico da bacia de sedimentação.

Os efeitos do "sorting" sediementar são evidenciados pela correlação negativa entre Al_2O_3 e SiO_2 (Garcia, et al., 1991), o primeiro fraccionado nos minerais da fracção argilosa e o segundo na fracção silto-arenosa. Em paralelo o efeito de selecção mineralógica induz o fracionamento da maioria dos elementos maiores e menores entre os minerais de argila e os minerais pesados (McLennan et al, 1990). O efeito mecânico concentra estes últimos preferencialmente na fracção silto-arenosa, e a

existência desta fracção e da fracção argilosa, como membros finais principais é indicadora do importante papel do "sorting " sedimentar e da maturidade mineralógica (Beetsma, 1995). Para estudos de proveniência (caracterização da fonte em termos de composição e paleogeografia) importa analisar idênticas litologias, nomeadamente as litologias argilosas, que tenham sido sujeitos a idênticas condições metamórficas (por exemplo"shales", filitos, xistos cloritosos).

A metodologia adoptada na amostragem geoquímica teve em conta a diversidade litológica dentro da sequência estratigráfica e as variações metamórficas, e vai explicada em mais detalhe no Anexo II, onde também são descritas as técnicas analíticas utilizadas e são apresentadas as tabelas de dados de composição química global de todas as amostras analisadas (Anexo II - Tabelas A.II.I, A.II.2 e A.II.3).

O facto de as litologias argilosas serem aquelas que melhor caracterizam, do ponto de vista geoquímico, a evolução do processo sedimentar, nomeadamente em termos de proveniência e em termos de ambiente de deposição, justifica um maior número de amostras correspondentes a litologias mais pelíticas.

4.2 - CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA DAS UNIDADES

4.2.1 - APRESENTAÇÃO GLOBAL DOS DADOS

As unidades litogeoquímicas consideradas na RVPA são as unidades litoestratigráficas caracterizadas litológica e estruturalmente no Capítulo 2, englobadas nos dois domínios estruturais - DETM e DEC, e cuja amostragem vai listada no Anexo II - Tabela A.II.1. O DETM compreende as Unidades FN e Cu e o DEC engloba dois sub-domínios estruturais, compreendendo o inferior as Unidades VE (sub-dividida nas

Sub-unidades AC e Ra) e Cb e o superior a Unidade SE. Dentro da Unidade Litoestratigráfica de Curros (Cu) individualiza-se uma unidade litogeoquímica - a Unidade da Sª da Guia. As duas Sub-unidades Litoestratigráficas Alto da Cheira (AC) e Rancho (Ra), que constituem a Unidade VE são consideradas Unidades Litogeoquímicas (fig. 4.6).

As unidades litogeoquímicas têm, assim, correspondência directa com as unidades litoestratigráficas, com excepção dos níveis da Sª da Guia, que em termos litoestratigráficos são englobados na Unidade Cu. Mas há ainda um outro grupo de amostras dentro desta mesma unidade litoestratigráfica que apresentam alguma discriminação geoquímica, correspondendo a uma localização geográfica restrita ao limite sudoeste da RVPA, a norte a sul dos níveis da Sª da Guia, próximo do vale do Rio Tinhela. São por isso individualizadas no estudo geoquímico como amostras Cu(T) (ver Anexo II - Tabelas A.II.1 e A.II.2.1).

No estudo litogeoquímico serão consideradas, apenas em termos comparativos, duas unidades litogeoquímicas no Domínio a Oeste da falha Régua - Verin - a Unidade de Gondiães (Go) e a unidade de Santa Comba (SC), ambas com equivalência às unidades litoestratigráficas definidas na RVPA. A unidade de Go é a Unidade Sª da Carta Geológica 6C - Cabeceiras de Basto e tem correspondência litoestratigráfica com o conjunto das Unidades FN e Cu do DETM. A Unidade de SC equivale ao conjunto das Unidades SE, Cb, Ra e AC do DEC. As unidades Go e SC, têm correlação estratigráfica, respectivamente com a sequência do DETM (Unidades FN e Cu) e com a sequência do DEC (Unidades SE, Cb, Ra e AC), mas representam um domínio estrutural mais profundo. O estudo litogeoquímico das Unidade Go e SC foi feito sobre uma amostragem menos densa, contudo será apresentado em termos comparativos com as unidades da RVPA. Incluiremos também neste estudo comparativo duas amostras do CXG, colhidas próximo de Murça, a sul dos quartzitos ordovícicos.

Os resultados analíticos são apresentados sob a forma de histogramas em que se relaciona a composição química com as diferentes litologias, considerando globalmente as unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturias da RVPA, respectivamente DETM e DEC. Os histogramas dizem respeito a sobre 44 amostras de cada um dos dois domínios estruturais, cujos resultados analíticos constam do Anexo II - Tabela A.II.2. No DETM foram excluidas dos histogramas as amostras dos xistos silicificados (3 amostras - Unidade Cu) e as amostras referidas como S^a da Guia (3 amostras). Na tabela IV 1 é indicado o número de amostras por cada litologia e as respectivas unidades litoestratigráficas, para cada um dos domínios estruturais.

Os histogramas relativos a elementos maiores evidenciam de maneira clara as diferenças litogeoquímicas entre as unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais - DETM e DEC (fig. 4.1). Estes histogramas permitem-nos as seguintes considerações:

- Quanto ao conteúdo em SiO_2 as duas unidades litoestratigráficas do DETM definem um conjunto bimodal. A Unidade Cu com SiO_2 entre 50% e 70% e a Unidade FN entre 80% e 100%. Ao contrário as unidades litoestratigráficas do DEC, embora apresentem litologias mais diversificadas, apresentam uma tendência unimodal, com predominância de litologias com % de SiO_2 entre 70 e 80%.

- O conteúdo em Al_2O_3 está inversamente correlacionado com a sílica, existindo nas unidades de DETM predominância de litologias relativamente aluminosas (com % de Al_2O_3 entre 20 e 25%), enquanto nas unidades do DEC predominam litologias com conteúdo em Al_2O_3 variando entre 10 e 15%.

- No DETM, as unidades apresentam conteúdo em K_2O directamente relacionado com a percentagem em Al_2O_3, o que é significativo da sua associação à fracção argilosa dos sedimentos. Ao contrário, nas unidades do DEC, as diferentes litologias apresentam percentagens variáveis de K_2O, não se verificando uma relação directa

com o conteúdo em Al_2O_3, salvo nas litologias filitosas (das unidades SE, Cb e AC). Verifica-se que considerando globalmente todas as litologias, há uma distribuição uniforme do número de amostras para as diferentes percentagens de K_2O.

Tabela 4. 1 - Listagem do número de amostras por litologia das unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais: DETM e DEC.

Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC)

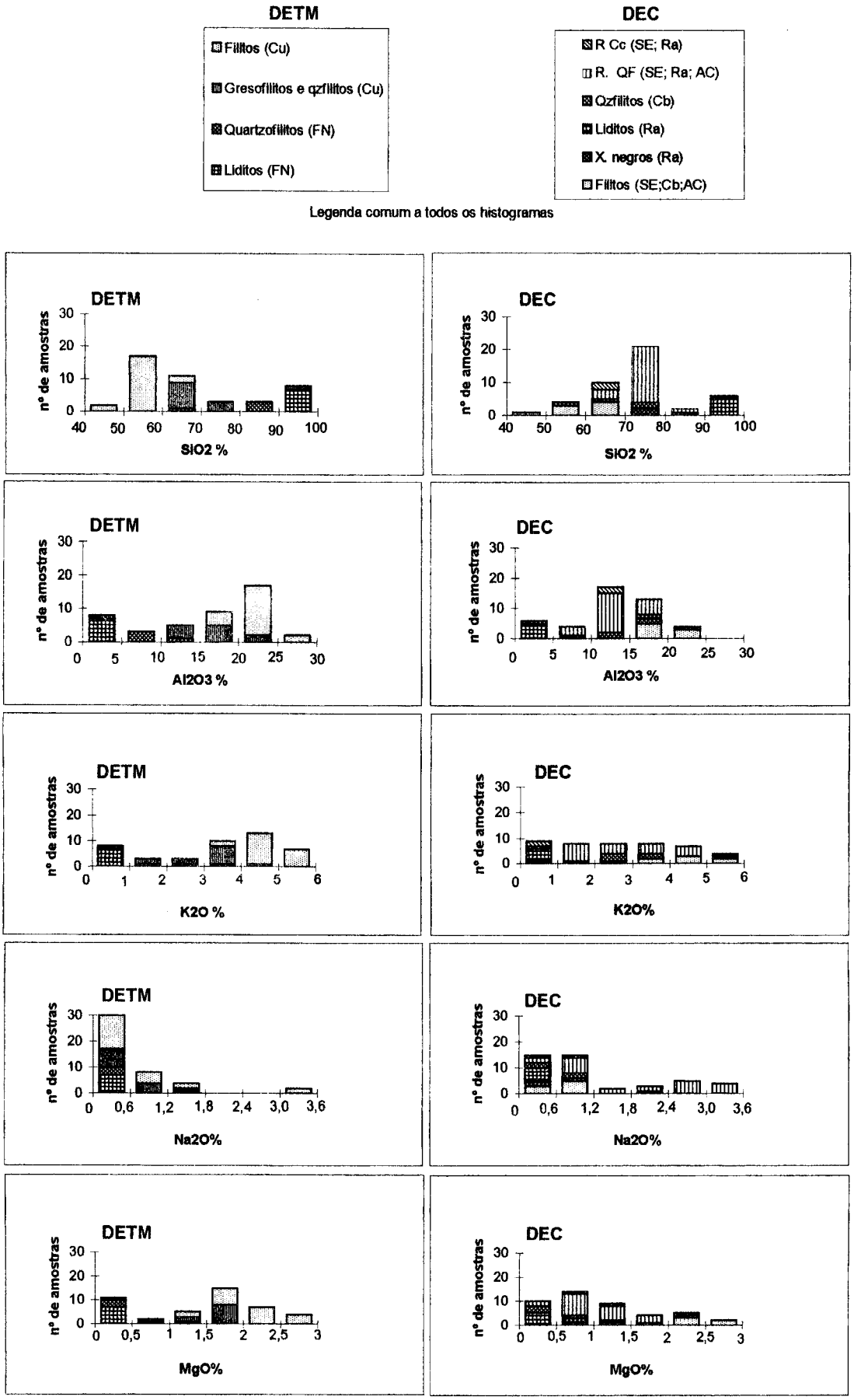
Litologia	Unidade litoestratigráfica	Número de amostras
Filitos	SE; Cb; Ra; AC	8
Xistos negros	Ra	4
Liditos	Ra	5
Quartzitos e Qzfilitos	Cb	4
R. qzfeldspáticas	SE; Ra; AC	21
R. calcossilicatadas	SE; Ra	2
	Total	44 amostras

Domínio Estrutural de Três Minas (DETM)

Litologia	Unidade litoestratigráfica	Número de amostras
Gresofilitos (e qzfilitos)	Cu	12
Filitos	Cu	21
Liditos	FN	7
Quartzitos	FN	4
	Total	44 amostras

- Todas as litologias das unidades do DETM são bastante pobres em Na_2O, salvo algumas amostras de filitos do sector mais a SW, pertencente ao conjunto Cu(T), individualizado na Unidade Cu. Nas unidades do DEC, as rochas quartzofeldspáticas (rochas QF) e alguns xistos negros mostram considerável conteúdo em Na_2O (de 1,8 a 3,6 %), sendo de realçar que estas litologias não evidenciam enriquecimento relativo em K_2O.

- Quanto ao conteúdo em Fe_2O_3, TiO_2 e MgO, as duas unidades litoestratigráficas do DETM, surgem como duas populações distintas: a Unidade Cu é relativamente mais rica nestes elementos e na Unidade FN, quer os quartzofilitos quer os liditos, são comparativamente muito pobres.



(Fig. 4. 1- continua na página seguinte)

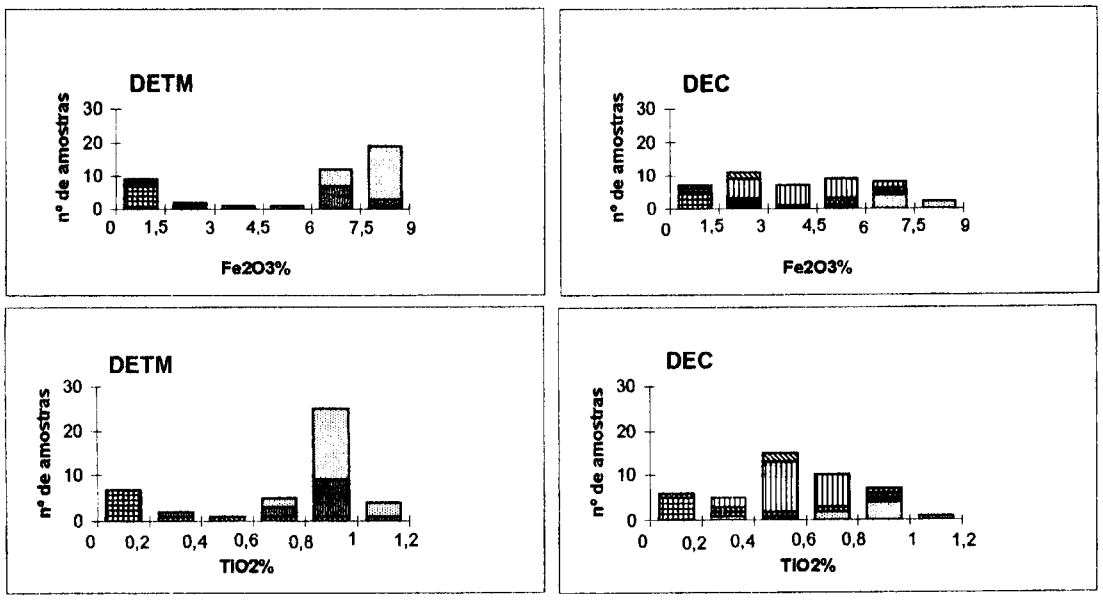
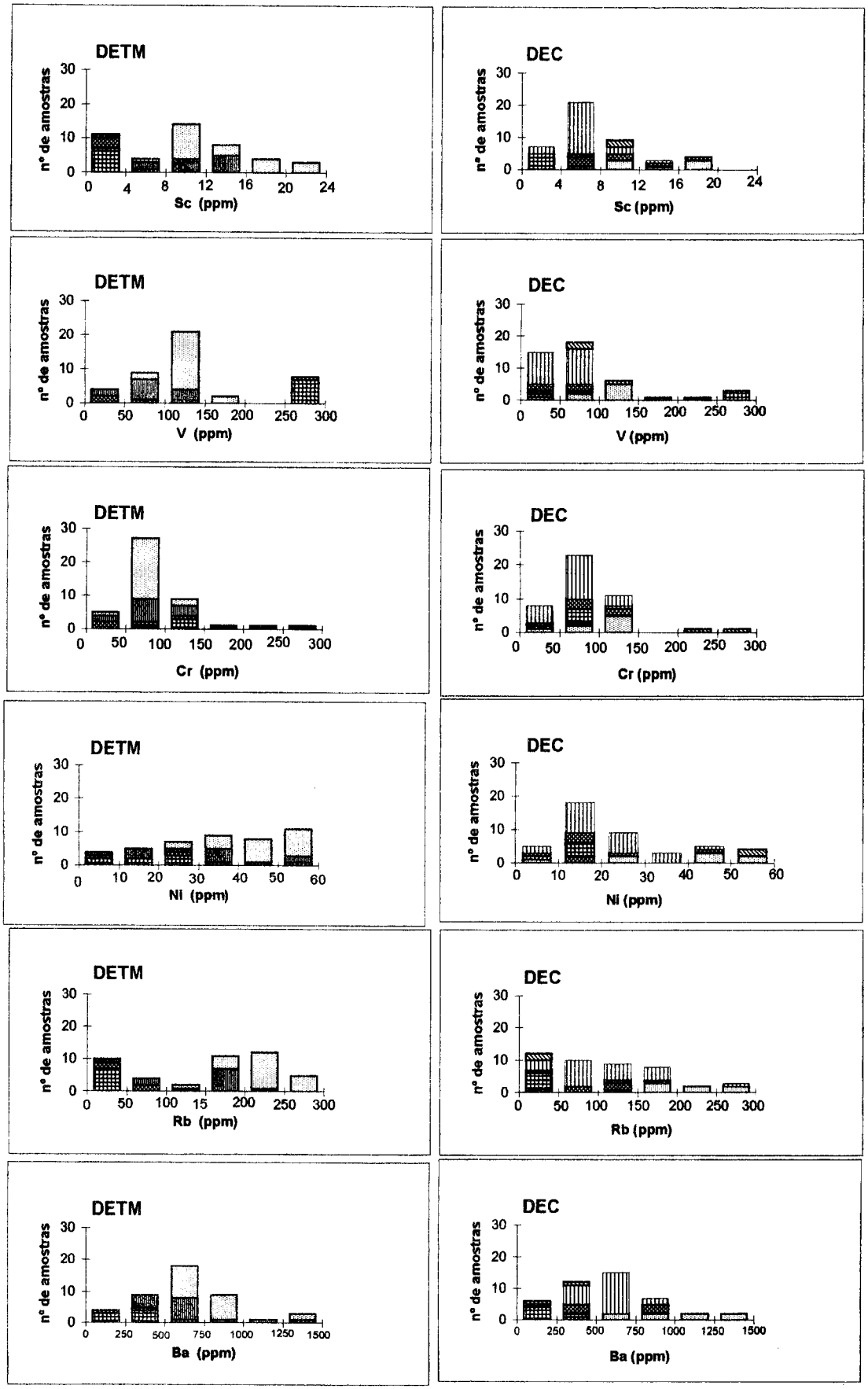


Fig. 4.1 - Histogramas da composição em elementos maiores das litologias presentes nas unidades litoestratigráficas, respectivamente do DETM e do DEC.

Nas unidades do DEC as litologias são relativamente pobres nestes elementos, com excepção das litologias filitosas e de algumas das amostras de rochas QF e de quartzofilitos.

Os histogramas dos elementos menores (fig. 4.2) permitem verificar que as litologias mais ricas nestes elementos são, de um modo geral, as litologias mais filitosas. São excepção a esta regra os liditos e os xistos negros de ambos os domínios estruturais, por serem as litologias mais ricas em V, e as rochas calcossilicatadas do DEC, que são ricas em Ni e sobretudo em Cr.

As litologias filitosas e gresofilitosas, sobretudo as da Unidade Cu, são as mais ricas, quer em elementos menores de fonte básica (Sc, V, Cr, Ni), quer em elementos menores de fonte ácida ou crustal (Rb, Ba, Th). Verifica-se que nas unidades de ambos os domínios estruturais, estes elementos menores estão mais concentrados nas litologias mais aluminosas, com excepção do V e do Zr. As litologias mais ricas em Zr são as litologias quartzofeldspáticas das unidades SE e AC e as litologias quarztofilitosas.



(Fig. 4.2 - continua na página seguinte)

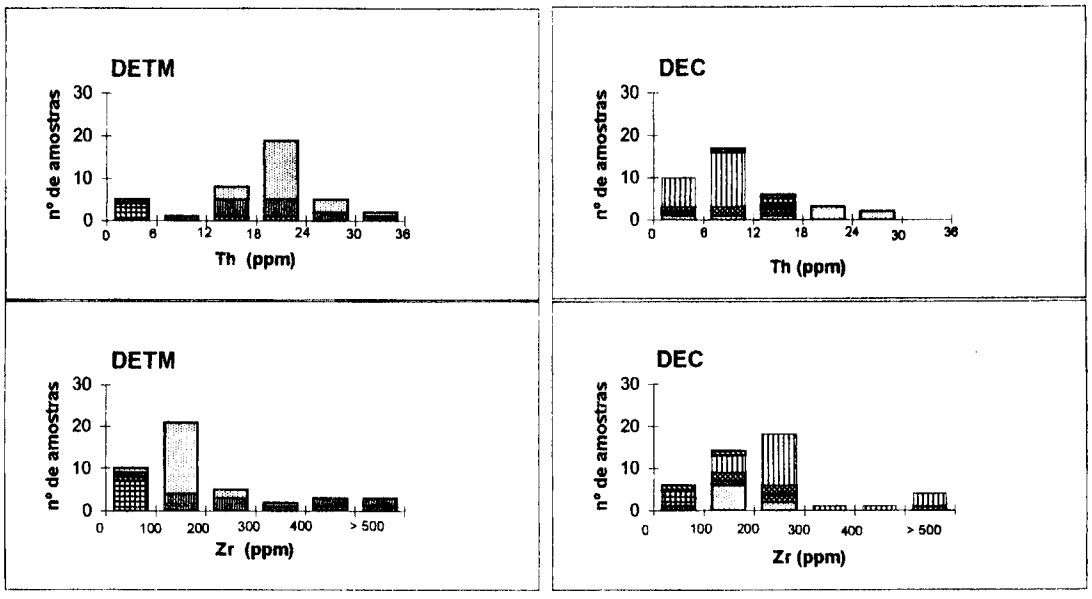


Fig. 4.2 - Histogramas da composição em alguns elementos menores das litologias presentes nas unidades litoestratigráficas, respectivamente do DETM e do DEC (a mesma legenda da figura 4.1).

4.2.2 - MÉDIAS PONDERADAS POR UNIDADE

Para avaliar a composição média de cada uma das unidades litoestratigráficas, e de cada um dos domínios estruturais determinámos as médias ponderadas da composição química, estimando o volume que cada litologia representa em cada uma das unidades, e o volume que cada unidade representa no domínio estrutural respectivo. Devido à sobreposição de fases de dobramento é difícil a determinação da espessura real de cada uma das unidades, por isso a estimativa do volume foi feita atendendo à área de afloramento e à atitude geral da estrutura. Trata-se por isso de uma estimativa aproximada. Considerámos variações de +/- 2,5% no volume estimado por litologia e por unidade e verificámos que as médias ponderadas finais não apresentavam variação considerável.

Foram excluídos do cálculo da média aritmética que serviu de base à determinação das médias ponderadas, os valores fortemente anómalos de alguns dos elementos em algumas da amostras (ver Anexo II - Tabelas A.II.4). Foram também excluídas do cálculo da média aritmética da composição da Unidade Cu as amostras dos xistos

silicificados (3 amostras) e as amostras referidas como Sª da Guia (3 amostras), por representarem ocorrências muito locais e com uma composição geoquímica muito particular. As médias aritméticas foram determinadas sobre a mesma amostragem utilizada na realização dos histogramas, cuja distribuição por litologia é apresentada na tabela 4.1. As percentagens de volume estimado por litologia e por unidade que serviram de factor de ponderação, na conversão das médias aritméticas em médias ponderadas, estão indicadas na tabela 4.2.

As médias ponderadas determinadas por unidade e por domínio estrutural são apresentadas na tabela 4.3, e serão utilizadas no estudo comparativo entre as diferentes unidades, que mais à frente se apresenta.

Contudo importa desde já realçar os seguintes aspectos:

- As duas unidades litoestratigráficas do DETM são do ponto de vista litogeoquímico muito diferentes: a Unidade Cu é de todas as unidades consideradas neste estudo a mais aluminosa, e a Unidade FN é de todas, a menos aluminosa. Este aspecto reflecte-se no conteúdo nos restantes elementos, nomeadamente nos elementos menores, verificando-se que a Unidade FN é mais pobre na maioria dos elementos menores e nas terras raras, sendo mais rica, comparativamente com a Unidade de Cu, apenas em SiO_2, U, Cr, V, Cu e Sb (tabela 4.3). Nos outros elementos menores, quer os de fonte ácida quer os de fonte básica, a Unidade Cu é comparativamente mais rica.

- As unidades litoestratigráficas do DEC, embora apresentem maior diversidade litológica (tabela 4.1) apresentam diferenças litogeoquímicas menos acentuadas entre elas. Existe grande semelhança litogeoquímica entre as Unidades SE e AC, embora a primeira tenha um carácter um pouco mais aluminoso, o que se reflecte no seu maior conteúdo nos elementos preferencialmente associados à fracção argilosa. As Unidades Cb e Ra têm composição em elementos maiores muito próxima, mas em litologias bastante diferentes, sendo a média ponderada da Unidade de Ra relativamente mais rica em alguns elementos menores, nomeadamente Y, U, Nb, V, Ni, Co, Cu e Zn, mas

é mais pobres em terras raras, devido ao baixo conteúdo nestes elementos que apresentam os liditos desta unidade (tabela 4.3).

Tabela 4.2 - Percentagens relativas dos volumes ponderados por litologia e por unidade litoestratográfica, no DEC (a) e no DETM (b).

(a) DEC

Unidade	Litologia	% em vol. ponderada por litologia	% em vol. ponderada por unidade
SE	Filitos	46,5%	
SE	R. QF	53%	
SE	R. Cc	0,5%	30%
	Total	100%	
Cb	Quartzofilitos	65%	
Cb	Filitos	35%	30%
	Total	100%	
Ra	X. negros	40%	
Ra	Filitos	30%	
Ra	Liditos	19%	25%
Ra	R. QF	10,5%	
Ra	R. Cc	0,5%	
	Total	100%	
AC	Filitos	45%	
AC	R. QF	55%	15%
	Total	100%	
		TOTAL	**100%**

(b) DETM

Unidade	Litologia	% em vol. ponderada por litologia	% em vol. ponderada por unidade
Cu	Filitos	55%	
Cu	Quartzofilitos	5%	**85%**
Cu	Gresofilitos	40%	
	Total	100%	
FN	Liditos	70%	
FN	Quartzofilitos	30%	15%
	Total	100%	
		TOTAL	**100%**

A média ponderada do DETM é fortemente marcada pela composição média ponderada da Unidade Cu (correspondendo a uma percentagem em volume de 85% do DETM) (tabela 4.2), sendo comparativamente com a média ponderada do DEC, enriquecida em todos os elementos, com excepção do SiO_2, CaO, Na_2O, P_2O_5, Sr, e Au.

Tabela 4.3 - Médias ponderadas determinadas com base nas percentagens em volume de litologia por unidade e de unidade por domínio estrutural da Tabela 4.2.

Médias ponderadas / UNIDADE

Unid.	Fn	Cu	AC	Ra	Cb	SE
Dom.	DETM		DEC			
Nº amostras	11	33	9	14	5	16
SiO2	91,29	61,08	67,90	73,27	75,58	63,23
Al2O3	3,24	19,43	15,54	12,67	13,12	18,22
Fe2O3	1,36	7,38	4,76	3,97	3,94	5,85
MnO	0,01	0,11	0,03	0,03	0,03	0,07
MgO	0,14	1,71	1,53	1,35	0,50	1,74
CaO	0,01	0,07	0,29	0,30	0,04	0,43
Na2O	0,11	0,72	1,58	0,56	0,39	1,46
K2O	0,80	4,17	3,91	2,74	2,92	4,59
TIO2	0,19	0,89	0,63	0,47	0,58	0,74
P2O5	0,08	0,14	0,15	0,21	0,09	0,17
Ba	379,90	716,32	785,93	643,88	447,64	813,63
Rb	24,38	193,75	152,23	97,61	115,63	168,99
Sr	21,38	84,64	77,38	60,40	94,19	79,23
La	**16,95**	**59,20**	**40,24**	**33,97**	**44,11**	**47,78**
Ce	**31,50**	**107,28**	**76,41**	**63,26**	**90,93**	**89,08**
Nd	**16,70**	**40,37**	**30,81**	**22,94**	**29,49**	**31,83**
Sm	**3,23**	**7,41**	**5,25**	**4,91**	**5,66**	**5,94**
Eu	**1,03**	**1,83**	**1,26**	**1,15**	**1,38**	**1,49**
Tb	**0,91**	**1,06**	**0,66**	**0,88**	**1,11**	**0,90**
Yb	**3,25**	**4,25**	**2,90**	**3,37**	**3,45**	**3,60**
Lu	**0,50**	**0,68**	**0,46**	**0,51**	**0,60**	**0,60**
Y	13,55	27,78	25,99	21,29	17,79	26,97
Th	5,72	15,94	11,98	8,46	11,34	12,92
U	9,35	4,21	3,06	4,03	3,54	3,37
Zr	104,60	228,88	231,38	175,52	185,14	213,62
Nb	6,38	13,38	10,55	8,53	7,88	13,96
Cr	130,52	103,17	86,82	79,60	83,20	89,38
V	336,52	104,27	76,68	119,38	57,15	86,13
Sc	1,97	12,32	7,57	6,81	8,50	11,14
Ni	21,75	39,03	20,13	27,63	16,90	32,74
Co	10,98	12,45	9,23	8,05	6,00	12,15
Cu	36,76	24,93	16,52	38,30	8,94	22,96
Zn	27,70	103,32	61,30	69,49	49,80	86,11
Be	0,80	2,77	2,56	1,71	2,12	2,86
Ga	8,47	29,50	21,36	14,87	13,55	23,44
As	13,84	27,67	24,39	16,15	18,93	7,37
Au	9,70	9,91	7,34	10,50	16,53	10,94
Sb	1,55	0,81	0,99	0,55	0,54	0,95

Médias ponderadas / DOMÍNIO ESTRUTURAL

Domínio	DETM	DEC
SiO2	65,61	70,14
Al2O3	17,01	14,90
Fe2O3	6,48	4,64
MnO	0,10	0,04
MgO	1,47	1,24
CaO	0,06	0,26
Na2O	0,63	0,93
K2O	3,66	3,52
TIO2	0,79	0,61
P2O5	0,13	0,15
Ba	665,85	657,24
Rb	168,34	132,62
Sr	75,15	78,73
La	**52,86**	**42,10**
Ce	**95,91**	**81,28**
Nd	**36,82**	**28,75**
Sm	**6,78**	**5,49**
Eu	**1,71**	**1,34**
Tb	**1,04**	**0,92**
Yb	**4,10**	**3,39**
Lu	**0,65**	**0,56**
Y	25,64	22,65
Th	14,40	11,19
U	4,98	3,54
Zr	210,24	198,21
Nb	12,33	10,26
Cr	107,27	84,69
V	139,11	84,33
Sc	10,77	8,73
Ni	36,44	24,82
Co	12,23	8,84
Cu	26,70	21,62
Zn	91,97	67,34
Be	2,48	2,31
Ga	26,34	18,02
As	25,59	15,59
Au	9,88	11,97
Sb	0,92	0,73

4.2.3 - COMPARAÇÃO ENTRE AS UNIDADES

Para avaliar o grau de variação geoquímica entre litologias, entre unidades e entre os dois domínios estruturais foram realizados diagramas de normalização à média ponderada da Unidade Cu, individualizando em cada diagrama as médias aritméticas por litologia dentro de cada uma das unidades.

A média ponderada da Unidade de Cu foi considerada como padrão de normalização porque esta unidade é a mais homogénea do ponto de vista litológico, e a mais evoluida do ponto de vista de maturidade químico-mineralógica. Contudo apresenta alguma variação geoquímica mais condicionada à distribuição geográfica do que à variação da composição litológica. Assim para avaliar o grau de variação geoquímica dentro da unidade realizámos diagramas de normalização individualizando as litologias e dois sectores geográficos (fig. 4.3).

São normalizadas à média ponderada da Unidade Cu as médias aritméticas das litologias do sector geográfico restrito ao limite SW da RVPA, cujas litologias são filitos-Cu(T) e gresofilitos-Cu(T)), e as médias aritméticas de idênticas litologias dos restantes sectores da Unidade Cu, legendadas no diagrama como filitos-Cu(NE) e gresofilitos-Cu(NE). Nos elementos maiores as variações mais acentuadas dentro da Unidade Cu são marcadas pelo MnO pelo CaO (fig. 4.3). Para o MnO verifica-se que apenas os filitos-Cu(NE) apresentam enriquecimento relativamente à média ponderada da unidade, sendo este enriquecimento resultante da composição granatífera de alguns filitos, nomeadamente as amostras MA 160; MA 163 e MA 219 que definem um alinhamento marcado na proximidade do contacto com a Unidade FN.

O enriquecimento em MnO no contacto das duas unidades poderá ser consequência da migração do Mn da Unidade FN (com condições redutoras) para a interface com a sequência de condições oxidantes (a Unidade Cu) (Bonatti et al., 1971; Colley et al,

1984). São estas amostras as responsáveis pelo elevado valor do teor em MnO da média ponderada da Unidade Cu, muito acima do valor da média das outras unidades (Tabela 4.3).

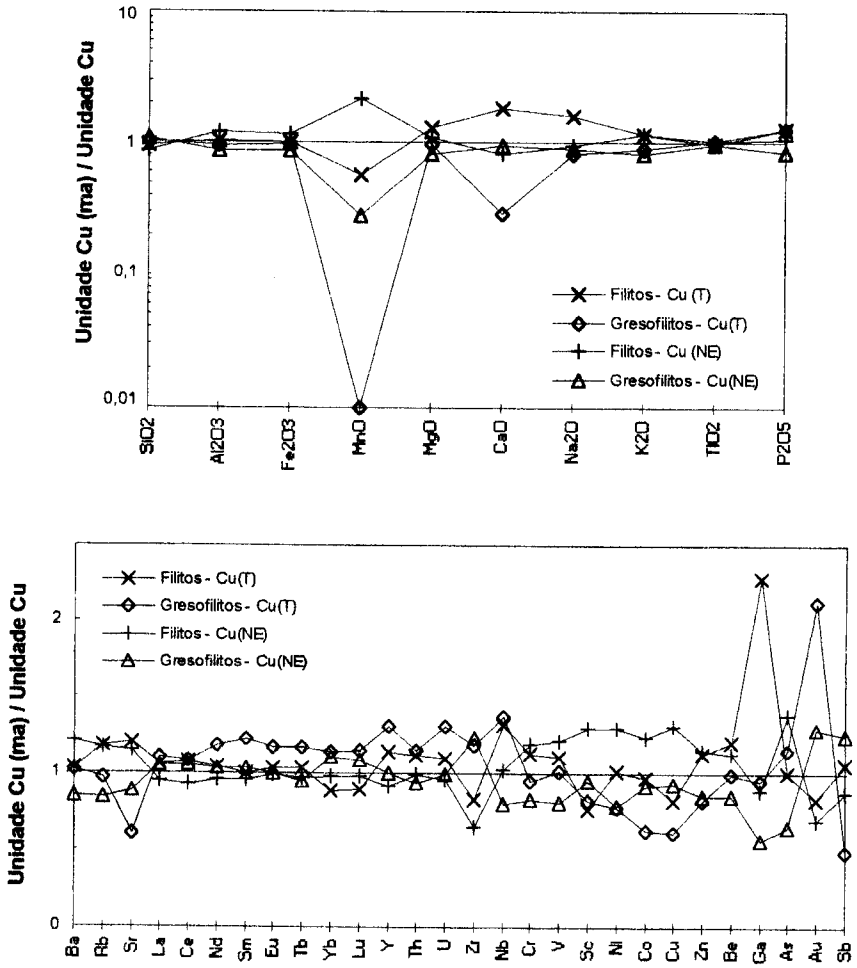


Fig. 4.3 - Normalização da composição média aritmética (ma) das litologias da Unidade Cu, à média ponderada da unidade, discriminando dois sectores geográficos: o sector SSW da RVPA, cuja amostragem é designada por Cu (T), e os restantes afloramentos da unidade, mais a NE, cujas litologias vêm legendadas como Cu(NE). NOTA: O diagrama superior está representado em escala logarítmica e o diagrama inferior em escala aritmética.

Para o CaO e em menor escala para o Na_2O apenas os filitos-Cu(T) apresentam enriquecimento em relação à média da unidade (fig. 4.3).

As variações no conteúdo em elementos menores, embora se verifiquem numa ordem de grandeza muito inferior (fig. 4.3), poderão ser bastante mais significativas, e serão consideradas detalhadamente no ponto 4.2.5.

Sendo as duas unidades do DETM litologicamente muito diferentes, serão de esperar diferenças geoquímicas acentuadas entre elas (fig. 4.4). A Unidade FN, relativamente à Unidade Cu, tem teores bastante mais baixos de todos os elementos maiores, com excepção do SiO_2. Os teores são acentuadamente mais baixos nos liditos do que nos quartzofilitos. Os espectros de normalização dos elementos menores da Unidade FN à Unidade Cu são bastante semelhantes para as duas litologias, embora os quartzofilitos apresentem em geral teores também mais elevados. Ambas as litologias são relativamente à Unidade Cu, mais ricas em U e em V. Os quartzofilitos apresentam enriquecimento em Co e Cu. Os liditos são comparativamente muito pobres em Th, Zr e Nb.

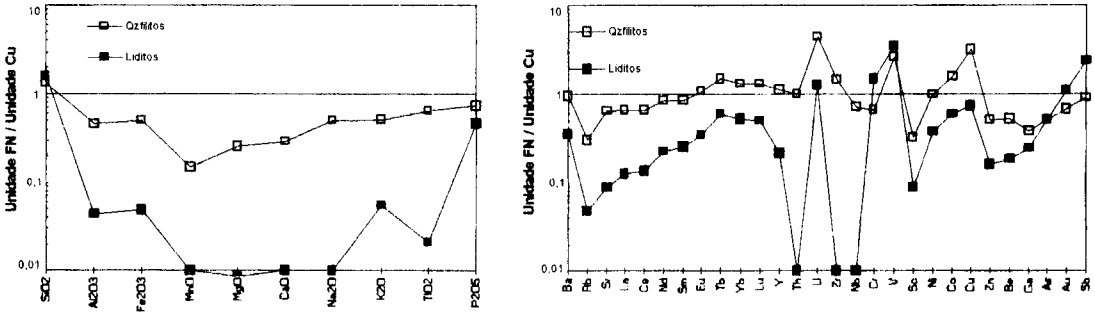


Fig. 4.4 - Normalização da composição média aritmética por litologia, da unidade FN à média ponderada da Unidade Cu.

Nos diagramas de normalização à Unidade Cu das diferentes litologias das unidades do DEC (fig. 4.5) constata-se que:

⇒ Quer as litologias filitosas, quer as quartzofeldspáticas das unidades SE, Ra e AC, do DEC são relativamente mais ricas em Na_2O e sobretudo em CaO, e têm mais

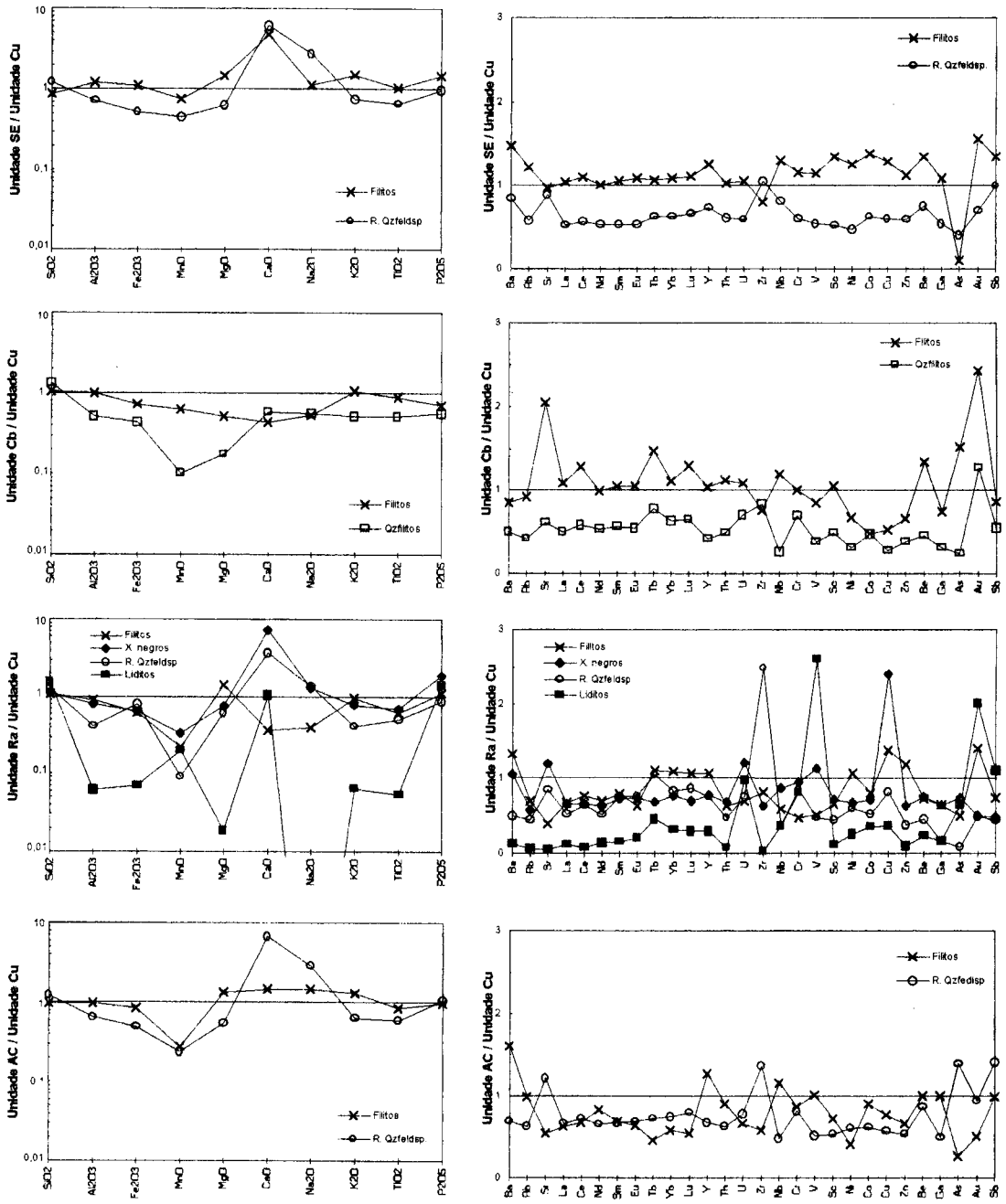


Fig. 4.5 - Normalização da composição média aritmética por litologia, das Unidades do DEC, à média ponderada da Unidade Cu. Os diagramas de normalização dos elementos maiores estão em escala logarítmica e os diagramas de normalização dos elementos menores em escala aritmética.

baixos teores em MnO. A excepção é a Unidade Cb que não evidencia nenhuma riqueza relativa nos elementos maiores, com excepção da sílica, e onde o défice comparativo em MnO se regista apenas nas litologias quartzofilitosas e não nas filitosas (é importante realçar que dispomos sómente de uma amostra de filitos

nesta unidade, pelo que poderá haver um problema de representatividade da amostragem).

⇒ Na Unidade Ra, a mais variada litologicamente, os liditos são a litologia cujo espectro de normalização à unidade Cu é mais empobrecido, quer em elementos maiores quer em elementos menores, embora nestes se registem alguns picos de anomalias positivas, nomeadamente o V, o Cu e o Au. Os xistos negros têm um espectro de normalização muito semelhante ao das rochas QF.

⇒ As litologias pelíticas mostram-se, em geral, enriquecidas em elementos menores relativamente às litologias mais siliciosas, porque a maioria dos elementos menores são adsorvidos e incorporados nos minerais argilosos, e verifica-se um efeito de diluição pela sílica nas litologias mais gresosas. São excepção a esta diluição o Sr (só nas rochas QF) e o Zr.

⇒ As Unidade SE e AC têm perfis de normalização muito idênticos, no que se refere às litologias quartzo-feldspáticas, mas apresentam maiores diferenças no que respeita às litologias filitosas. Os filitos da Unidade AC têm uma composição em elementos maiores muito próxima da Unidade Cu, com excepção do défice em Mn, mas têm défice comparativo na maioria dos elementos menores, com excepção de Ba, Y, Nb e V.

⇒ Os filitos das Unidades SE e Cb, relativamente à Unidade de Cu, são enriquecidos em TR, e os filitos da Unidade Ra são enriquecidos apenas em TRP, havendo empobrecimento relativo em todas as outras unidades e litologias. Em todas elas se verifica que o patamar de normalização das TRP é ligeiramente mais elevado que o patamar das TRL. Esta relação pode resultar do conteúdo em zircão, já que este mineral pode induzir um enriquecimento preferencial das TRP (Taylor et al., 1986), mas todas as litologias apresentam empobrecimento relativo em Zr, com excepção das rochas QF das Unidades SE, Ra e AC.

⇒ Serão feitas considerações mais detalhadas sobre o conteúdo nos elementos metálicos mais móveis, Zn, Cu, Sb e Au, para o capítulo 5, onde será discutido o significado da distribuição destes elementos, cujo conteúdo é fortemente afectado pela presença de minerais metálicos secundários, sobretudo sulfuretos. Contudo, desde já importa realçar as relações de enriquecimento e empobrecimento em geral opostas entre o As, o Sb e o Au. Verifica-se também que na maioria das unidades, há teores em Au mais elevados nas litologias pelíticas do que nas litologias mais quartzosas.

⇒ Os elementos de fonte máfica, Sc, V, Cr, Co e Ni estão empobrecidos, relativamente à unidade Cu, em todas as unidades do DEC, sendo o V e o Cr aqueles que regitam um menor empobrecimento. São excepção os filitos da Unidade SE, enriquecidos em todos os elementos referidos e também em Al_2O_3, Fe_2O_3 e K_2O, o que significa que o conteúdo naqueles elementos está relacionado com os minerais de argila, sobretudo com a ilite.

4.2.4 - SIGNIFICADO DA COMPOSIÇÃO EM ELEMENTOS MAIORES

A caracterização da composição química de cada uma das unidades litoestratigráficas será feita detalhadamente, tentando explicar o significado mineralógico e geológico das diferenças geoquímicas entre as unidades.

Na figura 4.6 apresenta a legenda e a designação de todas as unidades litoestratigráficas envolvidas nos diagramas seguintes. Será a legenda comum a todos os diagramas onde se verifique individualização por unidade litoestratigráfica. Para facilitar a leitura dos diagramas separaremos a representação das unidades do DETM e do DEC.

As unidades do sector Oeste da falha Régua-Verin e as duas amostras do CXG serão consideradas num estudo comparativo sucinto, considerando para tal apenas as representações diagramáticas mais importantes.

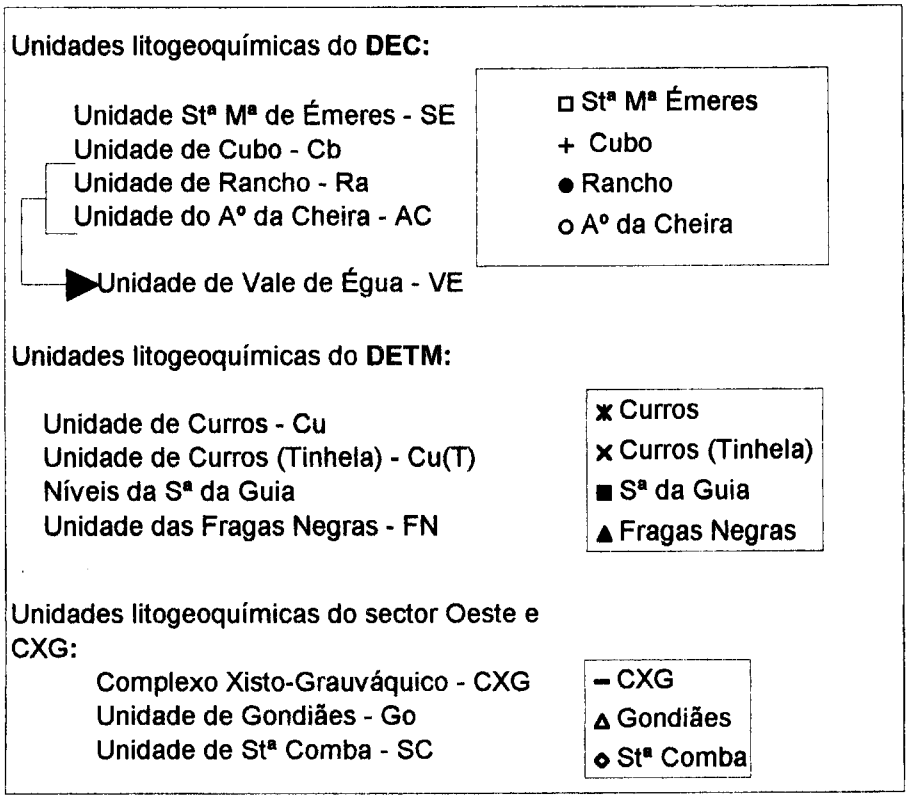


Fig. 4.6 - Legenda comum a todos os diagramas litogeoquímicos, discriminados por unidades.

4.2.4.1 - DIAGRAMAS QUÍMICO-MINERALÓGICOS

Les donnés chimiques peuvent être traitées par réference à des "modèles". Dans ***le cas des roches, "l'association minérale"*** *est le modèle qui s'impose le plus immédiatement à l'esprit, hors de toute hypothèse génètique.*

..... bien loin de retarder l'emploi des moyens modernes de calcul, l'étude graphique préliminaire permettra d'en éclairer le sens et la formulation. Hubert de La Roche,1966.

Os dados analíticos relativos à composição química global das rochas poderão ser tratados seguindo diversas metodologias, nomeadamente um tratamento puramente estatístico. Contudo deverá sempre atender-se ao facto do quimismo global duma

rocha ser o reflexo da associação de diferentes entidades geoquímicas - os minerais constituintes. Nunca poderemos ser muito conclusivos num estudo litogeoquímico se não atendermos à composição mineralógica das amostras envolvidas.

Uma das formas de tratamento dos dados relativos aos elementos maiores será a utilização de sistemas paramétricos que relacionem a composição química global de uma rocha, com a sua composição mineralógica. A aplicação desta metodologia pressupõe o conhecimento petrográfico e mineralógico prévio das litologias envolvidas e deverá ser o ponto de partida para outras formas de tratamento dos dados geoquímicos, nomeadamente o tratamento estatístico, porque permitirá avaliar o significado das discriminações e tendências que se vierem a manifestar.

A aplicação destes sistemas paramétricos num sistema gráfico de representação química-mineralógica foi inicialmente feita no domínio das rochas ígneas, sobretudo das rochas plutónicas, mas foi depois alargado às rochas vulcânicas e às rochas sedimentares. Os diagramas "clássicos" aplicados por La Roche (1966, 1968) e Moine (1974) são disso exemplo. A aplicação destes diagramas às rochas sedimentares ou metassedimentares detríticas é facilitada pelo facto de os pólos mineralógicos da fracção detrítica não serem muito diversificados (Bourguignon, 1988), mesmo para diferentes graus de maturidade mineralógica. A composição da fracção detrítica varia fundamentalmente entre os pólos: quartzo, feldspatos e minerais de argila.

Os parâmetros químicos representados nos diagramas que se seguem são expressos em milicatiões, por 100gr de rocha.

4.2.4.1.1 -Unidades do DETM e do DEC

- Diagrama Al/3-K = f (Al/3-Na) (La Roche, 1968)

Este diagrama permite avaliar a natureza ígnea ou sedimentar de uma unidade litológica, assim como o grau de maturidade químico-mineralógica dos sedimentos. Esta maturidade está directamente relacionada com o parâmetro Al/3-Na (fig. 4.7), uma vez que a evolução geoquímica no ciclo sedimentar é acompanhada por forte diminuição da razão Na/Al, enquanto o K permanece ligado ao Al. O diferente comportamento do Na, do K e do Al no ciclo sedimentar (Wronkiewicz & Condie, 1987; Nesbitt &Young, 1989) e na génese de rochas vulcânicas (La Roche, 1968), tem na representação deste diagrama, um efeito de dispersão da composição feldspática e da composição argilosa e um efeito de concentração das composições pobres em Al, Na e K, projectando na origem o quartzo, os carbonatos, e a maioria dos ferromagnesianos. Os minerais mais comuns nos sedimentos detríticos agrupam-se ou sobre a origem ou na parte mais à direita do gráfico (sedimentos mais maduros do ponto de vista mineralógico), definindo um "domínio sedimentar", cuja maior proximidade ao eixo positivo das abcissas poderá ser indicador de fácies de bacias confinadas. Os "shales" ocupam a parte mediana entre o semi-eixo positivo da abcissa e a bissectriz Na=K. As litologias ígneas, nomeadamente as vulcânicas situam-se no sector correspondente a valores negativos do parâmetro Al/3-Na.

A aplicação deste diagrama às unidades litoestratigraficas da RVPA é favorecida pelo facto de se projectarem junto à origem apenas as litologias mais siliciosas, uma vez que nas fácies envolvidas não estão representadas litologias carbonatadas.

Sobre o diagrama da figura 4.8a) as unidades litoestratigráficas do DETM, respectivamente a Unidade FN e a Unidade Cu, evidenciam diferenças coerentes com as composições litológicas que antes foram referidas.

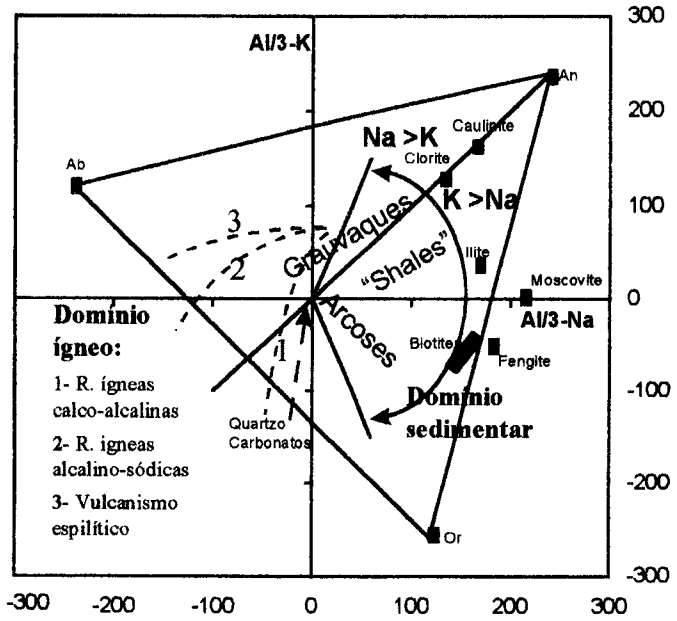
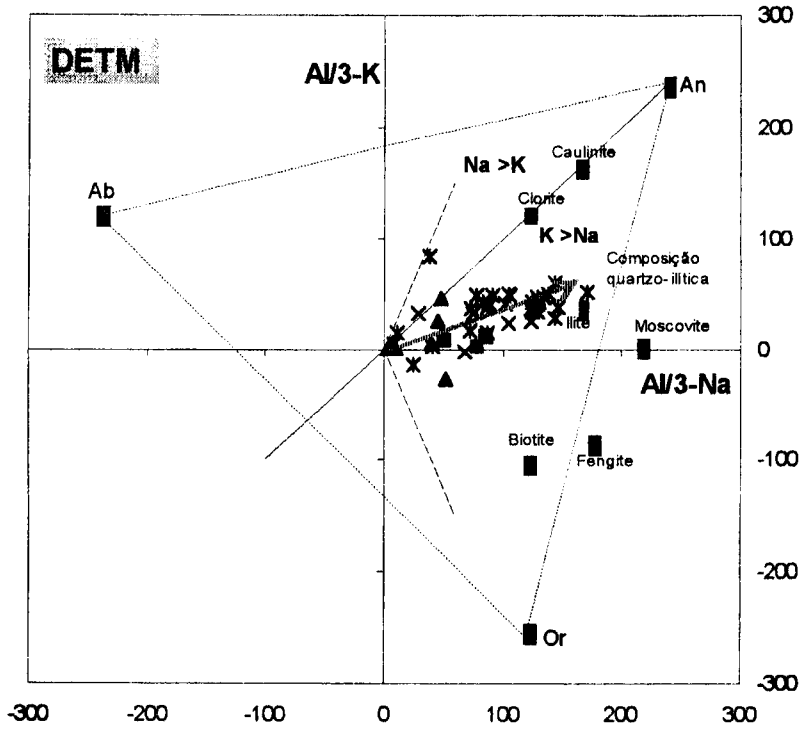
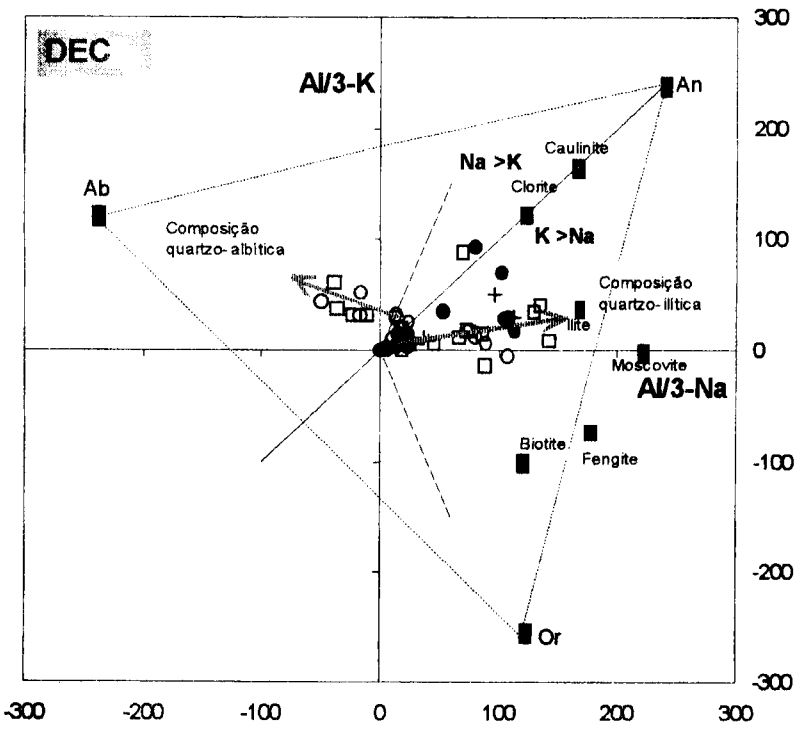


Fig. 4.7 - Diagrama Al/3-K =f (Al/3-Na) (La Roche, 1968), com a representação dos domínios litológicos e a projecção dos principais minerais envolvidos.

As amostras da Unidade Cu projectam-se quase na totalidade no domínio dos "shales", com fácies de composição greso-filitosa, que no seu conjunto definem uma tendência quartzo-ilítica, embora numa posição entre a ilite e a clorite-caulinite, o que é indicador de que os protólitos sedimentares das litologias desta unidade tinham uma composição ilítico-clorítica (argilosa), não tendo nem feldspato potássico nem biotites detríticas, e possivelmente também pouca ou nenhuma mica branca detrítica. Na unidade é excepção a amostra MA 117 projectada sobre a linha de separação entre o sector ígneo e o sector sedimentar (no domínio dos grauvaques), devido a uma albititização possivelmente secundária, uma vez que se observa um veio albítico com abundância de esfena e leucoxena. As amostras que se projectam junto à origem são os quartzofilitos (MA 167 e MA 181) e as amostras com silicificação secundária importante, concretamente as amostras do alinhamento das cortas de Três Minas (amostras MA127, MA147 e MA180). O grupo das amostras Cu(T) não apresenta neste diagrama discriminação importante relativamente à unidade Cu. Os liditos e os quartzofilitos da Unidade FN projectam-se na origem ou na proximidade desta.



a)



b)

Fig. 4.8 - Diagrama Al/3-K =f (Al/3-Na) (La Roche, 1968), aplicado às unidades litoestratigráficas da região VPA, respectivamente do DETM (a) e do DEC (b). (Ver legenda na fig. 4.6).

No conjunto das unidades do DETM há duas amostras que se projectam próximo da origem, abaixo da abcissa positiva (fig. 4.8a) (amostras MA 167 da Unidade Cu e amostra MA 221 da Unidade FN). Trata-se de litologias quarzto-filitosas posicionadas sobre a linha de composição quartzo-fengítica, mas a proximidade ao eixo das abcissas também poderá ser indicador de um meio de deposição confinado, compatível com a riqueza em matéria orgânica da Unidade FN.

As três amostras referenciadas como Sª da Guia (MA 185; MA 190 e MA 212) que correspondem a rochas quartzo-feldspáticas fortemente cisalhadas, projectam-se relativamente próximo da origem, com valores baixos, mas positivos, do parâmetro Al/3-K, apesar da abundância de cristais de feldspato K. O protólito destas rochas não poderia ter uma composição granítica ou arcósica, mas seria uma rocha com grandes cristais de tendência automórfica (felspatos potássicos pertíticos e quartzos, tal como foi descrito no capítulo 3) numa matriz de composição essencialmente argilosa, que é evidenciada pela sua composição bastante aluminosa. Apesar da sua composição em felspato K estas rochas projectam-se sobre uma linha de composição quartzo-ilítica.

Nas unidades do DEC (fig. 4.8b), a tendência mais marcada pela globalidade das unidades litoestratigráficas, posiciona-se sobre uma linha de variação quartzo-ilítica a quartzo-moscovítica (filitos e quartzofilitos), muito próxima ao semi-eixo positivo das abcissas. Esta proximidade à abcissa, por vezes com valores negativos do parâmetro Al/3-K (amostras MA 20 e MA 130) pode ser consequência da presença de feldspato potássico detrítico (idendificado em algumas litologias), de biotite detrítica ou de mica branca com uma composição fengítica. As amostras MA 20 e MA 130 não têm feldspato potássico, mas são muito ricas em mica branca, e o estudo mineralógico de amostras das mesmas unidades e no mesmo contexto evidencia uma composição fengítica com 20 a 35% de celadonite (fig. 3.4a). Esta tendência geoquímica poderá ter sido acentuada pela alteração supergénica, tendo a lixiviação do Na ou de algum Ca, resultado num enriquecimento relativo do K (a amostra MA 130 tem

macroscópicamente o aspecto de uma rocha calcossilicatada alterada, embora no seu estudo petrográfico não tenha sido identificado nenhum mineral cálcico).

Mas as unidades do DEC definem uma outra tendência de variação, de sentido oposto à anterior, marcada por uma composição mineralógica quartzo-albítica. As litologias que marcam esta tendência pertencem às unidades SE e AC, apresentam valores negativos do parâmetro Al/3-Na, com predomínio de Na sobre o K, e por isso são projectadas no campo das rochas ígneas (fig. 4.8b) (amostras MA 22, MA 24, MA 203, MA 223A da Unidade SE e amostras MA 36, MA122 e MA161 da Unidade AC). Algumas das litologias quartzo-feldspáticas (listrados +/- biotíticos), pertencentes às Unidades SE, AC e Ra definem uma sub-população sobre a bissectriz Na=K, muito próxima da origem (amostras MA123; MA145; MA157 e MA162 da Unidade AC; amostras MA17 e MA158 da Unidade Ra e amostras MA110; MA201 e MA224 da Unidade SE). Esta sub-população em conjunto com a sub-população projectada do domínio ígneo do diagrama, define uma tendência de variação entre um pólo quartzoso e um pólo mais albítico, que corresponde ao "campo dos grauvaques" (fig. 4.7 e fig. 4.8b), indiciador de um contributo vulcânico. É importante referir que petrográficamente não foram identificados metagrauvaques nestas unidades. As litologias quartzo-feldspáticas que apresentam albite de recristalização metamórfica teriam como protólitos rochas vulcânicas epiclásticas, com atributos vulcânicos e sedimentares (Hibbard, 1995), mas sem diferenças granulométricas consideráveis nas fracções detríticas, correspondendo à mistura de uma fracção siliciclástica fina com cinzas vulcânicas alcalino-sódicas a calco-alcalinas. Os leitos centimétricos de rochas calcossilicatadas que surgem finamente intercalados nestas litologias (amostras MA22A e MA156, respectivamente da Unidade SE e Ra, projectadas no domínio sedimentar com valores de Na ligeiramente superiores a K) poderão representar níveis com uma contribuição vulcânica de composição mais cálcica ou níveis essencialmente argilosos com algum cimento carbonatado associado.

É importante referir que as litologias englobadas nas duas tendências de variação de composição se apresentam intercaladas a uma escala centimétrica a decimétrica, nas

unidades AC, Ra e SE. Apenas na Unidade AC as litologias quartzo-feldspáticas (R. QR) têm uma espessura métrica e uma preponderância volumétrica mais acentuada (Tabela 4.2).

Na Unidade Cb, posicionada a topo da Unidade Ra, com litologias quartzíticas e quartzofilitosas a filitosas, a amostragem projecta-se ou próximo da origem, ou no domínio dos "shales", entre a ilite e a clorite-caulinite (fig. 4.8b).

- Diagrama Q = f(P) (La Roche, 1966)

O diagrama anterior não tinha em conta a sílica, que é um dos componentes químicos essenciais, quer das rochas sedimentares quer das vulcânicas. Nas rochas detríticas é importante quer na fracção arenosa quer na argilosa, embora com um comportamento geoquímico complexo no ambiente sedimentar (Moine, 1974), dependendo da fase mineralógica em que está representada, uma vez que no quartzo, o mineral mais resistente, a sílica funciona como elemento imóvel, mas nos aluminossilicatos, a sílica é bastante mais móvel que a alumina.

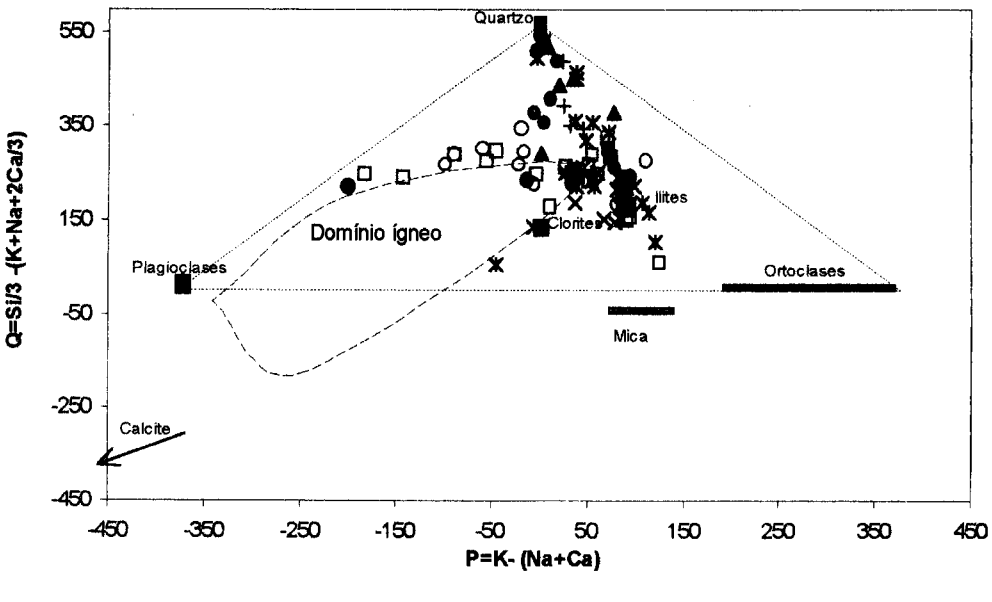
O diagrama Q=f(P), de coordenadas rectangulares, considera três minerais como pólos de um triângulo quase equilátero: o quartzo, o felspato potássico e a plagioclase (fig. 4.9a), que são os minerais essencias das rochas ígneas. Nas rochas sedimentares, a evolução geoquímica tende ou no sentido de um pólo muito silicioso, representado mineralogicamente pelo quartzo (o mineral mais estável), quer em fácies de carácter areno-detrítico, evoluídas em termos texturais, quer em fácies finas onde a sílica de precipitação predomina (como nos liditos, por exemplo), ou no sentido de um pólo alumino-silicoso, representado essencialmente por minerais de argila, que constituem as fácies mineralogicamente mais estáveis e evoluídas no ambiente sedimentar.

No ciclo sedimentar o Na e o K têm um comportamento muito diferenciado (Wronkiewicz & Condie, 1987; La Roche, 1968; Moine, 1974) como já foi referido no diagrama anterior. Na zona de alteração há partida preferencial do Na, relativamente ao K (Nesbitt &Young, 1989), e na zona de sedimentação há fixação preferencial do K relativamente ao Na, razão pela qual a evolução sedimentar é acompanhada em geral, por diminuição do Na, mas não do K.

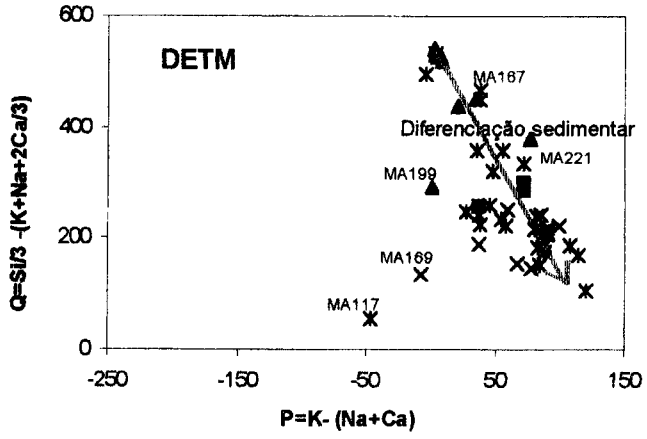
Aplicando o diagrama Q = f(P) às unidades dos dois domínios estruturais, verificam-se duas tendências distintas na variação na composição química, uma delas marcada apenas pelas unidades do DEC (fig. 4.9b e c).

As unidades do DETM (fig. 4.9b) marcam uma linha de variação única entre o pólo silicioso e o pólo potássico com composição próxima das ilites. A unidade FN tem a maioria das amostras (liditos) soprepostas sobre o pólo quartzo e os quartzofilitos projectam-se sobre a linha quartzo-ilítica, relativamente próximo do pólo quartzo, verificando-se na amostra MA 199 algum afastamento dirigido para o pólo plagioclase, devido ao seu conteúdo em Na_2O. As amostras da Unidade Cu projectam-se maioritáriamente numa posição próxima da ilite, embora com algumas amostras numa posição intermédia sobre a linha quartzo-ilite (os gresofilitos) ou muito próximo do pólo quartzo (os quartzofilitos e as rochas silicificadas).

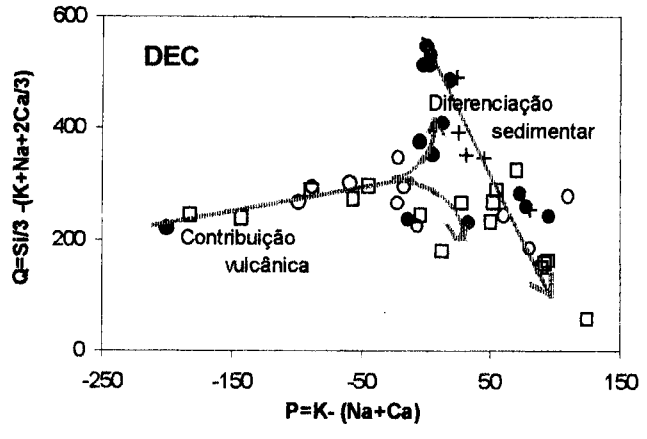
As amostras designadas por Cu(T) têm uma composição entre a clorite e a ilite, e as amostras da S^a da Guia projectam-se sobre a linha quartzo-ilite, mas com um valor do parâmetro Q ligeiramente superior ao das amostras Cu(T). A projecção das amostras MA117 (Cu) e MA 169 (Cu-T) resulta de processos secundários, respectivamente o preenchimento de veios albíticos secundários e alteração hidrotermal.



a)



b)



c)

Fig. 4. 9 - Diagrama Q=f(P) (La Roche, 1966): a) Aplicado às unidades litoestratigráficas do DETM e do DEC e considerando o contexto mineralógico do diagrama; b) e c) Pormenor do diagrama anterior, considerando separadamente a projecção das unidades do DETM (b) e do DEC (c).

As unidades do DEC no diagrama Q=f(P) definem duas linhas de variação, aproximadamente perpendiculares uma à outra (fig. 4.9c). Uma delas coincide com a tendência marcada pelas unidades do DETM, sobre a linha quartzo-ilítica. A outra linha de variação define-se perpendicularmente à anterior, entre uma composição calco-sódica (P=-200), e a intersecção com a tendência anterior nas composições correspondentes a valores de P=-20 a 0, verificando-se um ligeiro aumento do parâmetro Q (de 225 para 300) por diminuição muito mais acentuada do parâmetro P (de -200 para -20). Esta tendência de variação geoquímica é interpretada como resultante de uma contribuição vulcânica, com uma possível composição média tonalítica (existem termos mais ricos em Na e outros mais ricos em Ca, mas sem variação significativa do conteúdo em sílica) sucessivamente menor na direcção da linha de diferenciação sedimentar.

Para valores de K-(Na+Ca) superiores a -20 a linha de variação que indicia a contribuição vulcânica manifesta uma divergência entre uma composição mais siliciosa e ainda um pouco sódica com valores de K-(Na+Ca) próximos de zero e marcada pelas amostras das Unidade Ra e AC, e uma composição química sucessivamente mais próxima da clorite e da ilite, com termos representativos das unidades SE, Ra e AC. Esta divergência aponta no sentido de que nas fácies com menor contributo vulcânico, o efeito do "sorting" mineralógico sedimentar passa a ter papel preponderante, com um brusco aumento ou uma rádida diminuição do parâmetro Q.

De entre as unidades do DEC só a Unidade Cb não define esta última tendência de variação litogeoquímica, pois todas as suas amostras se projectam sobre a linha quartzo-ilite, e portanto sobre uma linha de evolução sedimentar.

É importante referir que em ambos os domínios estruturais as litologias que marcam a diferenciação sedimentar têm valores do parâmetro K-(Na+Ca) variando apenas entre 0 e 100, o que é significativo de que as fácies envolvidas têm considerável maturidade composicional (Nesbitt & Young, 1989; Wronskiewicz & Condie, 1987;

1989). Esta maturidade é acompanhada pela grande diminuição do parâmetro Si/3-(K+Na+2Ca), desde um pólo quartzoso até um pólo argiloso, mas com a grande maiora das amostras projectadas nos extremos, o que é significativo da maturidade textural por efeito do "sorting" sedimentar.

- Diagrama Na/Al=f(K/Al) (Moine, 1974)

Este diagrama químico-mineralógico, que tem como pólos a albite, o feldspato potássico e os minerais de argila e que não considera o quartzo (nem os carbonatos), permite fazer a descriminação geoquímica entre as litologias grauvacóides, os "shales" e as litologias arcósicas. Embora se considerem aqui os mesmos elementos químicos que foram envolvidos nos parâmetros do diagrama Al/3-K =f (Al/3-Na) (La Roche, 1968), ou seja o Na, o K e o Al, o facto de neste diagrama se projectarem como parâmetros as razões Na/Al e K/Al permite uma representação bastante discriminante para as unidades em estudo devido às acentuadas diferenças nessas razões entre as unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais (fig. 4.10 a e b).

No DETM é bem notória a homogeneidade geoquímica da Unidade Cu, definindo uma população sem dispersão, e alongada sobre a linha de (Na+K)/Al=0,3, no campo dos "shales", com uma composição muito próxima da ilite (fig. 4.10a). São excepção as amostras com silicificação e cloritização hidrotermal que têm valores de K/Al baixos (amostras MA 180, MA181, MA 127 e MA 147 da Unidade Cu e amostra AD 59 da Unidade FN) e as amostras MA 221 e MA167, que são ambas quartzofilitos (respectivamente da Unidade FN e Cu), com pouca moscovite e uma biotite incipiente. Os liditos da Unidade FN posicionam-se sobre a abcissa (Na/Al=0), no campo das ilites.

As amostras da S^{a}. da Guia definem em conjunto com as amostras MA 169; MA 171; MA 183 e MA 208 (amostras Cu-T) suas encaixantes, um conjunto bem

individualizado no diagrama (fig. 4.10a), posicionado sobre a linha (Na+K)/Al=0,4, que apresenta alguma tendência para o pólo mais arcósico, devido à presença de feldspato potássico. Este conjunto tem relativamente à maioria das amostras da Unidade Cu um aumento, quer da razão Na/Al quer da razão K/Al. A tendência arcósica está mineralógicamente expressa nas amostras da Sª da Guia, por grandes cristais automórficos de feldspato potássico. Nas restantes amostras deste conjunto (amostras Cu-T), a posição no diagrama resulta fundamentalmente do conteúdo em Na2O que apresentam, mas não têm feldspato potássico. Não são do ponto de vista geoquímico, nem mineralógico iguais às rochas da Sª da Guia, embora estejam no seu alinhamento e no seu encosto a norte e a sul.

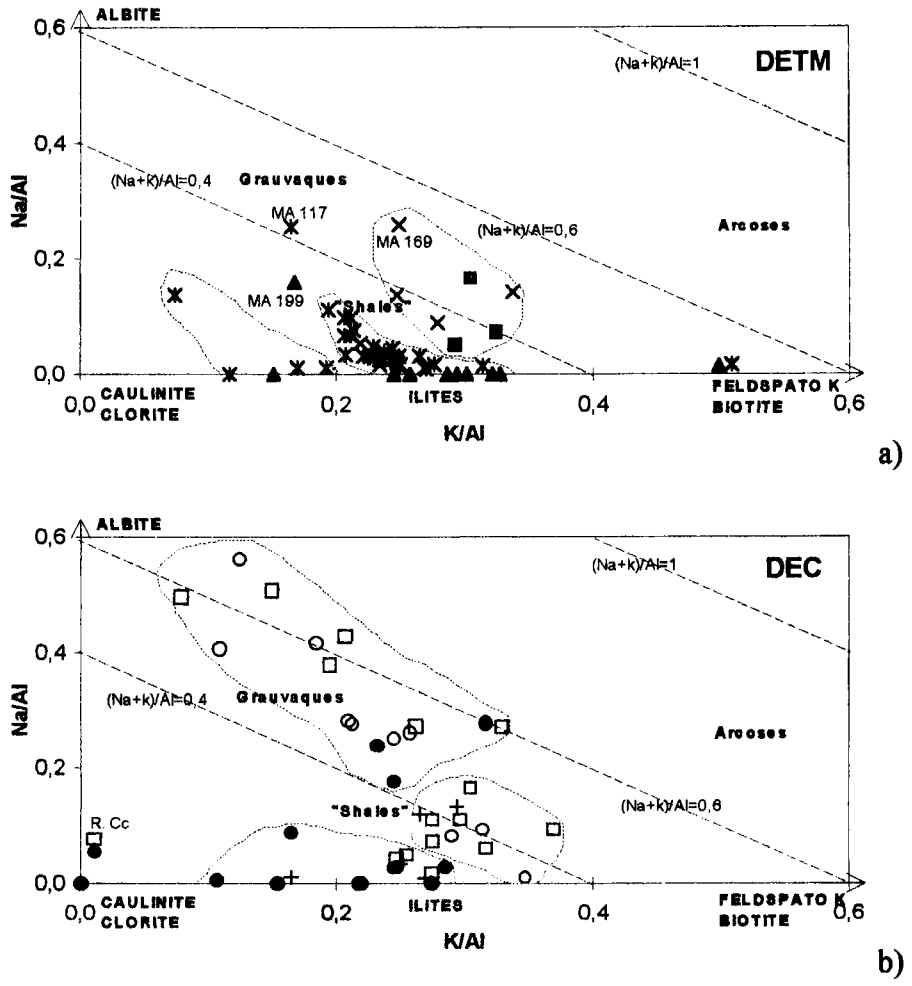


Fig. 4.10 - Diagrama Na/Al = f(K/Al) (Moine, 1974) aplicado às unidades litoestratigráficas do DETM (a) e do DEC (b).

No DEC, a maioria das amostras das Unidades SE, Ra e AC, definem um campo alongado em direcção ao pólo albítico, sobre a linha de composição (Na+K)/Al=0.6, abrangendo o campo dos grauvaques (fig. 4.10b). Um outro conjunto, compreendendo amostras de quarztofilitos biotíticos (listrados biotíticos), alguns deles com feldspato potássico, das unidades SE, Cb e AC, posiciona-se sobre a linha (Na+K)/Al=0.4, numa posição equivalente à das rochas da Sª da Guia. São excepção a esta tendência as rochas calcossilicatadas das unidades SE e Ra. Os filitos de todas as unidades do DEC projectam-se no campo das ilites e as amostras de liditos da Unidade Ra e os quartzofilitos da Unidade Cb têm valores de K/Al relativamente mais baixos.

Nas unidades do DETM a razão K/Al é mais discriminante que a razão Na/Al, enquanto nas unidades do DEC se verifica o contrário. Ou seja, as unidades do DETM têm maior variação do valor K/Al, para valores sempre relativamente baixos de Na/Al, enquanto as unidades do DEC têm maior variação da razão Na/Al. Comparando os filitos das unidades dos dois domínios estruturais, podemos afirmar que os filitos do DETM (Unidade Cu) têm valores de (Na+K)/Al um pouco mais baixos do que os filitos do DEC (Unidades SE, Cb, Ra e AC) (fig. 4.10 a e b).

As litologias ricas em matéria orgânica de ambos os domínios estruturais apresentam baixas razões Na/Al, indicando elevada maturidade geoquímica. Os liditos da unidade FN tem razões K/Al equivalentes à dos filitos das Unidades SE, Ra e AC, mas têm mais baixa razão Na/Al. Os liditos e os xistos negros da Unidade Ra têm razões K/Al muito baixas, tendo alguns deles, nomeadamente a amostra AD15 razões equivalentes à clorite, justificadas por cloritizações secundárias importantes.

- Diagrama Al-(Na+K+2Ca)=f (Fe+Mg+Ti) (Debon & Lefort, 1983)

A composição ferromagnesiana está mineralogicamente associada à fase argilosa como é bem evidenciado em diagramas que discriminem a fracção aluminosa e a

ferromagnesiana. O diagrama A-B (Al-(Na+K+2Ca))=f (Fe+Mg+Ti) (Debon & Lefort, 1983), embora tenha sido elaborado para definir associações magmáticas, foi aplicado às unidades metassedimentares em estudo, realçando uma boa correlação linear positiva entre os dois parâmetros (fig. 4.11).

A unidade mais rica em minerais ferromagnesianos é a unidade mais aluminosa - a Unidade Cu, sobrepondo-se-lhe no diagrama as litologias mais aluminosas da Unidade SE. A maioria das amostras da Unidade Cu projecta-se acima da linha ilite-clorite, mas as amostras Cu-T projectam-se sobre ou abaixo da linha ilite-clorite, embora com valores do parâmetro B equivalentes às restantes amostras da unidade o que é significativo do seu carácter menos aluminoso. As Unidades SE e AC projectam-se maioritariamente sobre a mesma linha, mas com valores bastante mais baixos do parâmetro B.

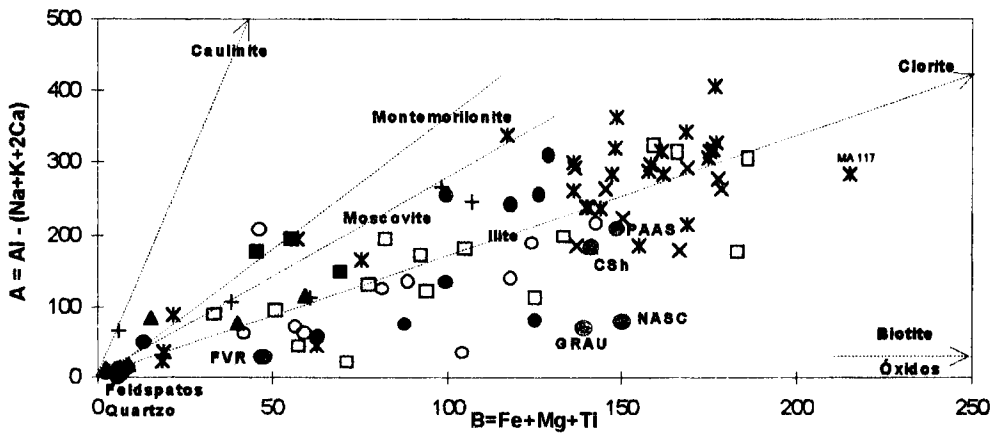


Fig. 4.11 - Diagrama A-B (Debon & Lefort, 1983) considerando todas as unidades litogeoquímicas dos dois domínios estruturais. Foram projectadas algumas composições médias de referência: NASC - North American Shale Composite (Gromet et al., 1984); PAAS - Post -Archaen Australian average sedimentary rocks (Taylor & McLennan, 1985); FVR - Felsic Volcanic rocks; CSh- Cratonic Shales (fanerozóicos); GRAU - Grauvaques (paleozóicos) (Condie,1993).

Para as litologias siliciosas, quartzofeldspáticas e quartzofilitosas o diagrama de Debon & Lefort é pouco discriminante. Projectando no parâmetro A a razão

Al/(Na+k+2Ca), em vez da diferença Al-(Na+K+2Ca) consegue-se melhor discriminação (fig.4.12).

As Unidades Cu, Cb e FN têm valores da razão Al/(Na+K+2Ca), idênticas e bastante elevadas comparativamente com os valores NAAS e PAAS, o que é significativo de uma grande maturidade composicional tanto nas litologias muito siliciosas, como nas pouco siliciosas destas unidades. Não há fácies de quartzitos puros. Quer os quartzitos da Unidade Cb, quer os liditos das Unidades FN e Ra são sempre um pouco aluminosos, verificando-se que embora a percentagem de sílica, reflectindo a percentagem de quartzo, tenha um efeito de diluição mais ou menos importante, a razão entre alumina e os elementos móveis é idêntica nas litologias siliciosas e nas argilosas, o que é indicador de idêntica evolução química em diferentes graus de maturidade textural.

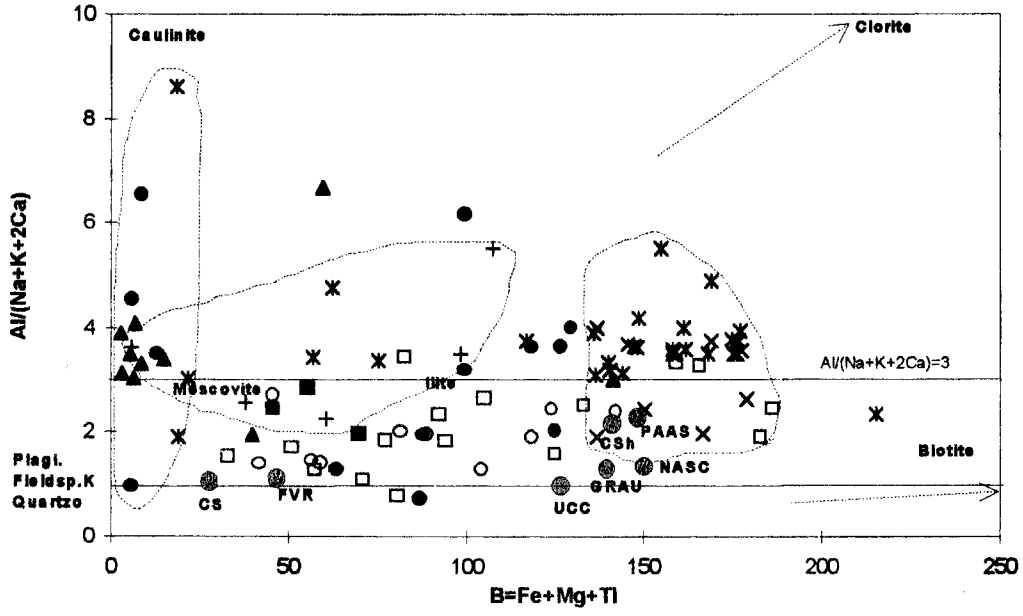


Fig. 4.12 - Diagrama A-B considerando como parâmetro A a razão Al/(Na+K+2Ca). Foram projectadas as mesmas composições médias do diagrama anterior e ainda as médias UCC- "Upper Continental Crust" e CS - cratonic Sandstones (fanerozóicos) (Condie, 1993).

O conteúdo em elementos ferromagnesianos é muito diferente consoante o grau de diluição pela sílica. É muito baixo nas litologias muito quartzosas das Unidades FN,

Cb, Ra e Cu, sendo importante referir que as amostras Cu que se projectam mais à esquerda no diagrama são aquelas que registaram silicificação acompanhada por lixiviação mais ou menos importante dos elementos mais móveis (sobretudo Na e Ca), resultando na enorme variação e subida do valor Al/(Na+K+2Ca). A maioria das amostras da Unidade Cu são bastante ricas em elementos ferromagnesianos, com valores idênticos às amostras mais argilosas das unidades SE e AC e às médias PAAS e NASC, embora estas tenham valores da razão Al/alcalis mais baixos (fig. 4.12).

A amostras Cu-T têm conteúdo em ferromagnesianos, equivalente ao da maioria das amostras Cu, mas têm valores da razão Al/(Na+K+2Ca) < 3, próximos dos valores das médias PAAS e CSh. Esta descida da razão alumina/elementos móveis é causada pelo conteúdo em Na destas amostras.

As Unidades SE, AC têm valores mais baixos de Al/(Na+K+2Ca), mas ainda ligeiramente superiores aos do NASC e aos da média dos grauvaques paleozóicos (Condie, 1993). O baixo valor do parâmetro Al/(Na+K+2Ca) para as médias NASC, PAAS, CSh e grauvaques paleozóicos deve-se ao teor em CaO que essas médias apresentam. A maioria das amostras das Unidades SE e AC têm valores baixos de ferromagnesianos com valores do somatório Fe+Mg+Ti entre 50 e 100. Apenas as amostras de filitos da Unidade SE têm valores do somatório B superiores a 150, mas com valores da razão alumina/alcalis baixos (fig. 4.12). Não existem nestas unidades, amostras com valores do parâmetro B tão baixos como os das amostras siliciosas das Unidades Cb, Ra, FN e Cu.

A Unidade Ra tem uma grande dispersão, sobretudo do valor Al/(Na+K+2Ca), caindo as suas amostras quer no conjunto definido pelas Unidades SE e AC, quer no conjunto definido pelas Unidades FN, Cb e Cu, devido ao facto de os filitos e os xistos negros de Ra terem uma composição relativamente rica em alcalis, ao contrário dos liditos que apresentam uma razão Al/(Na+K+2Ca) relativamente mais elevada, por terem baixos teores em alcalis.

4.2.4.1.2 -Unidades do Domínio a Oeste da falha Régua -Verin

As unidades litogeoquímicas consideradas neste domínio, Unidade de Gondiães (Go) e Unidade de Sª Comba (SC) são correlacionáveis em termos litoestratigráficos, respectivamente com o conjunto das unidades Cu e FN, e com o conjunto das Unidades AC, Ra e SE, como já foi evidenciado no capítulo 2. Estas unidades correspondem a um nível estrutural mais profundo do que o dos domínios DETM e DEC. Este facto implica diferenças nas condições e na cronologia da evolução metamórfica e estrutural dos dois sectores geográficos (Noronha et al, 1979, Ribeiro et al, 1996) representadas por diferentes texturas e paragéneses metamórficas.

A caracterização químico-mineralógica destas unidades permite-nos afirmar que as diferenças geoquímicas, em termos de elementos maiores, entre estas e as unidades do DETM e do DEC são mínimas. As diferenças no químismo global das unidades são fundamentalmente consequência de variações litológicas, que poderão ser resultantes de alguma variação lateral de fácies. Nos diagramas seguintes, em paralelo com as unidades litogeoquímicas consideradas no domínio a Oeste da falha Régua-Verin, serão também projectadas duas amostras de xisto pertencentes ao CXG e localizadas a oeste de Murça, próximo do contacto com os quartzitos armoricanos.

No diagrama Al/3-K = f(Al/3-Na) todas as amostras da Unidade Go (fig. 4.13a) caem dentro da envolvente do conjunto das unidades do DETM, projectadas neste diagrama na figura 4.8a). Só a amostra MA 10A (rocha calcossilicatada) se projecta fora dessa envolvente.

As amostras da unidade SC apresentam grande uniformidade química (fig. 4.13b), ao contrário do que acontece com o conjunto das Unidades SE, Ra e AC, com as quais é correlacionada a unidade SC. A amostragem de que dispomos na Unidade SC não é representativa de todas as litologias, mas apenas das mais pelíticas, o que não permite fazer uma comparação química na globalidade das unidades, mas apenas a

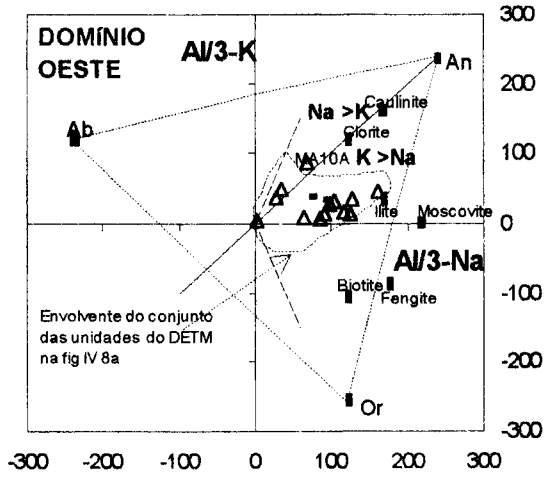
comparação com as litologias mais pelíticas das Unidades do DEC. Comparando estas litologias, verifica-se a proximidade das amostras SC à tendência quartzo-ilítica definida pelas unidades do DEC na figura 4.8b), sendo notória a não existência de nenhuma amostra com valores negativos do parâmetro Al/3-K.

Não foram identificadas nas Unidades Go e SC litologias com elevada razão Na/Al e baixa razão K/Al (fig. 4.13 c). As amostras da Unidade Go posicionadas no diagrama Al/3-K = f(Al/3-Na) sobre a linha Na=K mostram valores baixos de Na/Al, por terem baixos teores em alumínio, posicionando-se próximo do campo dos grauvaques (a amostra MA 2 é a única que tem paragénese com feldspato K e plagioclase).

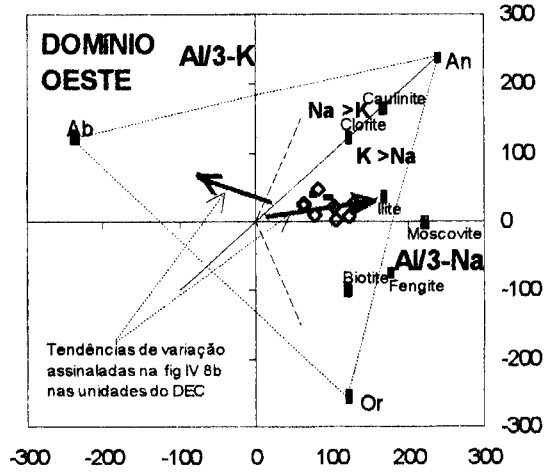
A Unidade Go apresenta nos dois diagramas da fig. 4.13a e c uma projecção equivalente à do conjunto das Unidades Cu e FN (figs. 4.8a e 4.10a), embora tendo em conta que na Unidade Go a amostragem não cobre todas as litologias, uma vez não dispomos de análises de amostras de litologias negras (liditos ou xistos negros).

Todas as amostras da unidade SC tem valores Na/Al muito baixos (fig. 4.13c), em paralelo com uma tendência de diminuição do parâmetro K/Al dirigida para o pólo clorite-caulinite, com uma distribuição semelhante à da Unidade Ra (fig. 4.10b).

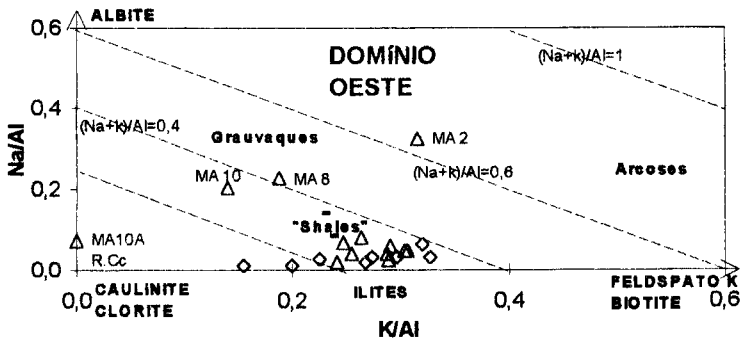
É interessante verificar que a posição das amostras do CXG nos diagramas da figura 4.13 corresponde ao domínio dos shales, ocupando uma posição intermédia entre litologias de carácter mais potássico (a maioria das amostras da Unidade Go e a totalidade das amostras SC) e as litologias de carácter um pouco sódico (três amostras da Unidade Go). Embora com valores de (Na+K)/Al equivalentes aos das unidades Go e SC, as duas amostras do CXG têm valores de Na/Al mais elevados (fig. 4.13c).



a)



b)



c)

Fig. 4.13 - a) Diagrama Al/3-K = f (Al/3-Na) (La Roche, 1968), aplicado às unidades litogeoquímicas Go e CXG e comparação com as unidades do DETM; b) Aplicação do mesmo diagrama à unidade litogeoquímica de SC e comparação com as unidades do DEC; (c) Diagrama Na/Al = f (K/Al) (Moine, 1974) aplicado a todas as unidades do Domínio Oeste.

No diagrama Q=f (P) (fig. 4.14) verifica-se que as quatro amostras da unidade de Go individualizadas no diagrama anterior, projectam-se neste diagrama sobre o domínio ígneo, em resultado do seu baixo teor em Al_2O_3, comparativamente com os teores em Na e em K, embora Na+K seja ainda inferior ao dos granitos. Na figura 4.13 a) verificamos que todas as amostras têm valores (Na+K)/Al<0,4, com excepção da amostra MA2. Comparativamente com as amostras do DEC (Unidades SE e AC) que marcam a contribuição vulcânica (fig. 4.9b) as amostras da unidades Go são muito mais ricas em K, razão pela qual têm valor mais baixo do parâmetro Q.

As restantes amostras da unidade Go e a totalidade das amostras da Unidade SC projectam-se sobre a linha de diferenciação sedimentar, já referida na figura 4.9, com a maioria das amostras agrupadas em torno do pólo ilítico. É de realçar que as duas amostras do CXG se projectam mais próximas da composição da clorite do que da ilite, sendo este aspecto significativo da menor maturidade geoquímica do CXG relativamente às litologias mais pelíticas das unidades de Go e de SC.

Os elementos ferromagnesianos, tal como se verificou nas Unidades do DEC e do DETM, estão preferencialmente associados à fracção argilosa, mas nas unidades Go e SC verifica-se considerável variação do conteúdo em ferro em litologias com pequena variação do parâmetro Al/(K+Na+2Ca) (fig. 4.15).

Da comparação da composição em elementos maiores das unidades do Domínio a Oeste da falha Régua -Verin com as unidades do DETM e do DEC não resultaram discriminações importantes, sendo de referir que de um modo geral a composição das unidades do domínio Oeste é bastante homogénea em torno de uma composição alumino-potássica, pese embora o facto de a amostragem não ter representatividade em todas as litologias.

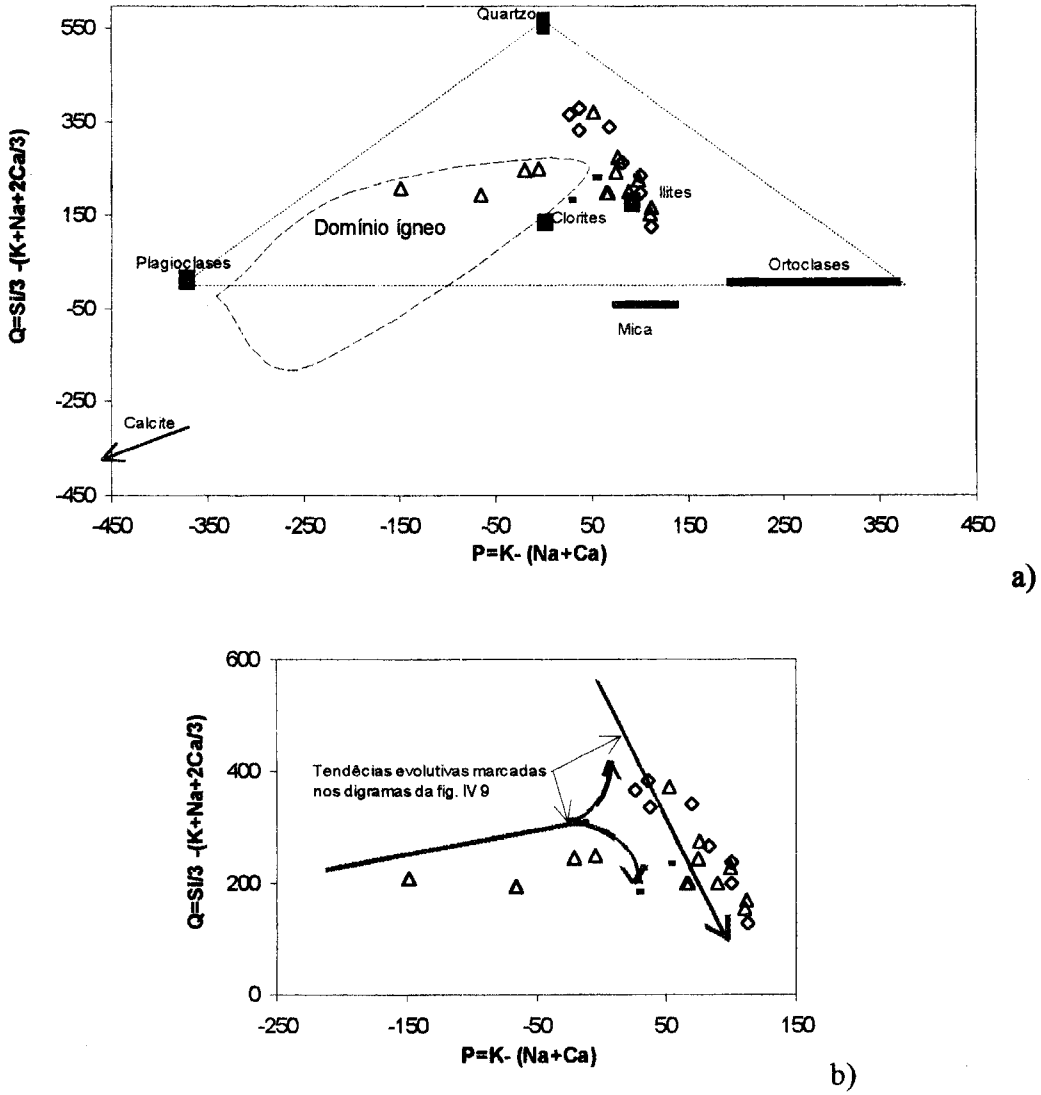


Fig. 4.14 - Diagrama Q = f(P) (La Roche, 1966), aplicado às unidades litogeoquímicas de Go; SC e CXG. a) Contexto mineralógico do diagrama; b) Pormenor permitindo a comparação com as tendências assinaladas para as Unidades do DETM e do DEC na fig. 4.9 b) e c).

As amostras da Unidade Go que mostram alguma discriminção poderão ter sofrido efeitos metassomáticos, pois trata-se de amostras geográficamente muito próximas do maciço granítico de Cabeceiras de Basto, podendo também verificar-se alguma "herança" vulcânica, nomeadamente na amostra MA2 onde a fracção feldspática deverá ser detrítica (sobretudo o feldspato K, mas possivelmente também a plagioclase).

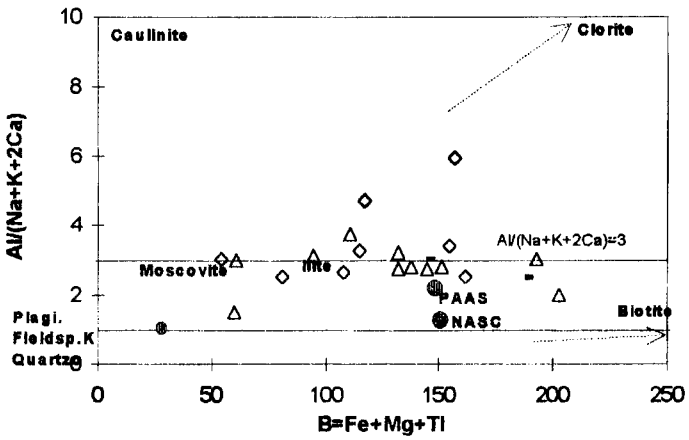


Fig. 4.15 - Diagrama A = f (B), sendo A a razão Al/(Na+K+2Ca), aplicado às unidades Go, SC e CXG. NASC - North American Shale Composite (Gromet et al., 1984); PAAS - Post -Archaen Australian average sedimentary rocks (Taylor & McLennan, 1985).

4.2.4.2 - GRAU DE MATURIDADE GEOQUÍMICA DAS UNIDADES

As diferenças geoquímicas entre as unidades, evidenciadas nos diagramas químico-mineralógicos anteriores resultam de variações na composição em Al_2O_3, K_2O, Na_2O, SiO_2 e CaO. A principal variação resulta de diferentes valores da razão Na/K, e da variação desta razão relativamente ao Al_2O_3. Tendo em conta que há apenas pequenas variações no grau de metamorfismo entre as diferentes unidades do DETM e do DEC e que dentro da sequência de cada unidade se verificam finas intercalações centimétricas de diferentes litologias, com diferentes composições químicas, nomeadamente diferenças acentuadas na razão Na/K, as discriminações geoquímicas entre litologias e entre unidades devem ser interpretadas como resultantes das diferenciações granulométricas, mineralógicas e químicas decorrentes do processo sedimentar. As diferenças mineralógicas registadas no metamorfismo, dependem lógicamente do quadro de condições P-T em que ele se verificou, mas são condicionadas fundamentalmente pela composição químico-mineralógica do protólito sedimentar.

O estudo litogeoquímico destas sequências metassedimentares, de baixo grau de metamorfismo permite avaliar o grau de diferenciação e maturidade química decorrentes da evolução sedimentar.

Na evolução sedimentar um dos factores que mais controla a diferenciação geoquímica é a alteração meteórica, que decorre na área mãe, persistindo depois até à deposição e diagénese (Nesbitt & Young, 1982; Wronkiewicz & Condie, 1987; McLennan et al.,1990; Fedo et al, 1996; Nesbitt et al., 1996). O fraccionamento químico que acompanha a alteração está directamente relacionado com o diferente comportamento e mobilidade dos elementos. Durante a alteração, o Al, Ti, Rb e Ba fixam-se na fracção residual argilosa, enquanto o Na, Ca e Sr são lixiviados. O K e o Mg têm um comportamento menos linear: são lixiviados na zona de alteração, mas são adsorvidos pelas argilas por troca iónica na zona de sedimentação (Bourguignon, 1988; Kronberg et al., 1987 Harnois, 1988). O comportamento do ferro depende fundamentalmente das condições do oxidação-redução do meio: o Fe^{3+} é menos solúvel que o Fe^{2+} (Harnois, 1988).

Uma vez que os efeitos geoquímicos do metamorfismo e da diagénese são mínimos comparativamente com os que decorrem da sedimentogénese, pode deduzir-se o grau de alteração das rochas de que resultaram os sedimentos que originaram uma formação metassedimentar considerando as composições relativas de elementos maiores móveis e imóveis, na fracção detrítica dessas litologias (Wronkiewitch e Condie, 1987). Vários autores proposeram índices químicos de alteração tendo em consideração o teor em elementos maiores nos sedimentos:

$V = (Al_2O_3+K_2O)/(MgO+CaO+Na_2O)$ - Vogt Ratio (Vogt, 1927)

$WI = ((2Na_2O/0.35)+(MgO/0.9)+(2K_2O/0.25)+(CaO/0.7)*100$ - Weathering Index (Parker, 1970)

$CIA = (Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O))/100$ - Chemical Index Alteration (Nesbitt & Young, 1982)

$CIW = (Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O))*100$ - Chemical Index of Weathering (Harnois, 1988)

Al/3-K =f(Al/3-Na) - Diagrama apresentado anteriormente (La Roche, 1968)

O índice CIW tem a vantagem de considerar apenas a razão entre os elementos mais móveis e o mais imóvel, não considerando o K, o Mg e Fe, cuja análise do comportamento é mais complicada. Sobretudo o K, mas também em menor extensão o Mg, são incorporados nos minerais autigénicos, nomeadamente nas sericites e nas clorites (Pettijohn, 1975).

A comparação do conteúdo em SiO_2 dos sedimentos clásticos, que é fundamentalmente um parâmetro representativo do "sorting" sedimentar e da selecção mineralógica que o acompanha (Beetsma,1995), com o valor do índice de alteração química CIW (Harnois, 1988) (fig. 4.16), dará uma boa indicação da maturidade química dos sedimentos protólitos das litologias metassedimentares (os valores do índice CIW estão indicados para cada amostras nas tabelas A.II.2 - Anexo II).

As unidades Cu, Cb, FN e Sª da Guia têm índice CIW superior a 80 (fig. 4.16) para todas as suas amostras, embora apresentem conteúdos em sílica muito variáveis. As unidades Cb, FN e Sª da Guia têm valores superiores a 70% de SiO_2 e a Unidade Cu tem valores bastante inferores a 70% com excepção dos poucos quartzofilitos e das amostras silicificadas. Os diferentes termos finais do "sorting" sedimentar e mineralógico, apresentam igualmente elevado índice de alteração química. Poderemos por isso afirmar que os protólitos sedimentares das litologias que constituem estas unidades tinham elevada maturidade textural, mineralógica e química. Os liditos, representando sedimentos essencialmente químicos, têm como fracção detrítica apenas alguns grãos de quartzo e pouca argila, com valores nulos de Na_2O e de CaO, o que implica um valor máximo de índice CIW, em litologias muito pouco aluminosas.

É importante realçar que na Unidade Cu os filitos e os gresofilitos estão discriminados, tendo os segundos valores ligeiramente mais baixos do índice CIW. Por outro lado, as amostras Cu-T discriminam-se dos grupos anteriores, definindo por sua vez dois grupos: quatro amostras com valores muito elevados do índice CIW, mas com valores SiO_2 mais próximos dos gresofilitos que dos filitos da restante Unidades Cu; e um segundo grupo, também de quatro amostras com valores muito

baixos de CIW, embora com valores equivalentes de SiO_2. Estas últimas quatro amostras localizam-se no alinhamento do cisalhamento da Gralheira (fig. 4.16).

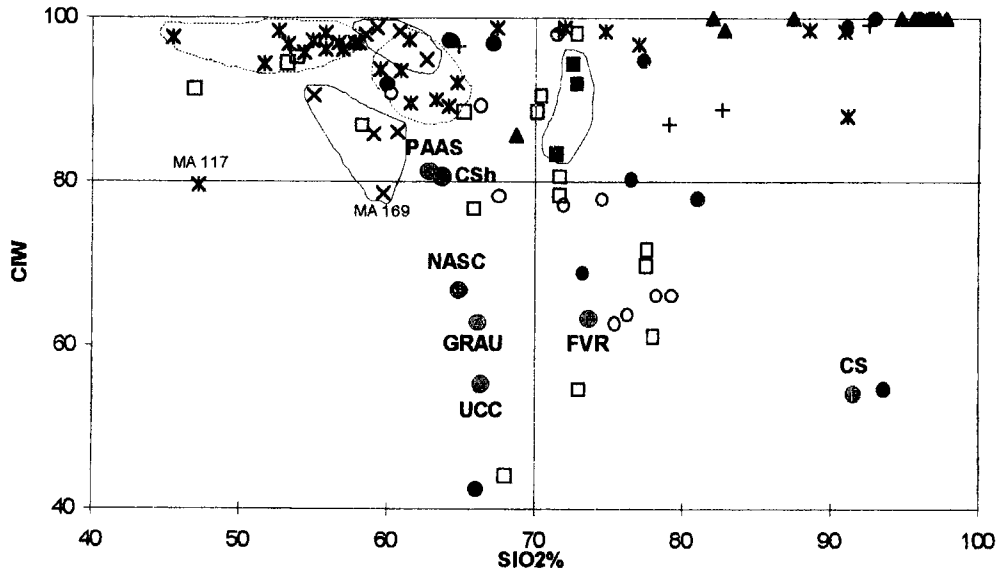


Fig. 4.16 - Projecção do índice CIW = $(Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O))*100$ (Harnois, 1988), versus conteúdo em SiO2, das unidades litogeoquímicas dos dois domínios estruturais. São projectados também as seguintes médias: PAAS - Post - Archean Australian Shale (Taylor & McLennan, 1985); NASC - North Americam Shale Composite (Gromet et al, 1984); e FVR - Felsic Volcanic rocks (paleozóicas); CSh - Cratonic Shales e CS - Cratonic Sandstones (ambos fanerozóicos); GRAU - Grauvaques (paleozóicos) e UCC- "Upper Continental Crust" (Condie, 1993).

Todas as unidades e litologias antes referidas têm valores CIW superiores ao NASC e ao PAAS porque estas composições médias englobam amostras com elevados teores de CaO, correspondendo provavelmente a uma fracção de cimento carbonatado.

As unidades SE, AC e Ra têm a maioria das amostras com índice CIW entre 40 e 80 (as duas amostras com índice CIW próximo de 40 são as rochas calcossilicatadas), mas têm menor variação nos teores em sílica, tendo a maioria valores superiores a 70%. Uma parte considerável das amostras destas unidades projectam-se numa posição próxima das FVR (Condie,1993) (fig. 4.16). As rochas da Sª da Guia têm

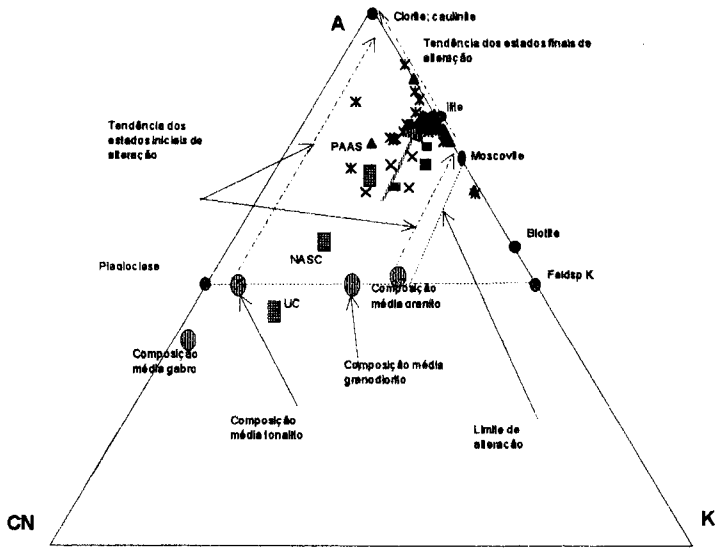
teores em SiO_2 equivalentes às anteriores mas índices CIW mais elevados, em consequência da composição muito aluminosa da matriz.

O valor do índice CIA (Nesbitt & Young,1982; Nesbitt et al, 1996) tem, para o conjunto das unidades, valores máximos mais baixos do que o índice CIW. O facto de no cálculo do índice CIA ser tido em conta o conteúdo em K_2O faz baixar o valor do índice, sobretudo nas litologias mais siliciosas, onde existem algumas amostras com elevada razão K/Al, nomeadamente nas unidades do DETM (fig. 4.10a). No diagrama triângular A-CN-K (Al_2O_3-CaO+Na_2O-K_2O) representado em proporções moleculares (Nesbitt & Young, 1989; Nesbitt et al., 1996) (fig. 4.17), o valor do pólo **A** tem correspondência directa com o valor do índice CIA, que varia entre 0 e um máximo de 100% para as amostras que não têm feldspatos (Fedo et al, 1996).

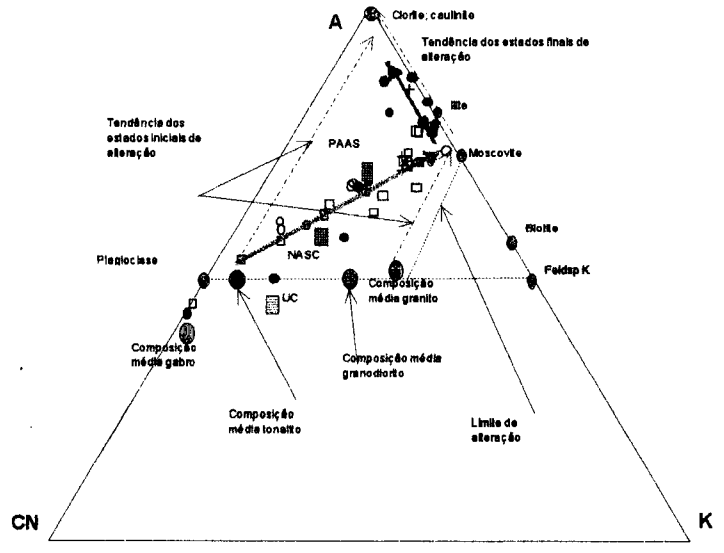
Neste diagrama estão projectadas as linhas de evolução química por alteração a partir do granito e do tonalito. Lateralmente, sobre a linha A-K, está assinalada a tendência dos estados finais da alteração, por diminuição de K e evolução para argilas mais aluminosas (passando das ilites às caulinites). Paralelamente à linha de evolução por alteração a partir do granito, e um pouco à sua direita, está assinalada a linha que separa o campo da evolução por alteração (Eriksson et al., 1992), do campo da evolução autigénica e metamórfica.

As unidades do DETM projectam-se maioritáriamente sobre a linha K-A (fig.4.17a), ou muito próximo dela. A maioria das amostras da Unidade FN projecta-se abaixo da ilite, estando a amostra MA 221 abaixo da linha que limita o campo da evolução geoquímica por alteração, podendo esta composição ser devida a um enriquecimento em K_2O, durante a diagénese ou durante o metamorfismo.

A grande maioria das amostras da Unidade Cu projecta-se próximo da ilite ou entre a ilite e a caulinite. Só as quatro amostras do grupo Cu-T, localizadas no alinhamento da Gralheira (já discriminadas no diagrama da fig 4.16) e as amostras da S^a da Guia, apresentam valores mais baixos de **A**, próximos dos da média PAAS.



a)



b)

Fig. 4.17 - Diagrama A-CN-K (A= Al_2O_3; CN= CaO^*+Na_2O; K=K_2O, onde CaO* representa apenas o Ca da fracção silicatada) representado em proporções moleculares (Nesbitt et al., 1996): a) Projecção das unidades litogeoquímicas do DETM; b) Projecção das unidades do DEC. (UC - Upper crust (valores de Condie, 1993); NASC - North Americam Shale Composite (Gromet et al, 1984); PAAS - Post - Archean Australian Shale (valores de Taylor & McLennan, 1985).

A amostra MA 167 (Cu) tem projecção coincidente com a amostras MA 221 da Unidade FN, apontando para um enriquecimento pós-deposicional em potássio

(Eriksson, et al., 1992). O facto de as duas amostras, embora pertencentes a diferentes unidade, se localizarem no mesmo alinhamento N120, que engloba as cortas de Três Minas, poderá significar que o enriquecimento em K é secundário e associado à alteração hidrotermal que se verifica nesse alinhamento.

As unidades litogeoquímicas do DEC (fig. 4.17b) apresentam, na globalidade uma tendência de evolução oblíqua às linhas de tendências dos estados iniciais de alteração, partindo de um pólo próximo da composição média do tonalito para um pólo mais próximo da moscovite do que da ilite. Esta tendência não pode ser justificada por imaturidade composicional numa evolução sedimentar, nem a partir de uma área mãe de composição granítica, nem a partir de uma composição tonalítica. A tendência oblíqua é definida pelas rochas calcossilicatadas com composição próxima dos gabros, no extremo inferior esquerdo, passando pelas rochas quartzo-feldspáticas, e no extremo superior direito pelas rochas quartzo-filitosas biotíticas (fig. 4.17b). Define-se uma outra tendência entre a ilite e a caulinite, próximo da linha K-A, marcada sobretudo pela amostras da Unidade Ra e pelos termos mais pelíticos das Unidades Cb e SE (com valores do índice CIA superiores às unidades anteriores), segundo uma linha que marca os estados finais de alteração, sendo significativo de maior maturidade composicional.

Este diagrama pelo facto de colocar no mesmo vértice o Ca e o Na, comparado com o diagrama (Al/3-K) = f (Al/3-Na) da fig. 4.8 que envolve parâmetros idênticos, permite evidenciar que as rochas calcossilicatas, as rochas quartzofeldspáticas, mais ou menos biotíticas, e as rochas pelíticas finamente intercaladas nas unidades SE, Ra e AC, estão posicionadas numa linha de tendência que vai desde uma composição média próxima da dos gabros (rochas calcossilicatadas) até uma composição próxima da moscovite. Se o teor em cálcio que algumas destas litologias apresentam correspondesse a uma fracção de cimento carbonatado, seria de esperar encontrar litologias mais e menos aluminosas, com maior ou menor percentagem desse cimento, o que não se verifica. As únicas litologias com teores consideráveis de cálcio são as rochas calcossilicatadas, tendo algumas das litologias quartzo-feldspáticas mais ricas

em Na, uma percentagem de CaO próxima de 1%, mas sempre muito inferior à percentagem de Na_2O.

Por outro lado se as finas alternâncias litológicas resultassem somente de um "sorting" sedimentar (areno-silto-argiloso), de sedimentos imaturos do ponto de vista mineralógico e geoquímico, encontrar-se-iam amostras projectadas acima (filitos) e abaixo (areno-siltitos) da linha de composição média da área-mãe (Nesbitt et al., 1996) (fig. 4.18).

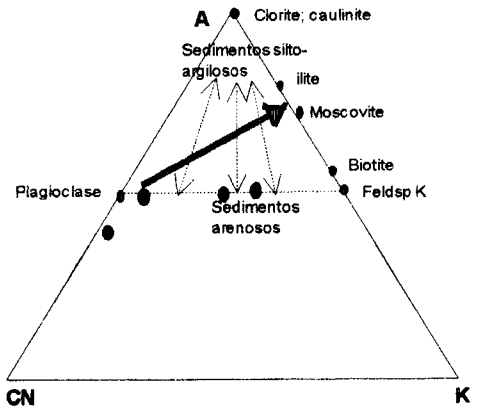


Fig. 4.18 - Diagrama A-CN-K, mostrando as diferenciações resultantes do sorting sedimentar de sedimentos com o mesma fonte (Nesbitt et al., 1996).

Não se verifica esta discriminação e todas as litologias se prokectam sobre a linha de tendência oblíqua, ou muito próximo dela.

Os aspectos referidos são signifivativos de que a composição das litologias que marcam a linha de tendência oblíqua às linhas de evolução por alteração resulta de um aporte directo de material vulcânico de carácter ácido e básico e com um mínimo ou nenhum grau de evolução sedimentar.

As composições médias UC, NASC e PAAS projectam-se definindo um alinhamento paralelo às linhas de tendência dos estados iniciais de alteração (fig. 4.17) o que é

significativo dos diferentes graus de maturidade geoquímica destas composições médias. Comparativamente com a linha de tendência definida pela unidades do DEC média NASC tem valores ligeiramente mais baixos dos parâmetros **A** e **K** e a média PAAS um valor ligeiramente mais alto do parâmetro **A**.

Em termos de maturidade geoquímica, as duas unidades a oeste da falha Régua-Verin, respectivamente as unidades Go e SC, têm no diagrama A-CN-K (fig. 4.19) uma projecção entre a moscovite e a ilite, bastante próximo da linha K-A, com excepção das quatro amostras da Unidade Go que já nos diagramas das figuras 4.13 e 4.14 tinham mostrado discriminação, por possíveis efeitos metassomáticos do grantido de Cabeceiras. As duas amostras do CXG projectam-se numa posição intermédia entre a ilite e a média PAAS.

Em síntese, o estudo da composição em elementos maiores das unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais (DEC e DETM), permite as seguintes considerações:

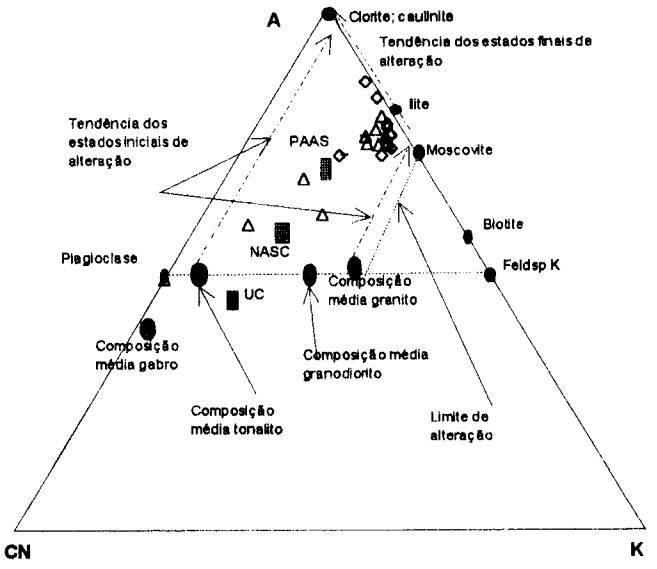


Fig. 4.19 - Diagrama A-CN-K aplicados unidades Go, SC e CXG (Nesbitt et al., 1996).(A= Al_2O_3; CN= CaO^*+Na_2O; K=K_2O; CNK= $CaO^*+Na_2O+K_2O$; FM= FeO_t+MgO, representados em proporções moleculares) (UC - Upper crust; NASC - North Americam Shale Composite (Gromet et al, 1984); PAAS - Post - Archean Australian Shale; valores seg. Taylor & McLennan, 1985).

- O efeito geoquímico do "sorting" sedimentar é muito mais evidente nas unidades do DETM, nomeadamente na Unidade Cu, verificando-se que a maioria das amostras define um conjunto com uma composição alumino-potássica sub-dividido em dois sub-conjuntos: um com composição mais aluminosa (filitos e xistos verdes com composição média próxima da composição da ilite); o outro ligeiramente menos aluminoso e mais silicioso (gresofilitos com uma composição média em alcalinos próxima da das clorites). As restantes amostras da Unidade Cu têm uma composição muito siliciosa (quartzovaques e quartzofilitos silicioso). A composição muito siliciosa da maioria das litologias da Unidade FN, embora tenha uma componente detrítica quartzosa (quartzovaques e quartzofilitos), é principalmente de origem química (os liditos são sílica pura associada com alguma matéria orgânica e pouca argila). Em ambas as unidades do DETM, se retirarmos o efeito de diluição da sílica, o que resta é uma composição alumino potássica, como é bem evidenciado no diagrama Na/Al = f (K/Al) (fig. 4.10a).

- O efeito geoquímico do "sorting" sedimentar é menos evidente nas unidades de DEC, onde com excepção da unidade Cb que apresenta uma diferenciação geoquímica semelhante à das unidades de DETM, não se verifica uma diferenciação entre um pólo silicioso e um polo aluminoso. Para as unidades SE, Ra e AC verifica-se uma variação de composição entre um pólo calco-sódico e um pólo aluminoso, sem que se verifique entre os dois uma importante variação no conteúdo em sílica.

- Em todas as unidades se verifica que os elementos ferromagnesianos estão preferencialmente concentrados nas litologias mais aluminosas, devido à sua associação aos minerais argilosos no decurso da sedimentogénese. Não são evidenciadas remobilizações ou concentrações relacionadas com processos pós-deposição, em nenhuma das litologias.

- As unidades do DETM apresentam um índice de maturidade química bastante elevado, com uma percentagem de elementos móveis muito baixa. A maturidade

química é bastante superior à da média NASC, e mesmo à média PAAS, com excepção das amostras da Unidade Cu-T localizadas no extremo SW da RVPA, no alinhamento da Gralheira.

- As unidades do DEC apresentam uma maturidade química bastante inferior às do DETM, com excepção da unidade Cb e de algumas amostras da Unidade Ra.

4.2.5 - SIGNIFICADO DA COMPOSIÇÃO EM ELEMENTOS MENORES

4.2.5.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A grande maioria dos elementos menores tem correlação negativa com o SiO_2, porque a sílica está mineralógicamente expressa sobretudo pelo quartzo e este não contem elementos menores. Os minerais portadores destes elementos são os minerais de argila, os feldspatos, as micas, os carbonatos, os minerais pesados, etc. Um elevado teor em SiO_2 reflete uma grande maturidade mineralógica, ou seja um elevado conteúdo em quartzo, e consequentemente significa uma menor proporção dos outros minerais detríticos (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1988; Taylor & McLennan, 1985; Rollinson, 1993).

Em sequências sedimentares muito evoluídas do ponto de vista químico-mineralógico, como acontece com as unidades em estudo, sobretudo com as unidades de DETM, os elementos menores associam-se preferencialmente aos minerais de argila no decurso da sedimentogénese, uma vez que o "sorting" sedimentar e a selecção mineralógica que se verificam durante o transporte e sedimentação originam uma diferenciação litológica, numa fracção fina argilosa (essencialmente composta por aluminossilicatos - os minerais de argila) e numa fracção silto-arenosa essencialmente quartzosa. Esta

diferenciação litológica é acompanhada por um fraccionamento químico, sendo a grande maioria dos elementos maiores, e também dos elementos menores, fraccionados na fracção argilosa fina. O SiO_2 é essencialmente fraccionado na fracção silto-arenosa (McLennan et al, 1990; Cullers et al, 1997).

No processo de fraccionamento químico dos elementos menores têm muita importância, por um lado os minerais pesados, por serem concentradores de alguns elementos menores, nomedamente Zr, Hf, Y, Th e TR e por outro os minerais de argila por adsorverem muitos elementos menores (McLennan et al, 1990; Garcia et al, 1991; Beetsma, 1995). Frequentemente, os minerais pesados ficam associados à fracção detrítica mais siliciosa por um efeito gravítico que depende fortemente da granulometria e das condições energéticas de transporte, não significando que as litologias mais grosseiras sejam sempre as que apresentam maior concentração desses minerais. Nas litologias siliciosas de origem predominantemente química como acontece com os liditos das unidades FN e Ra os minerais portadores dos elementos menores não serão os minerais pesados. Este aspecto é facilmente confirmado pela comparação dos teores em Th e em Zr dos liditos, quer da Unidade FN quer da Unidade Ra, com os dos quartzofilitos dessas mesmas unidades (figs. 4.2; 4.4 e 4.5).

Após a sedimentação poderá haver alguma mobilidade e fraccionamento dos elementos menores no decurso da diagénese, do metamorfismo, da deformação ou da alteração hidrotermal ou meteórica, implicando algumas variações relativamente ao quimismo dos sedimentos iniciais (Nesbitt & Young, 1989; Barbey & Cuney, 1982; Taylor et al., 1986). A mobilidade dos elementos químicos nos processos pós-deposição, embora limitada (Floyd et al., 1991 in Beetsma, 1995), é fortemente condicionada pela natureza da fase fluida que preside às transformações, e que influencia os diferentes elementos de um modo muito diversificado. Os elementos incompatíveis LILE ("large ion lithophile elements") (Cs, Sr, K, Rb e Ba) são normalmente mais móveis (Hower et al., 1976) que os elements incompatíveis HFSE ("high field strenght elements") (Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta e P), e do que as TR, (Rollison, 1993; Weering & Klaver, 1985) mas a mobilidade de todos eles depende fundamentalmente da estabilidade dos minerais portadores.

A solubilidade da maioria dos elementos nos fluidos diagenéticos e metamórficos é baixa (Beetsma, 1995), sobretudo em condições de baixa temperatura, onde se verifica baixa mobilidade mesmo para os metais de transição móveis (Mn, Zn, e Cu) (Seewald & Seyfried, 1990, in Rollinson, 1993), sendo os metais Co, Ni, V e Cr geralmente imóveis, se bem que certas alterações podem origirar a sua mobilização.

Tendo em consideração que entre os elementos maiores, o Al , o Ti e o P são os elementos mais imóveis (Garcia et al., 1991; Rollinson, 1993), sendo o Al imóvel mesmo em condições de alto grau metamórfico (Boles & Franks, 1979; Ferry, 1983), a comparação do conteúdo em elementos menores de litologias com idêntica percentagem de alumina, será um bom marcador petrogenético, sobretudo em termos de proveniência e da caracterização da paleogeografia e composição da área mãe.

4.2.5.2 - DIAGRAMAS DE NORMALIZAÇÃO

Para analisar o padrão de distribuição dos elementos traço nos sedimentos, um das soluções possíveis é a utilização de diagramas multi-elementares de normalização a composições médias padronizadas, de que são exemplo a média NASC (North American Shale Composite) (Gromet et al., 1984) e a média PAAS (Post-Archaen Australian Shale) (Taylor & McLennan, 1985), a composição média da crusta superior (UC - Upper continental Crust - Condie, 1993; Average upper continental crust - Taylor & McLennan, 1989) ou para as litologias areníticas a média Cratonic sandstones - Phanerozoic (Condie, 1993), já utilizadas para os elementos maiores.

A comparação entre as unidades por normalização à Unidade Cu, já apresentada anteriormente (figs. 4.3 a 4.5) permitiu realçar que as variações mais significativas entre os elementos maiores eram as do CaO, do Na_2O e do MnO. Entre os elementos menores, as maiores variações, que não são necessáriamente as mais significativas, verificam-se nos elementos mais móveis: As, Au e Sb; ou nos elementos

particularmente sensíveis às condições de oxidação-redução do meio, nomeadamente U, V, Co, Cu (Colley et al, 1984; Breit et al., 1989; Dabard & Paris, 1986). Para alguns elementos menores, nomeadamente TR, Y, Th e Sc, pequenas variações de teor poderão ser muito significativas, em termos de proveniência, quando comparadas entre litologias idênticas (Taylor & McLennan, 1985; Camiré et al., 1993; Wronkiewicz & Condie, 1987; Eriksson et al, 1992; Cullers et al., 1997).

Tendo as unidades do DEC litologias bastante diversificadas e as unidades do DETM litologias bastante contrastadas, optámos pela normalização à crusta continental superior - UCC ou PUC (valores de Taylor & McLennan, 1985) das diferentes litologias representadas nos dois domínios (fig, 4.20).

Os elementos foram seleccionados e ordenados nos diagramas de normalização, tendo em atenção os seguintes aspectos: fonte dos elementos (fontes ácidas e fontes básicas); mobilidade dos elementos (LILE e HFSE) e minerais portadores dos elementos (feldspatos, minerais pesados e minerais de argila). Os 25 elementos seleccionados foram, de acordo com os critérios anteriores, considerados na seguinte sequência no diagrama: Ca, Sr, Na, Ba, Rb, K, U, P, Th, Hf, Zr, Y, La, Yb, Sc, Ti, V, Co, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Sb e Au (fig. 4.20). Os primeiros elementos estão normalmente associados aos feldspatos e às micas, e são maioritariamente de fonte ácida e/ou de fonte crustal. Na parte intermédia são considerados os elementos associados aos minerais pesados e que apresentam uma mobilidade inferior no processo sedimentar, relativamente aos do grupo anterior, sendo o seu enriquecimento significativo de uma evolução crustal mais prolongada. Seguem-se os elementos preferencialmente associados à fracção argilosa, com uma fonte maioritariamente básica e bastante imóveis. Na parte final posicionam-se os cinco elementos mais móveis, Cu, Zn, As, Sb e Au, cuja mobilidade está relacionada com processos sucessivamente mais tardios e cujos teores são fundamentalmente dependentes da presença de sulfuretos secundários (Feng & Kerrich, 1990).

Em cada domínio estrutural foram normalizadas à UCC as médias aritméticas por litologia de cada unidade, sendo referidos a seguir os aspectos mais importantes evidenciados pelos diagramas (fig. 4.20).

Em todas as unidades se verifica uma forte anomalia negativa em Ca, em Sr (com excepção das R. Cc) e em Na. A anomalia negativa em Na tem um valor bastante mais baixo nas rochas QF das unidades SE, Ra e AC. A anomalia negativa em Ca é muito mais baixa nas litologias do DETM do que nas do DEC. Só o CXG e a S^a da Guia tem teores de Ca próximos dos das unidades do DEC.

Os filitos têm valores de normalização positiva em Ba, Rb e K em todas as unidades, sendo essa riqueza relativamente à UCC mais marcada para o Rb nos filitos do DETM e para o Ba nos filitos do DEC, e especialmente nos xistos negros (Unidade Ra) (fig. 4.20 e 4.21). As razões K/Rb (fig 4.21) são equivalentes às médias UCC, NASC e GRAU para as diferentes litologias do DEC, mas são ligeiramente inferiores a essas médias para as litologias do DETM, especialmente para a Unidade Cu que tem valores próximos ou inferiores ao PAAS. O valor mais baixo da razão K/Rb no DETM poderá ser consequência do menor grau metamórfico (zona da clorite), enquanto no DEC o grau metamórfico um pouco mais elevado (zona da biotite), induziu alguma subida da razão K/Rb (Barbey & Cuney, 1982). No entanto, esta diferença da razão K/Rb entre os dois domínios poderá não ser fundamentalmente controlada pelo metamorfismo, mas antes uma consequência do menor grau de maturidade das unidades do DEC, com valores K/Rb equivalentes aos grauvaques, enquanto a Unidade Cu tem valores equivalentes ou superiores aos do PAAS.

As litologias ricas em matéria orgânica de ambas as unidades têm valores da razão K/Rb iguais ou superiores a 200, tendo os liditos teores muito baixos de ambos os elementos. Os quartzofilitos (unidades FN, Cb e Cu) e as rochas QF (unidades SE, Ra e AC) têm teores de Rb inferiores ao intervalo de variação considerado para as médias dos shales e dos metapelitos (60 a 220 ppm).

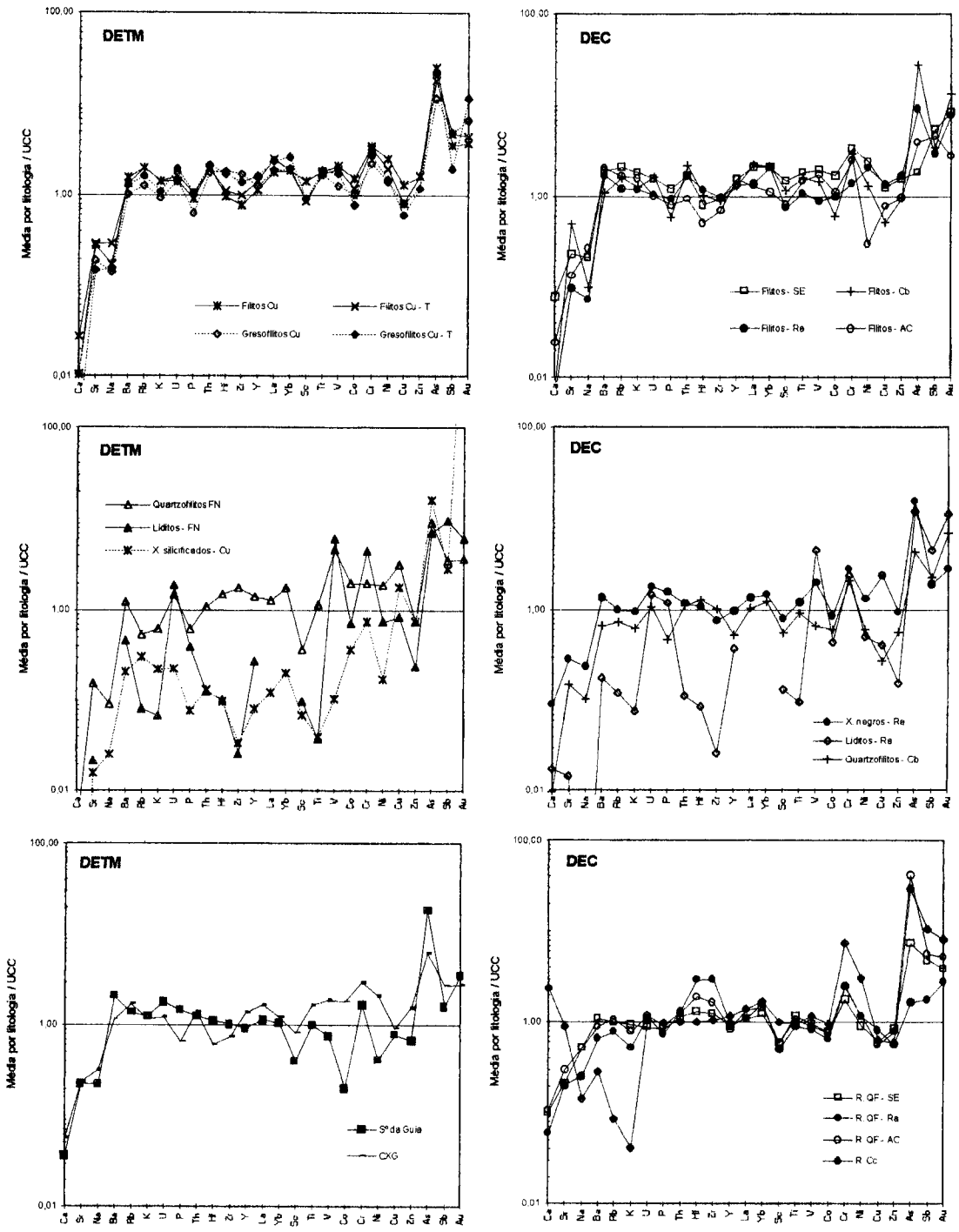


Fig. 4.20 - Diagramas de normalização à crusta continental superior (UCC = PUC) (valores de Taylor & McLennan, 1985) das médias aritméticas por litologia, das unidades litoestratigráficas do dois domínios estruturais - DETM e DEC.

Ainda que o metamorfismo possa ser acompanhado por alguma diminuição do Ba e do Rb (Barbey & Cuney, 1982), as variações nos teores destes elementos resultam

fundamentalmente do processo sedimentar, e não do metamórfico. No diagrama K-Ba (fig. 4.21) verifica-se que o Ba está positivamente correlacionado como K e aumenta com o carácter filitoso das litologias, quer nas unidades do DEC quer nas do DETM, ficando todas elas englobadas no campo da composição dos sedimentos de baixo a médio grau metamórfico (Barbey & Cuney, 1982; Bourguignon, 1988). As litologias filitosas de todas as unidades têm valores de K/Ba próximos dos das médias NASC, PAAS e UCC (um pouco superior a 40), embora com teores mais elevados de ambos os elementos, sobretudo a Unidade Cu. As litologias QF (unidades SE, Ra e AC) e as rochas da Sª da Guia têm valores da razão K/Ba mais baixos, próximo dos grauvaques (K/Ba entre 40 e 20), possivelmente devido à presença de feldspato potássico detrítico. Mas as rochas da Sª da Guia têm elevados teores quer de K quer de Rb, enquanto as rochas QF têm teores bastante mais baixos que os grauvaques em ambos os elementos, ainda que mantendo o valor da respectiva razão. Os liditos, quer os de DETM (FN) quer os do DEC (Ra), têm teores muito baixos de K, e apresentam um valor acentuadamente baixo da razão K/Ba, que poderá ser consequência da existência de barite no meio sedimentar, ou da sua formação secundária, por origem hidrotermal.

O Hf e o Zr, têm teores controlados pelo zircão, e sendo o seu conteúdo dependente do "sorting" sedimentar e da selecção mineralógica, têm conteúdo relativo mais elevado nos gresofilitos, nos quartzofilitos e sobretudo nas litologias quartzo-feldspáticas (listrados) das Unidades SE, Ra e AC, e têm baixo conteúdo nas litologias de origem química (liditos do DETM e do DEC) (fig 4.20).

A Unidade Cu é a que apresenta um padrão de normalização mais regular, por ser litologicamente menos diversificada. As variações químicas são apenas dependentes do "sorting" textural e selecção mineralógica. Os gresofilitos, relativamente aos filitos, apresentam um ligeiro empobrecimento nos LILE e um enriquecimento mais forte em Hf e em Zr (fig. 4.20).

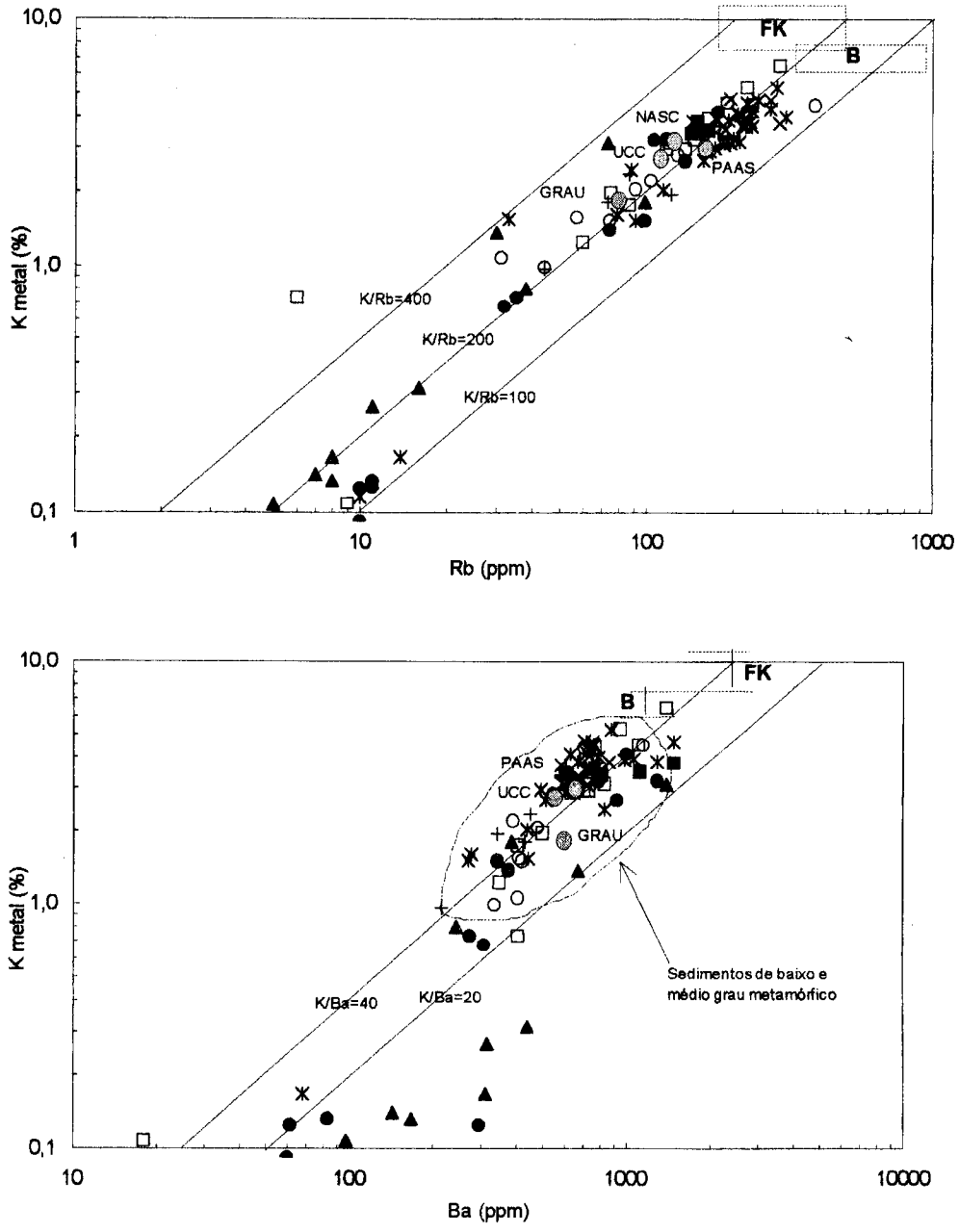


Fig. 4.21 - Diagramas K(%) - Rb(ppm) e K(%) - Ba(ppm) aplicados às unidades litoestratigráficas do dois domínios estruturais - DETM e DEC. Fk - Feldspato K; B - biotite; as composições médias são as indicadas na fig. 4.16.

As rochas quartzo-feldspáticas das Unidades AC, Ra e SE têm teores em Ba, Rb e K muito próximos dos da média UCC, mas o valor de normalização do Na, ao contrário do que acontece com todas as outras litologias, é acentuadamente menos negativo do que o do Sr. A anomalia negativa em Sr destas litologias é semelhante à das restantes

litologias. Isto significa que não poderão justificar-se os conteúdos em Sr e Na das rochas QF pela presença de plagioclase detrítica, devendo o teor em Na ser resultantes de uma contribuição vulcanogénica félsica, com uma possível albititização hidrotermal associada a um vulcanismo submarino (Jensen, 1985 in Feng & Kerrich, 1990) verificando-se a hidrólise dos feldspatos para albite (Munha et al, 1980). Por outro lado, o K tende a ser muito móvel em ambientes de deposição marinha não só nos feldspatos mas também nas ilites e moscovites (Nesbitt et al, 1980). Esta será uma explicação para o facto de uma subida no teor em Na, ser acompanhada por uma descida do teor em Rb e K nas litologias QF das Unidade SE, Ra e AC (fig. 4.20 e 4.21).

As litologias filitosas e gresofilitosas da Unidade Cu e da Unidade FN têm teores relativamente ricos em Ti e bastante constantes. As litologias do DEC apresentam valores de Ti mais variáveis, nomeadamente entre os filitos das diferentes unidades (SE, Cb, Ra e AC). As rochas QF (unidades SE; Ra e AC) têm valores equivalentes à UC, mas menos variáveis e mais baixos que os dos filitos das mesmas unidades.

Há enriquecimento em TR relativamente à média UC em todas as litologias. O facto de algumas litologias, com valores de normalização positivos em TR, apresentarem valores de normalização negativos em Zr e em Hf, nomeadamente as litologias filitosas e os xistos negros de Ra, é indicador de que não é o zircão o mineral portador das TR, mas sim a monazite ou sobretudo os minerais de argila, que as fixam por adsorção (Taylor & McLennan, 1985).

Os elementos com assinatura de fonte básica (Sc, Cr, Co e Ni), estão preferencialmente associados à fase argilosa, tendo por isso teores médios mais elevados no DETM do que no DEC (Tabela 4.3). De entre estes elementos, o Sc é o mais imóvel, não sendo afectado pela diagénese nem pelo metamorfismo, reflectindo por isso de modo muito directo a geoquímica da área mãe (Bhatia, 1980; McLennan et al., 1990; Eriksson et al., 1992, Cullers et al., 1997). O Sc mostra enriquecimento relativamente à UCC apenas nos filitos das Unidades Cu, SE e Cb (fig. 4.20). Poderá ser significativa a diferença nos teores em Sc entre os filitos Cu e os filitos Cu-T

(fig.4.20), que diferencia dois sectores geográficos dentro da Unidade Cu: o sector localizado no extremo SW da RVPA, na envolvente próxima do granito da Serra da Gralheira e prolongando-se para SE, definindo uma faixa limitada a NE pelo contacto com a Unidade FN, que apresenta teores mais baixos que a média crustal em Sc, idêntico ao das duas amostras do CXG; e o sector abrangendo os restantes afloramentos da Unidade Cu, que apresenta teores em Sc superiores à média crustal nos filitos. Importa registar que dentro de cada um sectores referidos o Sc tem valores muito constantes o que torna mais significativa a diferença entre ambos apontando uma evolução sedimentar com menores contributos de fonte básica para a unidade Cu-T no sector SSW da RVPA.

As rochas QF são relativamente pobres em Sc e têm valores próximos da média crustal para o Co e Ni, e valores relativamente mais altos de Cr. As rochas calcossilicatadas intercaladas nas rochas QF têm valores de Sc próximos da UCC, mas valores de Cr bastante mais ricos que os das rochas QF.

O U e o Th têm teores mais elevados que a média crustal em todas as litologias, mas de modo mais acentuado nas mais pelíticas, sobretudo o Th (fig. 4.2). A razão Th/U é relativamente constante, repartindo-se os valores ao longo da recta Th/U=4, ou muito próximo dela (fig. 4.22), o que significa que não houve fraccionamento importante destes elementos, devido a processos secundários, representando esta recta o valor médio crustal. As amostras que se afastam da recta Th/U=4 são os liditos (unidade FN e Ra) e uma das amostras de rochas calcossilicatadas (MA 22A) que têm valores de Th/U muito baixos (Th/U<1). As rochas mais aluminosas (sobretudo a Unidade Cu e os filitos da Unidade SE) têm teores dos dois elementos bastante mais elevados que os das médias utilizadas como referência, mas apresentam o mesmo grau de fraccionamento do par Th-U. As unidades que apresentam maior variação de teores, quer do Th quer do U são as unidades FN e Ra. Em ambas os liditos são ricos em U e pobres em Th (fig. 4.20), tendo as outras litologias destas unidades razões Th/U próximas de 4 (fig. 4.22). Este enriquecimento em U nos liditos pode dever-se a uma precipitação do elemento associada à matéria orgânica.

As rochas da Sª da Guia têm razões Th/U um pouco mais baixas (Th/U=3), tendo valores de Th equivalentes às rochas QF das Unidades SE, Ra e AC, mas valores de U bastante superiores, pelo que o relativo aumento do teor em U nesta litologia, pode ser resultante da sua adsorção na matriz argilosa destas rochas.

Algumas das amostras de rochas QF são bastante pobres em U (MA 22, MA 36 e MA 224), mas têm valores em Th próximo dos crustais, pelo que a razão Th/U é superior a 10, valor médio dos granulitos (Barbey & Cuney, 1982), não estando por isso, incluídas no espaço de composição considerado no diagrama (fig. 4.22). O baixo conteúdo em U destas amostras pode resultar de uma perda do elemento durante os processos metamórficos, mas o facto de se verificar apenas nas litologias quartzo-albíticas, com contribuição vulcanogénica félsica poderá explicar os baixos valores de U.

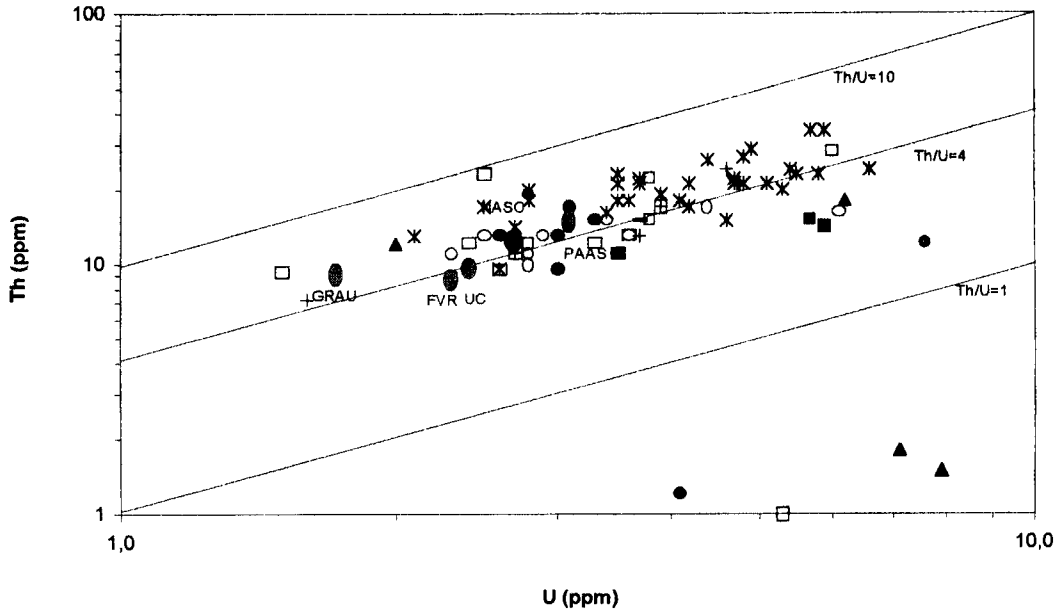


Fig. 4.22 - Diagrama Th = f(U) para todas as Unidades litoestratigráfiacs da RVPA. Comparação com os valores UC (Condie, 1993), FVR - Felsic volcanic rocks paleozoic (Condie,1993), GRAU- Grauvaques paleozóicos (Condie,1993), NASC (Gromet et al, 1984) e PAAS (Taylor & McLennan, 1985).

As amostras com silicificação (amostras MA 147, MA 127 e MA 180, também não englobadas no espaço do diagrama da fig. 4.22) apresentam razão Th/U próxima de 10, mas têm valores de U abaixo de 1, o que é comprovativo da mobilidade do U nos processos hidrotermais.

Os padrões de normalização às médias: NASC, "Cratonic shales" e "Cratonic sansdtones", não apresentam variações significativamente diferentes das que foram referidas para a normalização à UCC, e reforçam alguns dos aspectos já referidos. Contudo para as rochas quartzofeldspáticas das Unidades SE, Ra e AC, importa detalhar alguns aspectos.

As rochas quartzo-feldspáticas mostram, quer relativamente à média NASC, quer relativamente à média "Cratonic shales" enriquecimento em Na, Hf e Zr e empobrecimento em Rb e K (o Ba tem valores próximos das médias consideradas) e em elementos de fonte básica Ti, Sc, V, Cr, Co e Ni. O empobrecimento mais acentuado em Sc, o elemento mais imóvel, em paralelo com o enriquecimento em Na (já referido e justificado anteriormente), e com o enriquecimento em elementos incompatíveis, normalmente enriquecidos em fontes félsicas (sobretudo o Hf e o Zr, mas também o Th e o U), apontam para o contributo de uma fonte vulcânica de composição félsica, em mistura com uma componente sedimentar comprovada pelas correlação positivas do K, do Rb, do Ba e do Cs e da maioria dos elementos de fonte básica, com o Al. O padrão de normalização aos grauvaques paleozóicos (Condie, 1993) apresenta empobrecimento e enriquecimento dos mesmos elementos, mas de forma bastante mais atenuada, tendo o Na valores de normalização próximos de 1, ou mesmo inferiores para uma maioria de amostras.

As rochas de composição calcossilicatadas finamente intercaladas nas rochas quartzofeldspáticas das Unidades SE, Ra e AC, poderão representar um contributo de fonte vulcânica mais básica.

A normalização destas litologias respectivamente às composições médias AMVR ("Archean Mafic Volcanic Rocks") e AFVR ("Archean Felsic Volcanic Rocks") do vulcanismo arcaico bimodal (Taylor & McLennan, 1985) e às rochas vulcânicas félsicas paleozóicas - PFVR ("Paleozoic Felsic Volcanics Rocks") (Condie, 1993) (fig. 4.23), mostra que para os elementos de fonte ácida e crustal, as rochas QF são mais próximas da média PFVR, enquanto para os elementos de fonte básica serão mais próximas da à média AFVR.

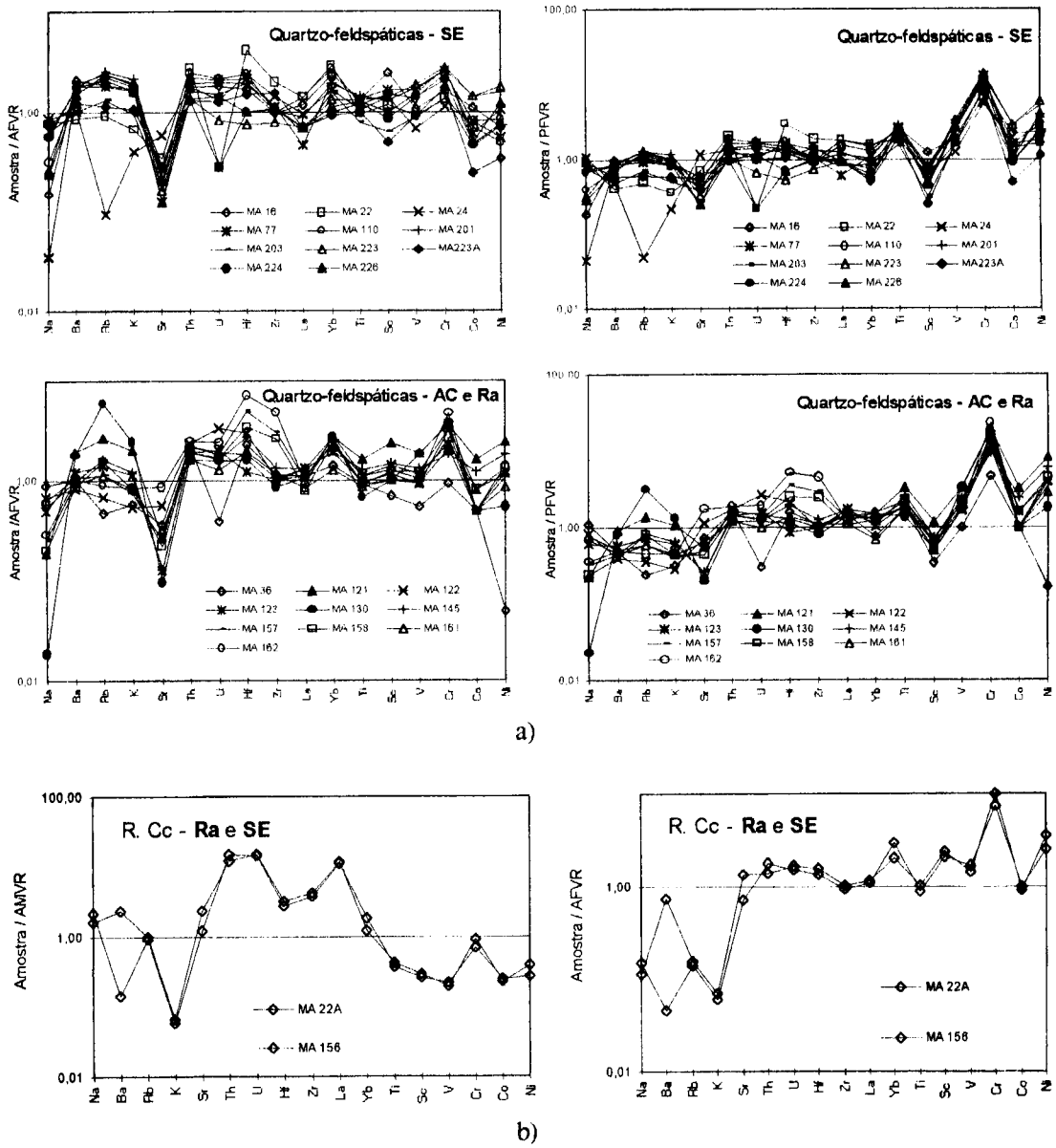


Fig. 4.23 - Diagramas de normalização por amostra das rochas QF e Cc das Unidades SE, Ra e AC, às médias de rochas vulcânicas: a) das rochas QF às médias AFVR ("Archean Felsic Volcanic Rocks") (Taylor & McLennan, 1985) e PFVR ("Paleozoic Felsic Volcanics Rocks") (Condie, 1993); b) das R. Cc. às médias AMVR e AFVR ("Archean Bimodal Felsic and Mafic Volcanic Rocks") (Taylor & McLennan, 1985).

As rochas QF apresentam, relativamente às PFVR, um acentuado enriquecimento em Cr e um enriquecimento menor em V, Co e Ni, e um empobrecimento em Sc. O conteúdo em Na e em Sr das RQF é muito próximo ou ligeiramente inferior à média PFVR, mas é bastante inferior à média AFVR. A comparação dos espectros de normalização às duas médias de composição de rochas vulcânicas félsicas permite-nos verificar que para os elementos Na, Ba, Rb, K, Sr, Th, U, Hf, Zr, La, Yb as rochas QF têm conteúdo bastante próximo do das PFVR e têm espectros bastante mais diferenciados relativamente às AFVR (empobrecimento acentuado em Na e Sr e enriquecimento em Ba, Rb K, Th, U, Hf e Zr). A razão La/Yb é mais próxima das PFVR, havendo relativamente à média AFVR um enriquecimento em Yb. Ao contrário, o espectro de normalização dos elementos de fonte básica, Ti, Sc, V, Cr, Co e Ni das RQF é muito mais próximo da composição das AFVR do que das PFVR.

Em síntese, as rochas QF apresentam teores dos elementos incompatíveis LILE e de alguns HFS e TR muito próximo da média PFVR e um grau de diferenciação dos elementos de fonte básica mais próxima da média AFVR.

As rochas calcossilicatadas têm um espectro de normalização às PFVR muito coincidente com o das rochas QF, com excepção dos LILE (Na, Ba, Rb e K), que apresentam valores bastante baixos. Destaca-se o Sr com valor de normalização próximo de 1 (fig. 4.23). É importante assinalar que o fraccionamento das TR, dado pela razão La/Yb é muito superior ao da média AMVR e inferior ao da média AFVR.

Os filitos intercalados com as rochas quartzo-feldspáticas têm um padrão de normalização aos "Cratonic shales - Phanerozoic" (Condie, 1993) com enriquecimento da maioria dos elementos, com excepção do Na, Sr, Zr, Sc e Co (fig. 4.24).

4.2.5.3 - CONSIDERAÇÕES SOBRE O CONTEÚDO EM TERRAS RARAS

A distribuição dos elementos de terras raras (TR) nos sedimentos finos (pelíticos) é caracterizadora da composição média da área-mãe, uma vez que no decurso da erosão e do transporte, as TR são transportadas maioritariamente em suspensão, adsorvidas pelas partículas argilosas, podendo ser transferidas quase na totalidade da fonte para o sedimento (Taylor & McLennan, 1985).

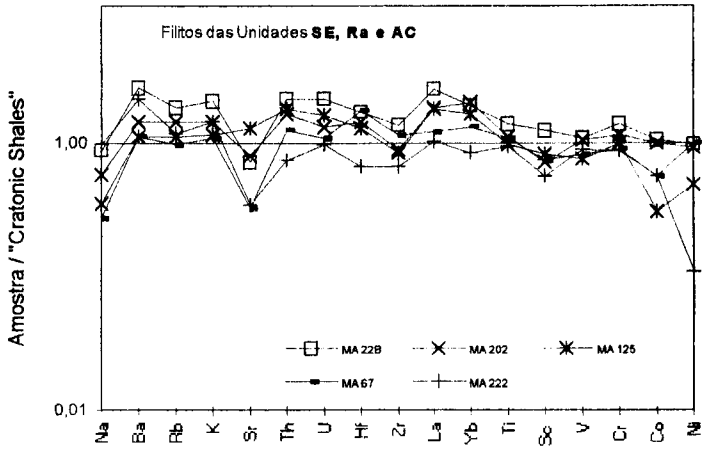


Fig. 4.24 - Diagramas de normalização por amostra à média "Cratonic Shales- Phanerozoic" (Condie, 1993) dos filitos das Unidades SE, Ra e AC.

Nos sedimentos finos, as argilas são mais importantes que os minerais pesados, nomeadamente o zircão, como minerais portadores das TR, quer das TRL quer das TRP (Condie, 1991), embora o zircão possa induzir um enriquecimento preferencial das TRP (Taylor et al., 1986). Os sedimentos pelíticos apresentam um padrão de TR bastante regular, com enriquecimento das TRL relativamente às TRP: cerca de 100X o condrito para as TR leves (TRL) e cerca de 10X o condrito para as TR pesadas (TRP), e uma anomalia negativa do Eu (Condie, 1991). Os efeitos diagenéticos e os resultantes do metamorfismo de baixo grau são mínimos nos sedimentos de grão fino, podendo verificar-se algum fraccionamento associado à recristalização dos minerais pesados.

A análise do conteúdo e o padrão de distribuição das TR nas rochas metassedimentares permite interpretar a fonte da proveniência dos sedimentos (Wronkiewicz & Condie, 1987; Taylor et al, 1986), o grau de mistura destes, no caso de se verificarem misturas de várias fontes (Fedo et al., 1996), ou, em grau mais limitado os efeitos metamórficos e sobretudo hidrotermais (McLennan, 1989; Bau & Dulski, 1996).

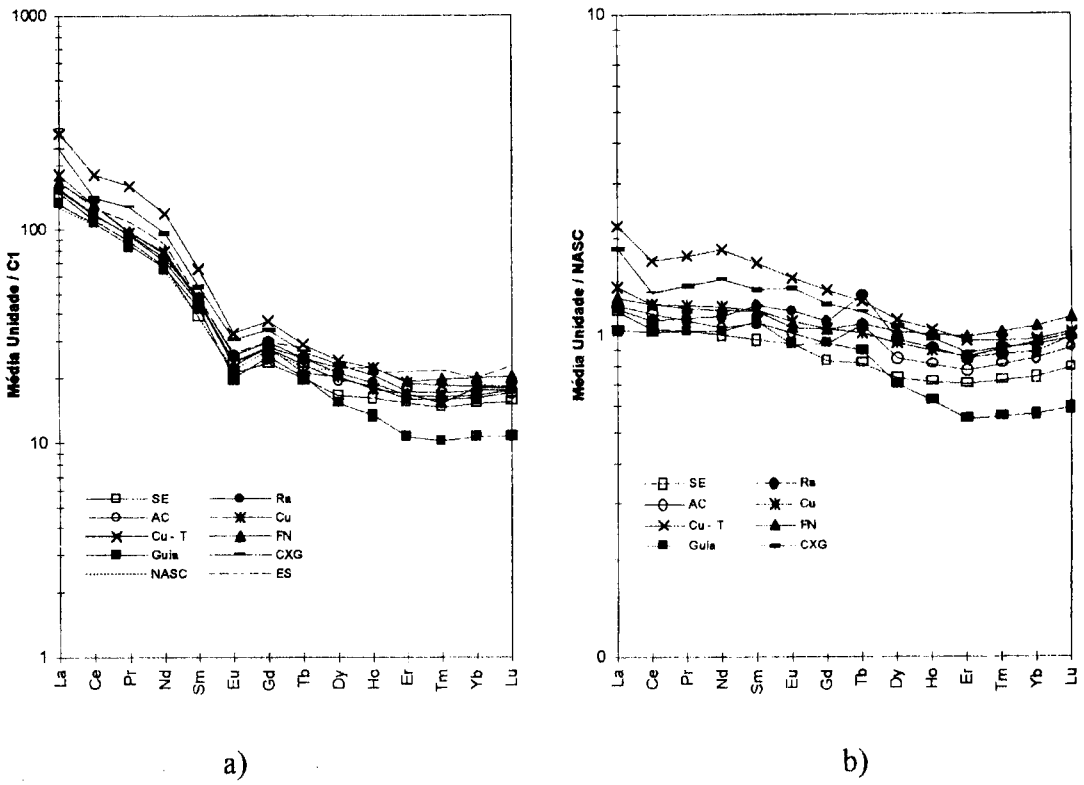
Estudos sobre os sedimentos actuais demonstram idênticos padrões de normalização nos sedimentos de plataforma, de talude ou de planície abissal (Shokovitz, 1988), embora a dimensão do grão, o tipo de sedimento e a abundância de minerais pesados, nomeadamente o zircão e a monazite, induzam algumas variações no conteúdo em TR. A fracção argilosa dos sedimentos Holocénicos do Colorado apresenta conteúdo em TR semelhante ou mais enriquecido do que a fonte (Cullers et al., 1987), sendo Eu/Sm semelhante à fonte e La/Lu mais alto. A fracção siltosa tem TRL e Eu/Sm semelhante à fonte (porque tem semelhante mineralogia) mas tem mais alto conteúdo em TRP (devido à presença de zircão). As areias apresentam baixo conteúdo em TR, a razão Eu/Sm é semelhante ou mais elevada e a razão La/Lu é mais baixa que a fonte devido à deplecção em minerais pesados, concentradores de TR e com baixa razão Eu/Sm, relativamente ao quartzo e aos feldspatos (minerais empobrecidos em TR e com alta razão Eu/Sm).

Verifica-se uma anomalia positiva de Ce nos sedimentos actuais marinhos, sobretudo na fracção mais fina dos sedimentos siliciosos, calcários e sedimentos argilosos, mas marcada sobretudo nas argilas pelágicas vermelhas (Weering & Klaver, 1985).

Apesar desta uniformidade, o fraccionamento das TR nos sedimentos é sensível a outras variáveis para além da composição da área mãe, nomeadamente: o enquadramento geotectónico, o grau de alteração química, o "sorting" sedimentar. Segundo Cullers et. al. (1987), verificam-se diferenças nos padrões de TR entre bacias próximais e bacias do tipo eugeossinclinal. Nas primeiras não se verificam diferenças no padrão de TR e no valor da anomalia do Eu entre os sedimentos de diferentes

granulometrias, desde a fracção silto-argilosa à fracção arenosa. Os sedimentos finos das bacias eugeossinclinais apresentam um padrão de TR muito mais baixo e Eu/Sm muito mais elevado, do que os sedimentos finos das bacias de plataforma .

O padrão de TR para todas as unidades litogeoquímicas estudadas é, em média, muito próximo do definido para os sedimentos (Condie, 1991), quando consideramos a sua normalização ao condrito (Evensen et al.,1978), embora se verifique em algumas das unidades um enriquecimento relativo quer nas TRL quer nas TRP (fig. 4.25a). O enriquecimento é mais acentuado nas TRL do que nas TRP como é evidenciado pela comparação e normalização à média NASC e também à média ES ("Average European Shales") (Haskin & Haskin, 1966) (fig. 4.25 a e b).



a) b)

Fig. 4.25 - Padrão das TR da média de cada uma das unidades litogeoquímicas. a) Normalização ao C1 (Evensen et al., 1978) (estão também projectados os padrões das médias NASC (North American Shale Composite, Gromet et al.,1984) e ES (average European Shales - Haskin & Haskin, 1966); b) Normalização à média NASC (Gromet et al., 1984). Estão projectadas nos dois diagramas a média das duas amostras do CXG de Murça .

As unidades que apresentam um maior enriquecimento em TRL são as médias Cu-T (médias das amostras do sector mais a SW da RVPA, na envolvente do granito da S^{a}. da Gralheira) e o CXG (fig. 4.25b). O espectro de normalização ao NASC da média das restantes amostras da Unidade Cu mostra menor enriquecimento em TRL, com um espectro de TRL semelhante ao das restantes unidades. Relativamente à média NASC a maioria das unidades são empobrecidas em TRP, com excepção das Unidades FN, e Cu. As Unidades SE, Ra e AC têm um padrão de normalização ao NASC, com pequeno enriquecimento em TRL e com depleção em TRP. O mesmo se passa, mas de modo ainda mais acentuado com a unidade litogeoquímica da S^{a} da Guia (fig. 4. 25b). A menor abundância de TR que estas unidades apresentam é explicada pelo maior conteúdo em feldspatos que apresentam.

As composições médias das unidades Cu-T e CXG apresentam uma anomalia negativa em Ce, evidenciada sobretudo na normalização ao NASC. Este aspecto poderá ser significativo de uma sedimentação marinha em condições oxidantes (McLennan, 1989), onde se verifica deplecção de Ce, por oxidação de Ce^{3+} a Ce^{4+}, fixado preferencialmente em nódulos de manganês. A semelhança de espectros das duas unidades litogeoquímicas deverá ter significado em termos litoestratigráficos e paleogeográficos.

A variação dos espectros de TR dentro de cada unidade é bastante reduzido (fig. 4.26), verificando-se em todas elas um fraccionamento das TRL mais elevado que o das TRP. A unidade da S^{a} da Guia tem o mais baixo fraccionamento das TRL e o mais alto fraccionamento das TRP (fig. 4.27).

O fraccionamento das TRP tem valores próximos dos normais (Gd/Yb=1.0-2.0) para as rochas sedimentares (McLennan, 1989) em todas as unidades, embora as Unidades do DETM apresentem maior variação do fraccionamento, com valores de Gd/Yb entre 1.0 e 2.5, enquanto para as unidades do DEC o valor da mesma razão varia apenas entre 1.5 e 2.0. O fraccionameto das TRL tem maior variação nas unidades do DEC, do que nas unidades do DETM.

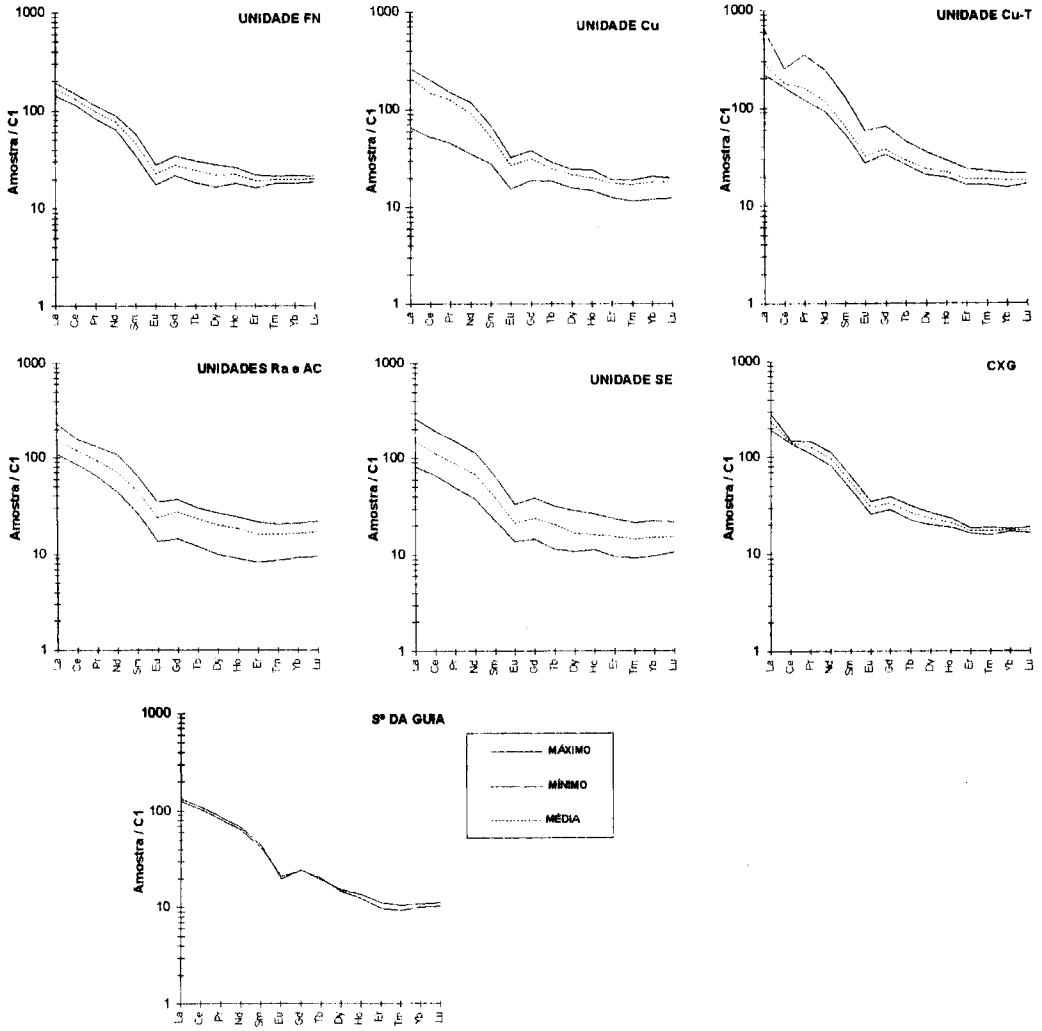


Fig. 4.26 - Variação dos espectros dentro de cada unidade. São projectado os espectros das amostras com teores máximos e com teores mínimos e o espectro da média por unidade.

Quer o fraccionamento das TRL quer o das TRP não é condicionado pelo grau de evolução sedimentar (expresso pelo parâmetro Al/3-Na) em nenhum dos domínios estruturais (fig. 4.27). Mas o conteúdo em TR (somatório TR) e o valor da anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*) são afectados pelo grau de evolução sedimentar nas unidades do DEC.

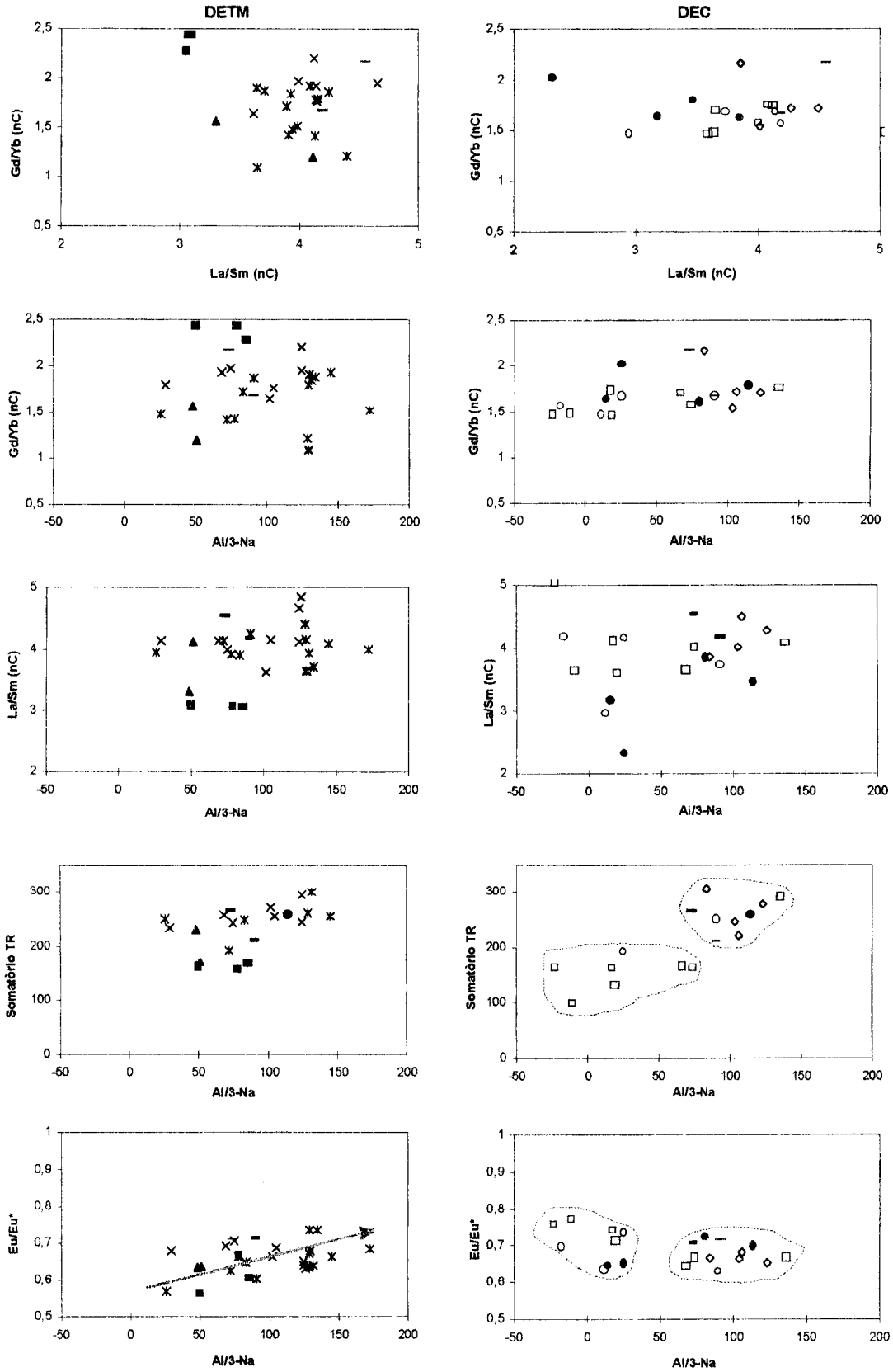


Fig. 4.27 - Variação do fraccionamento das TRL e TRP, somatório de TR e valor da anomalia de Eu, função do grau de evolução sedimentar (Al/3-Na). Nas unidades do DEC está também incluída a Unidade SC.

No diagrama ΣTR = f (Al/3-Na) existem dois conjuntos distintos: as amostras mais evoluídas (mais argilosas) têm valores do ΣTR >200 e são positivamente correlacionados com o parâmetro Al/3-Na; enquanto as amostras menos argilosas (listrados quartzo-feldspáticos) têm valores do ΣTR <200, com baixa correlação com o parâmetro de evolução sedimentar (fig. 4.27). Nas unidades do DETM não se verifica esta discriminação porque todas as amostras, com excepção das da S^a da Guia, têm valores do ΣTR >200.

O valor da anomalia de Eu (Eu/Eu*) nas unidades do DEC, é mais elevado nas amostras do conjunto menos argiloso (listrados quartzo-feldspáticos, ou rochas QF), onde tem uma correlação negativa com o parâmetro Al/3-Na, variando entre 0.63 e 0.77, enquanto para o conjunto mais argiloso ocorre menor variação do valor da anomalia de Eu (entre 0.64 e 0.72). O conjunto das unidades do DETM têm uma variação da anomalia de Eu variando entre 0.57 e 0.74, apresentando valores inferiores aos que se registam no DEC. No DETM a anomalia de Eu evidencia um ligeiro aumento do seu valor por aumento do grau de evolução sedimentar (fig 4.27).

O elevado valor de Eu/Eu* nas rochas QF das unidades do DEC, comparativamente com o que apresentam as rochas da S^a da Guia deve-se ao conteúdo em plagioclase das primeiras, enquanto na S^a da Guia a fase feldspática é representado só por feldspato potássico.

4.3 - PROVENIÊNCIA - COMPOSIÇÃO DA FONTE E AMBIENTE GEOTECTÓNICO

Como já foi referido na introdução deste capítulo, os processos sedimentares são condicionados pela composição da fonte, pela paleogeografia da área mãe e do percurso até à bacia de sedimentação, e ainda pelas condições geotectónicas, que obviamente condicionam as condições paleogeográficas e a composição da fonte. Ou

seja o ambiente geotectónico que preside à formação das rochas sedimentares deixa assinatura geoquímica por duas vias interligadas: a proveniência e o tipo de evolução sedimentar (Bathia & Crook, 1986; Rollinson, 1993), abarcando a última um conjunto de processos interligados (fig. 4.28).

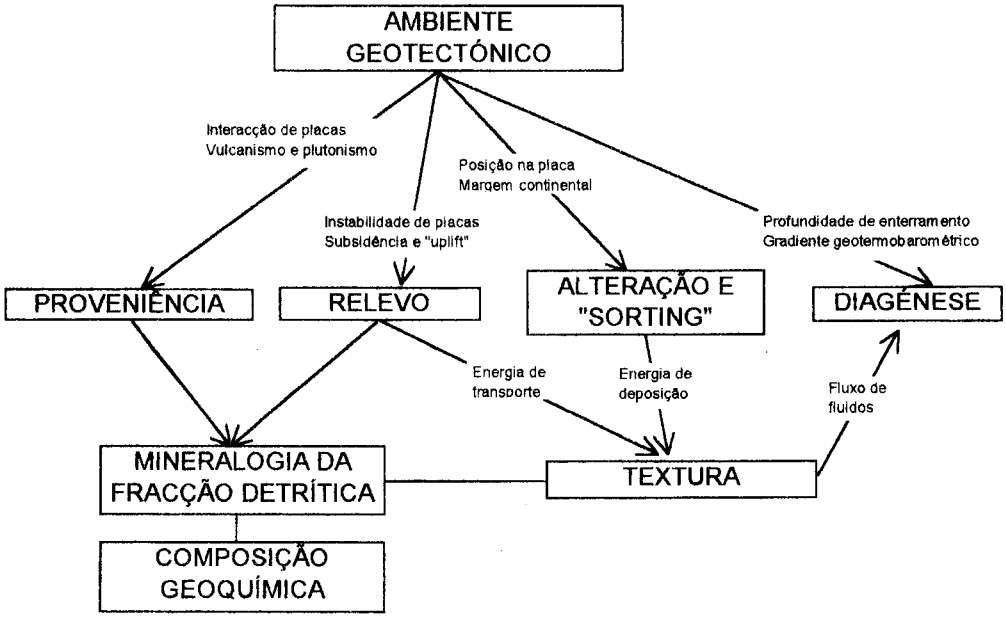


Fig. 4.28 - Representação esquemática das relações entre o ambiente geotectónico e os vários processos e atributos que condicionam a variação composicional das rochas sedimentares (Bhatia, 1983).

O grau de evolução sedimentar das diferentes unidades já foi analisado no ponto 4.2.4.2, pelo será agora considerada essencialmente a proveniência, quer em termos de ambiente geotectónico quer em termos de composição da área mãe.

As bacias sedimentares podem ter assinatura de diferentes ambientes geotectónicos:

- Arcos Insulares Oceânicos (AIO) - bacias "fore-arc" ou "back-arc", adjacentes a arcos vulcânicos desenvolvidos em crusta oceânica ou em crusta continental adelgaçada.

- Arcos Insulares Continentais (AIC) - Bacias "inter-arc", "fore-arc" ou "back-arc", adjacentes a arcos vulcânicos desenvolvidos em crusta continental espessa ou em crusta continental um pouco adelgaçada.

- Margens Continentais Activas (MCA) - Bacias tipo andino desenvolvidas sobre ou muito próximo das margens continentais. As bacias "strike-slipe" também se desenvolvem neste ambiente.

- Margens continentais Passivas (MCP) - Bacias associadas a "rifts" desenvolvidas em crosta continental espessa nas margens dos continentes, correspondendo a bacias alinhadas no bordo continental.

Embora os elementos mais utilizados na determinação da proveniências das rochas detríticas finas sejam o Th, o Sc, o Co, o Cr e as TR (Cullers et al., 1997), por serem os elementos mais imóveis durante a sedimentogénese e diagénese e também durante o metamorfismo (Bhatia & Crook, 1986; Cullers et al, 1979; Wronkiewicz & Condie, 1990), a composição em elementos maiores das rochas pelíticas também reflecte a composição da área mãe e as condições de evolução sedimentar.

Já foi posto em evidência o maior índice de maturidade química-mineralógica das unidades do DETM, comparativamente com as do DEC (figs. 4.16 e 4.17). Nas unidades de ambos os domínios a variação de SiO_2 e Al_2O_3, com boa correlação linear sugere a sua dependência da mistura de diferentes percentagens de ilite, montemorilonite e feldspato com o quartzo. Mas a variação do K_2O função do Al_2O_3 diferencia as unidades dos dois domínios (fig. 4.29). As unidades do DETM evidenciam uma diferenciação por "sorting" com diferentes percentagens de quartzo misturadas com a fracção argilosa maioritáriamente de composição ílitica com uma taxa constante de mistura com uma composição clorítica. Relativamente a esta linha de variação, os termos mais siliciosos das unidades do DEC são mais ricos em Al_2O_3 e mais pobres em K_2O, enquanto as litologias mais pelíticas são mais ricas em K_2O e mais pobres em Al_2O_3.

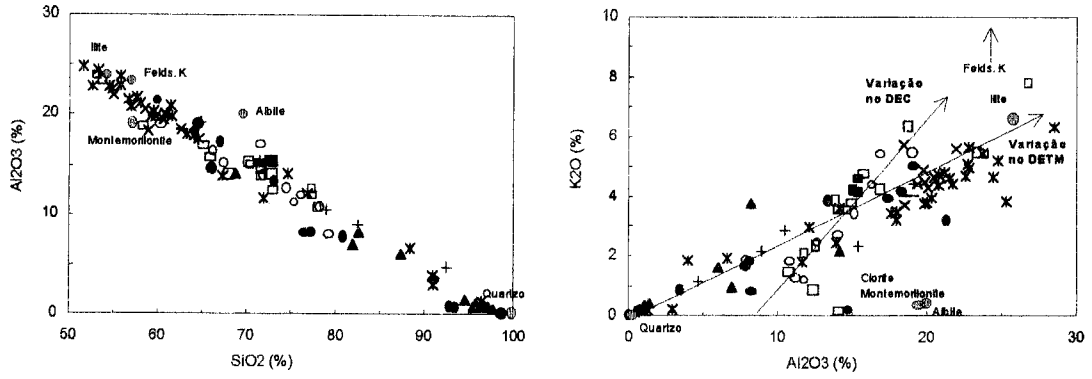


Fig. 4.29 - Diagramas de variação da % de Al_2O_3 função da % de SiO_2 e de K_2O, para as unidades dos dois domínios estruturais.

Os diagramas de variação de elementos maiores poderão ser utilizados como diagramas discriminantes dos ambientes geotectónicos (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1986), tendo a vantagem de terem mais fácil leitura e interpretação do que os diagramas de funções discriminantes (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1986, 1988). Aplicámos os diagramas de variação TiO_2 - (Fe_2O_3+MgO) e (Al_2O_3/SiO_2) - (Fe_2O_3+MgO) (Bhatia, 1983) às unidades em estudo (fig. 4.30) .

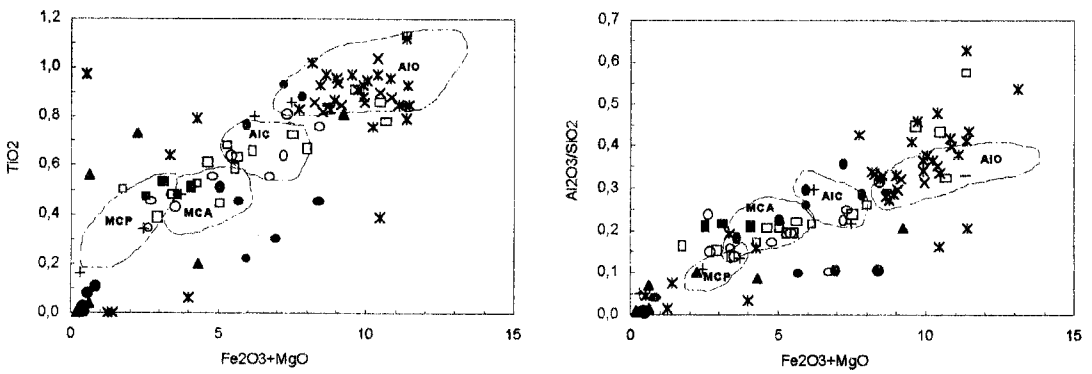


Fig. 4.30 - Diagramas de variação aplicados como diagramas discriminantes para arenitos (Bhatia, 1983) aplicado às unidadesdo DETM e do DEC.

Os resultados da aplicação do diagrama anterior assemelham-se aos do diagrama $\log(K_2O/Na_2O)$ - SiO_2 (Roser & Korsch, 1986), utilizado para sequências areno-silto-argilosas (fig 4.31). Neste diagrama é necessário ter em conta que os sedimentos siliciosos de origem química (liditos das unidades FN e Ra) e os xistos silicificados (Unidade Cu), embora sejam projectados no campo MCP não poderão estar

associados a esse contexto, porque a sua composição não é de origem detrítica. Só as amostras de Unidade Cb deverão corresponder a um contexto de margem continental. Nos diagramas da figura 4.30 as amostras de liditos e as amostras com silicificação são projectadas fora dos campos considerados.

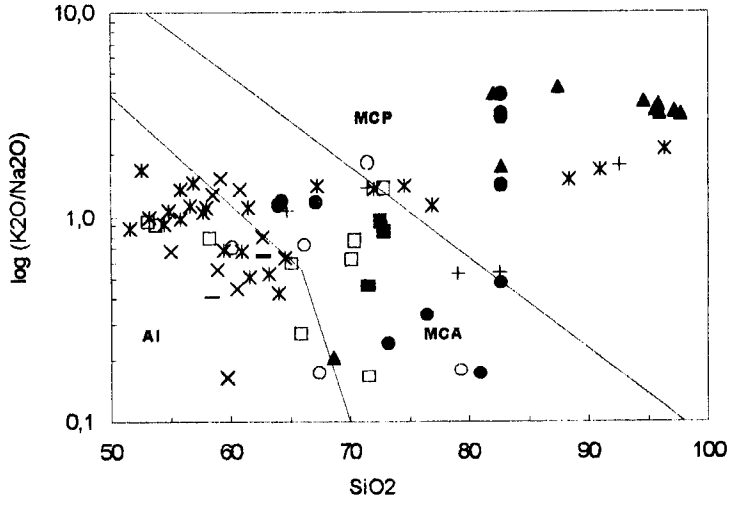
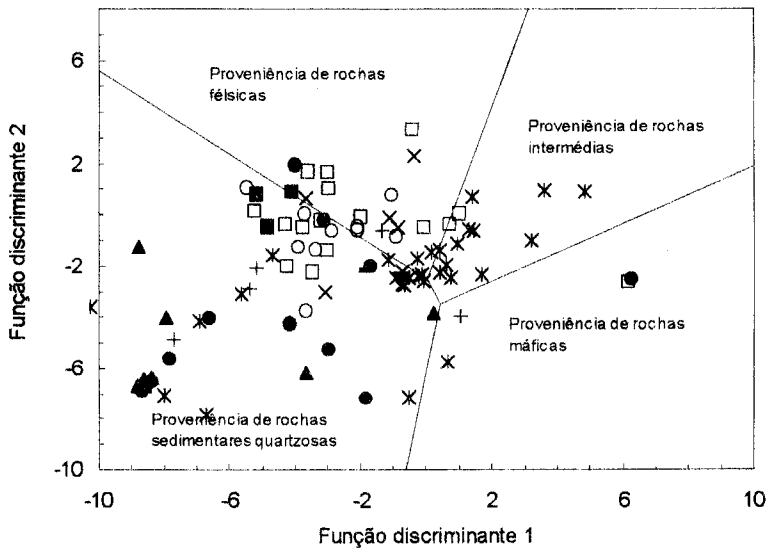


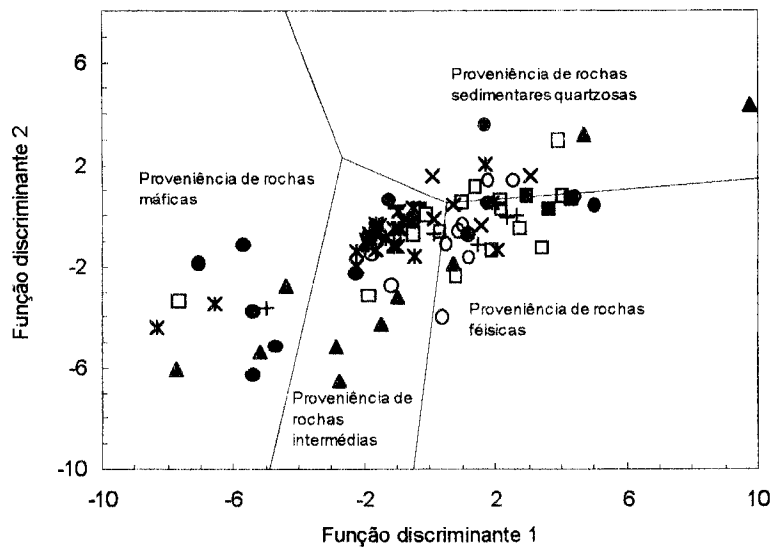
Fig. 4.31 - Diagrama discriminantes para sequências arenito-silto-argilosas (Roser & Korsch, 1986) aplicado às unidadesdo DETM e do DEC. Neste diagrama o campo AI- Arco insular, inclue o ambientes AIO e OIC.

A aplicação do diagrama de funções discriminantes de Bhatia (1983) não mostrou nenhuma discriminação importante, havendo mesmo indicações de ambiente geotectónico contraditórias relativamente a todos os outros diagramas, incluíndos os diagramas ternários de elementos menores. Também Haughton, 1988 e Winchester & Max, 1989 (in Rollinson, 1993) verificaram que o diagrama de funções discriminantes de Bhatia (1983) não se adequava às sequências sedimentares que estudaram. Os diagramas de funções discriminantes propostos por Roser & Korsch (1988) para distinção entre sedimentos cuja proveniência é fundamentalmente de rochas máficas, de rochas intermédias, de rochas félsicas ou de rochas sedimentares quartzosas, quando aplicados às unidades da RVPA dão indicações compatíveis com as dos diagramas das figuras anteriores (fig. 4.32).



Função 1 = -1,773TiO_2 + 0,607Al_2O_3 + 0,76Fe_2O_3 - 1,5MgO + 0.616CaO + 0,509Na_2O - 1,224K_2O - 9,09

Função 2 = 0,445TiO_2 + 0,07Al_2O_3 - 0,25Fe_2O_3 - 1,142MgO + 0.438CaO + 1,475Na_2O + 1,426K_2O - 6,861



Função 1 = 30,638TiO_2/ Al_2O_3 - 12,541Fe_2O_3/Al_2O_3 + 7,329MgO/Al_2O_3 + 12,031Na_2O/Al_2O_3 + 35,402K_2O/Al_2O_3 - 6,382

Função 2 = 56,500TiO_2/ Al_2O_3 - 10,879Fe_2O_3/Al_2O_3 + 30,875MgO/Al_2O_3 - 5,404Na_2O/Al_2O_3 + 11,112K_2O/Al_2O_3 - 3,89

Fig. 4.32 - Diagrama de funções discriminantes para assinatura de proveniência de sequências arenito-silto-argilosas, usando elementos maiores (Roser & Korsch, 1986) aplicado às unidades do DETM e do DEC.

A utilização dos diagramas ternários que envolvem os elementos imóveis com maior abundância em rochas félsicas (La, Th e Zr) e elementos imóveis com maior

abundância em rochas máficas (Sc, Co e Cr) dá indicações mais seguras sobre a proveniência (fig. 4.33).

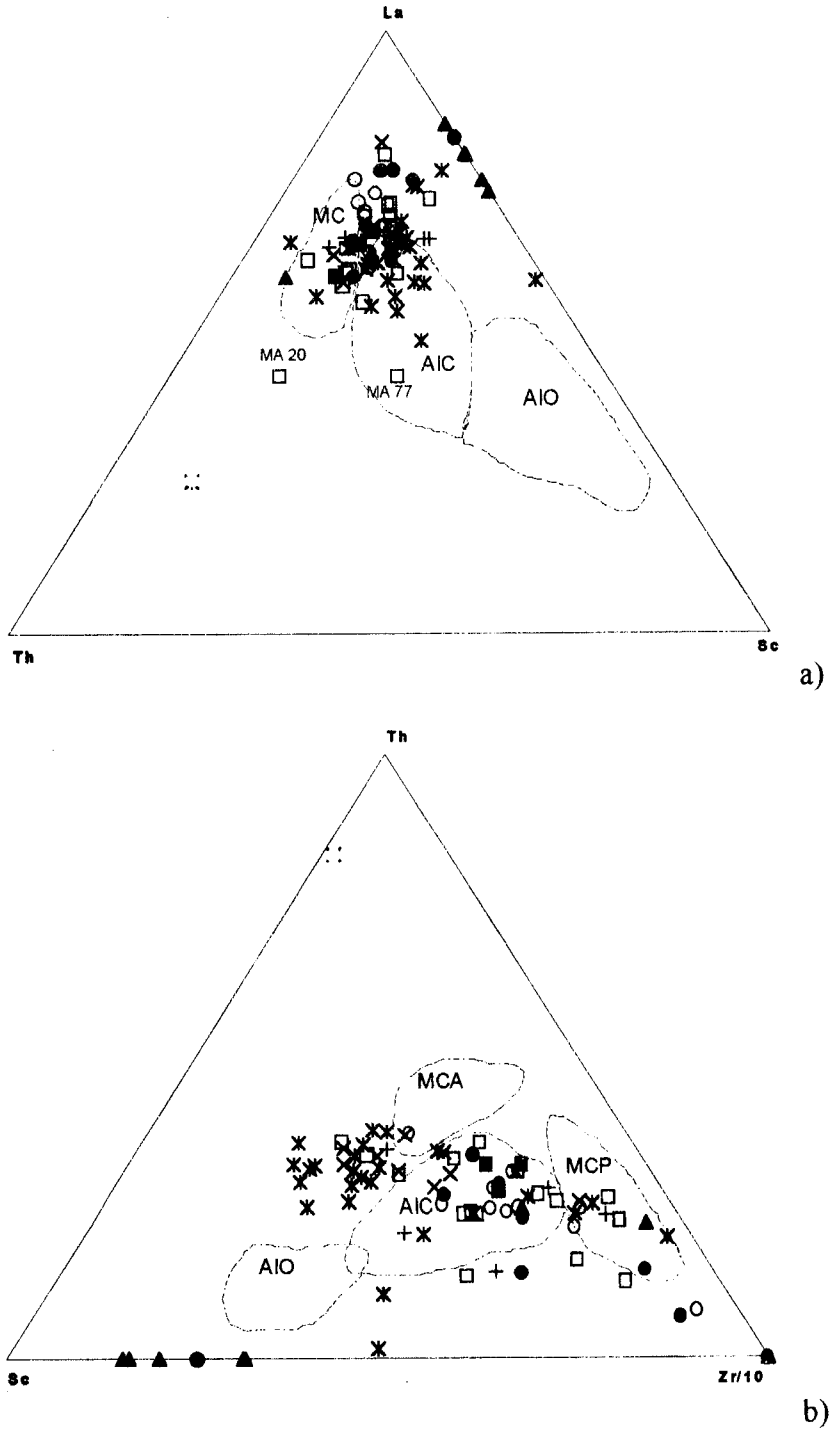


Fig. 4.33 - Diagramas discriminantes para o ambiente de deposição de grauvaques (Bhatia & Crook, 1986) aplicados às unidades da RVPA. a) Diagrama La-Th-Sc; b) Diagrama Th-Sc-(Zr/10).

A razão entre elementos imóveis são um bom marcador da proveniência, nomeadamente as razões Th/Sc; Cr/Th; Ti/Zr; V/Sc, La/Sc (Bhatia & Crook, 1986 Cullers et al., 1997), embora estas razões possam sofrer algum fraccionamento durante a alteração e o transporte (Rollinson, 1993). É por isso importante comparar o valor destas razões entre litologias idênticas, nomeadamente entre os filitos das diferentes unidades (fig 4.34).

A razão mais discriminadora nos filitos do conjunto de todas as unidades, com excepção da Unidade FN que não está representada, é a razão Th/Sc. Esta razão individualiza dois conjuntos de filitos que apresentam também diferença, embora menos marcada, no valor das outras razões consideradas. Assim discrimina-se um grupo de filitos com valor da razão Th/Sc > 1.75, constituído pelas totalidade das amostras Cu-T (correspondentes ao sector SSW da RVPA, na envolvente imediata do granito da Sª da Gralheira) e englobando também a única amostra de filito da Unidade Cb, uma amostra da Unidade SE (MA 202) e duas amostras da Unidade Cu (MA 218 e MA 204). O elevado valor da razão Th/Sc deste grupo evidencia maior contributo de fonte de composição ácida, num ambiente geotectónico de margem continental passiva a margem continental activa. O mesmo tipo de proveniência e de ambiente geotectónico foi indicíado para estas amostras nos diagramas discriminantes sobre elementos maiores(fig. 4.31, 4.32 e 4.33).

O outro grupo, constituído pelos filitos das Unidades Cu, AC e Ra, tem valor da razão Th/Sc >1.60, significativo de um aumento da assinatura de fonte máfica ou intermédia, num ambiente geotectónico entre o arco insular continental e o arco insular oceânico, embora com influências de margem continental, expressas sobretudo pela razão Ti/Zr. As amostras deste grupo têm menos Zr que as do grupo anterior, tendo em média menor valor da razão Zr/Y e maior valor da razão Ti/Zr do que as do primeiro grupo (fig. 4.34). Tal como no grupo anterior, o tipo de proveniência e de ambiente geotectónicoé idêntico ao indicado pelos diagramas discriminantes sobre elementos maiores.

As duas amostras do CXG projectam-se sobre a fronteira que separa os dois grupos, significando provavelmente uma mistura de fontes.

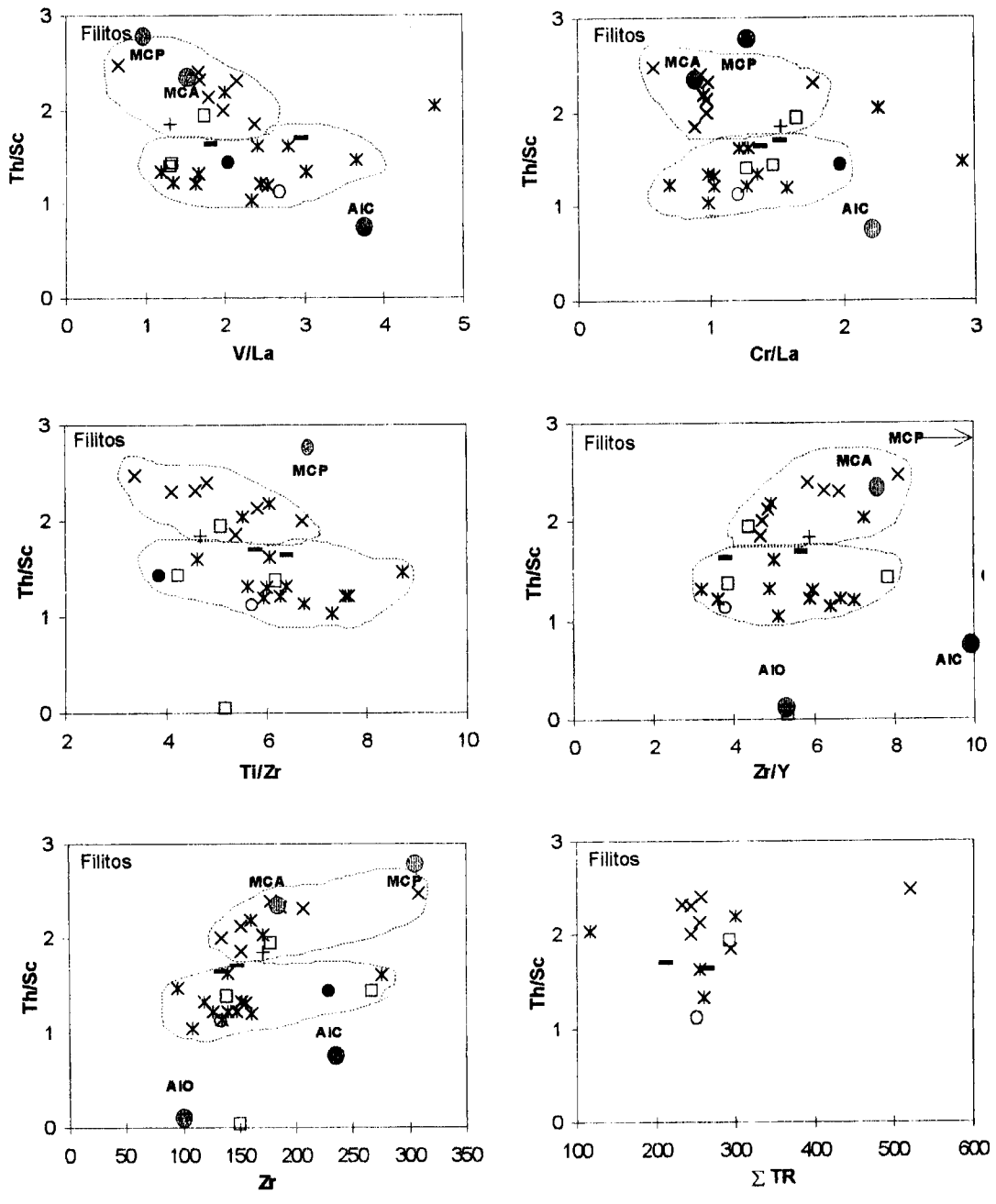


Fig. 4.34 - Diagramas das razões Th/Sc - V/La; Th/Sc - Cr/La; Th /Sc - Ti/Zr; Th/Sc - Zr/Y; Th/SC - Zr e Th/Sc - Σ TR, considerando apenas as litologias filitosas, razão pela qual não está representada a unidade FN. Estão também projectados os valores das razões para os grauvaques dos diferentes ambientes geotectónicos: MCP; MCA; AIC e AIO (Bhatia & Crook, 1986). Nas razões V/La e Cr/La são utilizados os valores de La do Canadá (Anexo II - Tabela A.II.3).

Não há diferenças no conteúdo em TR entre os dois grupos discriminados, porque só foram consideradas as litologias mais argilosas.

4.4 - TRATAMENTO ESTATÍSTICO - ANÁLISE MULTIVARIADA

Os dados geoquímicos de rocha total foram alvo de tratamento estatístico por análise multivariada utilizando o método de análise factorial das componentes principais (ACP) (Benzecri in Cuney et al.,1985). A ACP é uma técnica de análise multidimensional, que permite classificar um conjunto de *n* observações (amostras analisadas - *n* A) referenciadas a um conjunto de *n* variáveis quantitativas (elementos químicos analisados - *n*E), estabelecendo relações entre *n*E variáveis num espaço de dimensão *n*A. Concretamente permite a definição de um conjunto de factores F=(1....n), factores "*scores*", que serão representativos de fenómenos ou processos que influenciaram os valores das variáveis para a população considerada. A quantificação destes factores é feita por variável ou por amostra, definindo no primeiro caso a importância que cada um dos elementos químicos tem na caracterização do factor considerado, e no segundo as contribuições de cada amostra para o valor do factor em causa.

Os factores "*scores*" das variáveis representam coeficientes de correlação linear com cada um dos componentes principais. As variáveis envolvidas num tratamento por ACP podem ser representadas num círculo de centro 0 e de raio 1 (círculo de correlação), tendo duas das componentes principais representadas em dois diâmetros ortogonais (Cuney et al., 1985). Uma variável projectada próxima da circunferência tem forte importância numa ou em ambas as componentes principais, consoante esteja mais próxima de uma das componentes ou seja equidistante dos dois eixos. Duas variáveis próximas da circunferência terão independência recíproca se estiverem posicionadas em ângulo recto. Duas variáveis diametralmente opostas serão anti-correlacionadas. As variáveis próximas do centro serão independentes relativamente às componentes principais consideradas.

Nos factores "*scores*" por amostra a importância na definição do componente principal considerado é tanto maior quanto mais positivo for o valor (>1) ou quanto mais negativo (<-1). Terão importância pouco considerável na definição da componente considerada as amostras cujos valores de "scores" estejam entre 1 e -1.

Este tratamento estatístico é favorável na análise de dados analíticos de rocha total, envolvendo elementos maiores, elementos traço e TR, ou seja elementos químicos presentes em concentrações muito diferentes, porque tem em conta apenas as variações relativas de concentração entre elementos, qualquer que seja o valor absoluto da concentração.

Este tratamento foi feito recorrendo ao programa Statgeo, desenvolvido para Macintosh e proveniente do CREGU, Nancy. A partir de um ficheiro de dados inicial é calculada a matriz de correlação linear entre as variáveis (elementos envolvidos). São depois determinados os factores "*scores*" por variável e por amostra, dos eixos ou componentes principais, finalizando pela representação gráfica das variáveis no círculo de correlação.

Foi feita a ACP em diferentes ficheiros, globais ou parcelados por litologias ou por domínios estruturais, numa tentativa de verificar as diferenças de infuência de diferentes fenómenos ou processos, nas várias litologias e unidades.

Sobre um ficheiro global, com 29 elementos de 67 amostras, com as diferentes litologias de todas as unidades litoestratigráficas da RVPA, a ACP evidenciou quatro componentes principais, F1, F2, F3 e F4, representado na totalidade 65,32% da variância total. A componente principal, F1 é marcada pela diferenciação geoquímica que acompanha o processo sedimentar definindo um pólo silicioso e um pólo argiloso. A sílica está correlacionada negativamente com todos os outros elementos com excepção do Na_2O (Tabela 4.4) sendo a anti-correlação SiO_2 - Al_2O_3 o principal marcador do plano principal da ACP - F1 (figs. 4.35), tendo os filitos valores muito

Tabela 4.4 - Matriz de correlação realizada sobre 29 elementos de 67 amostras das diferentes litologias de todas as unidades litoestratigráficas da RVPA.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Au	As	Co	Cr	Cu	Nb	Ni	Rb	Sb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr	La	Sm	Eu	Yb
SiO2	1,00																												
Al2O3	-0,98	1,00																											
Fe2O3	-0,84	0,76	1,00																										
MgO	-0,70	0,61	0,59	1,00																									
Na2O	0,25	-0,28	-0,37	-0,18	1,00																								
K2O	-0,79	0,81	0,54	0,61	-0,31	1,00																							
TiO2	-0,72	0,70	0,71	0,44	-0,27	0,60	1,00																						
P2O5	-0,53	0,47	0,37	0,53	0,14	0,40	0,29	1,00																					
Au	-0,02	0,06	-0,05	-0,06	-0,27	0,08	-0,02	-0,05	1,00																				
As	-0,13	0,16	0,01	-0,14	0,15	0,07	0,05	0,13	-0,03	1,00																			
Co	-0,61	0,56	0,67	0,48	-0,19	0,37	0,44	0,36	-0,05	-0,15	1,00																		
Cr	-0,64	0,61	0,55	0,28	-0,24	0,40	0,47	0,40	0,13	0,20	0,39	1,00																	
Cu	-0,63	0,63	0,50	0,41	-0,24	0,50	0,38	0,35	-0,01	0,05	0,40	0,38	1,00																
Nb	-0,55	0,48	0,52	0,49	-0,01	0,44	0,64	0,24	-0,13	-0,07	0,34	0,39	0,15	1,00															
Ni	-0,72	0,65	0,76	0,52	-0,27	0,43	0,52	0,35	-0,06	0,06	0,71	0,64	0,56	0,49	1,00														
Rb	-0,78	0,81	0,58	0,52	-0,31	0,86	0,58	0,36	0,13	0,17	0,35	0,53	0,50	0,31	0,44	1,00													
Sb	-0,03	0,07	-0,16	-0,11	0,10	0,03	-0,13	-0,03	0,46	0,22	-0,06	0,26	-0,03	-0,16	-0,10	0,22	1,00												
Sc	-0,81	0,80	0,73	0,46	-0,32	0,60	0,67	0,48	0,16	0,13	0,50	0,58	0,60	0,24	0,58	0,61	0,06	1,00											
Sr	-0,21	0,19	0,06	-0,05	0,37	-0,04	0,12	0,28	-0,05	0,20	0,07	0,37	-0,01	0,22	0,13	-0,03	0,05	0,23	1,00										
Th	-0,40	0,37	0,41	0,22	-0,19	0,30	0,63	0,06	-0,03	0,08	0,36	0,42	0,21	0,66	0,47	0,27	-0,06	0,26	0,09	1,00									
U	-0,33	0,30	0,35	0,25	-0,01	0,23	0,44	0,41	0,17	0,27	0,15	0,23	0,18	0,26	0,21	0,28	-0,04	0,42	0,34	0,18	1,00								
V	-0,86	0,83	0,78	0,50	-0,32	0,71	0,74	0,37	-0,05	0,12	0,54	0,72	0,54	0,60	0,71	0,73	0,02	0,70	0,11	0,54	0,25	1,00							
Y	-0,54	0,48	0,51	0,59	-0,22	0,41	0,57	0,30	0,00	-0,12	0,40	0,23	0,26	0,67	0,36	0,36	-0,11	0,32	0,10	0,54	0,35	0,42	1,00						
Zn	-0,80	0,77	0,81	0,59	-0,33	0,59	0,69	0,38	-0,10	0,02	0,56	0,38	0,59	0,50	0,73	0,56	-0,20	0,62	0,01	0,43	0,32	0,70	0,52	1,00					
Zr	0,50	-0,56	-0,25	-0,33	0,10	-0,42	0,02	-0,32	-0,15	-0,20	-0,24	-0,29	-0,25	0,09	-0,23	-0,43	-0,25	-0,38	-0,10	0,25	0,06	-0,34	0,12	-0,30	1,00				
La	-0,46	0,46	0,44	0,32	-0,18	0,33	0,57	0,35	0,18	0,10	0,38	0,31	0,14	0,35	0,28	0,40	0,06	0,44	0,14	0,53	0,43	0,39	0,58	0,43	0,01	1,00			
Sm	-0,45	0,44	0,49	0,33	-0,25	0,30	0,54	0,30	0,20	0,09	0,41	0,26	0,18	0,28	0,27	0,37	0,07	0,45	0,09	0,47	0,47	0,30	0,64	0,44	0,04	0,94	1,00		
Eu	-0,15	0,14	0,20	0,10	-0,04	0,03	0,28	0,08	0,00	0,01	0,23	0,13	0,11	0,15	0,18	0,10	-0,01	0,20	0,09	0,32	0,30	0,12	0,32	0,16	0,20	0,36	0,36	1,00	
Yb	-0,44	0,43	0,46	0,33	-0,30	0,24	0,51	0,40	0,26	0,08	0,37	0,30	0,31	0,25	0,32	0,35	0,11	0,50	0,17	0,39	0,59	0,30	0,63	0,42	0,12	0,73	0,82	0,44	1,00
Média	65,8	17,0	5,9	1,5	1,0	3,9	0,7	0,1	9,4	24,8	10,6	92,0	21,2	11,7	32,1	163,0	0,8	10,0	80,4	13,4	3,7	85,0	25,2	85,4	229,4	49,9	6,3	1,8	3,8
D.P.	9,9	5,2	2,5	0,7	0,9	1,5	0,2	0,1	7,1	35,0	6,0	33,8	11,7	5,3	16,4	75,9	0,7	5,0	44,2	5,3	1,3	35,5	8,4	35,6	143,4	26,2	2,9	2,3	1,3

	F 1	F 2	F 3	F 4
	40,58%	10,25%	7,94%	6,55%
SiO2	-0,95	-0,25	-0,01	0,07
Al2O3	0,91	0,29	0,08	-0,01
Fe2O3	0,87	0,06	-0,19	0,03
MgO	0,68	0,13	-0,21	0,02
Na2O	-0,34	-0,05	0,13	-0,72
K2O	0,75	0,32	-0,01	0,15
TIO2	0,82	-0,21	-0,14	-0,02
P2O5	0,54	0,09	0,22	-0,37
Au	0,06	-0,05	0,58	0,51
As	0,10	0,09	0,49	-0,33
Co	0,66	0,03	-0,20	0,01
Cr	0,66	0,18	0,23	-0,17
Cu	0,61	0,30	-0,06	0,07
Nb	0,61	-0,23	-0,37	-0,29
Ni	0,76	0,16	-0,23	-0,11
Rb	0,75	0,30	0,18	0,18
Sb	-0,01	0,14	0,68	0,17
Sc	0,81	0,17	0,21	0,02
Sr	0,17	-0,10	0,34	-0,71
Th	0,56	-0,43	-0,22	-0,04
U	0,46	-0,37	0,35	-0,23
V	0,86	0,23	-0,11	-0,05
Y	0,66	-0,46	-0,19	0,05
Zn	0,83	0,09	-0,25	0,03
Zr	-0,31	-0,71	-0,31	-0,02
La	0,63	-0,54	0,25	0,11
Sm	0,62	-0,58	0,26	0,20
Eu	0,28	-0,49	0,06	-0,01
Yb	0,62	-0,56	0,31	0,16

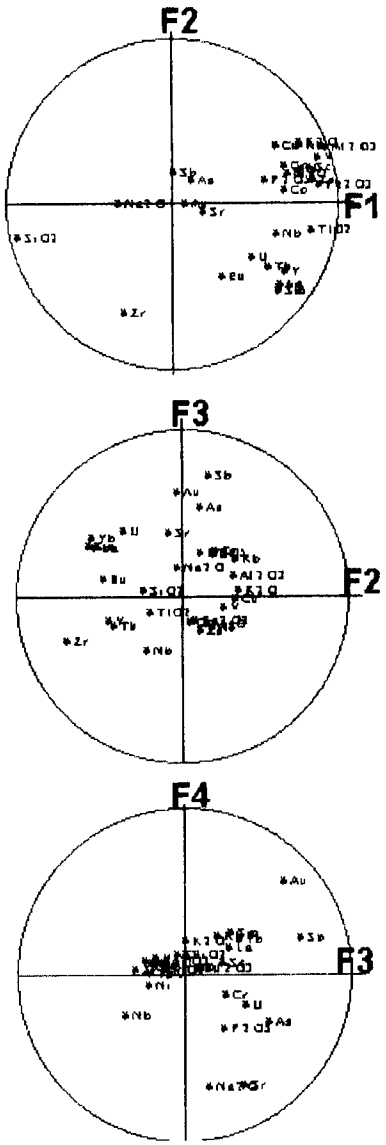


Fig. 4.35 - Valor dos factores "scores" por elemento e representação gráfica dos planos principais da ACP realizada sobre um ficheiro global com 29 elementos de 67 amostras de todas as unidades litoestratigráficas da RVPA.

positivos de F1 e os quartzitos e quartzofilitos valores negativos (fig. 4.36). As Unidades Cu e Cu-T e os filitos das Unidades SE, Cb, Ra e AC tem valores positivos de F1, mas a grande maioria das amostras das Unidades SE, Cb, Ra e AC, e ainda a Unidade FN, têm valores negativos de F1.

A componente principal F2, é resultante do "sorting" e selecção mineralógica que acompanha o processo sedimentar, definido entre os minerais argilosos e os minerais pesados, verificando-se que o Zr é o elemento que tem um valor mais negativo do plano F2, tendo por isso correlação negativa com os minerais de argila (fig. 4.35).

Os planos F1 e F2, o primeiro representando 40,58% e o segundo 10, 25% da variância total, marcam respectivamenteo grau de maturidade geoquímica e o "sorting" e selecção mineralógica que acompanhou o processo sedimentar. No diagrama F1-F2 (fig. 4.35) podemos verificar que os elementos associados à fraccção de maior maturidade geoquímica (fracção argilosa) constituem dois grupos. O primeiro, englobando Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, K_2O, P_2O_5, TiO_2, Co, Cr, Cu, Ni, Rb, Sc, V e Zn, tem valores baixos, mas positivos de F2. O segundo grupo, constituído por TiO_2, Nb, U, Th, Y e TR, tem valores ligeiramente mais baixos de F1, com excepção do TiO_2, e valores negativos da componente F2. Este último grupo tem um grau de influência idêntico nas duas componentes, embora com significados opostos na variação da sua concentração. Para a componente F1 - maturidade geoquímica - os factores "scores" têm valores positivos, o que significa que o processo de maturidade química resulta num aumento da concentração destes elementos. Ao contrário, com a componente F2 - "sorting" e selecção mineralógica dos minerais pesados - os factores "scores" têm valores negativos o que significa que na evolução sedimentar das unidades se verificou diminuição da concentração destes elementos por processos de "sorting". Isto verifica-se porque na totalidade das 67 amostras envolvidas há uma predominância larguíssima de litologias pelíticas, não estando representada a outra fracção mineralógica e textural resultante do "sorting" sedimentar.

As componentes F3 e F4, representando respectivamente 7,94 e 6,55 da variância total, são marcadas por elementos com grande mobilidade nos processos secundários, sendo a componente F3 definida sobretudo por Sb, As e Au, e a componente F4 por Na e Sr. As amostras que têm maior importância na definição da componente F3 são amostras com alteração hidrotermal (MA 169), ou localizadas próximo do encosto de

Unidade	Amostra	F 1	F 2	F 3	F 4
SE	MA 16	-1,31	0,16	-0,03	0,27
SE	MA 20	1,82	3,61	-0,94	-0,38
SE	MA 22A	-1,14	-0,44	2,86	-1,39
SE	MA 22B	7,21	-0,99	1,22	0,70
SE	MA 24	-4,74	-0,39	-0,07	-3,16
SE	MA 77	-3,01	1,18	0,06	1,26
SE	MA 110	-1,78	-0,11	0,95	-0,15
SE	MA 129	4,31	-0,86	0,92	1,41
SE	MA 201	-0,63	0,94	-0,89	-1,56
SE	MA 202	4,95	-0,28	-1,00	-0,34
SE	MA 203	-5,46	0,17	-0,52	-0,45
SE	MA 223	-0,77	1,86	-1,89	0,21
SE	MA 223A	-5,74	0,10	0,13	-1,50
SE	MA 224	-3,56	1,41	-0,86	-0,35
SE	MA 226	-2,66	1,03	-1,29	0,05
Cb	MA 120	-5,84	0,58	0,70	0,98
Cb	MA 125	0,81	-1,33	1,96	0,05
Cb	MA 132	-9,01	0,94	-0,51	1,79
Cb	MA 133	-4,65	0,69	0,84	1,27
Cb	MA 136	-1,31	-1,23	0,40	1,08
Ra	MA 17	-2,77	-0,97	1,81	-3,07
Ra	MA 19	-1,51	0,24	-0,36	2,33
Ra	MA 67	1,16	0,87	-0,81	1,07
Ra	MA 157	-4,82	-1,56	-0,60	0,21
Ra	MA 158	-3,06	-0,87	-0,93	0,03
Ra	MA 225	-0,10	0,13	-1,38	0,22
AC	MA 121	0,58	0,56	0,51	-0,62
AC	MA 122	-3,73	-0,66	3,38	-4,37
AC	MA 123	-3,22	0,28	1,28	-0,28
AC	MA 130	-1,94	1,97	3,69	3,01
AC	MA 145	-2,19	0,06	-1,01	-0,50
AC	MA 161	-5,53	0,61	0,26	-1,20
AC	MA 222	0,36	0,96	-1,19	0,36
Cu	MA 26	5,36	-0,52	1,44	-0,34
Cu	MA 59	1,36	0,28	-0,30	0,08
Cu	MA 61	2,61	1,55	-0,23	-0,01
Cu	MA 118	3,21	0,22	0,44	0,80
Cu	MA 126	2,08	-4,22	-1,75	1,17
Cu	MA 128	1,43	-2,35	3,20	2,35
Cu	MA 146	-2,97	1,18	4,91	3,87
Cu	MA 149	1,68	0,36	0,47	0,70
Cu	MA 150	2,62	1,34	-0,34	1,29
Cu	MA 152	1,88	3,66	0,30	-0,35
Cu	MA 155	5,60	1,36	1,49	-1,09
Cu	MA 159	1,48	-0,71	0,63	-0,73
Cu	MA 160	3,87	-0,58	1,07	0,19
Cu	MA 163	3,46	1,82	-0,69	-0,22
Cu	MA 164	3,56	3,34	-1,05	-0,99
Cu	MA 165	2,99	-4,77	-0,45	-0,82
Cu	MA 167	-4,79	-5,95	-2,40	1,13
Cu	MA 181	-2,92	0,77	-1,05	1,74
Cu	MA 204	1,30	1,84	-0,20	-0,36
Cu	MA 215	0,86	-0,06	-1,52	-0,14
Cu	MA 218	3,41	0,23	-1,11	-0,91
Cu	MA 219	2,81	1,64	-2,06	0,89
Cu	MA 220	2,62	1,32	-2,57	-0,38
Cu	MA 220A	-3,72	-0,80	-2,37	0,85
Cu-T	MA 169	1,89	-0,16	2,83	-3,37
Cu-T	MA 171	2,33	-0,28	0,21	-0,89
Cu-T	MA 173	5,13	-4,29	0,09	1,28
Cu-T	MA 174	2,12	-2,25	0,59	0,75
Cu-T	MA 183	4,48	0,14	0,58	-0,70
Cu-T	MA 187	2,89	0,13	-1,08	-0,37
Cu-T	MA 208	2,07	0,62	-1,27	-1,61
Cu-T	MA 211	1,78	0,18	-1,83	0,80
FN	MA 199	0,52	-2,54	-0,97	-0,53
FN	MA 221	-5,35	-1,75	-1,97	0,99

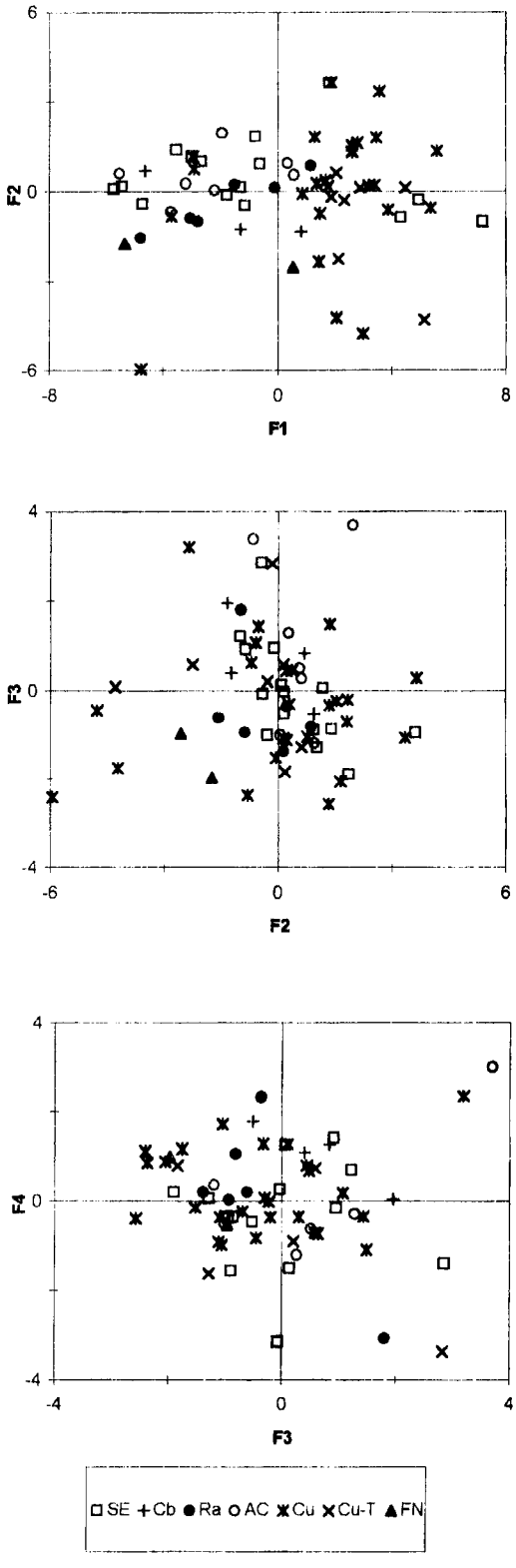


Fig. 4.36 - Valor dos factores "scores" por amostra e respectiva representação gráfica (algumas amostras projectam-se fora do campo considerado nos diagramas) para o conjunto de todas as unidades litoestratigráficas da RVPA.

zonas silicifidadas (MA 128) e têm factores "scores" positivos que significa que os processos são acompanhados pelo aumento da concentração destes elementos.

A componente F4 marca a alteração meteórica da plagioclase acompanhada por lixiviação do Na e Sr.

Deve realçar-se que a importância da variação da concentração do Na_2O, sendo este um marcador do grau de maturidade químico-mineralógica (ponto 4.2.4) e devendo por isso ser importante na definição da componente F1, é minimizada pela grande predominância de litologias pelíticas na globalidade de todas as unidades. O Na_2O tem um factor "scores" de -0.34 para F1 e um factor "scores" quase nulo para F2, o que significa que é o único elemento que acompanha a sílica na diminuição da concentração por aumento da maturidade sedimentar. O facto de o "scores" de F2 ser nulo significa que o "sorting" e selecção mineralógica não afecta a concentração de Na_2O, o que é significativo de que os protólitos sedimentares ou vulcanosedimentares das rochas QF não eram grauvaques ou arenitos arcósicos, mas sim misturas de minerais de argila com maior ou menor contributo de cinzas vulcânicas de composição ácida.

Foi feito o tratamento por ACP a ficheiros individualizando os dois domínios estruturais, para verificar se as componentes principais são marcadas de modo diverso pelos mesmos elementos significando, nesse caso, que a sua concentração dependerá de diferentes processos nos dois domínios.

Na tabela 4.5 e nas figuras 4.37 e 4.38 são apresentados a matriz de correlação e os factores "scores" por elemento e por amostra e a respectiva representação gráfica, resultantes da aplicação do tratamento por ACP a 38 amostras das unidades do DETM, incluindo a unidade litogeoquímica da Sª Guia, excluindo apenas os liditos da Unidade FN e considerando um total de 23 elementos. Aplicou-se o mesmo estudo a 38 amostras de todas as unidades do DEC, considerando os mesmos 23 elementos.

Tabela 4.5 - Matriz de correlação realizada sobre 23 elementos de 38 amostras das Unidades do DETM, englobando todas as litologias, excluindo os liditos. Considera 25 amostras da Unidade Cu; 8 do grupo Cu-T; 3 da Sª Guia e 2 da Unidade FN:

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	Na2O	K2O	TiO2	Sc	V	Cr	Co	Ni	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Au	Th	U
SiO2	1,00																						
Al2O3	-0,98	1,00																					
Fe2O3	-0,84	0,73	1,00																				
MgO	-0,70	0,57	0,71	1,00																			
Na2O	0,01	-0,09	-0,07	0,23	1,00																		
K2O	-0,72	0,78	0,36	0,32	-0,33	1,00																	
TiO2	-0,58	0,56	0,52	0,57	0,04	0,34	1,00																
Sc	-0,82	0,83	0,69	0,48	-0,10	0,53	0,64	1,00															
V	-0,83	0,80	0,72	0,58	-0,08	0,59	0,63	0,69	1,00														
Cr	-0,80	0,76	0,62	0,62	0,33	0,48	0,57	0,65	0,78	1,00													
Co	-0,55	0,45	0,70	0,54	0,15	0,08	0,36	0,48	0,52	0,50	1,00												
Ni	-0,71	0,61	0,81	0,58	0,08	0,27	0,48	0,55	0,73	0,71	0,78	1,00											
Zn	-0,75	0,68	0,81	0,60	-0,07	0,37	0,49	0,55	0,66	0,58	0,53	0,74	1,00										
As	-0,28	0,33	0,07	-0,09	0,12	0,33	0,05	0,27	0,19	0,31	-0,15	0,04	0,04	1,00									
Rb	-0,83	0,86	0,55	0,53	-0,03	0,80	0,46	0,67	0,65	0,67	0,24	0,42	0,50	0,41	1,00								
Sr	-0,25	0,20	0,12	0,31	0,81	-0,04	0,15	0,15	0,10	0,45	0,25	0,22	0,13	0,09	0,16	1,00							
Y	-0,06	-0,04	0,22	0,36	0,15	-0,15	0,37	-0,03	0,05	0,07	0,18	0,11	0,19	-0,12	-0,09	0,09	1,00						
Zr	0,66	-0,70	-0,41	-0,30	0,18	-0,62	0,08	-0,45	-0,44	-0,41	-0,22	-0,27	-0,38	-0,30	-0,66	-0,07	0,33	1,00					
Nb	-0,20	0,11	0,26	0,39	0,31	0,04	0,37	-0,09	0,36	0,33	0,14	0,35	0,29	-0,09	0,05	0,24	0,48	0,27	1,00				
Sb	-0,07	0,11	-0,04	0,00	0,14	0,05	0,09	0,19	0,08	0,15	-0,07	-0,09	-0,15	0,39	0,30	-0,06	-0,19	-0,25	-0,24	1,00			
Au	0,12	-0,10	-0,09	-0,09	-0,09	-0,11	-0,05	0,04	-0,16	-0,16	-0,13	-0,21	-0,23	0,09	0,02	-0,23	-0,19	-0,14	-0,37	0,69	1,00		
Th	-0,08	0,00	0,15	0,27	0,23	-0,03	0,45	0,09	0,30	0,26	0,21	0,36	0,22	0,00	-0,05	0,13	0,40	0,46	0,59	-0,12	-0,18	1,00	
U	-0,02	0,01	-0,01	0,14	0,30	-0,05	0,14	-0,10	0,01	-0,04	-0,01	-0,05	0,07	-0,04	0,00	0,20	0,53	0,26	0,56	-0,31	-0,34	0,32	1,00
Média	62,82	18,52	6,83	1,64	0,94	4,06	0,84	10,96	96,39	99,82	11,66	36,35	97,53	31,09	183,85	93,32	27,46	238,63	13,60	0,74	8,68	15,66	3,25
D.P.	9,36	4,89	2,44	0,59	0,99	1,12	0,17	5,42	35,43	30,07	6,76	17,45	32,12	29,71	61,01	55,89	6,72	165,59	4,74	0,69	6,55	4,99	0,89

Tabela 4.6 - Valores dos factores "scores" dos planos principais da ACP para os 23 elementos considerados em 38 amostras das Unidades do DETM.

	F 1	F 2	F 3	F 4
	39,32%	16,74%	8,80%	7,00%
SiO2	-0,97	-0,14	0,01	-0,09
Al2O3	0,93	0,26	-0,01	0,18
Fe2O3	0,86	-0,07	-0,22	-0,25
MgO	0,75	-0,26	0,04	-0,16
Na2O	0,05	-0,46	0,82	-0,06
K2O	0,64	0,40	-0,13	0,49
TIO2	0,67	-0,27	0,00	-0,11
Sc	0,81	0,24	0,00	-0,11
V	0,88	0,00	-0,10	0,01
Cr	0,86	-0,06	0,30	-0,01
Co	0,63	-0,22	-0,12	-0,49
Ni	0,80	-0,21	-0,14	-0,31
Zn	0,79	-0,13	-0,27	-0,07
As	0,24	0,35	0,47	0,35
Rb	0,79	0,36	0,16	0,27
Sr	0,28	-0,35	0,66	0,06
Y	0,14	-0,66	-0,07	0,01
Zr	-0,54	-0,65	-0,03	-0,15
Nb	0,30	-0,73	0,04	0,22
Sb	0,07	0,49	0,56	-0,33
Au	-0,15	0,49	0,28	-0,51
Th	0,23	-0,65	0,05	-0,08
U	0,05	-0,63	0,07	0,48

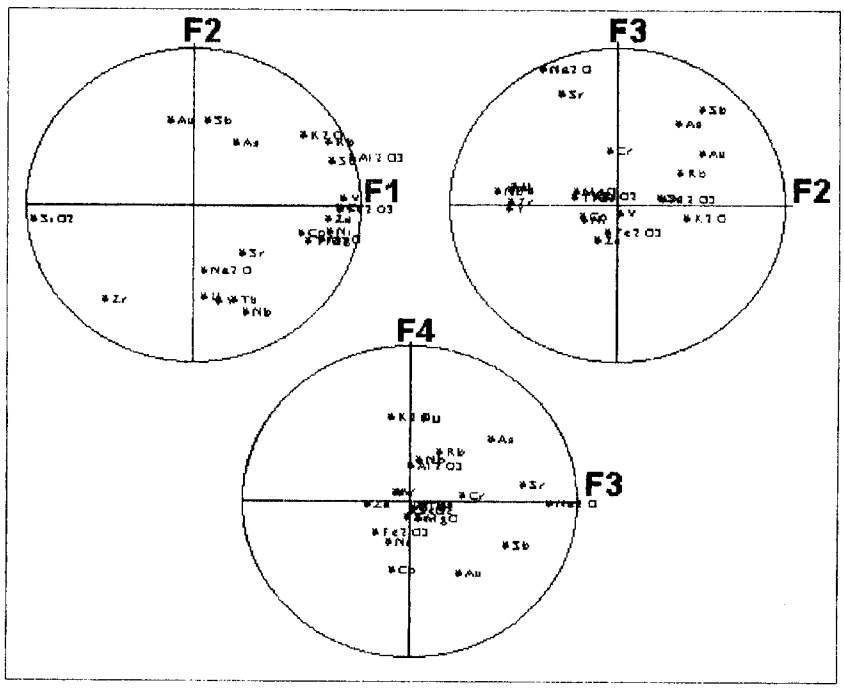
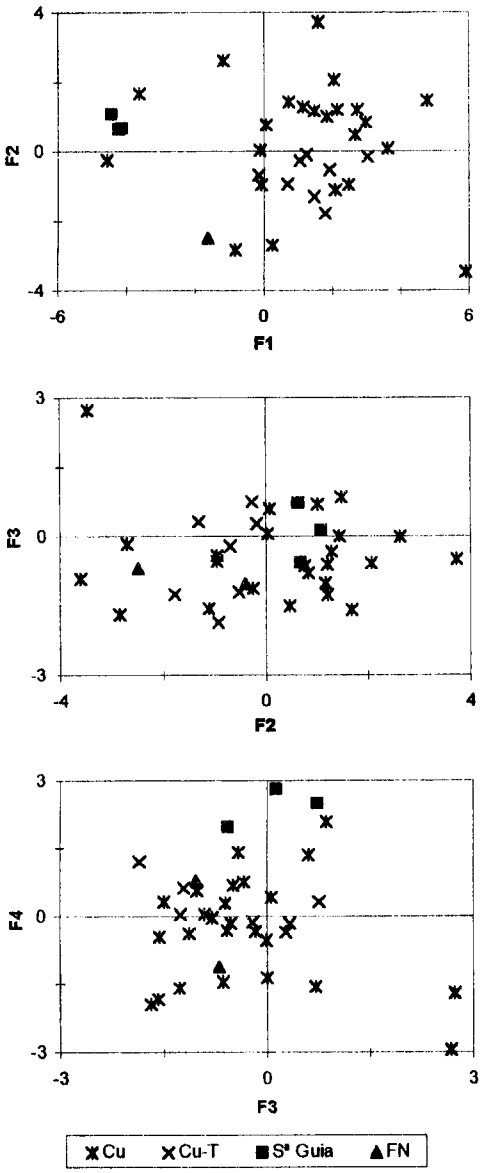


Fig. 4.37 - Representação gráfica dos planos principais da ACP sobre 23 elementos de 38 amostras das Unidades do DETM (factores "scores" na tabela 4.6).



Unidade	Amostra	F 1	F 2	F 3	F 4
Cu	MA 26	3,62	0,08	0,60	1,36
Cu	MA 59	0,07	0,76	-0,65	-1,45
Cu	MA 61	2,15	1,20	-0,61	0,28
Cu	MA 117	5,90	-3,46	2,73	-1,70
Cu	MA 118	1,84	1,02	0,71	-1,55
Cu	MA 126	-0,82	-2,85	-1,69	-1,94
Cu	MA 128	-1,18	2,62	-0,01	-0,53
Cu	MA 146	-4,20	6,63	2,67	-2,94
Cu	MA 149	0,74	1,44	0,00	-1,35
Cu	MA 150	2,05	2,06	-0,58	-0,31
Cu	MA 152	1,60	3,73	-0,50	0,68
Cu	MA 155	4,78	1,48	0,86	2,09
Cu	MA 159	-0,10	0,04	0,06	0,42
Cu	MA 160	1,47	1,17	-1,02	0,56
Cu	MA 163	2,73	1,20	-1,27	-1,59
Cu	MA 164	2,97	0,84	-0,80	-0,03
Cu	MA 165	0,25	-2,70	-0,17	-0,33
Cu	MA 167	-7,36	-3,62	-0,92	0,04
Cu	MA 181	-3,63	1,68	-1,58	-1,84
Cu	MA 204	1,14	1,29	-0,34	0,75
Cu	MA 215	-0,07	-0,95	-0,53	-0,15
Cu	MA 218	2,47	-0,95	-0,42	1,41
Cu	MA 219	2,67	0,47	-1,50	0,33
Cu	MA 220	2,09	-1,11	-1,56	-0,45
Cu	MA 220A	-4,57	-0,25	-1,13	-0,39
Cu - T	MA 169	1,25	-0,10	4,24	2,12
Cu - T	MA 171	1,06	-0,26	0,75	0,32
Cu - T	MA 173	1,80	-1,78	-1,26	0,04
Cu - T	MA 174	-0,16	-0,69	-0,21	-0,13
Cu - T	MA 183	3,04	-0,16	0,27	-0,35
Cu - T	MA 187	1,92	-0,52	-1,21	0,62
Cu - T	MA 208	1,48	-1,31	0,33	-0,15
Cu - T	MA 211	0,71	-0,93	-1,85	1,20
S^a Guia	MA 185*	-4,12	0,68	-0,57	1,97
S^a Guia	MA 190*	-4,44	1,09	0,13	2,81
S^a Guia	MA 212*	-4,22	0,64	0,73	2,51
FN	MA 199	-1,64	-2,50	-0,70	-1,13
FN	MA 221	-6,45	-0,41	-1,03	0,79

Fig. 4.38 - Representação gráfica dos factores "scores" por amostras dos planos principais da ACP considerando 23 elementos das unidades do DETM. Os valores estão tabelados na parte direita da figura.

Os resultados deste estudo são apresentados na tabela 4.7 e nas figuras 4.39 e 4.40. Nestes ACPs não foram consideradas as TR, dada a regularidade dos seus espectros (ponto 4.2.5.3) e porque as relações entre as suas concentrações e os principais processos diferenciadores foram clarificadas no ACP realizado sobre a globalidade das unidades.

A componente F1 representa nos dois domínios o mesmo processo - maturidade químico-mineralógica, porque é marcada essencialmente pelos mesmos elementos, num extremo a sílica e no outros os elementos associados aos minerais de argila. Mas a concentração de Na_2O é infuenciada por diferentes processos nos dois domínios estruturais (figs. 4.37 e 4.39). No DETM o Na tem um "scores" quase nulo para a componente F1 e um "scores" negativo para F2, com valor próximo mas mais negativo que o do Sr. O Na e o Sr no diagrama F1F2 (fig. 4.37) definem um grupo com o U, Y, Th e Nb, significativo de um fraccionamento por "sorting" e selecção mineralógica que associou os minerais pesados e a plagioclase e cuja concentração é afectada por remobilização associada a processos hidrotermais tardios concentradores de Au, Sb e As. É bastante significativo o facto de a componente F2 discriminar bem as amostras Cu-T das restantes amostras da Unidade Cu (fig. 4.38), sendo a componente essencialmente marcada por aquelas amostras. Os protólitos sedimentares das amostras Cu-T seriam rochas grauvacóides com plagioclase detrítica, o mesmo não acontecendo na restante Unidade Cu.

No DETM as componentes F1 e F2 abrangem 56% da variância total. A componente F3, representando 8,8% da variância total, é marcada essencialmente pela presença de plagioclase (Na-Sr) sem correlação com o grupo As, Au, Sb (fig, 4.37), significando que correlação negativa entre os dois grupos manifestada pela componente F2, é consequência da sobreposição de dois processos distintos - alteração hidrotermal sobre rochas com plagioclase detrítica.

Nas unidades do DEC verifica-se que a concentração de Na_2O (que é em média superior à das unidades do DETM - tabela 4.3) é dependente de processos diferentes (fig. 4.39 e 4.40). A componente F1, representando 46% da variância total (entre os três ACPs apresentados é neste que a componenete F1 tem maior importância) tem o mesmo significado que no ACP aplicado ao DETM, correspondendo à maturidade químico-mineralógica, mas no DEC o Na_2O tem um "scores" da componente F1 negativo, aproximando-se do SiO_2.

Tabela 4.7 - Matriz de correlação realizada sobre 23 elementos de 38 amostras das Unidades do DEC, englobando todas as litologias, excluindo os liditos. São consideradas 16 amostras da Unidade SE; 5 da Unidade Cb; 7 da Unidade Ra e 10 da Unidade AC.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	Na2O	K2O	TiO2	Sc	V	Cr	Co	Ni	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Au	Th	U
SiO2	1,00																						
Al2O3	-0,96	1,00																					
Fe2O3	-0,77	0,65	1,00																				
MgO	-0,73	0,63	0,55	1,00																			
Na2O	0,26	-0,29	-0,34	-0,32	1,00																		
K2O	-0,75	0,80	0,58	0,63	-0,34	1,00																	
TiO2	-0,80	0,78	0,85	0,38	-0,20	0,67	1,00																
Sc	-0,79	0,72	0,77	0,52	-0,39	0,55	0,78	1,00															
V	-0,87	0,84	0,79	0,50	-0,39	0,75	0,84	0,75	1,00														
Cr	-0,34	0,23	0,30	0,10	-0,41	-0,06	0,21	0,44	0,44	1,00													
Co	-0,77	0,72	0,72	0,58	-0,22	0,51	0,68	0,62	0,65	0,25	1,00												
Ni	-0,66	0,55	0,60	0,53	-0,37	0,26	0,51	0,67	0,61	0,70	0,62	1,00											
Zn	-0,81	0,80	0,73	0,61	-0,25	0,67	0,79	0,69	0,69	0,02	0,72	0,58	1,00										
As	0,10	-0,12	-0,18	-0,24	0,36	-0,19	-0,12	-0,18	-0,23	-0,18	-0,16	-0,25	-0,07	1,00									
Rb	-0,63	0,71	0,47	0,45	-0,41	0,90	0,52	0,44	0,72	0,03	0,40	0,21	0,51	-0,20	1,00								
Sr	-0,02	-0,08	-0,05	-0,17	0,10	-0,42	-0,05	0,17	-0,07	0,65	-0,03	0,33	-0,20	0,04	-0,42	1,00							
Y	-0,81	0,77	0,65	0,69	-0,29	0,56	0,56	0,57	0,62	0,25	0,62	0,47	0,64	-0,12	0,49	0,10	1,00						
Zr	0,34	-0,45	0,08	-0,21	0,13	-0,32	-0,13	-0,20	-0,24	0,08	-0,21	-0,07	-0,28	-0,03	-0,28	0,29	-0,03	1,00					
Nb	-0,79	0,76	0,60	0,50	0,05	0,60	0,74	0,54	0,70	0,10	0,61	0,38	0,58	-0,03	0,40	-0,02	0,66	-0,25	1,00				
Sb	-0,15	0,19	-0,09	-0,05	-0,09	0,02	-0,08	0,12	0,20	0,39	0,15	0,19	-0,06	-0,09	0,23	0,13	0,10	-0,17	-0,05	1,00			
Au	-0,29	0,33	0,12	-0,01	-0,24	0,23	0,17	0,38	0,22	0,16	0,11	0,12	0,17	0,34	0,25	0,00	0,17	-0,20	0,17	0,17	1,00		
Th	-0,69	0,70	0,55	0,18	-0,21	0,42	0,67	0,45	0,70	0,42	0,62	0,51	0,49	-0,07	0,38	0,08	0,51	-0,19	0,66	0,18	0,26	1,00	
U	-0,39	0,34	0,54	0,09	-0,08	0,20	0,54	0,21	0,50	0,27	0,27	0,24	0,32	-0,17	0,14	0,12	0,48	0,29	0,46	-0,11	-0,15	0,60	1,00
Média	70,46	14,55	4,48	1,27	1,40	3,25	0,60	8,00	64,41	87,15	8,60	25,98	65,89	156,54	123,98	93,84	22,44	250,21	9,82	0,93	9,82	10,87	2,50
D.P.	8,68	4,53	2,00	0,74	1,10	1,75	0,20	4,23	28,74	51,56	4,94	16,32	31,21	813,55	77,73	77,50	8,31	152,61	5,01	0,70	7,21	4,25	0,73

Tabela 4.8 - Valores dos factores "scores" dos planos principais da ACP para os 23 elementos considerados em 38 amostras das unidades do DEC.

	F 1	F 2	F 3	F 4
	46,00%	11,48%	8,37%	7,09%
SIO2	-0,97	-0,01	0,02	0,13
Al2O3	0,94	0,15	-0,11	-0,14
Fe2O3	0,85	-0,11	0,27	0,12
MgO	0,68	0,19	-0,01	0,31
Na2O	-0,39	0,08	0,44	-0,51
K2O	0,78	0,49	-0,06	0,12
TIO2	0,87	0,01	0,27	-0,11
Sc	0,82	-0,17	-0,15	-0,02
V	0,92	-0,04	-0,04	0,03
Cr	0,36	-0,82	-0,34	0,06
Co	0,80	-0,04	0,05	-0,02
Ni	0,68	-0,49	-0,16	0,12
Zn	0,83	0,20	0,12	-0,02
As	-0,21	0,11	0,03	-0,78
Rb	0,68	0,43	-0,25	0,17
Sr	-0,05	-0,85	-0,02	-0,20
Y	0,79	-0,07	0,13	0,01
Zr	-0,27	-0,43	0,48	0,22
Nb	0,77	0,09	0,29	-0,30
Sb	0,13	-0,23	-0,63	-0,07
Au	0,27	0,05	-0,49	-0,52
Th	0,72	-0,22	0,07	-0,27
U	0,46	-0,32	0,59	0,03

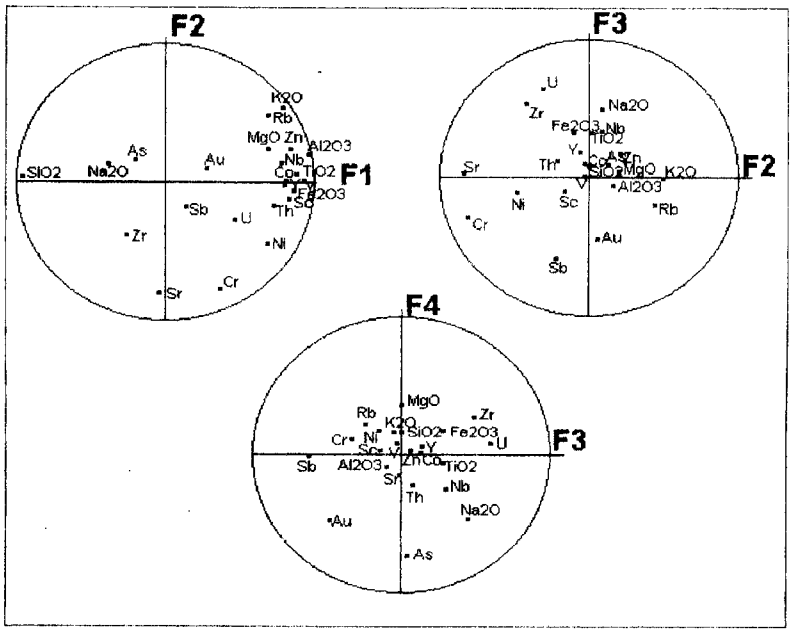
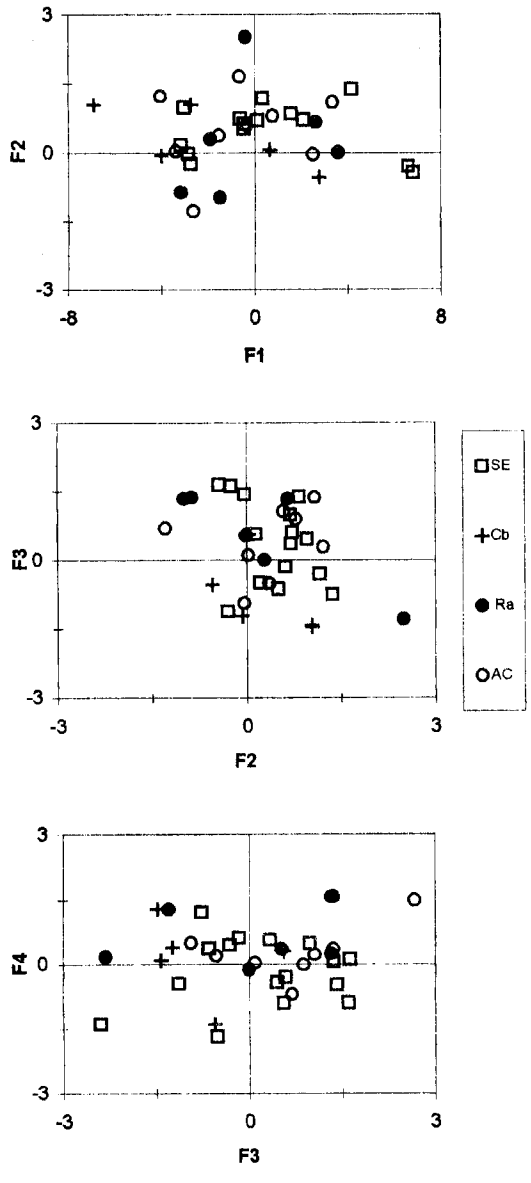


Fig. 4.39 - Representação gráfica dos planos principais da ACP sobre 23 elementos de 38 amostras das unidades do DEC (factores "scores" na tabela 4.8).



Unidade	Amostra	F 1	F 2	F 3	F 4
SE	MA 16	0,37	1,17	-0,32	0,45
SE	MA 20	4,18	1,37	-0,76	1,20
SE	MA 22	-2,85	-0,02	1,42	-0,48
SE	MA 22A	0,69	-4,23	-2,39	-1,39
SE	MA 22B	8,91	0,22	-0,51	-1,69
SE	MA 24	-2,74	-0,25	1,60	-0,90
SE	MA 77	-0,46	0,51	-0,65	0,36
SE	MA 110	-0,44	0,62	-0,16	0,60
SE	MA 129	6,61	-0,30	-1,13	-0,46
SE	MA 201	1,59	0,84	1,37	0,06
SE	MA 202	6,81	-0,43	1,63	0,11
SE	MA 203	-3,03	0,97	0,45	-0,43
SE	MA 223	2,09	0,71	0,34	0,57
SE	MA 223A	-3,16	0,16	0,56	-0,91
SE	MA 224	-0,61	0,73	0,59	-0,30
SE	MA 226	0,13	0,70	0,97	0,48
Cb	MA 120	-4,00	-0,07	-1,24	0,39
Cb	MA 125	2,78	-0,54	-0,55	-1,39
Cb	MA 132	-6,89	1,04	-1,48	1,27
Cb	MA 133	-2,72	1,03	-1,43	0,08
Cb	MA 136	0,66	0,05	0,56	0,30
Ra	MA 17	-1,90	0,29	0,00	-0,13
Ra	MA 19	-0,37	2,50	-1,29	1,27
Ra	MA 67	3,60	0,00	0,53	0,35
Ra	MA 156	0,23	-6,19	-2,32	0,17
Ra	MA 157	-3,16	-0,86	1,35	1,56
Ra	MA 158	-1,49	-0,99	1,33	1,56
Ra	MA 225	2,64	0,66	1,33	0,23
AC	MA 36	-4,03	1,23	0,28	-6,07
AC	MA 121	2,52	-0,03	-0,94	0,50
AC	MA 122	-2,65	-1,28	0,69	-0,70
AC	MA 123	-1,54	0,36	-0,53	0,20
AC	MA 130	-0,63	1,66	-4,74	0,74
AC	MA 145	-0,33	0,60	1,06	0,22
AC	MA 161	-3,38	0,03	0,10	0,03
AC	MA 162	-1,97	-4,12	2,67	1,47
AC	MA 214	0,79	0,78	0,88	-0,01
AC	MA 222	3,36	1,10	1,36	0,35

Fig. 4.40 - Representação gráfica dos factores "scores" por amostras dos planos principais da ACP considerando 23 elementos das unidades do DEC. Os valores estão tabelados na parte direita da figura.

O Sr tem uma correlação linear muito baixa com o Na (0,10 - tabela 4.7) e o diagrama F1F2 mostra a inexistência de correlação entre os dois elementos, o que é sinónimo da não existência de plagioclase detrítica nas unidades do DEC. As componentes F2 e F3, representando respectivamente 11,48% e 8,36% da variância total, correspondem respectivamente a um contributo de composição básica marcado

pelos elementos Sr, Ni e Cr, sem correlação ou com baixa correlação positiva com um contributo de composição ácida, marcado por Na_2O, U e Zr.

A variação da concentração dos elementos mais móveis, nomeadamente Au, As e Sb não tem importância nas duas componentes principais, mas na componente F3 o Au e o Sb mostram uma baixa anti-correlação com o Na_2O, o U e o Zr (fig. 4.39).

A interpretação do estudo por ACP das unidades do DEC teria beneficiado da inclusão do CaO, mal tal não foi feito porque um grande número de amostras do DETM tinha valores nulos de CaO, o mesmo acontecendo com as litologias mais pelíticas do DEC.

Os factores "scores" não discriminam as várias unidades do DEC (fig. 4.40), ao contrário do que se verificou nas unidades do DETM, apesar de se verificar maior diversidade litológica dentro das unidades do DEC, comparativamente com as unidade do DETM (tabela 4.1). A diversidade litológica do DEC é acompanhada por grande variação dos teores dos vários elementos, como realçámos nos pontos anteriores, mas a variação da concentração desses elementos é dependente dos mesmos fenómenos e processos nas várias unidades deste domínio estrutural.

Se paralelizarmos os resultados desta análise com os do estudo da proveniência, sobretudo a proveniência da fracção mais filitosa (fig. 4.34), verificamos que os filitos das várias unidades do DEC têm uma assinatura geoquímica idêntica, entre o AIO, o AIC e a MCA, estando os filitos das Unidades Cb e SE mais próximos da composição da MCA. Quanto aos filitos do DETM, o estudo da proveniência também revelou discriminação entre as amostras Cu-T e a restante Unidade Cu, embora se trate, em ambos os casos, de filitos e xistos verdes .

4.5 - CONCLUSÕES

O estudo litogeoquímico efectudado nas unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais da RVPA permitiu as seguintes considerações e conclusões:

♦ As características litogeoquímicas das unidades litoestratigráficas consideradas validaram a sua individualização, apontando ainda a discriminação de uma outra unidade - a unidade litogeoquímica Cu-T, que poderá ter individualidade litoestratigráfica relativamente à Unidade Cu; a composição litogeoquímica mostra mais afinidade com o CXG do que com a restante Unidade Cu.

♦ Os dois domínios estruturais - DETM e DEC englobam unidades com diferente identidade geoquímica (tabela 4.3) e com diferente grau de afinidade recíproca. Os dois domínios estruturais corresponderão a ambientes paleogeográficos e/ou paleotectónicos distintos. No DETM as duas unidades litoestratigráficas - Unidade FN e Unidade Cu, têm grandes diferenças geoquímicas e litológicas. A Unidade Cu é a mais aluminosa e a Unidade FN é a menos aluminosa e a mais siliciosa entre todas as unidades envolvidas neste estudo. No DEC as quatro unidades litogeoquímicas consideradas - SE, Cb, Ra e AC (sendo as unidades Ra e AC correspondentes a sub-unidades litoestratigráficas, cujo conjunto constitui a Unidade litoestratigráfica VE) têm diferenças geoquímicas recíprocas menos acentuadas do que as unidades do DETM.

♦ A composição geoquímica das unidades do DETM é essencialmente controlada, em termos mineralógicos, pelas percentagens relativas de quartzo e minerais de argila (esssencialmente ilite) no protólito sedimentar dos filitos e greso-filitos da Unidade de Cu e dos quartzofilitos e em parte dos liditos da Unidade FN. Os liditos sendo rochas com uma componente química siliciosa importante, têm também uma fracção detrítica, quer de quartzo, quer de minerais de argila e também de matéria orgânica. Para as amostras Cu-T o estudo litogeoquímico

evidenciou a existência de plagioclase detrítica. O efeito geoquímico do "sorting" sedimentar é mais evidente no DETM, cujas unidades têm elevado índice de maturidade, bastante superior à média PAAS, com excepção das amostras Cu-T.

♦ A composição geoquímica das unidades do DEC é mineralogicamente dependente das percentagens relativas de quartzo, ilite, moscovite, clorite e material vulcânico de composição ácida, mas sem plagioclase detrítica no protólito sedimentar. Na Unidade Cb não há contributo de material vulcânico. O efeito geoquímico do "sorting" sedimentar é menos evidente nas unidades do DEC, que têm um grau de maturidade química bastante inferior às unidades do DETM, com excepção da Unidade Cb.

♦ Nas unidades de ambos os domínios estruturais a composição geoquímica é essencialmente o reflexo da composição dos protólitos sedimentares, não tendo o metamorfismo um efeito mobilizador importante. O valor da razão K/Rb ligeiramente mais alta nas unidades do DEC poderá ser resultante do grau metamórfico um pouco mais elevado (zona da biotite) do que o do DETM (zona da clorite), mas também e fundamentalmente será consequência da menor maturidade químico-mineralógica das unidades do DEC, com valores K/Rb equivalentes aos grauvaques e ao NASC.

♦ Em todas as unidades se verifica um défice, relativamente à UCC em Ca, Sr, e Na. Valores próximos da média crustal, ou um pouco mais altos, em Ba, Rb, K, U, P, Th, Hf, Y, TR, Sc, Ti, V, Co, Cr, Ni e Cu; e valores bastante superiores à média crustal de teores de elementos móveis, nomeadamente As, Sb e Au. Estes valores, em paralelo com um padrão médio do fraccionamento das TR de cada unidade muito próximo do dos sedimentos, embora mais enriquecido, ou com um ligeiro aumento do fraccionamento das TRL, sugere que todas as unidades têm uma fonte predominantemente crustal, mas com alguma variação da composição e do grau de alteração, resultantes de diferentes ambientes geotectónicos.

♦ A Unidade Cu, que apresenta o índice de alteração mais elevado, tem razões Th/Sc mais baixas que a dos grauvaques de MCA e ligeiramente superiores aos grauvaques de AIC, com uma proveniência maioritariamente de rochas de composição intermédia, mas na fronteira com a proveniência de rochas félsicas e rochas sedimentares quartzosas. Corresponderá a um ambiente de deposição relativamente distal entre a MCA e o AIO ou o AIC.

♦ A unidade litogeoquímica Cu-T tem um índice de alteração mais baixo, razões Th/Sc mais altas, próximas das dos grauvaques de MCA e MCP, e uma fonte predominantemente de rochas félsicas ou de rochas sedimentares quartzosas. Corresponderá a um ambiente de deposição mais proximal entre a MCA e o AIC, apresentando grandes semelhanças com as duas amostras do CXG envolvidas neste estudo.

♦ As unidades do DEC têm razões Th/Sc equivalentes às da Unidade Cu, mas são mais ricas em Zr e têm um campo de proveniência equivalente ao da Unidade Cu-T. Corresponderão a bacias relativamente profundas de MCA a MCP, com comtributo directo de material vulcânico.

CAPÍTULO 5 – IMPLICAÇÕES METALOGÉNICAS

Fundo geoquímico, origem e processos de concentração do ouro

5.1 – FUNDO GEOQUÍMICO EM OURO

A RVPA, embora não tendo actualmente nenhuma exploração mineira em actividade, já foi alvo de importantes explorações quer no passado remoto quer em tempos mais próximos, o que atesta a importância metalogénica desta região. São de salientar as mineralizações de Au, Pb e Sn, com diferentes distribuições espaciais e possivelmente temporais de umas e de outras.

A associação das mineralizações de Sn e de Sn-W do Norte de Portugal aos granitóides hercínicos, mais concretamente aos granitos de duas micas e a cortejos de filões aplito-pegmatíticos, foi tema de inúmeros trabalhos (Noronha 1982, 1983; Ferreira e Noronha, 1987) sendo demonstrado que a diferenciação magmática é acompanhada por enriquecimento em Sn (A. M. Neiva, 1984; Almeida ,1994). Também para o W, o seu relacionamento com os granitos, neste caso sobretudo com os granitos biotíticos, está posta em evidência (Noronha, 1982, 1983, 1988; G. Dias, 1987), havendo argumentos para considerar que a génese das mineralizações está ligada às rochas graníticas e que a sua concentração está dependente de processos de mobilização durante a evolução magmática, embora podendo também verificar-se a intervenção de fluidos não magmáticos e de pré-concentrações existentes nos metassedimentos (Noronha, 1976).

Para o Au, embora a associação espacial com as rochas graníticas seja reconhecida em diversos trabalhos (Almeida & Noronha, 1988; Couto, 1993) a sua génese é atribuída a fluidos hidrotermais (C. Neiva & A. M. Neiva,1990, A. M. Neiva, 1992) mas cuja deposição é tardia relativamente aos granitos tarditectónicos (Noronha & Ramos, 1993). O papel dos granitos como fonte do Au não está posta em evidência, começando a ser realçado o papel dos fluidos metamórficos na lixiviação e no transporte do Au (Dória et al, 1995). Neste caso os granitos terão tido o importante papel de foco térmico que acciona os circuitos convectivos que envolvem fluidos hidrotermais (magmáticos e metamórficos) e meteóricos em níveis crustais relativamente superficiais e frágeis, e cuja circulação e deposição metálica tem um

importante controlo estrutural (Gouanvic et al, 1981, Bonnemaison & Marcoux, 1990, Cathelineau et al., 1991).

A importância dos jazigos auríferos explorados na RVPA, nomeadamente Três Minas, Gralheira e Jales (este último já a sul da RVPA), e as várias ocorrências de índices auríferos em muitas estruturas filonianas da região (Dória et al., 1993) justificam uma atenção especial aos aspectos metalogénicos do Au.

Numa tentativa de compreender a distribuição do Au, foi determinado o teor deste elemento em todas as amostras envolvidas no presente estudo litogeoquímico, para caracterizar o fundo geoquímico do encaixante das estruturas mineralizadas. Foi igualmente determinado o teor em Ag, que se revelou ser inferior ao limite de detecção (>5 ppm) em práticamente todas as amostras. Este aspecto é significativo de que, embora nas estruturas mineralizadas o Au esteja espacialmente associado à Ag (Brink, 1960; Ferreira, 1971; Neiva et al, 1990) o fundo geoquímico revela um comportamento diferente para os dois elementos. O Au é fortemente siderófilo e só um pouco calcófilo, enquanto a Ag é sobretudo calcófilo.

No estudo litogeoquímico efectuado o Au não evidenciou nenhuma tendência de variação relacionada com os parâmetros químicos e químico-mineralógicos considerados, nomeadamente com o grau de maturidade química dos metassedimentos. No estudo estatístico por ACP ficou demonstrado que as componentes principais marcadas pelas variações de teor em Au tinham algumas diferenças entre as Unidades do DETM e as Unidades do DEC. Na ACP sobre 23 elementos de 38 amostras das Unidades do DETM (fig. 4.37 e tabela 4.6) a componente F2 representando 16.74% da variância total tem factores "scores" positivos para o Au, As e Sb, estando estes correlacionados negativamente com o Na_2O, Sr, U, Th, y e Nb. Na ACP realizada sobre os mesmos 23 elementos de 38 amostras das Unidades do DEC (fig. 4.39 e tabela 4.8) a componente mais marcada pelo Au é a componente F3 que representa apenas 8.37% da variância total e para a qual o Au tem um factor "score" negativo de –0,49 e o Sb um factor de –0.63. O As

não tem qualquer importância na definição desta componente. Os elementos que têm o factor "score mais positivo, e que portanto estão negativamente correlacionados com o Au e o Sb, na componente F3 são o Na_2O, o U e o Zr.

A maior importância que o Au, em conjunto com o As e o Sb têm na definição do plano F2 da ACP realizada sobre as amostras de DETM, onde estes elementos têm factores "scores" de 0.49 para o Au e o Sb e de 0.35 para o As, é significativa de que os processos de mobilização e concentração secundários foram mais importantes neste domínio do que no DEC. Neste último domínio a componente F3 é definida por processos de diminuição e/ou lixiviação dos teores em Au, tão mais importantes quanto mais elevados são os teores em Na, Zr e U.

O conteúdo metálico das Unidades da RVPA é bastante superior ao da média crustal, não só em Au mas também em outros elementos metálicos. Os elementos em que o enriquecimento relativamente à média crustal é maior são os elementos mais móveis, nomeadamente Au, As e Sb (fig. 5.1).

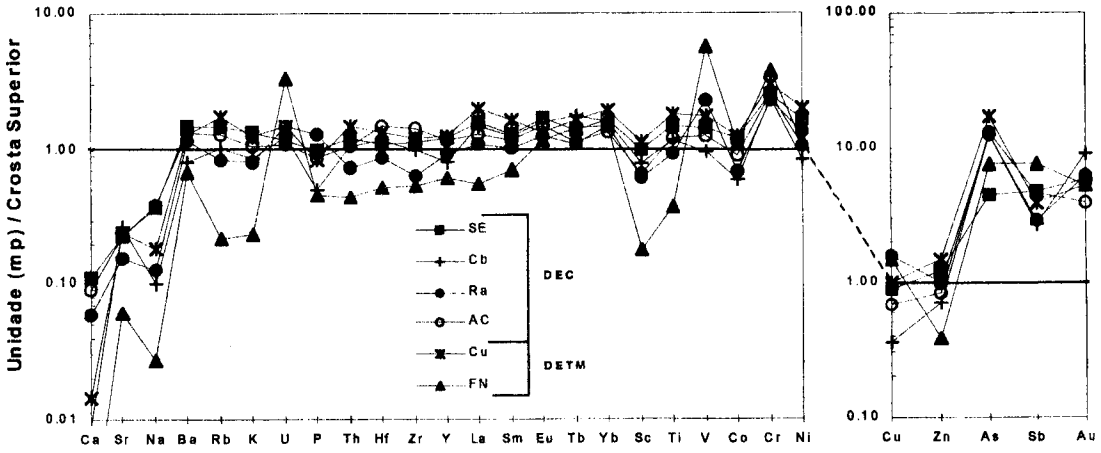


Fig. 5.1 - Diagramas de normalização à crusta continental superior (valores de Taylor & McLennan, 1985) das médias ponderadas por unidade litoestratifráfica. Nota: os dois diagramas têm a mesma escala, mas têm limites inferiores e superiores diferentes.

O Cu e o Zn, têm valores de normalização crustal bastante mais baixos, mais próximos da média crustal. Há enriquecimento em Th, U, Zr, Y e TR em todas as unidades, com excepção das Unidades FN e Ra cujos liditos, representando uma deposição essencialmente química de sílica em meio redutor, têm forte anomalia positiva em V e em U, sendo comparativamente mais pobres nos outros elementos. Os elementos de fonte básica, Sc, Ti, V, Co, Cr e Ni manifestam no geral enriquecimento relativamente à UCC, embora com importâncias variáveis das anomalias. Os elementos que evidenciam maior enriquecimento são o Cr e o V (este sobretudo nas litologias mais carbonosas), mas o enriquecimeto em Sc (manifestado nos filitos das Unidades Cu, AC e SE) será o mais significativo de uma fonte com importante contributo básico.

Na fig. 5.2 é apresentado de forma mais explícita o conteúdo em U, V, Cr, Au, Sc e Ni das diferentes Unidades e é feita a sua comparação com o teor crustal médio.
Numa tentativa de melhor compreender a distibuição do Au, efectuámos diagramas dos teores em Au, As, Cu, Sc e Zn por amostra identificada por litologia e por unidade (fig. 5.3).

Comparando os diagramas das figs. 5.1 e 5.2, onde o Au está representado em ppb e os restantes elementos em ppm, podem ser realçados os seguintes aspectos:

- a Unidade Cb é a que tem um patamar médio de teor em Au mais elevado;
- o conteúdo em Au das Unidades SE, Ra e AC é mais alto nas litologias argilosas do que nas litologias quartzo-feldspáticas, sendo este aspecto particularmente marcado na Unidade SE;
- os filitos da Unidade Cu-T têm, em média, teores em Au mais elevados do que os filitos da restante Unidade Cu;
- o As e o Sb (fig. 5.3) não mostram variação de teores em paralelo com a variação do conteúdo em Au, senão esporádicamente.

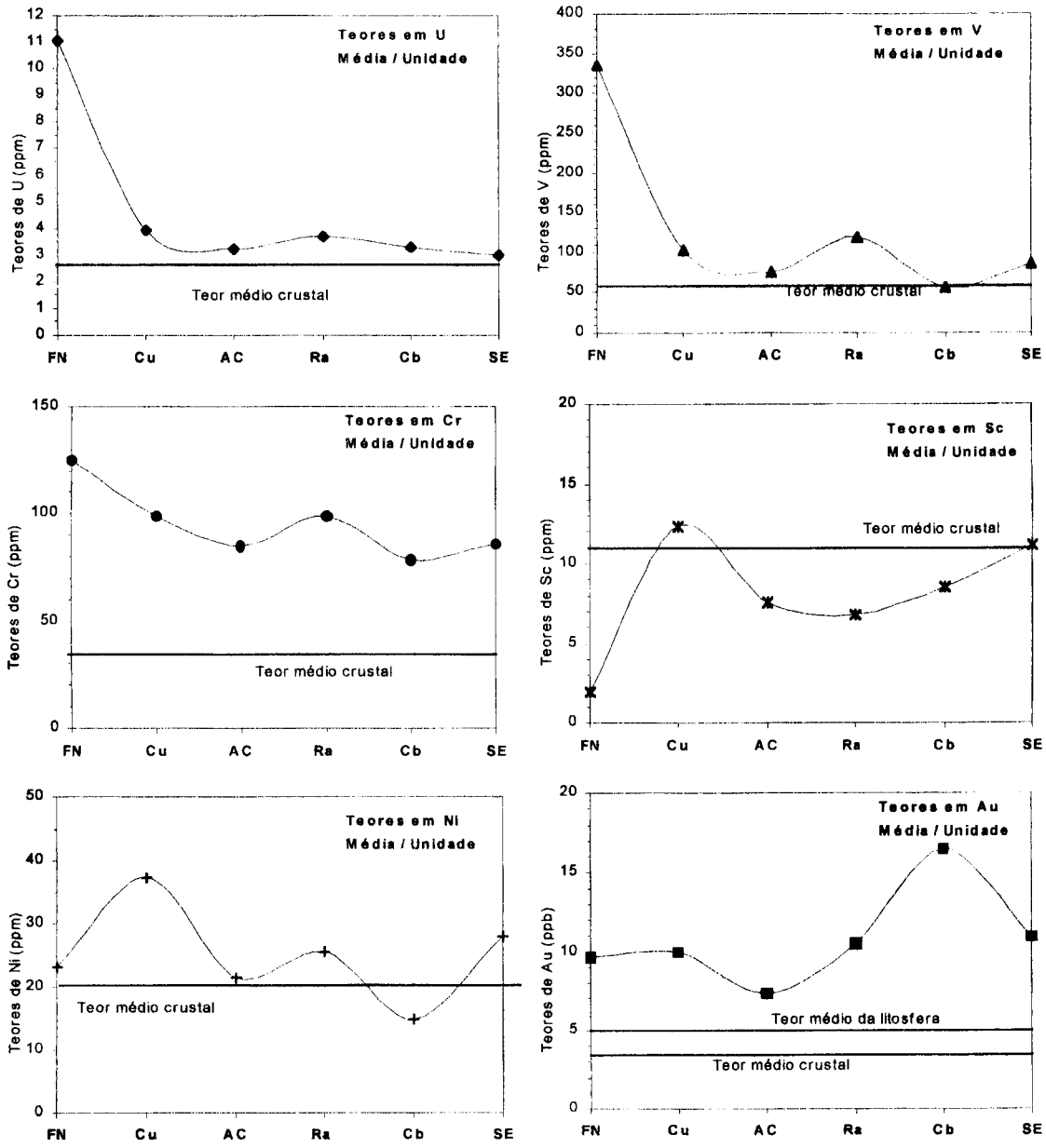


Fig. 5.2 - Diagramas de conteúdo em U, V, Cr, Au, Sc e Ni das diferentes unidades e comparação com o teor médio crustal.

É importante sublinhar que estes aspectos da distribuição dos teores de ouro foram analisados em amostragem obtida fora da vizinhança imediata de zonas com índices de mineralização, e tanto quanto possivel sem efeitos de alteração hidrotermal. Foram também excluidas as amostras com filonetes quartzosos com sulfuretos. Nestas condições o teor em Au encontrar-se-á nos minerais essenciais e acessórios e preferencialmente nos sulfuretos dispersos existentes.

Segundo Allman R. & Crocket H. (1977) in Chalier (1993) o teor médio em Au de alguns minerais essenciais é o seguinte:

- quartzo – 1.7 ppb;
- feldspato – 2.0 ppb;
- biotite – 6.0 ppb.

Aquele autor refere ainda que ocorre concentração preferencial do ouro nos minerais máficos e nos óxidos de Fe e Ti, uma vez que a semelhança de raios iónicos entre o Au^{3+} e o iões Ti^{4+}, Cr^{3+}, Mg^{2+} e Fe^{3+}, permite interpretar a presença de ouro como sendo devida a fenómenos de substituição. No quartzo e nos feldspatos o ouro pode apresentar-se no estado nativo em pequenas partículas inferiores a 1μm.

A análise da distibuição do Au nas diferentes litologias e unidades da RVPA permite fazer as seguintes considerações:

- não foram detectadas preconcentrações sedimentares de Au, nomeadamente do tipo "paleoplacer"; as litologias que apresentam um fundo aurífero mais elevado são as mais argilosas onde existe também importante contributo de fonte básica, indiciado pelo teor em Sc, Ti, V, Co, Cr e Ni;
- as rochas com contributo vulcânico ácido, embora com alguns valores anómalos em Au têm maioritáriamente teores inferiores ao limite de detecção (< 5 ppb);
- os teores relativamente elevados de Au na Unidade Cb dever-se-ão a uma remobilização no decurso do metamorfismo e da deformação. De resto durante o metamorfismo deverá ter-se verificado uma remobilização do ouro ao nível de toda a sequência sedimentar.

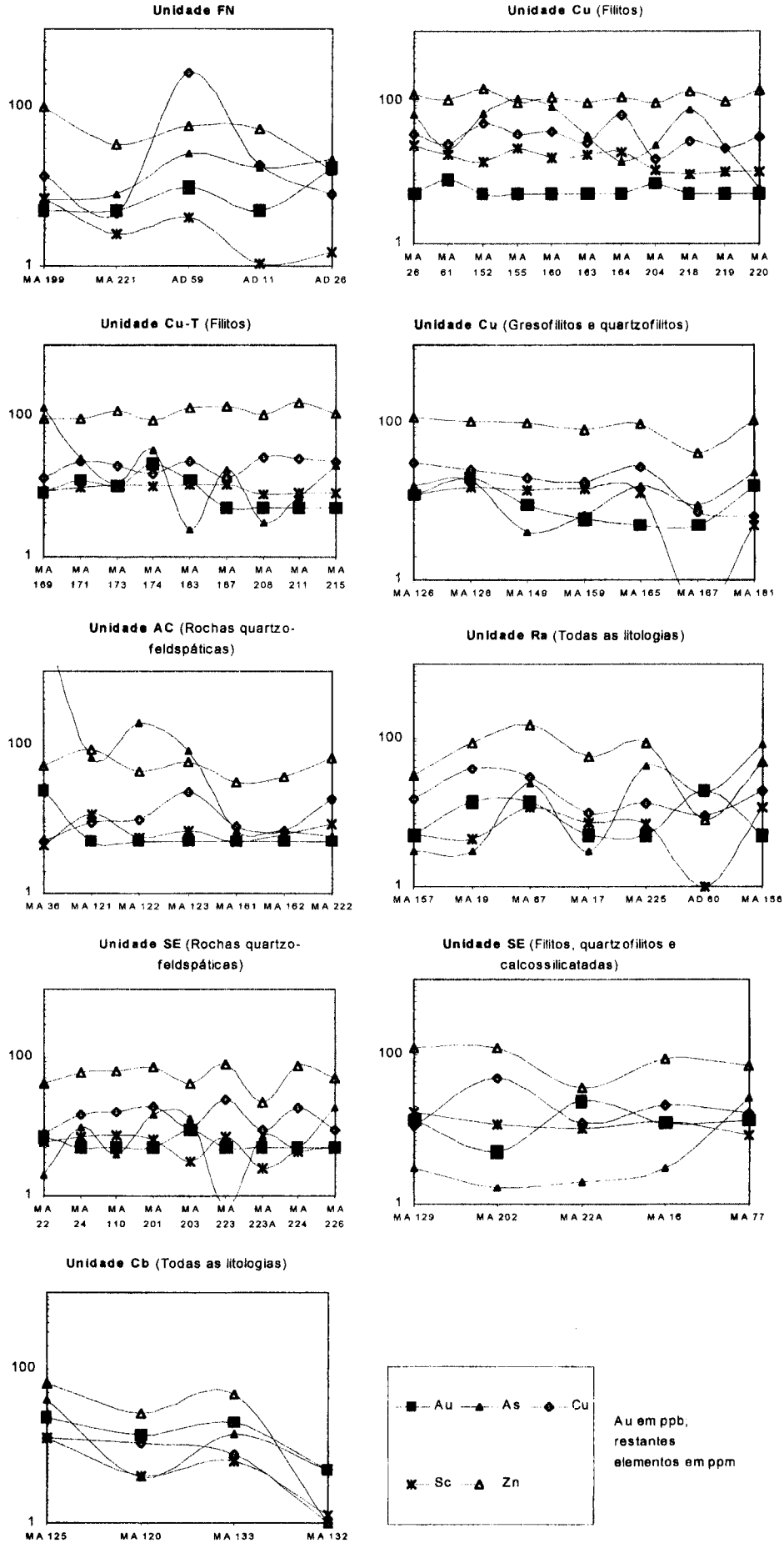


Fig. 5.3 - Diagramas de teores em Au, Sb, As, Cu, Sc e Zn por amostra, nas várias unidades.

5.2 – LOCALIZAÇÃO E SIGNIFICADO DAS ANOMALIAS

Na RVPA as zonas mineralizadas encontram-se maioritariamente no DETM, embora no DEC existam numerosos índices de mineralização (Dória et al., 1993). O controlo estrutural que preside a estas concentrações é bem evidenciado pelo tipo de ocorrência das mineralizações:

- estruturas silicificadas no contacto entre unidades litoestratigráficas com diferentes graus de competência;

-filões quartzosos evidenciando episódios sucessivos de deformação e recristalização (Dória et al., 1995).

Em termos do número de ocorrências não há diferenças entre as unidades, mas o mesmo já não se verifica quanto à importância das mineralizações: nas unidades do DEC existem numerosos índices de mineralizações, enquanto no DETM e na zona imediatamente a sul existem estruturas mineralizadas cuja dimensão e importância justificou a sua exploração por longos períodos, nomeadamente em Três Minas, Gralheira e Jales.

Não é objectivo deste trabalho estudar as estruturas mineralizadas, mas sim tentar avaliar qual o papel que o encaixante metassedimentar teve na génese dessas estruturas.

A comparação do conteúdo metálico de amostras de xistos com silicificação, das cortas romanas de Três Minas com o de xistos verdes e quartzofilitos no encaixante imediato, permite avaliar as variações de teores que acompanham a silicificação (Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Teores de alguns elementos maiores e de elementos metálicos de amostras de gresofilitos, quartzofilitos e xistos silicificados das cortas romanas de Três Minas.

	Gresofilitos		Quartzofilitos		Xistos silicificados		
AMOSTRA	MA 126	MA 128	MA 146	MA 181	MA 127	MA 147	MA 180
SiO2	67,34	61,45	74,65	71,98	**96,40**	**88,43**	**91,09**
Al2O3	13,88	20,82	14,16	11,65	1,31	6,66	2,93
MgO	1,20	1,72	0,56	1,57	0,22	0,28	0,97
K2O	2,45	4,39	3,59	1,82	0,14	1,92	0,20
TIO2	0,93	1,02	0,64	0,39	0,00	0,00	0,06
Sc	11,9	15,5	9,5	4,9	0,5	0,5	1,3
V	81	11	80	48,2	1	5	13
Cr	76	60	74	44,8	5	17	56,7
Ni	51	8	10	34,1	1	1	8,47
Cu	31	26	24	6,51	**123**	8	6
Zn	120	107	26	108	**84**	27	47,1
Sb	0,5	1,1		0,5	0,4	1	0,3
Au	12	20	41	16	**15000**	**22800**	**2050**
U	5,7	6,6	3,4	2,6	0,5	0,5	0,9
As	16	19	62	24	11	12	49

Os teores de todos os elementos metálicos baixam nas amostras de xistos silicificados com excepção do Au que tem um aumento acentuado, acompanhando o aumento da percentagem de sílica. Apenas em uma das amostras de xistos silicificados se verifica um aumento relativo de Cu. Estas variações são indicativas de que os processos que conduzem à concentração do Au, diferem dos dos outros elementos metálicos, nomeadamente dos do Sb e do As.

A maior importância das concentrações auríferas nas unidades do DETM, mais concretamente em zonas silicificadas no contacto entre a Unidade FN e a Unidade Cu – cortas romanas de Três Minas (ver carta geológica), e em cizalhamentos sub-concordantes com a estruturação D_3 em níveis quartzíticos paralelos a S3 e intercalados na Unidade Cu-T- Gralheira, deverá ter sido favorecida pela estruturação vertical e paralelismo de anisotropias litológicas e estruturais que este domínio apresenta. Ao contrário no DEC, onde a estruturação principal é sub-horizontal, os índices e mineralizações auríferas ocorrem em filões quartzosos instalados no sistema frágil tardio de direcção NE-SW.

A deposição do ouro nestas estruturas faz parte de uma evolução pós-metamórfica. Mas foi durante o metamorfismo e deformação hercínicos que se iniciaram os processos de solubilização e redistribuição do ouro, já presente e disperso na sequência sedimentar, sobretudo associado à fracção argilosa.

Segundo Moiseenko et al., 1971 in Chalier (1993) há um aumento significativo do teor em Au em xistos argilosos na fácies dos xistos verdes, em comparação com as mesmas litologias em condições de mais alto ou de mais baixo grau metamórfico (respectivamente na fácies anfibolítica e na fácies zeolítica). Aquele autor refere que os meta-"shales" na fácies dos xistos verdes são 40% mais ricos em Au do que na fácies anfibolítica, verificando-se que durante o metamorfismo o Au migra da fácies anfibolítica para a fácies do epídoto-anfíbola ou para o topo da fácies dos xisto verdes.

5.3 – DISCUSSÃO

5.3.1 – SIGNIFICADO E ORIGEM DO FUNDO GEOQUÍMICO EM OURO

A RVPA apresenta um fundo geoquímico anómalo em Au e em outros metais, sobretudo nos de fonte básica. Por outro lado as litologias silto-argilosas são as que apresentam patamares mais elevados de conteúdo em Au para além das litologias mais quartzíticas, onde a deposição do ouro é maioritariamente secundária. As litologias com teores mais baixos são as rochas quartzo-feldspáticas das unidades do DEC. A média ponderada para a área do DETM é de 9.88 ppb de Au, enquanto a do DEC é de 11.97 ppb. No DEC as unidades com teores mais elevados de Au são a Unidade Cb e a Unidade Ra, enquanto no DETM a Unidade Cu tem teores um pouco superiores à Unidade FN.

É na Unidade Cu que os teores mais elevados em elementos de fonte básica acompanham os teores em Au de forma mais marcada. Atendendo a que as características geoquímicas desta unidade apontam para um ambiente de deposição relativamente distal, entre uma MCA e um AI (AIO ou AIC), com contributo de fonte de composição intermédia a básica, esta poderá ser a origem primária do ouro presente na sequência sedimentar das Unidades do DETM. Por outro lado o posicionamento cronoestratigráfico desta unidade, inferido das correlações litoestratigráficas apresentadas no capítulo 2, aponta para uma idade do Silúrico superior ao Devónico inferior, e que significa que a que a sua deposição ocorreu em tempos relativamente próximos dos de fecho do oceano que levou à deslocação e sobreposição dos mantos alóctones e à colisão continental hercínica.

Para as Unidades do DEC, para as quais foi apontado um ambiente de deposição AIC a AIO, com aportes mais directos de material vulcânico de carácter ácido e básico, o ouro poderá ter origem em processos exalativos submarinos.

Durante a actuação do metamorfismo e deformação hercínicos verificou-se a solubilização e mobilização do ouro pelos fluidos metamórficos na sequência sedimentar. Os principais processos de lixiviação, transporte e concentração por deposição do ouro ocorreram durante e pós D_3, no decurso do arrefecimento cujo pico térmico foi atingido sin-D_3. Segundo Goldfarb et al. (1993) a ausência de veios quartzosos auríferos nas fácies dos xistos azuis e nas fácies dos xistos verdes deve-se à ausência da temperatura necessária para que os fluidos metamórficos lixiviem o ouro das sequências metassedimentares. Segundo aquele autor são necessárias temperaturas de 450 a 500°C para que os circuitos hidrotermais mesocrustais lixiviem o ouro.

Segundo Cuney et al. (1990) muitas mineralizações hercínicas de U, Sn e W estão relacionadas com granitos peraluminosos, ricos em elementos incompatíveis. Embora as mineralizações auríferas acompanhem espacialmente as anteriores em diversos locais do Orógeno Hercínico, os granitos peraluminosos não mostram ser

enriquecidos em Au. Este mesmo aspecto foi realçado por Almeida (1994) ao estudar o Maciço granítico de Cabeceiras de Basto.

Os granitos sin-tectónicos tiveram um papel fundamental pelo facto de o plutonometamorfismo com eles relacionado ter permitido e existência de condições de metamorfismo regional essencialmente térmico atingindo temperaturas que permitam a dissolução e lixiviação do Au das sequências metassedimentares.

5.3.2– PROCESSOS DE CONCENTRAÇÃO

Na RVPA conjugaram-se as condições de fundo anómalo em Au com evoluções tectono-metamórficas e magmáticas favoráveis aos processos de lixiviação transporte, concentração e deposição do ouro.

As condições que contribuiram para ocorrência de mineralizações auríferas terão sido:

- existência de uma sequência metassedimentar e metavulcano-sedimentar anómala em Au, verificando-se que as litologias silto-argilosas com um contributo de fonte básica importante são das que apresentam um fundo mais anómalo;
- metamorfismo regional de baixo grau (fácies dos xistos verdes na zona da clorite e na zona da biotite), cujo pico térmico está relacionado com a granitização;
- magmatismo sin a tardi-D3, em paralelo com o qual se atingiu o pico térmico do metamorfismo (metamorfismo regional com características de plutonometamorfismo) com T=500 a 550°C em condições de P=3 a 3,5 Kb; é nesta fase que se inicia o processo de dissolução e lixiviação do Au. Geram-se circuitos convectivos, onde intervêm fluidos metamórficos e possivelmente fluidos magmáticos, mas onde o foco térmico mantido pelas intrusões ígneas desempenha papel preponderante.

- evolução tardi a pós-D_3 para regimes de deformação dúctil-frágil que facilitaram o desenvolvimento de estruturas de cisalhamento e de fracturas, sobretudo condicionadas pelas anisotropias resultantes da deformação dúctil e pelas diferenças de competência litológica. Estas estruturas são os canais previligiados para a circulação de fluidos hidrotermais, quer os de origem metamórfica quer os de origem magmática.
- evolução para regimes frágeis, em condições mais superficiais, permitindo a intervenção de fluidos meteóricos nos circuitos convectivos, mantidos activos pela subida dos magmas dos granitos pós-tectónicos.

Keays (1982) apresenta um modelo muito teórico para explicar a existência de mineralizações auríferas num contexto de encaixante metassedimentar em que o fundo geoquímico não é muito anómalo (fig 5.4).

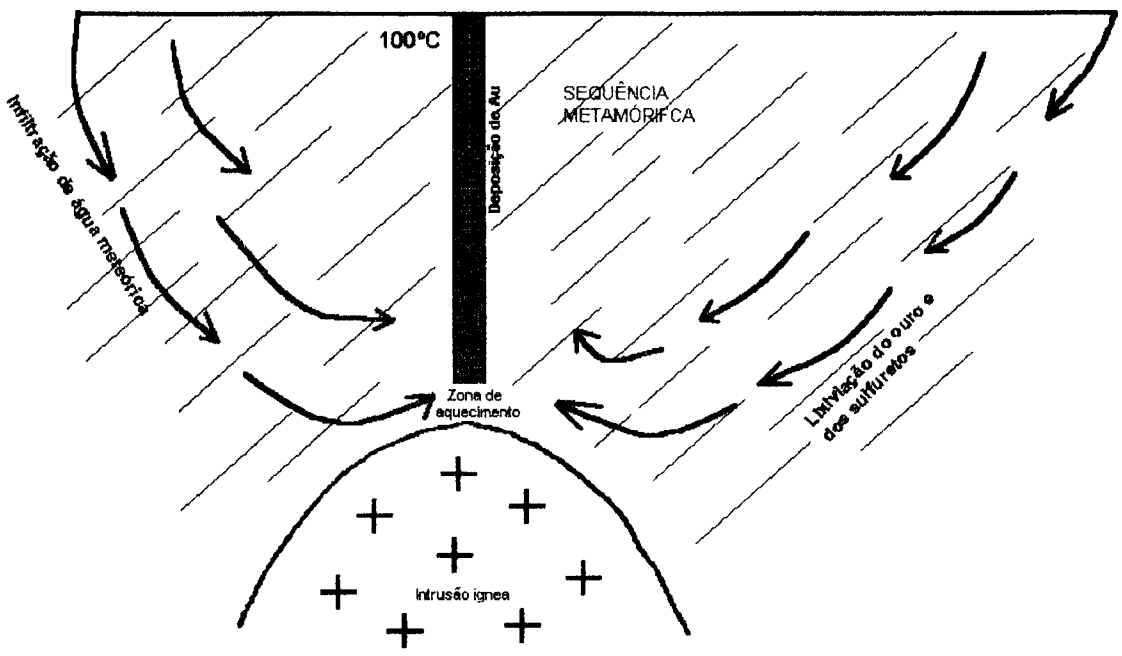


Fig. V 4 – Representação esquemática ilustrativa do modelo teórico proposto por Keays (1982).

Segundo este autor 1 Km^3 de rocha com 2 ppb de Au pode produzir um jazigo de 7.000 Kg de ouro de todo ele for lixiviado e depositado num único local.

O modelo embora muito teórico, serve para demonstrar que embora seja importantee o teor do encaixante, são os processos de dissolução e concentração e a forma como os circuitos hidrotermais se desenvolvem que são preponderantes.

Na RVPA reuniram-se as condições de fundo geoquímico anómalo, com condições favoráveis ao desenvolvimento de circuitos convectivos hidrotermais, nos quais os fluidos metamórficos portadores do ouro lixiviado tiveram um papel preponderante.

CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo litogeoquímico efectuado sobre as sequências metassedimentares da RVPA, que constituem o encaixante de intrusões graníticas sin a tardi-D_3 e pós-D_3, e que em conjunto definem uma área de grande importância metalogénica, permitiu avaliar o papel do quimismo primário dos sedimentos como fonte dos elementos metálicos, bem assim como interligar a evolução sedimentar, estrutural e metamórfica e o magmatismo, numa conjuntura favorável à concentração e deposição de mineralização, sobretudo aurífera.

A RVPA localiza-se no bordo sul do Domínio Peritransmontano compreendendo uma sequência metassedimentar na qual foram individualizadas cinco unidades litoestratigráficas. Com base nas características estruturais, litoestratigráficas, litogeoquímicas e metamórficas das unidades foi possível a caracterização de dois domínos estruturais sobrepostos tectónicamente: Domíno Estrutural de Três Minas (DETM) na base e Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC) a topo.

O DETM engloba duas unidades litoestratigráficas : a Unidade das Fragas Negras (FN) na base e a Unidade de Curros (Cu) no topo. Trata-se de duas unidades litológica e geoquimicamentre muito distintas. A Unidade FN é essencialmente constituída por liditos e alguns xistos negros, intercalados em quartzofilitos cinzentos a negros. Ocorrem ainda algumas lentículas de rochas carbonatadas negras. A Unidade Cu, que se sobrepõe à Unidade FN, é litologicamente muito homogénia, compreendendo finas alternâncias pelito-psamíticas.

O DETM compreende a metade SSW da RVPA, onde as duas unidades referidas afloram em estreitas faixas alternantes (a Unidade FN com afloramentos mais estreitos) em resultado de um dobramento apertado de direcção N120°, sub-vertical, mas com algumas variações de vergência. O eixo deste dobramento mergulha entre 10 a 15° predominantemente para SE, e por vezes para NW. À escala cartográfica a estruturação das duas unidades resulta fundamentalmente da actuação da fase D_3,

verificando-se sub-paralelismo com as estruturas anteriores, nomeadamente com a estratifcação (S_0).

O DEC engloba três unidades litoestratigráficas, uma das quais sub-dividida em duas sub-unidades. Assim da base para o topo temos:

- Unidade de Vale de Égua (VE), sub-dividida em
  - Sub-unidade do Alto da Cheira (AC)
  - Sub-unidade de Rancho (Ra)
- Unidade de Cubo (Cb)
- Unidade de S^{ta} M^{a} de Émeres (SE).

A repetição de características litológicas e geoquímicas entre as Unidades VE e SE e a existência de um carreamento bem expresso na região a SE da RVPA, foi a base da individualização de dois sub-domínios estruturais no DEC, que implicam a sobreposição estrutural de sequências estratigraficamente correlacionáveis. O sub-domínio inferior compreende as Unidades VE e Cb e o superior a Unidade SE.

As unidades litoestratigráficas do DEC são litologicamente mais diversificadas, embora apresentem menores contrastes litológicos. A sub-unidade AC é constituída por rochas quartzo-feldspáticas (rochas QF) intercaladas em filitos cinzentos a negros e algumas rochas calcossilicatadas. Na sub-unidade Ra predominam os xistos negros e alguns liditos, intercalados em filitos cinzentos, rochas QF e algumas rochas calcossilicatadas. A Unidade Cb é constituída essencialmente por quartzitos e quartzofilitos com alguns filitos intercalados. A Unidade SE é litologicamente muito semelhante à Unidade VE, embora com menor abundância de xistos negros.

A estruturação regional das unidades do DEC resulta fundamentalmente da fase D_2, sendo marcada por uma foliação sub-horizontal, em geral paralela com S_0, definindo "microlithons" que preservam uma foliação anterior (S_1). A fase D_3 tem características idênticas às descritas para as unidades do DETM, embora o

dobramento seja menos apertado e a foliação que o acompanha seja bastante menos penetrativa.

A atribuição de idade às unidades dos dois domínios baseia-se na correlação litoestratigráfica com as regiões adjacentes. As unidades do DETM têm correlação próxima com as Unidades do Domínio Parautóctone da região a W e SW, respectivamente Cabeceiras e Celorico de Basto e com as unidades do Domínio Autóctone do Douro Inferior. A Unidade FN equivalerá à Formação de Campanhó (domínio autóctone) e à base das Unidades de Mouquim,Canadelo e Gondiães (domínio parautóctone). A Unidade Cu corresponderá ao topo das Unidades de Mouquim, Canadelo e Gondiães, do domínio parautóctone e à Formação de Santos do Domínio autóctone. As unidades de Mouquim, Canadelo e Gondiães têm uma idade atribuída ao Venloquiano e a Formação de Santos uma idade entre o Ludloviano e o Devónico.

As unidades do DEC têm correlação mais directa com as unidades do Domínio Peritransmontano definidas na região a este. A Unidade VE equivalerá ao Complexo de Xistos, Grauvaques e Psamitos do Peritransmontano (PT3) e a Unidade Cb corresponderá aos Quartzitos Superiores (PT4). A Unidade SE correlaciona-se com a Unidade VE e com PT3.

O metamorfismo que afectou as unidades de ambos os domínios estruturais foi um metamorfismo progressivo durante a Orogenia Hercínica. No DETM o pico metamórfico ocorreu nas condições P-T do topo da zona da clorite, havendo localmente paragéneses com biotite+granada. Nas proximidades dos granitos sintectónicos o metamorfismo regional atingiu as condições da zona da biotite e da zona da andaluzite. Em toda a extensão do DEC o pico metamórfico verificou- se em condições da zona da biotite, embora localmente se observem paragéneses de biotite+andaluzite+estaurolite.

As diferenças na tipologia do metamorfismo regional entre as unidades dos dois domínios estruturais, não representam um salto metamórfico importante, mas resultam sobretudo do facto de no DEC a diferenciação metamórfica que acompanha a recristalização, sobretudo no decurso da fase D_2, ser muito mais intensa do que no DETM.

A cronologia do metamorfismo é idêntica nos dois domínios estruturais. O pico barométrico atinge-se na sequência da fase D_2, e no período entre D_2 e D_3 verifica-se aumento de T em condições isobáricas. O pico térmico corresponde ao período de instalação dos granitos de duas micas sintectónicos, num ambiente de ligeiro decréscimo de pressão. Estas condições metamórficas estão representadas por isógradas de metamorfismo regional sub-paralelas aos granitos sintectónicos.

Posteriormente, a instalação do granito biotítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar originou uma estreita auréola de contacto, representada pelas paragéneses cordierite+andaluzite+biotite, nas zonas próximas do granito e andaluzite+biotite ou só biotite, nas zonas um pouco mais afastadas.

A evolução P-T-t do metamorfismo regional foi a seguinte:

- no decurso das fases D_1 e D_2 o metamorfismo verificou-se em condições de aumento de P e T até se atingir um patamar de T=350 a 450ºC e P=3,5 a 4 Kb;
- no período pós-D_2 verificaram-se condições isobáricas e aumento mais acentuado de T, sendo atingido o pico térmico sin D_3, em condições de T= 500 a 550ºC e P=3 a 3,5Kb;
- no período pós D_3 verificaram-se condições retrógradas de P e de T.

O metamorfismo de contacto atingiu temperaturas equivalentes ao pico térmico do metamorfismo regional (T=500 a 550° C), mas com pressões mais baixas.

O estudo geoquímico permitiu validar as unidades litoestratigráficas como unidades litogeoquímcas com características e evoluções geoquímicas próprias e confirmar que as sequências estratigráficas dos dois domínios estruturais correspondem a ambientes geotectónicos, nomeadamente ambientes de deposição, algo distintos.

As duas unidades do DETM são muito diferentes do ponto de vista geoquímico: a Unidade FN é de entre todas as unidades envolvidas neste estudo, a menos aluminosa o que se reflecte no conteúdo dos restantes elementos, verificando-se que é bastante pobre na maioria dos elementos menores e em terras raras, sendo mais rica que a Unidade Cu apenas em SiO_2, U, Cr, V, Cu e Sb. Esta última é a unidade mais rica em elementos menores, quer nos provenientes de fonte ácida quer nos de fonte básica, sendo sobretudo importante a sua riqueza em elementos de fonte básica, de que se destacam o Sc, Ni, Cr, V. Quando comparada com as unidades do DEC a Unidade Cu é mais rica em todos os elementos, com excepção de SiO_2, Na_2O, P_2O_5, Sr e Au.

As unidades do DEC apresentam menores diferenças geoquímicas mútuas, verificando-se que os filitos destas unidades, quando comparados com os filitos da Unidade Cu, são relativamente mais pobres em elementos de fonte básica, nomeadamente em Sc, V, Cr, Co e Ni.

O efeito geoquímico do "sorting" sedimentar é muito mais evidente nas unidades do DETM do que nas unidades do DEC. Em ambas as unidades do DETM se retirarmos o efeito de diluição pela sílica, o que resta é uma composição alumino-potássica. Nas unidades do DEC verifica-se uma variação entre um pólo calco-sódico e um pólo aluminoso, mas sem variação importante do conteúdo em sílica entre os dois.

Todas as unidades apresentam composições médias que comparativamente com a média da crusta continental superior têm défice em Ca, Sr e Na. Os valores de normalização crustal são fortemente positivos nos elementos móveis em todas as unidades, nomeadamente As, Sb e Au.

O padrão médio do fraccionamento das TR para cada uma das unidades é muito próximo do dos sedimentos, embora mais enriquecido ou com um ligeiro aumento do fraccionamento das TRL, o que sugere que todas as unidades têm uma fonte predominantemente crustal, mas com alguma variação de composição e grau de alteração resultantes de diferentes ambientes geotectónicos.

O estudo da proveniência, composição da fonte e ambiente geotectónico permitiu inferir que:

- A Unidade Cu, com o índice CIW mais elevado, tem razões Th/Sc mais baixas que a dos grauvaques típicos de MCA e um pouco superiores aos grauvaques de AIC, com proveniência de fontes básicas a intermédias, na fronteira com as rochas félsicas. Corresponderá a um ambiente de deposição relativamente distal entre a MCA e o AIO ou o AIC.
- A Unidade FN corresponde a uma bacia distal em ambiente redutor, com predominância de sedimentação química. Verificou-se uma evolução progressiva para meios mais oxidantes acompanhada por aumento da sedimentação terrígena fina, representada pela Unidade Cu (em muitos locais há passagem gradual entre a Unidade FN e a Unidade Cu).
- A Unidade Cu-T, com índice CIW mais baixo, tem razões Th/Sc mais altas próximas das dos grauvaques típicos de MCA e de MCP, terão uma fonte predominantemente félsica e quartzosa, correspondendo a um ambiente de deposição proximal, entre a MCA e o AIC. As características das duas amostras do CXG envolvidas neste estudo têm características semelhantes.
- As unidades do DEC têm razões Th/Sc equivalentes às da Unidade Cu, mas são mais ricas em Zr. Corresponderão a bacias mais proximais ainda que

relativamente profundas (condições redutoras sobretudo na Unidade Ra) de MCA, com contributo directo de material vulcânico.

- O carácter mais distal da sedimentação das unidades do DETM e mais proximal nas unidades do DEC, tem reflexos não só na composição, mas também na espessura dos sedimentos acumulados. As unidades do DETM corresponderão a fácies mais condensadas, cuja deposição abarca um maior intervalo cronoestratigráfico (possivelmente desde o Ordovícico superior até ao Devõnico inferior), enquanto as unidades do DEC correspondem a preenchimento de bacias proximas da margem continental, tendo uma taxa de sedimentação superior com contributo vulcânico directo.

A caracterização litogeoquímica das unidades da RVPA evidenciou a existência de um fundo geoquímico relativamente rico em elemento de fonte básica, mais importante nas litologias geoquímicamente mais evoluidas, nomeadamente na Unidade Cu, onde se verifica também um enriquecimento de elementos de fonte félsica.

As unidades do DETM são as que apresentam evidências de maior contributo de mistura de fontes básicas e intermédias com fontes félsicas. As unidades do DEC terão um maior contributo félsico, correspondendo a um ambiente de deposição mais proximal, com aporte directo de material vulcânico, sobretudo de carácter ácido embora com algumas intercalações de carácter básico.

Todas as unidades têm um fundo fortemente anómalo em elementos móveis, nomeadamente Au, As e Sb. A análise da distribuição do Au nas diferentes litologias não evidenciou paralelismo com o da distribuições do As e do Sb.

Estas diferenças na distribuição dos elementos mais móveis, em paralelo com o facto de as litologias mais argilosas apresentarem teores consideráveis de Au permite

interpretar o conteúdo em Au como uma carcterística primária, sobretudo no que diz respeito aos teores da Unidade Cu.

A evolução tectono-metamórfica que afectou todas as unidades durante a Orogenia Hercínica, gerou as condições para a lixiviação e mobilização do Au, sobretudo no período sin a pós-D_3, ou seja durante e depois do período em que foram atingidas as condições térmicas máximas do metamorfismo regional.

Os teores em Au da Unidades Cb serão consequência sobretudo de processos secundários de remobilização das unidades inferiores e da sua deposição nas unidades superiores, mais competentes.

BIBLIOGRAFIA

AGUE, J. J., 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology*, **19**: 855-859.

AGUE, J. J., 1997. Compositional variations in metamorphosed sediments of the Littleton Formation, New Hampshire. *Amer.J. Sci.*, **297**: 440-449.

ALDAYA, F., CARLS, P., MARTÍNEZ GARCIA, E. & QUIROGA, J.L., 1976. Nouvelles precisions sur l'âge de la série de San Vitero (Zamora, Nord Ouest de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci., Paris, Série D*, **283**: 881-883.

ALMEIDA, A., 1994. Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogenéticas dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto, 305 pp. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto. (Tese de doutoramento).

ALMEIDA, A. & NORONHA, F., 1988. Fluids associated with w and Ag-Au deposits of the Mirandela area, NE Portugal: an example of peri-granitic zoning. *Bull. Minér.*, **111**: 331-341.

ALONSO, J. L. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., 1981. Aportaciones al conocimiento de la estructura del sinclinório de Verin. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **3**: 93-122.

ALTERMANN, W., 1996. Sedimentology, geochemistry and palaeogegraphic implications of volcanic rocks in the Upper Archaean Campbell. *Precambrian Res.*, **79**: 73-100.

ALTHAUS, E., 1967. The triple point andalusite-sillimanite-kyanite: an experimental and petrologic study. *Contr. Miner. Petrol.*, **16**: 29-44.

ANCOCHEA, E., ARENAS, R., BRANDLE, J. L., PEINADO, M. & SAGREDO, J., 1987. Caracterización de las rocas metavolvánicas silúricas del Noroeste del Macizo Ibérico. *Geociencias*, **3**: 133-140.

ANDRADE, A.A.S., 1971. Sobre a geologia e metalogenia da região de Valpaços-Virandelo-Sonim. V- As mineralizações volframíticas. *Mem.Not.*, **72**: 82-93.

ARANTES, D., OSBORNE, G. A. & BUCK, P. S., 1991. The Mara Rosa vulcano-sedimentary sequence and associated gold. **In**: E.A.Ladeira, Ed., *Brazil Gold'91*, p.221-229. Balkema. Rotterdam.

ARENAS, R., FARIAS, P., GALLASTEGUI,G., GIL IBARGUCHI, J., GOZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L., MARTINEZ CATALÁN, J., ORTEGA, E., PABLO MACIA, J., PEINADO, M. & RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, L., 1998. Caracteristicas geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. **In**: *Simposio sobre Cinturones Orogénicos, II Congresso de Geologia de España, Granada*, p. 75-84.

ARRIBAS, A., 1979. Les gisements de tungstène de la zone de Morille. (Province de Salamanca, Espagne). *Chron. Rech. Min.*, **450**: 27-34.

ARTHAUD, F. & MATTE, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, 1/2: 139-171.

ASQUER, P.F., 1992. El Paleozoico Inferior da la Zona de Galicia-Trás-os-Montes) Cordillera Herciniana, NW de España.**In**: J.C.Gutiérrez-Marco & J.C.G.Saavedra, Eds, *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, p.495-504. Universidad de Extremadura.

ATHERTON, M. P., 1968. The variation in garnet biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contr. Miner.Petrol.*, **18**: 347-371.

BAPTISTA, J., 1990. Estudo neotectónico preliminar de um troço da linha de fractura Penacova-Régua-Verin (Peso da Régua – Vila Pouca de Aguiar). Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Vila Real. (Trabalho apresentado para as Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

BAPTISTA, J., COKE, C., DIAS, R. & RIBEIRO, A., 1993. Tectónica e geomorfologia da região de Pedras Salgadas-Vidago e as nascentes associadas. **In**: *XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora,* Vol.1, p.125-139.

BARBEY, P. & CUNEY, M., 1982. K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia). LILE* Fractination controlling factors. *Contr. Miner. Petrol.*, **81**: 304-316.

BARD, J.P., 1971. Sur l'alternance de zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractéres géotectoniques de ces zones avec les orogénes orthotectoniques. *Bol. geol. min. España*, **82**, 3/4: 324-345.

BARRENA, J.L., FARIAS, P., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., OLMO SANZ, A. & PABLO MACIA, J. G., 1989. Mapa y Memoria de la Hoja nº 17-27 (Orense-Verin) del Mapa Geológico de España, 1/200.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

BASTIDA, F., ALLER, J. & PULGAR, J.A., 1990. Desarrollo y significado de las foliaciones tectónicas en el Macizo Hercínico del NW de España. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **15**: 133-156.

BAU, M. & DULSKI, P., 1996. Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Res.*, **79**: 37-55.

BEETSMA, J. J., 1995. The late Proterozoic/ Paleozoic and hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N. Portugal. (as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids, 223 pp. Vrije Universiteit, Amsterdam. (Tese).

BELL, T. H. & CUFF, C., 1989. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorhism. *J. Metamorphic Geol.*, **7**: 425-447.

BELL, T. H. & FORDE, A., 1995. On the significance of the foliation patterns preserved around folds by mineral overgrowth. *Tectonophysics*, **246**: 171-181.

BELL, T. H. & HAMMOND, R. L., 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *J. Geol.*, **92**: 667-686.

BELL, T. H. & HAYWARD, N., 1991. Episodic metamorphic reations during orogenesis: the control of deformation partitioning on reaction sites reaction duration. *J.Metamorphic Geol.*, **9**: 619-640.

BELL, T. H. & JOHNSON, S.E., 1989. Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. *J. Metamorphic Geol.*, **7**: 279-310.

BELL, T. H., 1986. Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformation partitioning. *J. Metamoprphic Geol.*, **4**: 421-444.

BELL, T. H., JOHNSON, S.E., DAVIS, B., FORDE, A., HAYWARD, N. & WILKINS, C., 1992. Porphyroblast inclusion - trail orientation data: eppure non son girate. *J. Metamorphic Geol.*, **10**: 295-307.

BELL, T.H., RUBENACH, M. J. & FLEMING, P. D., 1986. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *J.Metamorphic Geol.*, **4**: 37-67.

BELLON, H., BLACHÉRE, H., CROUSILLES, M., DELOCHE, C., DIXSAULT, C., HERTRICH, B., PROST-DAME, V., ROSSI, F., SIMON, D. & TAMAIN, G., 1979. Radiocronologie, évolution tectono-magmatic et implications metallogéniques dans les Cadomo-Variscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. géol. France*, 7^{e} Sér., **21**, 2: 113-120.

BEVIER, M. L. & WHALEN, J. B., 1990. Tectonic significance of Silurian magmatism in the Canadian Appalachians. *Geology*, **18**: 411-414.

BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Miner. Petrol.*, **92**: 181-193.

BHATIA, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J.Geol.*, **91, 6**: 611-627.

BLOOMSTEIN, E. I. & CLARK, J. B., 1990. Geochemistry of the Ordovician high-calcium black shales hosting major gold deposits of the Getchell trend in Nevada. **In**: Metalliferous black shales and related ore deposits – Proceeding, 1989 U.S. Working Group Meeting,

International Geological Correlation Program Project 254. *U.S. Geological Survey Circular* **1058**: 1-5.

BOLES, J.R. & FRANKS, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sanstones cementation. *J. Sediment. Petrol.*, **49**: 55-70.

BOMBIN-ESPINHO, M., 1994. Concentratión de elementos metálicos em las pizarras negras Ordovícicas y Silúricas de los sinclinales Paleozóicos del norte de Sevilha (zona Ossa Morena), 132 pp. Universidad de Salamanca. (Tese de licenciatura).

BOMBIN-ESPINHO, M., PIÇARRA, J. M., OLIVEIRA , J.T., SAAVEDRA, J. & GUTIERREZ-MARCO, J. C., 1995. Estudio geoquímico preliminar de las liditas y pizarras negras silúricas da la región de Moura-Barrancos, Sul de Portugal. **In**: *Comunicaciones XII RGOP/PICG, Septiembre 1995*, p.42-16.

BONATTI, E., FISHER, D. E., JOENSUU, O. & RYDELL, H. S., 1971. Post-depositional mobility of some transition elements, phosohorus, uranium and thorium in deep sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**: 189-201.

BOURGUIGNON, A., 1988. Origine des formations paraderivées et orthoderivées acides du Limousin Central. Une source possible pour les leucogranites uranifères, 185 pp. Université. Claude Bernard , Lyon I. (Tese).

BONNEMAISON, M. & MARCOUX, E., 1990. Auriferous mineralization in some shear-zones: a three-stage model of mettallogenesis. *Minerallium Deposita*, **25**, 2:96-104.

BOYLE, A. P. & WESTHEAD, R. K., 1992. Metamorphic peak geothermobarometry in the Furulund Group, Sulitjelma, Scandinavian Caledonides: implications for uplift. *J. Metamorphic Geol.*, **10**: 615-626

BREIT, G. N., WANTY, R. B. & TUTTLE, M., 1989. Geochemical control on the abundance of vanadium in black shales and other carbonaceous rocks. **In**: Metalliferous black shales and related ore deposits - Proceeding, 1989 U.S. Working Group Meeting, International Geological Correlation Program Project 254. *U.S. Geological Survey Circular* **1058**: 6-8.

BRINK, A. H., 1960. Petrology and ore geology of the Vila Real – Sabrosa – Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **43**, 143 pp.

BROWN, E. H., 1975. A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. *J. Petrol.*, **16** ,2: 258-271.

CAMIRÉ, G. E., LAFLÈCHE, M. R., & LUDDEN, J. N., 1993. Archaean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac subprovince of the Canadian shield: chemical characterization, weathering and modelling of the source areas. *Precambrian Res.*, **62**: 285-305

CARMICHAL, D. M., 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, **20**: 244-267.

CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, Escala de 1:50.000. Serviços Geológicos de Portugal/Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa:

Folha 6-A – Montalegre, 1983;

Folha 6-B – Chaves, em publicação;

Folha 6-C – Cabeceiras de Basto, 1997;

Folha 6-D – Vila Pouca de Aguiar, em publicação;

Folha 10-A – Celorico de Basto, 1987.

CASTROVIEJO, R., 1994. Precious metals geology and exploration in Spain: Progress and question. *Chron. Rech. Min.*, **516**: 3-24.

CATHELINEAU, M., BOIRON, M. C., HOLLIGER, P. & POTY, B., 1990. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and Sn-W ore deposition and geodynamic events - mineralogical and U-Pb data. *Tectonophysics*, **177**: 59-79.

CATHELINEAU, M., BOIRON, M. C., POTY, B. & MARIGNAC, C., 1991. Hercynian gold-bearing quartz veins from western Europe: The 'shear zone model' revisited. **In**: E.A.Ladeira, Ed., *Brazil Gold'91*, p.115-119. Balkema. Rotterdam.

CATHELINEAU, M. & NIEVA, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (México) geothermal system. *Contr. Miner.Petrol.*, **91**: 235-244.

CHAKRABORTY, K. R. & SEN, S.K., 1967. Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhbhuru, Bihar: *Contr. Miner.Petrol.*, **16**: 210-232.

CHALIER, M., 1993. Context geologique, geochimique et structural des lentilles auriferes de Laurieras et Puits Roux (Limousin Central District de Saint-Yrieix). Implications metallogeniques. Université de Limoges, U. F. R. des Sciences Mention Sciences de la Terre. (Tese).

CHAROY, B., LHOTE, F., DUSAUSOY, Y. & NORONHA, F., 1992. The crystal chemistry of spodumene in some granitic aplite-pegmatite bodies of Northern Portugal. *Canad. Miner.*, **30**: 629-651.

CLAVIJO, E. G., BALDA, M. A. D. & ALVAREZ, F., 1993. Structural study of a semiductile strike-slip system in the Central Iberian Zone (Variscan Fold Belt, Spain): structural controls on gold deposits. *Geol. Rdsch.*, **82**: 448-460.

COCKS, L. R. M., 1985. The Ordovician-Silurian boundary. *Episodes*, **8**, 2: 98 -100.

COELHO , J. M. D., 1993. Os 'skarns' cálcicos pós-magmáticos, mineralizados em scheelite do distrito mineiro de Covas, V. N. de Cerveira, (Norte de Portugal). *Memórias, Museu e*

Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto, **2**, 328 pp. (Tese de doutoramento).

COELHO, J., PERRIN, M., & GARCIA, D., 1988. The geological setting of the tungsten skarn ore from the Covas-V. N. Cerveira (NW Portugal). *Publ. Mus. Labor. miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 4ª Sér., **96**.

COLLEY, S., THOMSON, J., WILSON, T.R.S. & HIGGS, N. C., 1984. Post-depositional migration of elements during diagenesis in brown clay and turbidite sequence in the northeast Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 1223-1235.

CONDIE, K. C., 1991. Another look at rare earth elements in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 2527-2531.

CONDIE, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**: 1-37.

CONDIE, K. C., 1997. Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios. *Precambrian Res.*, **81**: 3-14.

CONVENEY, R. M. J., LEVENTHAL, J. S., GLASCOCK, M. D. & HATCH, J. R., 1987. Origin of metals and organic matter in the Mecca quarry shale member and stratigraphically equivalent beds across the midwest. *Econ. Geol.*, **82**: 915-933.

COUTO, M. H. M., 1993. As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã, 463 pp. Porto. (Tese de doutoramento).

CRAWN, D., 1998. Shallow level metamorphic fluids in a high uplift rat metamorphic belt; alpine schist, New Zealand. *J. Metamorphic Geol.* , **6**: 1-116.

CULLERS, R. L., BARRET, T., CARLSON, R. & ROBINSON, B., 1987. Rare earth element and mineralogic changes in holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **63**: 275-297.

CULLERS, R. L., BOCK, B. & GUIDOTTI, C., 1997. Element distributions and neodynium isotopic compositons of Silurian metasediments, Western Main, U.S.A.: Redistribution of the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 9: 1847-1861.

CULLERS, R. L., CHAUDHURST, S., KILBANE, N. & KOCH, R., 1979. Rare earth in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the U.S.A *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 1285-1301.

CULLERS, R. L., DIMARCO, J. M., LOWE, D. R., STONE, J., 1993. Geochemistry of a silicified, felsic volcanoclastic suit from the early Archaean Panorama Formation, Pilbara Block, western Australia: an evaluation of depositional and post-depositional processes with special emphasis on the rare-earth elements. *Precambrian Res.*, **60**: 99-116.

CULLERS, R. L., YEH, B-TSU & CHAUHURST, S., 1974. Rare earth elements in Silurian pelitic schists from N. W. Maine. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 389-400.

CUNEY, M., FRIEDRICH, M. & DRIN, N., 1985. Traitement par l'analyse statistique de donnees multivariables sur le complexe de Brame-St Sylvestre-St.Goussand (Limousin - France) differenciation magmatique et polygenisme. Data processing in geochemistry and in engineering geology, *Sci. Terre, Sér. Inf. Géol.*, **23**: 1-25.

CUNEY, M., FRIEDRICH, M., BLUMENFELD, P., BOURGUIGNON, A., BOIRON, M. C., VIGNERESSE, J. L. & POTY, B., 1990. Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen. Part I: U preconcentrations in pre-Variscan and Variscan formations - a comparison with Sn, W and Au. *Tectonophysics*, **177**: 39-57.

DABARD, M.P. & PARIS, F., 1986. Palaeontological and geochemical characteristics of Silurian shale formations from central Brittany domain of the Armorican Massif (northwest France). *Chem. Geol.*, **55**: 17-29.

DAHL, P. S., WEHN, D. C., FELDMANN, S. G., 1993. The systematics of trace element partitioning between coexisting muscovite and biotite im metamorphic rocks from the Black Hills, South Dakota, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 2487-2505.

DALLMEYER, R. D., MARTINEZ-CATALAN, J. R., ARENAS, R., IBARGUCHI, J.I., GUTIERREZ ALONSO, G., FARIAS, P., BASTIDA, F. & ALLER, J., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, **277**: 307-337.

DAPPLES, E. C., 1947. Sandstone types and theis associated depositional enviroments. *J. Sediment. Petrol.*, **17**, 3: 91-100.

DAY, H. W., 1973. The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Amer. Mineralog.*, **58**: 225-262.

DEBON, F. & LE FORT, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans.Royal Soc.Edimburgh, Earth Sciences*, **73**: 135-149.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1966. Minerais constituintes das rochas-uma introdução, 558 pp. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.

DELOR, C. P., BURG, J. P. & LEYRELOUP, A. F., 1984. Staurolite producing reactions and geothermobarometry of high pressure thermal aureole in the French Massif Central. *J. Metamorphic Geol.*, **2**: 55-72.

DENISON, R. E., KOEPNICK, R.B., BURKE, W.H., HETHERINGTON, E.A. & FLETCHER, A., 1997. Construction of the Silurian and Devonian seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ curve. *Chem.Geol.*, **140**: 109-121.

DERRÉ, C., LÉCOLLE, M., NORONHA, F. & ROGER, G., 1982. Mineralisations à Sn-W liées aux granitoïdes dans le nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métasomatiques-hidrothermaux. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **68**, 2: 191-211.

DEVLIN, W. J., BOND, G. C. & BRUECKNZER, H., 1985. An assessment of the age and tectonic setting of volcanics near the base of Windermere Supergroup in Northeastern Washington: implications for latest Proterozoic-earliest Cambrian continental separation. *Canad. J. Earth. Sci.*, **22**, 6: 829-837.

DIAS, G. & BOULLIER, A. M., 1985. Évolution téctonique, métamorphic et plutonique d'un secteur de la chaîne hercynienne ibérique (Ponte de Lima, nord du Portugal). *Bull Soc. géol. France*, 8e Sér., **1**, 3: 423-431.

DIAS, G., 1987. Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filoneanas de Sn-W (Minho-Potugal), 304 pp. Universidade do Minho. Braga. (Tese de doutoramento).

DIAS, R. & RIBEIRO, A., 1994. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against na irregular continent? **In**: R.Dias, *Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro Ibérica: a importância para a compreensão da génese do arco Ibero Armoricano*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. (Tese de doutoramento).

DIAZ, F. G., 1991. La estructura y evolución metamórfica em un corte compreendido entre Carballiño y Forcarei. Area esquistosa de Galicia Central, NW España. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **16**: 273-299.

DICKINSON, W. R. & VALLONI, R., 1980. Plate setting and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology*, **8**: 82-86.

DICKINSON, W. R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J.Sediment. Petrol.*, **40**, 2: 695-707.

DICKINSON, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sanstones. **In**: G.G. Zuffa, Ed., *Provenance of arenites*, p.333-361. D. Reidel Publishing Company.

DICKINSON, W.R. & SUCZER, C. A., 1979. Plate Tectonics and sandstone compositions. *AAPG. Bull.*, **63**, 12: 2164-2182.

DILL, H., 1986. Metallogenesis in early Paleozoic graptolite shales from the Graefenthal horst (Northern Bavaria-FR of Germany. *Econ. Geol.*, **81**: 889-903.

DÓRIA, A., CHAROY, B. & NORONHA, F., 1989. Fluid inclusion studies in spodumene-bearing aplite-pegmatite dykes of Covas do Barroso, Northern Portugal. **In**: *X ECROFI, Abstracts*.

DÓRIA, A., NOGUEIRA, P., CATHELINEAU, M. & NORONHA, F., 1995. Fluid/deformation relationships in contrasted lithologies: an integrated fluid inclusion study of Northern Portugal Au-quartz veins. *Bol. Soc. Españ. Miner.*, **18**, 1: 62-63.

DÓRIA, A., NORONHA, F., BOIRON, M. C. & CATHELINEAU, M., 1993. Geochemical characterization of the fluids from a gold district. The example of Vila Pouca de Aguiar (northern Portugal). **In**: F. Noronha et al., Eds, IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, 1993. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto,* **3**: 227-231.

DUEBENDORFER, E. M., 1988. Evidence for an inverted metamorphic gradient associated with a Precambrian suture, southern Wyoming. *J. Metamorphic Geol.*, **6**: 41-63.

ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J.Petrol.*, **25**, 4: 894-928.

ERIC, R. F., 1990. Manganese contents of some Lower Paleozoic carbonate rocks of Virginia. *U.S. Geol.Surv. Bull.*, **1916**: A1-A9.

ERIKSON, K. A., TAYLOR, S. R. & KORSH, R. J., 1992. Geochemistry of 1,8-1,68 Ga mudstones and siltstones from the Mount Isa Inlier, Queensland, Australia: provenance and tectonic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 899-909.

EVENSON, N. M., HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K., 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1199-1212.

FARIAS P., GALLASTEGUI, G., LODEIRO, F. G., MARQUINEZ, J., PARRA, L. M. M., CATALÁN, J. R. M., MACIA, J. G. P., FERNANDEZ, L. R. R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central. **In**: IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. *Mem.Mus.Labor.miner.geol.Fac.Ciênc.Univ. Porto,* **1**: 441-431.

FEDO, C. M., ERIKSSON, K. A. & KROGSTAD, E. J., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**:1751-1763.

FENG, R. & KERRICH, R., 1990. Geochemistry of fine-grained sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **54**: 1061-1081.

FERNANDES, J. P., ROCHA, F. T. & GOMES F. C., 1997. Mineralogia e geoquímica dos calcários de Campanhó (Marão-Portugal): dados preliminares. **In**: *I Cong. Ibérico de Geoquímica de Sória,* España, p.21-26.

FERREIRA, M. R. P., 1971. Jazigos uraníferos portugueses. Jazigos uraníferos de Au-Ag-sulfuretos do norte de Portugal. **In**: *Livro guia da excursão nº 5*, 81 pp. I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica.

FERREIRA, N. & NORONHA, F., 1987. Prospecção de estanho em áreas envolventes dos maciços graníticos das serras do Gerês, Barroso e Cabreira. **In**: Actas e Comunicações. IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. *Mem. Mus. Labor. Minet. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 1: 433-449.

FERRY, J. M., 1983. On the control of temperature, fluid composition, and reaction progress during metamorphism. *Amer. J. Sci.*, **283**: 201-232.

FERRY, J. M., 1984. A biotite isograd in South-Central Maine, U.S.A.: mineral reactions, fluid transfer and heat transfer. *J.Petrol.*, **25**, 4: 871-893.

FERRY, J. M., 1992. Regional Metamorphism of the Waits River Formation, Eastern Vermont: Delineation of a new type of giant metamorphic hidrothermal system. *J. Petrol.*, **33**, 1: 45-94.

FERRY, J. M. & SPEAR, F. S., 1978. Experimental calibration of the partioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Miner. Petrol.*, **66**: 113-117.

FISCHER, N. J. & FOSTER, R. P., 1991. Deformation, fluid-flow and gold precipitation in iron-formation, Zimbabwe. **In**: E.A.Ladeira, Ed., *Brazil Gold'91*, p.367-373. Balkema. Rotterdam.

FOLK, R., 1956. The role of texture and composition in sandstone classification. *J.Sediment. Petrol.*, **26**, 2: 166-171.

FORTEY, R. A., HAPPER, D. A. T., INGHAM, J. K., OWEN, A. W. & RUSHTONS, A. W. A., 1995. A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geol. Mag.* **132**, 1: 15-30.

FRAKES. L. A., 1985. A preliminary model for subaqueous-glacial and post-glacial sedimentation in intra-continental basins. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **51**: 347-356.

FYFE, W. S., 1990. Tectonics and geochemical change. **In**: S. P. H. Sychanthavong, Ed., *Crustal Evolution and Orogeny*, p.193-204. Balkema. Rotterdam:.

FYFE, W. S., 1991. Gold transport and deposition: rules of the game. . **In**: E.A.Ladeira, Ed., *Brazil Gold'91*, p.7-9. Balkema. Rotterdam.

GALLASTEGUI, G., PARRA, L. M. M., FARIAS, P., MACIA, J. G.P. & FERNANDEZ, L.R.R., 1998. Las metavulcanitas del Domínio Esquitoso de Galícia, Trás-os-Montes: petrografia, geoquímica e ambiente geotectónico (Galícia, NW de España). *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **112**: 1127-139.

GARCIA, D., COELHO, J. & PERRIN, M., 1991. Fractionation between TiO_2 and Zr as a mesure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal). *European J. Miner.*, **3**: 401-414.

GHENT, E. D. & STOUT, M.Z., 1981. Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contr. Miner. Petrol.*, **76**: 92-97.

GHENT, E. D., 1976. Plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineralog.*, **61**: 710-714.

GIBSON, R. L., 1992. Sequencial, syndeformational porphyroblast growth during Hercynian low-pressure/high-temperature metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.*, **10**: 637-650.

GOLDFARB, R. J., SNEE, L. W. & PICKERTORN, W. J., 1993. Orogenesis, high-T thermal events, and gold vein formation within metamorphic rochs of the Alaskan Cordillera. *Miner.Mag.*, **57**: 375-394.

GONZALEZ-CLAVIJO, E., DIEZ-BALDA, M. A. & ALVAREZ, F., 1993. Structural study of a semiductile strike-slip system in the Central Iberian Zone (Variscan fold belt, Spain): structural controls on gold deposits. *Geol. Rdsch.*, **82**: 448-460.

GOUANVIC, Y., COURRIOUX, G. & OVEJERO, G., 1981. Contrôle structural de la répartition des indices d'or filoniens du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Cuad. Geol. Ibérica*, **7**: 353-367.

GOURVENNEC, R., BOUYX, E., BRICE, D. & LE MENN, J., 1997. The Siluro-Devonian paleobiogeography of the Meguna terrane and its relationships with north Gondwana. **In**: *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, p.65-70.

GOVINDARAJU, K. & MEVELLE, G., 1987. Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare earth elements. *J. Anal. Atom. Spectrom.*, **2**: 615-621.

GRANT, J. A., 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomaticc alteration. *Econ.Geol.*, **81**: 1976-1982.

GRAVEL, R. I., 1989. Rare earth elements in metamorphic rocks. **In**: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Rev. Miner.*, **21**: 147-167.

GREENOUGH, J. D. & McCUTCHEOU, S. R., 1985. Petrology and geochemistry of Cambrian volcanic rocks from the Avalon zone in New Brunswick. *Canad. J. Sci.*,**22**, 6: 881-892.

GRIGOR'EV, N. A., 1997. Mineral concentrations as carriers of major chemical elements in the upper continental crust. *Geochem.Internat.*, **35**, 6: 499-503.

GROMET, L. P., DYMEK, R. F., HASKIN, L. A. & KOROTEV, R. L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 2469-2482.

GUIDOTTI, C. V., 1973. Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage. *Contr. Miner. Petrol.*, **42**: 33-42.

GUIDOTTI, C. V., 1978. Compositional variation of muscovite in medium to high grade metapelites of northwester Maine. *Amer. Mineralog.*, **63**: 878-884.

GUIDOTTI, C. V., 1984. Micas in Metamorphic rocks. **In**: S. W. Bailey, Ed., Micas. *Rev.Miner.*, **13**: 357-468.

GUIDOTTI, C. V., CHENEY, J. T. & HENRY, D. J., 1988. Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western Maine. *Amer. J. Sci.*, **288-A**: 270-292.

GUIDOTTI, C. V., TEICHMANN, F. & HENRY, D. J., 1991. Chlorite bearing polymetamorphic metapelites in the Rangely area, Maine: evidence for equilibrium assemblages. *Amer. Mineralog.*, **76**: 867-879.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., LENZ, A. C. ROBARDET, M. & PIÇARRA, J. M., 1996. Wenlock-Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from Southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Canad. J. Earth Sci.*, **33**: 656-663.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., SAN JOSÉ, M. A. & PIEREN, A.P., 1990. Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. **In**: R.D.Dallmeyer & E. Martínez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p.160-171. Springer-Verlag, Berlin.

HAACK, U., HEINRICHS, M., BONEB & SCHNEIDER, 1984. Loss of metals from pelites during regional metamorphism. *Contr.Miner. Petrol.*, **85**: 116-132.

HARNOIS, L., 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sediment.Geol.*, **55**: 319-322.

HARRISON, F. A., 1931. Ancient mining activities in Portugal. *The Mining Magazine*, September, p.137-145.

HASKIN, M. A. & HASKIN, L. A., 1966. Rare earths in European shales: a redetermination. *Science*, **155**: 507-509.

HAYWARD, N., 1992. Microstructural analysis of the classical spiral garnet porphyroblasts of south-east Vermont: evidence for non-rotation. *J. Metamorphic Geol.*, **10**: 567-587.

HIBBARD, M. J., 1995. Petrography to petrogenesis. 587 pp. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

HISCOTT, R. N., 1984. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace-element evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**: 1261-1267.

HOFMANN, E. L., 1992. Instrumental neutron activation in geoanalysis. *J.Geochem. Explorat.*, **44**: 297-319.

HOLDAWAY, M. J., DUTROW, B. L., HINTON, R. W., 1988. Devonian and Carboniferous metamorphism in West-Central Maine: the muscovite almandine geobarometer and the staurolite problem revisited. *Amer. Mineralog.*, **73**: 20-47.

HOLTZ, F. & BERTRAND, J. M., 1987. Structures de deformations dans les schistes et les granites de la région de Montalegre (nord-Portugal). Évolution métamorphic et conditions de mise em place des granites. *Bull. Soc. géol. France,* 3e Sér., **2**: 361-369.

HOWER, J., ESLINGER, E. V., HOWER, M. E & PERRY, E. A., 1976. Mechanism of burial metamorphism os argillaceous sediment. 1: mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**: 725-737.

HUMPHREYS, H. C. & SCHEEPERS, D. J., 1993. Polymetamorphism and isobaric cooling of pelitic schists from the Annex sulphide deposit, Gordonia Belt, South Africa. *J. Metamorphic Geol.*, **11**: 661-675.

HUNT, M. S. Q., 1991. The provenance of low-calcic shales. *Mineralium Deposita*, **26**: 113-121.

IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A., 1981. Position stratigraphique de la formation 'Olho de Sapo' dans la région de Zamora (Espagne) – Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. geol. Portg.*, **67**, 2: 141-146.

IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A., 1981. Zones de cisaillement ductile dans L'Arc Ibéro-Armoricain. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **67**, 1: 85-87.

IGLESIAS, M. & ROBARDET, M., 1980. El Silúrico de Galicia média (central), su importancia en la paleogeografia varisca. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **1**: 99-115.

IRELAND, T. R., 1992. Crustal evolution of New Zealand: evidence from age distributions of detrital zircons in Western Province paragneisses and Torless greywacke. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 911-920.

KEAYS, R. R., 1982. Archaean gold deposits and their source rocks: the upper mantle connection. **In**: Foster R. P. Eds., Gold'82, Rotterdam, A. A. Balkama.: 17-51.

KRÍBEK, B., 1991. Metallogeny, structural, lithological and time control of deposition in anoxic environments. *Mineralium Deposita*, **26**: 122-131.

KRONBERG, B. J., NESBITT, H. W. & FYFE, W. S., 1987. Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. *Chem. Geol.*, **60**, 114: 41-45.

KRUMBEIN, W.C., 1947. Shales and their environmental significance. *J. Sediment. Petrol.*, **17**, 3: 101-108.

LA ROCHE, M. H., 1966. Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roche: modéles chimiques statistiques, representations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, Sér.D, **262**: 1665-1668.

LA ROCHE, M. H., 1968. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'etude des formations métamorphiques et plutoniques.. *C.R. Acad. Sci., Paris*, Sér.D, **267**: 39-42.

LA ROCHE, H. ,1975-76. Variations chimiques durant le métamorphisme croissant des grésopélites. *Sci. Terre*, **19**, 2: 165-200.

LADEIRA, E. A., 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: A remarkable case of permanency, recycling and inheritance - A tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Ramberg. **In**: E.A.Ladeira, Ed., *Brazil Gold'91*, p.11-30. Balkema. Rotterdam.

LADEIRA, E. A., LOBATO, L. M., GROSSI, J. H. S., SIMÕES, E. J. M. & VIEIRA, F. W. R., 1991. Petrology and geochemistry of wall rocks, and of BIF-host rock to gold mineralization at level 2400' of Raposos Mine, Minas Gerais, Brazil. **In**: E.A.Ladeira, Ed., *Brazil Gold'91*, p.437-445. Balkema. Rotterdam.

LEONARDOS, O. H., HOST & H. OLIVEIRA, C. G., 1991. Gold deposits and shear zone relationships in the Precambrian of Brazil. **In**: E.A.Ladeira, Ed., *Brazil Gold'91*, p.167-169. Balkema. Rotterdam.

LEROY, J. & CATHELINEAU, M., 1982. Les minéraux phylliteux dans les gisements hidrothermaux d'uranium. Les micas hérités et neoformés. *Bull. Minér.*, **105**: 99-109.

LESLIE, J. C., 1990. Manganese contents of some rocks of Silurian and Devonian ages in northwest Virginia. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **1916**: B1-B6.

LOUKOLA-RUSKEENIEMI, K., 1991. Geochemical evidence for the hydrothermal origine of sulphur, base metal and gold in Proterozoic metamorphosed black shales, Kaimun and Outokumpu areas, Finland. *Mineral. Deposita*, **26**: 152-164.

MARQUINEZ, J., 1984. La geologia del área esquitosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, Nw de España). *Mem. Inst. geol. min. España*, **100**, 231 pp.

MARTINEZ, F.J., CORRETGE, L.G. & SUAREZ, O., 1990. Distribution characteristics and evolution of metamorphism. **In**: R.D.Dallmeyer & E. Martínez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p.207-211. Springer-Verlag, Berlin.

MARTINEZ, F. J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA, M. L. & IBARGUCHI, J. I., 1988. Structural and thermal evolution of high-grade areas in the north western parts of the Iberian Massif. *Amer. J.* Sci., **288**, 969-996.

MARTINS, H. C. B., 1989. Contribuição para o conheciemnto dos granitóides biotíticos da região de Vila Pouca de Aguiar, 94 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Trabalho apresentado para as Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

MARTINS, H. C. B., & NORONHA, F., 1991. Petrologia e geoquímica dos granitóides biotíticos pós-tectónicos da região de Vila Pouca de Aguiar. *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, **6**, 1/2: 1-15.

MARTINS, H. C. B., NORONHA, F. & LETERRIER, J., 1997. Evolução geoquímica dos granitóides biotíticos tardi-tectónicos e pós-tectónicos do quadrângulo Vieira do Minho-Moreira de rei-Vila Pouca de Aguiar-Boticas. Estudo comparativo. **In**: Actas da X Semana de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, p.87-90. Universidade do Minho, Braga.

MASSONE, H.J. & SCHREYER, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-felspar, phlogopite and quartz. *Contr. Miner. Petrol.*, **96**: 212-224.

McLENNAN, S. M. & HEMMING, G., 1992. Samarium/Neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 887-898.

McLENNAN, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. **In**: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Rev.Miner.*, **21**: 169-200.

McLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., McCULLOCH, M.T. & MAYNARD, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 2015-2050.

MENDES, M. H. A. H., 1997. Processos metamórficos variscos na Serra da Freita (Zona Centro-Ibérica, Portugal, 288 pp. Universidade de Aveiro, Aveiro. (Tese de doutoramento).

MOINE, B., 1974. Caractères de sedimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahana). *Sci. Terre, Mémoire 31.*

MOINE, B. & LA ROCHE, H., 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, Sér.D, **267**: 2048-2087.

MORAND, V. J., 1990. Low-pressure regional metamorphism in the Omeo Metamorphic Complex, Victoria, Australia. *J. Metamorphic Geol.*, **8**: 1-12.

MOSS, B. E., HASKIN, L. A. & DYMEK, R. F., 1996. Compositional variations in metamorphosed sediments of the Littleton Formation, New Hampshire, and the Carrabassett Formation, Main, at sub-hand specimen, outcrop, and regional scales. *Amer. J. Sci.*, **296**: 473-505.

MOSS, B. E., HASKIN, L. A., DYMEK, R. F. & SHAW, D. M., 1995. Redetermination and reevaluation of compositional variations in metamorphosed sediments of Littleton Formation, New Hampshire. *Amer. J. Sci.*, **295**: 988-1019.

MUNHÁ, J., FYFE, W. S. & KERRICH, R., 1980. Adularia, the characteristic mineral of felsic spilites. *Contr. Miner. Petrol.*, **75**: 15-19.

NEIVA, A. M. R., 1992. Geochemistry and evolution of Jales granitic system, Northern Portugal. *Chem. Erde*, **52**: 225-241.

NEIVA, A. M. R., NEIVA, J. M. C. & SILVA, M. M. V. G., 1990. Geochemistry of gold quartz vein walls from Jales (northern Portugal). *Chem. Geol.*, **82**: 217-251.

NEIVA, J. M. C. & NEIVA, A. M. R., 1990. The gold area of Jales (northern Portugal) *Terra Resarch*, **2**: 245-256.

NESBITT, H. W., MARKOVICS, G. & PRICE, R. C., 1980. Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during continental weathering: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**: 1659-1666.

NESBITT, H. W. & YOUNG, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major elements chemical if lutites. *Nature*, **299**: 715-717.

NESBITT, H. W. & YOUNG, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering proliles. *J. Geol.*, **97**: 129-147.

NESBITT, H. W., YOUNG, G. M., McLENNAN, S. M. & KEAYS, R. R. 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *J.Geol.*, **104**: 525-542.

NORONHA, F., 1976. Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance metallogenétique. *Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Porto*, 4ª Sér., **86**, 9 pp.

NORONHA, F., 1982. Rochas graníticas do triângulo Gerês-Barroso-Cabreira. Suas relações com mineralizações em Sn e W-Mo. *Publ. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 4ª sér., **93**, 39p.

NORONHA, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha, 413 pp. Universidade do Porto, Porto. (Tese de doutoramento).

NORONHA, F., 1988. Mineralizações. Geonovas, 10: 37-54.

NORONHA, F., CATHELINEAU, M., BOIRON, M. C., DÓRIA, A., NOGUEIRA, P. & BANKS, D., 1998. Fluid evolution in late-hercynian Au-quartz veins in Northern Portugal.

Metallogenic implications. **In**: D. Arias, A. Martín-Izard & A. Paniagua, Eds, *Gold Exploration and Mining in NW Spain*, p. 160-164. Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, Oviedo.

NORONHA, F. & RAMOS, J. M. F., 1993. Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões.*Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **18**: 133-146.

NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., REBELO, J. A., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L., 1979. Essai de correlation des phases de deformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. geol. Portg.*, **21**, 2/3: 227-237.

NORONHA, F. & RIBEIRO, M.A., 1993. Mineralizações em contexto granítico. **In**: *Livro-guia da excursão pós-congresso da IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, 16 pp. Porto.

OEN, I. S., 1970. Granit intrusion folding amd metamorphism in central northern Portugal. *Bol. geol. min. España*, **81**, 2/3: 271-298.

OLIVEIRA, A. S., 1995. Hidrogeologia da região de Pedras Salgadas, 230pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Vila Real. (Trabalho apresentado para as Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

OLIVEIRA, J. M. S., 1990. Geological, mineralogical and lithogeochemical studies in the Gois and Vila Pouca de Aguiar - Vila Real region, Portugal. *Estud., Notas Trab.Serv.Fom.min.*, **32**: 65-75.

OLIVEIRA, J. M. S., 1993. Rock geochemistry applied to Au-Ag and Sn-W exploration in the granitic terrains of the Vila Pouca de Aguiar – Vila Real region (Northern Portugal). *Estud., Notas Trab.Serv.Fom.min.*, **35**: 3-20.

OLIVEIRA, J. M. S. & FARINHA, J. A., 1987. Estudos de geoquímica aplicada na região aurífera vizinha de Três Minas (Vila Pouca de Aguiar, norte de Portugal). *Estud., Notas Trab.Serv.Fom.min.*, **29**: 3-25.

PARKER, A., 1970. An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, **107**: 501-504.

PEREIRA, E., 1987. Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica, 274 pp. Faculdade de Ciências de Lisboa, Lisboa. (Tese de doutoramento).

PEREIRA, E. & RIBEIRO, A., 1997. Breve síntese sobre a geologia da região de Celorico de Basto. **In**: C.Coke, Coord., *Livro-guia da excursão pós-reunião, XIV Reunião de Geologia do Oeste Penisular*, p. 51-72.

PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & MEIRELES, C., 1993. Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **18**: 89-119.

PETTIJOHN, E.J., 1975. Sedimentary rocks, 3rd Ed., 628 pp. Harper International Ed. & Row, Publishers, New York, N.Y.

PIÇARRA, J. M. & LE MENN, J., 1994. Ocorrência de crinóides em mármores do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz: implicações estratigráficas. *Comun. Inst. geol. min.*, **80**: 15-25.

PIÇARRA, J. M. & REBELO, J., 1997. Novos dados biostratigráficos para o conhecimento do Silúrico da região de Meirinhos-Lagoaça (Domínio do Douro inferior, NE Portugal). **In**: *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, p.189-191.

PIÇARRA, J. M., STORCH, P., GUTIÉRRES-MARCO, J. C. & OLIVEIRA, J. T., 1995. Characterization of the *Parakidograptus acuminatus* graptolite biozone in the Silurian of Barrancos region (Ossa Morena Zone, South Portugal). *Comun. Inst.geol. min.*, **81**: 3-8.

POWELL, R. & EVANS, J. A., 1983. A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartzo. *J.Metamorphic Geol.*, **1**: 331-336.

PRIEM, H., 1962. Geological, petrological and mineralogical investigations in the Serra do Marão region, northern Portugal, 160 pp. Amesterdam. (Tese de doutoramento).

QUESADO, D.M., 1971. Esquema geológico de la hoja n° 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. geol. min. España,* **82**, 3/4: 277-286.

RAMOS, J. M. F., SILVA, F. G., MAGALHÃES, J. S., CONDE, L. E. N., MACEDO, C. A. R., ANDRADE, A. A. S. & SOUSA, M. B., 1971. Considerações gerais sobre a geologia e metalogenia da região de Valpaços - Vilarandelo - Sonim (Trás-os-Montes). *Mem.Not.*, **72**: 1-11.

RIBEIRO, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Texte, 168 pp.; Cartes hors texte. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa; *Mem.Serv.geol.Portg.*, N.S., **24**.

RIBEIRO, A., ANTUNES, M., FERREIRA, M., ROCHA, R., SOARES, A., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO J., 1979. Introduction à la géologie génerale du Portugal, 114 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. (Congr. internat. Géol., 26e, Paris, 1980).

RIBEIRO, A. & PEREIRA, E., 1997. Introdução à geologia de Trás-os-Montes. **In**: M.E.P.Gomes, Coord., *Livro-guia da excursão pré-reunião, XIV Reunião de Geologia do Oeste Penisular*, p.3-7.

RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS. R., 1990. Structure in the Iberian Peninsula. **In**: R.D.Dallmeyer & E. Martínez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p.220-236. Springer-Verlag, Berlin.

RIBEIRO, M.A., GUEDES A. & NORONHA F., 1996. Relações deformação-metamorfismo em diferentes unidades estrututrais na região de Vila Pouca de Aguiar. **In**: *Actas da 2ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica (GGET),* Faculdade de Ciências de Lisboa.

RIBEIRO, M.A., NORONHA, F. & CUNEY, M., 1993. Lithogeochemical study of the metasedimentary units of Vila Pouca de Aguiar area (western Trás-os-Montes, Northern Portugal). **In**: F.Noronha et al., Eds, IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, 1993. *Mem.Mus.Labor.miner. geo.Fac.Ciênc.Univ.Porto*, **3**: 299-303.

RIBEIRO, M.A., NORONHA, F. & CUNEY, M., 1995. Unidades litoestratigráficas e estruturais na região de Vila Pouca de Aguiar - Sua validação como unidades litogeoquímicas. **In**: F.Sodré Borges & M.M.Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995, Resumos Alargados. *Mem.Mus.Labor.miner.geol.Fac.Ciênc.Univ.Porto*, **4**: 361-366.

RIBEIRO, M.A., NORONHA, F. & CUNEY, M., 1997. Estudo litogeoquímico comparativo das unidades litoestratigráficas localizadas a este e a oeste da falha Régua-Verin, na região de Vila Pouca de Aguiar (Trás-os-Montes Ocidental). **In**: *Actas da X Semana de Geoquímica e IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Braga*, p. 131-134.

RIBEIRO, M.A. & NORONHA, F., 1997. Ensaio de correlação das unidades litoestratigráficas e estruturais definidas na região de Trás-os-Montes Ocidental e sul da Galiza. **In**: C.Pires, M.E.Gomes & C.Coke, Coords, *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG - 376, Vila Real*, p. 203-204.

RIBEIRO, M. L., MATA, J. & PIÇARRA, J. M., 1992. Vulcanismo bimodal da região de Ficalho: características geoquímicas. *Comun. Serv.geol.Portg.*, **78**, 2: 75-85.

RICHARDSON, S. W., GILBERT, M.C. & BELL, P.M., 1969. Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminia silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, **167**: 259-272.

ROBIE, R. A. & HEMINGWAY, B. S., 1984. Entropies of kyanite, andalusite, and silimanit: addicional constraints on the pressure and temperature of the Al2SiO5 triple ponit. *Amer. Mineralog.*, **69**: 298-306.

ROLLINSON, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, 344 pp. Longman Group Limited, London.

ROMARIZ, C., 1969. Graptólitos silúricos do NW Peninsular. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **53**: 107-156.

RONOV, A. B., YAROSHEVSKIY, A. A. & MIGDISOV, A. A., 1990. Chemical constitution of the earth's crust and geochemical balance of the major elements (Part II) - Problems of rhe geochemical balance of crustal material. *Internat.Geol.Rev.*, **33**, 11: 1049-1097.

ROSER, B. P. & KORSCH, R.J., 1986. Determination of the tectonic setting of sandstones-mudstones suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. *J.Geol.*, **94**: 635-650.

ROSER, B. P. & KORSCH, R.J., 1988. Provenance signatures of sanstones-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**: 119-139.

SANT'OVAIA, H. M., 1993. Características magnéticas dos granitóides biotíticos da Vila Pouca de Aguiar, 130 pp. Universidade do Porto, Porto. (Trabalho apresentado para as Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

SANT'OVAIA ,H.M., LEBLANC, D., NORONHA, F. & BOUCHEZ, J.L., 1995. Plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar – Estudo da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) – Nota Prévia. **In**: F. Sodré Borges & M.M.Marques ,Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995, Resumos Alargados. *Mem.Mus.Labor.miner.geol.Fac.Ciênc.Univ.Porto*, **4**: 809-814.

SANT'OVAIA, H. M. & NORONHA, F., 1998. Análise microestrutural dos granitos do maciço pós-tectónico de Vila Pouca de aguiar. **In**: H. I. Chaminé et al., Coords, 4ª Conferência Anual, GGET'98, Universidade do Porto. *GEOlogos* , **2**: 33-36.

SHAW, D. M., 1954. Trace elements in pelitic rocks. Part I: Variation during metamorphism. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **65**: 1151-1166.

SHOLKOVITZ, E., 1988. Rare earth elements in the sediments of the north Atlantic ocean, Amazon Delta, and east China sea: Reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans. *Amer. J. Sci.*, **288**: 236-281.

SOUSA, M. B., 1971. Rochas metamórficas da região de Valpaços-Virandelo-Sonim (Trás-os-Montes). *Mem. Not.*, **72**.

SOUSA, M. B., 1982. Litostratigrafia e estrutura do 'Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico' – Grupo do Douro (NE de Portugal), 222 pp. Universidade de Coimbra, Coimbra. (Tese de doutoramento).

SPEAR, F. S., KOHN, M. J., FLORENCE, F. P. & MENARD, T., 1991. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J. Metamorphic Geol.*, **8**: 683-696.

TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in the sedimentry rocks, 312 pp. Blackwell Scientific Publ., London.

TAYLOR, S. R., RUDNICK R. L., McLENNAN, S. M. & ERIKSSON, K. A., 1986. Rare earth elements patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 2267-2270.

TEIXEIRA, C., 1955. Geologia de Portugal - O sistema Silúrico. Apontamentos para uma lição, 105 pp. Lisboa.

UGIDOS, J. M., 1990. Granites as a paradigm of genetic processes of granitic rocks: I-types vs S-types. **In**: R.D.Dallmeyer & E. Martínez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p.189-206. Springer-Verlag, Berlin.

VELDE, B., 1967. Si^{+4} content of natural phengites. *Contr. Miner. Petrol.*, **14**: 250-258.

VELDE, B., 1985. Clay Minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence, 422 pp. Elsevier, Amsterdam. (Developments in Sedimentology, **40**).

VERNON, R. H., PATERSON, S. R. & FOSTER, D., 1993. Growth and deformation of porphyroblasts in the Foothills terrane, central Sierra Nevada, California: negotiating a microstructural minefield. *J. Metamorphic Geol.*, **11**: 203-222.

VIEGAS, L. F. & MARTINS, L. P., 1992. Notas sobre a prospecção de ouro em Portugal. *Estud., Notas Trab.Serv.Fom.min.*, **34**: 95-106.

VOGT, T., 1927. Sultijelmafeltets geologi og petrografi. *Nor-Geol. Unders.*, **121**: 1-560

WEERING, T. C. E. V. & KLAVER, G.T., 1985. Trace element fractionation and distribution in turbidites, homogeneous and pelagic deposits; the Zaire Fan, southeast Atlantic Ocean. *Geo-Marine Letters*, **5**:165-170.

WEPEPOHL, K. H., 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geol. Rdsch*, **80**, 2: 207-223.

WRONKIEWICZ, D. J. & CONDIE, K. C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area, weathering and provenance *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 2401-2416.

WRONKIEWICZ, D. J. & CONDIE, K. C., 1989. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for a 3.0-Ga-old continental craton *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 1537-1549.

ZEN, E., 1981. Metamorphic mineral assemblages of pelitic rocks in and around thr Taconic Allochthon, southwestern Massachussets and adjacent Connecticut and New York. *U.S. Geol. Surv.Bull.*, **1113**: 1-128.

ANEXOS

ANEXO I - ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS METAMÓRFICOS

Tabela A.I.1 – Análises químicas de moscovites

Tabela A.I.1 – Análises químicas de moscovites

	UNIDADE SE									
	Amostra MA 22					Amostra MA 110				
SiO_2	49,02	48,98	47,46	48,10	48,33	45,81	45,80	46,21	45,71	45,41
TiO_2	0,29	0,33	0,22	0,22	0,20	0,98	0,86	0,87	0,89	0,83
Al_2O_3	32,24	31,49	32,37	31,58	32,33	35,67	35,51	34,91	35,25	34,66
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
FeO	3,22	3,28	3,36	4,13	3,03	0,91	0,96	1,29	1,15	1,58
MnO	0,05	0,09	0,06	0,00	0,08	0,16	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	1,40	1,45	1,19	1,39	1,27	0,59	0,63	0,78	0,68	0,83
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na_2O	0,55	0,59	0,54	0,64	0,44	0,46	0,46	0,53	0,48	0,41
K_2O	10,03	9,80	9,80	10,00	9,77	10,46	10,41	10,48	10,27	10,20
Σ	96,80	96,01	95,00	96,06	95,47	95,04	94,63	95,09	94,43	93,96
Número de iões na base de 22 oxigénios										
Si	6,45	6,49	6,37	6,42	6,43	6,11	6,12	6,16	6,13	6,13
Al^{IV}	1,55	1,51	1,63	1,58	1,57	1,89	1,88	1,84	1,87	1,87
Al^{VI}	3,45	3,42	3,49	3,38	3,50	3,71	3,72	3,65	3,70	3,65
Ti	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,10	0,09	0,09	0,09	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,35	0,36	0,38	0,46	0,34	0,10	0,11	0,14	0,13	0,18
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,27	0,29	0,24	0,28	0,25	0,12	0,13	0,16	0,14	0,17
Σ^{VI}	4,11	4,11	4,14	4,14	4,12	4,05	4,04	4,04	4,05	4,09
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,14	0,15	0,14	0,17	0,11	0,12	0,12	0,14	0,12	0,11
K	1,68	1,66	1,68	1,70	1,66	1,78	1,78	1,78	1,76	1,76
Σ^{XII}	1,82	1,81	1,82	1,87	1,78	1,90	1,90	1,92	1,88	1,87
Fe/(Fe+Mg)	0,56	0,56	0,61	0,63	0,57	0,46	0,46	0,48	0,49	0,52
Na/(Na+K)	0,08	0,08	0,08	0,09	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06

Tabela A.I.1 – Análises químicas de moscovites

	UNIDADE Cb					UNIDADE AC							
	Amostra MA 100					Amostra MA 121							
SiO_2	47,66	49,27	48,22	48,66	48,64	51,04	47,99	47,53	50,89	48,58	47,67	48,26	49,21
TiO_2	0,18	0,28	0,33	0,21	0,23	0,34	0,44	0,61	0,42	0,68	0,52	0,42	0,39
Al_2O_3	32,82	31,45	32,08	32,82	32,98	32,08	35,46	35,75	31,59	35,98	35,56	33,20	34,03
Cr_2O_3	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
FeO	1,80	2,16	2,32	2,29	1,90	1,48	1,40	1,06	1,35	0,98	1,41	1,68	1,31
MnO	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,07	0,00	0,09
MgO	1,04	1,25	1,38	1,38	1,23	1,72	0,91	0,65	1,89	0,77	0,82	1,34	1,27
CaO	0,08	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
Na_2O	0,35	0,40	0,40	0,44	0,33	0,21	0,40	0,48	0,22	0,43	0,31	0,31	0,30
K_2O	10,12	10,13	9,76	10,14	9,76	8,79	9,54	9,71	9,20	9,23	8,79	9,77	9,36
Σ	94,04	94,96	94,48	96,03	95,14	95,69	96,14	95,79	95,58	96,72	95,15	95,01	95,96
	Número de iões na base de 22 oxigénios												
Si	6,41	6,56	6,46	6,43	6,45	6,65	6,27	6,23	6,65	6,28	6,27	6,40	6,42
Al^{IV}	1,59	1,44	1,54	1,57	1,55	1,35	1,73	1,77	1,35	1,72	1,73	1,60	1,58
Al^{VI}	3,61	3,51	3,52	3,53	3,60	3,57	3,73	3,76	3,52	3,77	3,78	3,60	3,66
Ti	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,04	0,04
Cr	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
Fe^{2+}	0,20	0,24	0,26	0,25	0,21	0,16	0,15	0,12	0,15	0,11	0,15	0,19	0,14
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	0,21	0,25	0,27	0,27	0,24	0,33	0,18	0,13	0,37	0,15	0,16	0,26	0,25
Σ^{VI}	4,04	4,02	4,09	4,09	4,08	4,10	4,11	4,07	4,08	4,09	4,15	4,09	4,10
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,10	0,10	0,11	0,09	0,05	0,10	0,12	0,06	0,11	0,08	0,08	0,08
K	1,74	1,72	1,67	1,71	1,65	1,46	1,59	1,63	1,53	1,52	1,47	1,65	1,56
Σ^{XII}	1,84	1,83	1,77	1,82	1,74	1,51	1,69	1,75	1,59	1,64	1,55	1,74	1,63
Fe/(Fe+Mg)	0,49	0,49	0,49	0,48	0,47	0,33	0,46	0,48	0,29	0,42	0,49	0,41	0,37
Na/(Na+K)	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06	0,07	0,04	0,07	0,05	0,05	0,05

Tabela A.I.1 – Análises químicas de moscovites

	UNIDADE Cu								
	Amost. MA 52	Amostra MA 95							
SiO_2	46,57	45,49	47,87	47,97	48,03	46,20	43,62	46,97	47,07
TiO_2	0,68	0,16	0,27	0,37	0,40	0,20	0,12	0,29	0,16
Al_2O_3	35,50	36,58	32,58	31,58	33,56	33,51	31,59	31,59	33,34
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00
FeO	1,09	1,06	4,17	3,64	2,89	2,78	2,62	3,60	2,99
MnO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
MgO	0,62	0,35	1,16	1,10	1,04	0,80	0,75	1,29	0,91
CaO	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00	0,07	0,01	0,00	0,08
Na_2O	1,35	1,57	0,48	0,52	0,45	0,48	0,40	0,28	0,34
K_2O	9,00	8,82	10,52	10,28	10,15	10,33	9,57	11,03	10,17
Σ	94,81	94,05	97,10	95,56	96,52	94,45	88,74	95,06	95,07
	Número de iões na base de 22 oxigénios								
Si	6,18	6,08	6,34	6,43	6,33	6,25	6,27	6,36	6,31
Al^{IV}	1,82	1,92	1,66	1,57	1,67	1,75	1,73	1,64	1,69
Al^{VI}	3,73	3,85	3,42	3,42	3,55	3,59	3,61	3,40	3,58
Ti	0,07	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,12	0,12	0,46	0,41	0,32	0,31	0,32	0,41	0,34
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,12	0,07	0,23	0,22	0,20	0,16	0,16	0,26	0,18
Σ^{VI}	4,04	4,06	4,14	4,08	4,11	4,09	4,11	4,10	4,11
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,35	0,41	0,12	0,14	0,11	0,13	0,11	0,07	0,09
K	1,52	1,51	1,78	1,76	1,71	1,78	1,75	1,91	1,74
Σ^{XII}	1,87	1,92	1,90	1,91	1,82	1,92	1,87	1,98	1,84
Fe/(Fe+Mg)	0,50	0,63	0,67	0,65	0,61	0,66	0,66	0,61	0,65
Na/(Na+K)	0,19	0,21	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,04	0,05

Tabela A.I.1 – Análises químicas de moscovites

	UNIDADE Cu-T									
	Amostra MA 183									
SiO_2	46,58	47,21	46,93	47,46	47,97	48,03	47,16	48,11	46,87	47,68
TiO_2	0,36	0,46	0,02	0,37	0,00	0,00	0,40	0,43	0,40	0,32
Al_2O_3	37,51	37,85	37,12	38,02	37,06	36,87	37,48	36,93	37,51	37,14
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO	1,18	1,16	1,36	0,89	1,77	1,64	0,95	1,03	0,94	1,07
MnO	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,12
MgO	0,68	0,41	0,88	0,40	0,86	0,80	0,43	0,33	0,37	0,47
CaO	0,03	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	1,08	1,24	0,64	1,50	0,70	0,73	1,37	1,40	1,46	1,33
K_2O	7,23	7,03	7,84	7,34	7,68	7,33	9,44	9,20	9,38	9,28
Σ	94,65	95,44	94,85	96,01	96,05	95,44	97,23	97,43	96,95	97,44
	Número de iões na base de 22 oxigénios									
Si	6,11	6,13	6,16	6,13	6,21	6,24	6,10	6,20	6,09	6,15
Al^{IV}	1,89	1,87	1,84	1,87	1,79	1,76	1,90	1,80	1,91	1,85
Al^{VI}	3,91	3,93	3,90	3,93	3,87	3,89	3,82	3,81	3,83	3,80
Ti	0,04	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,13	0,13	0,15	0,10	0,19	0,18	0,10	0,11	0,10	0,12
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,13	0,08	0,17	0,08	0,17	0,16	0,08	0,06	0,07	0,09
Σ^{VI}	4,21	4,18	4,22	4,14	4,23	4,23	4,05	4,02	4,04	4,06
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,27	0,31	0,16	0,37	0,18	0,19	0,34	0,35	0,37	0,33
K	1,21	1,17	1,31	1,21	1,27	1,22	1,56	1,51	1,55	1,53
Σ^{XII}	1,49	1,48	1,48	1,59	1,45	1,40	1,90	1,86	1,92	1,86
Fe/(Fe+Mg)	0,49	0,62	0,47	0,55	0,54	0,53	0,56	0,64	0,59	0,56
Na/(Na+K)	0,18	0,21	0,11	0,24	0,12	0,13	0,18	0,19	0,19	0,18

Tabela A.I.1 – Análises químicas de moscovites

	Unidade Cu-T									
	Amostra MA 169									
SiO_2	47,69	47,06	46,26	47,27	47,34	46,22	46,07	48,38	45,77	46,98
TiO_2	0,04	0,17	0,32	0,12	0,10	0,12	0,16	0,13	0,25	0,26
Al_2O_3	36,36	37,72	37,72	37,72	38,04	37,84	38,61	38,65	38,09	37,07
Cr_2O_3	0,01	0,00	0,17	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00
FeO	1,36	0,80	0,91	0,69	0,69	0,85	0,83	1,00	0,84	1,02
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,01	0,14	0,05
MgO	0,96	0,49	0,41	0,48	0,40	0,39	0,31	0,39	0,36	0,64
CaO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,05	0,02	0,03	0,07
Na_2O	0,84	1,48	1,64	1,24	1,77	1,69	1,65	1,58	1,55	1,20
K_2O	7,59	7,19	7,00	7,13	7,08	6,94	7,16	6,06	7,74	7,85
Σ	94,86	94,91	94,44	94,69	95,45	94,06	94,94	96,22	94,82	95,14
	Número de iões na base de 22 oxigénios									
Si	6,25	6,14	6,08	6,17	6,14	6,09	6,03	6,18	6,02	6,15
Al^{IV}	1,75	1,86	1,92	1,83	1,86	1,91	1,97	1,82	1,98	1,85
Al^{VI}	3,86	3,95	3,93	3,98	3,96	3,97	3,98	4,01	3,93	3,87
Ti	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03
Cr	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,15	0,09	0,10	0,07	0,08	0,09	0,09	0,11	0,09	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
Mg	0,19	0,10	0,08	0,09	0,08	0,08	0,06	0,07	0,07	0,12
Σ^{VI}	4,20	4,15	4,16	4,16	4,13	4,16	4,16	4,20	4,14	4,14
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,21	0,37	0,42	0,31	0,45	0,43	0,42	0,39	0,39	0,30
K	1,27	1,20	1,17	1,19	1,17	1,17	1,19	0,99	1,30	1,31
Σ^{XII}	1,48	1,57	1,60	1,50	1,62	1,60	1,62	1,38	1,70	1,63
Fe/(Fe+Mg)	0,44	0,48	0,55	0,44	0,49	0,55	0,60	0,59	0,57	0,47
Na/(Na+K)	0,14	0,24	0,26	0,21	0,28	0,27	0,26	0,28	0,23	0,19

Tabela A.I.1 – Análises químicas de moscovites

	UNIDADE de Gondiães (Go)												
	Amostra MA 3					Amost. MA 9		Amostra MA 11					
SiO_2	45,97	46,21	45,87	46,13	46,78	47,14	45,56	47,09	46,43	46,32	46,04	46,48	46,55
TiO_2	0,31	0,00	0,00	0,17	0,20	0,17	0,32	0,25	0,15	0,16	0,10	0,11	0,06
Al_2O_3	37,41	37,14	37,11	36,94	37,17	38,34	36,55	37,52	38,42	38,33	37,32	37,28	37,55
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,74	0,04	0,00	0,04	0,05	0,00	0,02	0,07	0,00	0,01	0,00
FeO	0,83	0,82	0,60	0,88	0,98	1,02	1,01	1,12	1,09	1,10	0,98	0,97	1,15
MnO	0,00	0,05	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,05	0,31	0,00	0,00	0,05	0,00
MgO	0,30	0,33	0,34	0,32	0,29	0,34	0,31	0,13	0,13	0,15	0,15	0,21	0,16
CaO	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	1,52	1,45	1,52	1,54	1,39	1,41	1,32	1,24	1,36	1,45	1,40	1,35	1,42
K_2O	8,99	9,02	8,60	8,81	8,79	9,09	9,28	9,41	9,08	9,08	9,42	9,36	9,26
Σ	95,33	95,38	94,78	94,89	95,64	97,55	94,40	96,81	97,04	96,66	95,41	95,82	96,15
Número de iões na base de 22 oxigénios													
Si	6,06	6,09	6,07	6,10	6,13	6,07	6,08	6,12	6,02	6,03	6,08	6,10	6,09
Al^{IV}	1,94	1,91	1,93	1,90	1,87	1,93	1,92	1,88	1,98	1,97	1,92	1,90	1,91
Al^{VI}	3,87	3,87	3,86	3,87	3,88	3,89	3,83	3,87	3,90	3,91	3,89	3,88	3,89
Ti	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,09	0,09	0,07	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,13
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Σ^{VI}	4,05	4,03	4,07	4,05	4,06	4,08	4,05	4,05	4,09	4,08	4,03	4,04	4,05
Ca	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,39	0,37	0,39	0,40	0,35	0,35	0,34	0,31	0,34	0,37	0,36	0,34	0,36
K	1,51	1,52	1,45	1,49	1,47	1,49	1,58	1,56	1,50	1,51	1,59	1,57	1,55
Σ^{XII}	1,90	1,94	1,84	1,88	1,82	1,84	1,92	1,87	1,85	1,87	1,95	1,91	1,91
Fe/(Fe+Mg)	0,61	0,58	0,50	0,61	0,65	0,63	0,65	0,83	0,82	0,80	0,79	0,72	0,80
Na/(Na+K)	0,20	0,20	0,21	0,21	0,19	0,19	0,18	0,17	0,19	0,20	0,18	0,18	0,19

Tabela A.I.2 – Análises químicas de biotites

Tabela A.I.2 – Análises químicas de biotites

	UNIDADE SE											
	Amostra MA 22						Amostra MA 110					
SiO_2	35,86	35,95	35,81	35,89	35,78	35,19	35,65	34,14	34,79	35,43	36,08	35,50
TiO_2	1,71	1,55	1,95	1,83	1,85	1,60	2,73	2,98	2,78	2,79	2,82	2,89
Al_2O_3	18,26	18,10	17,97	18,23	17,75	18,35	19,50	18,92	18,40	19,39	19,19	19,15
Cr_2O_3	0,01	0,00	0,03	0,01	0,06	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
FeO	19,32	20,67	20,47	20,42	20,90	19,79	19,74	20,07	20,27	19,49	20,36	19,95
MnO	0,37	0,35	0,44	0,53	0,32	0,37	0,26	0,17	0,24	0,35	0,16	0,32
MgO	8,75	9,29	9,06	8,97	9,16	9,08	8,20	7,83	8,47	8,05	8,34	8,23
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
Na_2O	0,09	0,14	0,17	0,16	0,11	0,14	0,14	0,07	0,02	0,09	0,20	0,11
K_2O	9,32	9,60	9,73	9,59	9,79	9,10	9,27	8,94	8,12	9,25	9,33	9,53
Σ	93,71	95,65	95,63	95,63	95,76	93,86	95,49	93,12	93,13	94,84	96,49	95,75
	Número de iões na base de 22 oxigénios											
Si	5,55	5,49	5,48	5,48	5,48	5,46	5,41	5,34	5,42	5,42	5,43	5,39
Al^{IV}	2,45	2,51	2,52	2,52	2,52	2,54	2,59	2,66	2,58	2,58	2,57	2,61
Al^{VI}	0,87	0,75	0,72	0,77	0,69	0,81	0,90	0,83	0,79	0,91	0,84	0,82
Ti	0,20	0,18	0,22	0,21	0,21	0,19	0,31	0,35	0,33	0,32	0,32	0,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe^{2+}	2,50	2,64	2,62	2,61	2,68	2,57	2,51	2,63	2,64	2,49	2,56	2,54
Mn	0,05	0,05	0,06	0,07	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,04
Mg	2,02	2,12	2,07	2,04	2,09	2,10	1,86	1,83	1,97	1,83	1,87	1,86
Σ^{VI}	5,64	5,74	5,70	5,70	5,72	5,74	5,61	5,66	5,75	5,60	5,62	5,60
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,06	0,03
K	1,84	1,87	1,90	1,87	1,91	1,80	1,80	1,78	1,61	1,80	1,79	1,85
Σ^{XII}	1,87	1,91	1,95	1,92	1,95	1,85	1,84	1,81	1,63	1,83	1,85	1,88
X Mg	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,45	0,43	0,41	0,43	0,42	0,42	0,42
X Fe	0,55	0,56	0,56	0,56	0,56	0,55	0,57	0,59	0,57	0,58	0,58	0,58
Na/(Na+K)	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02
Si/Al^{IV}	2,26	2,19	2,18	2,18	2,18	2,15	2,09	2,01	2,10	2,09	2,12	2,07

Tabela A.I.2– Análises químicas de biotites

	UNIDADE Cb						UNIDADE AC					
	Amostra MA 100						Amostra MA 121					
SiO_2	34,03	34,27	32,74	33,76	33,62	32,96	35,78	36,73	37,09	36,37	36,69	35,13
TiO_2	1,81	1,48	1,77	1,68	1,63	1,87	1,85	2,04	1,86	1,81	1,99	1,67
Al_2O_3	18,04	19,44	18,21	18,99	18,83	18,93	19,15	19,73	20,05	19,01	18,87	18,90
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,08
FeO	23,31	23,50	24,48	24,88	24,92	24,70	19,87	17,80	17,88	19,32	19,69	20,58
MnO	0,19	0,12	0,35	0,19	0,26	0,40	0,32	0,34	0,17	0,22	0,26	0,21
MgO	5,86	5,46	5,56	5,76	5,65	5,73	8,36	8,46	7,89	8,66	8,52	8,84
CaO	0,07	0,10	0,30	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,03	0,01
Na_2O	0,14	0,07	0,00	0,03	0,05	0,00	0,03	0,07	0,06	0,05	0,08	0,05
K_2O	8,29	8,27	8,02	8,19	8,60	8,77	8,61	7,95	7,66	8,61	8,26	8,31
Σ	91,74	92,70	91,44	93,47	93,57	93,37	93,97	93,14	92,76	94,06	94,42	93,78
Número de iões na base de 22 oxigénios												
Si	5,48	5,44	5,34	5,37	5,36	5,28	5,50	5,59	5,65	5,56	5,58	5,43
Al^{IV}	2,52	2,56	2,66	2,63	2,64	2,72	2,50	2,41	2,35	2,44	2,42	2,57
Al^{VI}	0,91	1,09	0,84	0,92	0,90	0,85	0,97	1,14	1,26	0,99	0,97	0,88
Ti	0,22	0,18	0,22	0,20	0,20	0,22	0,21	0,23	0,21	0,21	0,23	0,19
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe^{2+}	3,14	3,12	3,34	3,31	3,32	3,31	2,56	2,27	2,28	2,47	2,51	2,66
Mn	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
Mg	1,41	1,29	1,35	1,36	1,34	1,37	1,92	1,92	1,79	1,97	1,93	2,04
Σ^{VI}	5,70	5,69	5,80	5,82	5,79	5,81	5,70	5,60	5,56	5,67	5,67	5,81
Ca	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
K	1,70	1,68	1,67	1,66	1,75	1,79	1,69	1,54	1,49	1,68	1,60	1,64
Σ^{XII}	1,76	1,71	1,72	1,67	1,76	1,79	1,70	1,57	1,52	1,70	1,63	1,66
X Mg	0,31	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,43	0,46	0,44	0,44	0,44	0,43
X Fe	0,69	0,71	0,71	0,71	0,71	0,71	0,57	0,54	0,56	0,56	0,56	0,57
Na/(Na+K)	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Si/Al^{IV}	2,18	2,13	2,01	2,04	2,03	1,94	2,20	2,33	2,41	2,28	2,31	2,12

Tabela A.I.2– Análises químicas de biotites

	UNIDADE Cu									
	Amostra MA 52				Amostra MA 95					
SiO_2	34,80	33,87	34,67	34,54	33,13	33,91	33,60	34,37	34,81	33,50
TiO_2	1,64	1,68	1,53	1,70	1,74	1,58	1,66	1,90	1,83	1,82
Al_2O_3	20,62	21,31	20,40	20,66	20,16	18,94	18,40	18,41	18,28	18,33
Cr_2O_3	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	22,65	19,73	22,22	22,79	24,96	26,19	25,40	25,51	25,41	26,06
MnO	0,26	0,17	0,19	0,05	0,03	0,23	0,00	0,00	0,08	0,00
MgO	6,86	6,50	6,61	6,46	5,78	5,97	5,78	5,71	5,88	5,75
CaO	0,00	0,03	0,00	0,02	0,10	0,01	0,02	0,04	0,00	0,08
Na_2O	0,11	0,11	0,12	0,12	0,14	0,16	0,13	0,14	0,10	0,13
K_2O	8,36	6,76	7,91	7,51	9,05	9,42	9,38	9,35	9,16	9,43
Σ	95,30	90,26	93,65	93,85	95,08	96,41	94,35	95,42	95,57	95,12
Número de iões na base de 22 oxigénios										
Si	5,34	5,37	5,39	5,36	5,20	5,30	5,35	5,40	5,44	5,31
Al^{IV}	2,66	2,63	2,61	2,64	2,80	2,70	2,65	2,60	2,56	2,69
Al^{VI}	1,06	1,35	1,13	1,13	0,94	0,78	0,80	0,80	0,81	0,74
Ti	0,19	0,20	0,18	0,20	0,21	0,19	0,20	0,22	0,21	0,22
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	2,91	2,61	2,89	2,96	3,28	3,42	3,38	3,35	3,32	3,46
Mn	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	1,57	1,54	1,53	1,49	1,35	1,39	1,37	1,34	1,37	1,36
Σ^{VI}	5,76	5,73	5,75	5,79	5,78	5,81	5,75	5,71	5,73	5,77
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
K	1,64	1,37	1,57	1,49	1,81	1,88	1,90	1,87	1,83	1,91
Σ^{XII}	1,67	1,41	1,60	1,53	1,87	1,93	1,95	1,92	1,86	1,96
X Mg	0,35	0,37	0,35	0,34	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28
X Fe	0,65	0,63	0,65	0,66	0,71	0,71	0,71	0,71	0,71	0,72
Na/(Na+K)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Si/Al^{IV}	2,00	2,04	2,06	2,03	1,86	1,96	2,02	2,07	2,13	1,98

Tabela A.I.2 – Análises químicas de biotites

	UNIDADE Cu-T											
	Amostra MA 183						Amostra MA 169					
SiO_2	33,77	34,43	34,37	34,54	33,59	33,40	34,32	34,59	34,51	34,88	34,86	34,24
TiO_2	1,21	1,25	1,38	1,85	1,51	1,58	1,05	1,17	1,19	1,64	1,70	1,40
Al_2O_3	19,32	20,44	19,86	18,72	19,37	19,40	19,62	19,74	19,04	19,56	20,59	21,25
Cr_2O_3	0,04	0,08	0,04	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,04	0,04	0,01
FeO	23,27	21,89	21,55	22,55	22,75	22,56	22,09	21,18	21,03	21,47	19,54	19,32
MnO	0,28	0,04	0,08	0,19	0,14	0,16	0,11	0,16	0,27	0,29	0,11	0,09
MgO	7,86	7,93	7,89	7,57	7,73	7,82	7,89	8,08	7,74	8,00	7,24	7,33
CaO	0,00	0,09	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02
Na_2O	0,02	0,13	0,10	0,04	0,09	0,00	0,08	0,09	0,07	0,03	0,03	0,03
K_2O	9,09	8,89	8,97	8,98	8,62	9,15	8,53	8,63	8,84	8,85	8,27	8,65
Σ	94,87	95,17	94,28	94,48	93,83	94,09	93,74	93,68	92,71	94,76	92,42	92,33
Número de iões na base de 22 oxigénios												
Si	5,28	5,30	5,34	5,39	5,28	5,25	5,36	5,38	5,44	5,38	5,43	5,35
Al^{IV}	2,72	2,70	2,66	2,61	2,72	2,75	2,64	2,62	2,56	2,62	2,57	2,65
Al^{VI}	0,83	1,00	0,97	0,83	0,87	0,84	0,97	1,00	0,98	0,94	1,21	1,26
Ti	0,14	0,15	0,16	0,22	0,18	0,19	0,12	0,14	0,14	0,19	0,20	0,16
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,04	2,82	2,80	2,94	2,99	2,96	2,89	2,76	2,77	2,77	2,54	2,52
Mn	0,04	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01
Mg	1,83	1,82	1,83	1,76	1,81	1,83	1,84	1,88	1,82	1,84	1,68	1,71
Σ^{VI}	5,89	5,80	5,77	5,77	5,87	5,85	5,84	5,79	5,75	5,77	5,65	5,66
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,01	0,04	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01
K	1,81	1,74	1,78	1,79	1,73	1,83	1,70	1,71	1,78	1,74	1,64	1,72
Σ^{XII}	1,82	1,80	1,82	1,80	1,76	1,84	1,72	1,74	1,80	1,75	1,66	1,73
X Mg	0,38	0,39	0,39	0,37	0,38	0,38	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
X Fe	0,62	0,61	0,61	0,63	0,62	0,62	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
Na/(Na+K)	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Si/Al^{IV}	1,94	1,96	2,00	2,06	1,94	1,91	2,03	2,06	2,13	2,05	2,11	2,02

Tabela A.I.2 – Análises químicas de biotites

	UNIDADE de Gondiães (Go)											
	Amostra MA 3						Amostra MA 8					
SiO_2	33,86	34,76	34,63	33,94	34,87	35,43	33,43	33,60	33,34	33,33	36,05	33,73
TiO_2	1,61	0,38	1,23	0,07	1,26	0,93	2,06	1,84	1,72	1,66	1,66	1,35
Al_2O_3	21,11	20,75	20,53	19,78	20,59	20,98	20,09	20,11	19,76	20,73	21,89	20,06
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,99	0,00
FeO	23,61	22,89	22,83	23,06	22,15	22,39	28,47	27,77	26,38	26,53	24,33	25,70
MnO	0,20	0,15	0,25	0,06	0,14	0,04	0,10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
MgO	6,79	6,45	6,68	6,82	6,76	7,02	3,16	3,31	3,57	3,54	3,30	3,51
CaO	0,00	1,11	0,00	0,55	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,14
Na_2O	0,35	0,35	0,30	0,20	0,30	0,36	0,26	0,23	0,17	0,15	0,35	0,36
K_2O	7,19	9,40	8,79	7,57	8,23	8,20	8,27	8,69	8,37	8,78	8,65	8,23
Σ	94,72	96,24	95,24	92,05	94,36	95,35	95,84	95,55	93,35	95,07	97,22	93,08
Número de iões na base de 22 oxigénios												
Si	5,23	5,34	5,34	5,41	5,39	5,41	5,27	5,30	5,35	5,26	5,45	5,39
Al^{IV}	2,77	2,66	2,66	2,59	2,61	2,59	2,73	2,70	2,65	2,74	2,55	2,61
Al^{VI}	1,07	1,10	1,07	1,12	1,14	1,18	1,00	1,04	1,09	1,11	1,34	1,18
Ti	0,19	0,04	0,14	0,01	0,15	0,11	0,24	0,22	0,21	0,20	0,19	0,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,00
Fe^{2+}	3,05	2,94	2,94	3,07	2,86	2,86	3,75	3,66	3,54	3,50	3,07	3,44
Mn	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	1,56	1,48	1,54	1,62	1,56	1,60	0,74	0,78	0,85	0,83	0,74	0,84
Σ^{VI}	5,90	5,58	5,73	5,83	5,72	5,75	5,75	5,69	5,69	5,68	5,47	5,61
Ca	0,00	0,18	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Na	0,10	0,10	0,09	0,06	0,09	0,11	0,08	0,07	0,05	0,05	0,10	0,11
K	1,42	1,84	1,73	1,54	1,62	1,60	1,66	1,75	1,71	1,77	1,67	1,68
Σ^{XII}	1,52	2,13	1,82	1,69	1,72	1,70	1,74	1,82	1,77	1,82	1,77	1,81
X Mg	0,34	0,33	0,34	0,35	0,35	0,36	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,20
X Fe	0,66	0,67	0,66	0,65	0,65	0,64	0,83	0,82	0,81	0,81	0,81	0,80
Na/(Na+K)	0,07	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,06	0,06
Si/Al^{IV}	1,89	2,01	2,01	2,09	2,06	2,09	1,93	1,96	2,02	1,92	2,13	2,07

Tabela A.I.2– Análises químicas de biotites

	UNIDADE Go				
	Amostra MA 11				
SiO_2	33,12	33,63	32,99	33,61	32,58
TiO_2	1,88	1,91	1,78	1,57	1,74
Al_2O_3	20,98	20,85	20,39	20,81	20,59
Cr_2O_3	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	25,37	26,95	28,13	28,97	27,57
MnO	0,00	0,00	0,02	0,10	0,14
MgO	2,73	2,88	3,04	3,10	2,86
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,11	0,34	0,16	0,18	0,18
K_2O	8,56	8,65	8,70	8,62	8,75
Σ	92,99	95,21	95,21	96,96	94,41
Número de iões na base de 22 oxigénios					
Si	5,31	5,29	5,24	5,25	5,22
Al^{IV}	2,69	2,71	2,76	2,75	2,78
Al^{VI}	1,27	1,15	1,06	1,07	1,10
Ti	0,23	0,23	0,21	0,18	0,21
Cr	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,40	3,54	3,74	3,78	3,69
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Mg	0,65	0,68	0,72	0,72	0,68
Σ^{VI}	5,58	5,60	5,73	5,77	5,70
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,10	0,05	0,05	0,06
K	1,75	1,74	1,76	1,72	1,79
Σ^{XII}	1,78	1,84	1,81	1,77	1,84
X Mg	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
X Fe	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84
Na/(Na+K)	0,02	0,06	0,03	0,03	0,03
Si/Al^{IV}	1,97	1,95	1,90	1,90	1,87

Tabela A.I.3 – Análises químicas de granadas

Tabela A.I.3 – Análises químicas de granadas

Amostra	UNIDADE Cu - Contacto com Unidade Ra					
	Amostra MA 119 - Cristal A					
Ponto	1-A c	2-A b	3-A b	4A -c	5-A b	6-A b
SiO_2	37,48	38,27	37,89	38,03	38,37	37,78
TiO_2	0,09	0,10	0,06	0,05	0,06	0,12
Al_2O_3	21,63	21,74	21,75	21,67	21,65	21,80
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	22,51	25,54	24,65	24,22	25,87	25,72
MnO	15,42	12,27	13,57	15,00	13,13	12,93
MgO	0,84	0,84	0,88	0,80	0,85	0,88
CaO	2,15	2,34	2,34	2,04	2,76	2,02
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00
Σ	100,12	101,1	101,16	101,86	102,7	101,25
	Número de iões na base de 24 oxigénios					
Si	6,09	6,16	6,09	6,08	6,08	6,08
Al^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_{VI}	4,14	4,12	4,12	4,09	4,04	4,13
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,06	3,44	3,31	3,24	3,43	3,46
Mn	2,12	1,67	1,85	2,03	1,76	1,76
Mg	0,20	0,20	0,21	0,19	0,20	0,21
Ca	0,37	0,40	0,40	0,35	0,47	0,35
Almandina	53,12%	60,15%	57,38%	55,74%	58,50%	59,85%
Piropo	3,53%	3,53%	3,65%	3,28%	3,43%	3,65%
Espessartite	36,85%	29,27%	31,99%	34,96%	30,07%	30,47%
Grossularite	6,50%	7,06%	6,98%	6,01%	8,00%	6,02%
Fe/(Fe+Mg)	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94

Tabela A.I.3– Análises químicas de granadas

Amostra	UNIDADE Cu - Contacto com Unidade Ra								
	Amostra MA 119 - Cristal B								
Ponto	19-B b	20-B c	21-B c	22-B b	23-B b	24-B b	25-B c	26-B b	27-B b
SiO_2	38,26	38,04	38,00	37,78	38,13	37,67	38,32	38,23	38,21
TiO_2	0,02	0,10	0,00	0,00	0,03	0,04	0,09	0,08	0,00
Al_2O_3	21,89	21,96	21,88	21,61	21,51	21,70	21,72	21,35	21,85
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,08	0,00	0,00	0,11
FeO	24,64	22,65	21,69	22,50	23,09	24,68	21,66	23,01	24,97
MnO	13,80	15,10	15,06	14,52	13,76	12,36	15,40	13,88	13,04
MgO	0,88	0,78	0,74	0,80	0,84	0,90	0,78	0,81	0,87
CaO	2,31	2,27	2,06	2,18	2,26	2,44	2,14	2,53	2,15
Na_2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00
Σ	101,82	100,9	99,5	99,53	99,64	99,94	100,11	99,9	101,31
	Número de iões na base de 24 oxigénios								
Si	6,11	6,13	6,20	6,17	6,22	6,12	6,22	6,22	6,13
Al^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_{VI}	4,12	4,17	4,21	4,16	4,13	4,15	4,15	4,09	4,13
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,29	3,05	2,96	3,07	3,15	3,35	2,94	3,13	3,35
Mn	1,87	2,06	2,08	2,01	1,90	1,70	2,12	1,91	1,77
Mg	0,21	0,19	0,18	0,19	0,20	0,22	0,19	0,20	0,21
Ca	0,40	0,39	0,36	0,38	0,39	0,42	0,37	0,44	0,37
Almandina	57,1%	53,6%	53,0%	54,3%	55,7%	58,9%	52,3%	55,1%	58,8%
Piropo	3,6%	3,3%	3,2%	3,4%	3,6%	3,8%	3,4%	3,5%	3,6%
Espessartite	32,4%	36,2%	37,3%	35,5%	33,6%	29,9%	37,7%	33,7%	31,1%
Grossularite	6,9%	6,9%	6,5%	6,7%	7,0%	7,5%	6,6%	7,8%	6,5%
Fe/(Fe+Mg)	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94

Tabela A.I.3– Análises químicas de granadas

	UNIDADE Cu - Contacto c/ Unid. Ra			
Amostra	Amostra MA 119 - Cristal C			
Ponto	36-C c	37-C c	38- C c	39-C b
SiO_2	38,05	37,72	37,54	37,87
TiO_2	0,02	0,00	0,15	0,03
Al_2O_3	21,67	21,13	21,46	21,49
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	24,39	23,43	23,00	23,95
MnO	13,27	13,20	14,37	13,53
MgO	0,84	0,76	0,76	0,81
CaO	2,28	2,52	2,20	2,48
Na_2O	0,00	0,04	0,01	0,06
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,52	98,8	99,49	100,22
Número de iões na base de 24 oxigénios				
Si	6,15	6,20	6,14	6,14
Al^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_{VI}	4,13	4,09	4,14	4,11
Ti	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,30	3,22	3,14	3,25
Mn	1,82	1,84	1,99	1,86
Mg	0,20	0,19	0,19	0,20
Ca	0,40	0,44	0,39	0,43
Almandina	57,7%	56,6%	55,1%	56,7%
Piropo	3,5%	3,3%	3,2%	3,4%
Espessartite	31,8%	32,3%	34,9%	32,4%
Grossularite	6,9%	7,8%	6,8%	7,5%
Fe/(Fe+Mg)	0,94	0,95	0,94	0,94

Tabela A.I.3– Análises químicas de granadas

	UNIDADE CU - Contacto com Unidade FN								
Amostra	Amostra MA 58 - Cristal D				Amostra MA 58 - Cristal E				
Ponto	48-D c	49-D b	50-D c	51-D b	58-E c	59-E b	60-E c	61-E c	62-E b
SiO_2	37,23	37,66	37,49	38,07	37,24	37,89	37,41	37,45	37,81
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,14	0,12	0,03
Al_2O_3	21,48	21,69	21,65	21,98	21,61	21,32	21,12	21,43	21,51
Cr_2O_3	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,07	0,00	0,00	0,09
FeO	27,71	25,87	25,23	25,63	21,48	24,65	25,21	22,04	21,29
MnO	9,81	11,64	10,61	11,85	15,71	11,08	12,66	15,09	15,94
MgO	1,17	1,06	1,22	1,06	0,84	1,04	0,98	0,83	0,85
CaO	1,94	1,72	2,00	1,67	1,71	1,63	1,42	1,83	1,54
Na_2O	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,04	0,00	0,09	0,06
K_2O	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	99,37	99,79	98,26	100,37	98,66	97,73	98,94	98,9	99,12
	Número de iões na base de 24 oxigénios								
Si	6,09	6,13	6,17	6,16	6,13	6,29	6,16	6,15	6,20
Al^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_{VI}	4,14	4,16	4,20	4,19	4,19	4,17	4,10	4,15	4,16
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,79	3,52	3,47	3,47	2,96	3,42	3,47	3,03	2,92
Mn	1,36	1,60	1,48	1,62	2,19	1,56	1,77	2,10	2,21
Mg	0,29	0,26	0,30	0,26	0,21	0,26	0,24	0,20	0,21
Ca	0,34	0,30	0,35	0,29	0,30	0,29	0,25	0,32	0,27
Almandina	65,6%	62,0%	62,0%	61,5%	52,3%	61,9%	60,6%	53,6%	52,0%
Piropo	4,9%	4,5%	5,3%	4,5%	3,6%	4,7%	4,2%	3,6%	3,7%
Espessartite	23,5%	28,2%	26,4%	28,8%	38,7%	28,2%	30,8%	37,1%	39,5%
Grossularite	5,9%	5,3%	6,3%	5,1%	5,3%	5,2%	4,4%	5,7%	4,8%
Fe/(Fe+Mg)	0,93	0,93	0,92	0,93	0,93	0,93	0,94	0,94	0,93

Tabela A.I.3– Análises químicas de granadas

	Unidade Go - Oeste da Falha Régua-Verin				
Amostra	Amostra MA 8			Amostra MA 11	
Ponto	2	3	9	66	76
SiO_2	36,97	37,71	37,35	37,12	37,54
TiO_2	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03
Al_2O_3	21,00	21,40	21,50	21,59	21,32
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00
FeO	37,97	38,58	38,67	35,42	38,55
MnO	2,19	1,90	1,38	5,71	2,29
MgO	1,02	1,00	0,91	0,60	0,76
CaO	2,08	0,40	0,41	0,57	0,34
Na_2O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Σ	101,33	100,99	100,62	101,06	100,9
	Número de iões na base de 24 oxigénios				
Si	5,96	6,11	6,08	6,02	6,10
Al^{IV}	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_{VI}	3,96	4,09	4,12	4,13	4,08
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	5,03	5,23	5,26	4,81	5,24
Mn	0,30	0,26	0,19	0,78	0,32
Mg	0,25	0,24	0,22	0,15	0,18
Ca	0,36	0,07	0,07	0,10	0,06
Almandina	84,8%	90,1%	91,6%	82,4%	90,4%
Piropo	4,1%	4,2%	3,8%	2,5%	3,2%
Espessartite	5,0%	4,5%	3,3%	13,4%	5,4%
Grossularite	6,1%	1,2%	1,2%	1,7%	1,0%
Fe/(Fe+Mg)	0,95	0,96	0,96	0,97	0,97

Tabela A.I.4 – Análises químicas de clorites

Tabela A.I.4– Análises químicas de clorites

	UNIDADE Cb														
	Amostra MA 125						Amostra MA 120					Amostra MA 100			
SiO_2	23,45	22,99	23,01	22,90	23,32	23,07	22,45	19,29	22,27	21,87	20,16	23,59	22,79	23,83	23,32
TiO_2	0,07	0,00	0,03	0,04	0,04	0,09	0,11	0,08	0,04	0,00	0,10	0,12	0,06	0,08	0,01
Al_2O_3	23,14	22,65	22,74	23,22	23,26	22,69	21,75	19,28	22,59	22,27	21,31	22,57	21,84	22,14	22,21
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	33,59	33,52	32,69	32,87	33,45	32,69	38,86	43,47	38,43	39,84	33,97	31,70	32,30	30,87	31,44
MnO	0,41	0,41	0,33	0,48	0,60	0,57	0,49	0,23	0,45	0,30	0,35	0,59	0,67	0,79	0,61
MgO	7,46	7,56	7,58	7,73	7,67	7,69	4,55	3,29	3,74	3,95	3,84	8,96	8,81	7,72	8,62
CaO	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,20	0,01	0,00	0,15	0,00	0,02	0,06	0,01
Na_2O	0,15	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,24	0,00
K_2O	0,07	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02	0,05	0,05	0,00	0,03	0,00	0,20	0,00	0,19	0,08
Σ	88,38	87,17	86,43	87,28	88,35	86,84	88,26	85,96	87,54	88,26	79,94	87,76	86,49	85,92	86,32
	Número de iões na base de 14 oxigénios														
SI	2,57	2,56	2,57	2,54	2,56	2,57	2,55	2,36	2,54	2,50	2,50	2,58	2,55	2,66	2,60
Al^{IV}	1,43	1,44	1,43	1,46	1,44	1,43	1,45	1,64	1,46	1,50	1,50	1,42	1,45	1,34	1,40
Al^{VI}	1,56	1,53	1,57	1,57	1,56	1,55	1,46	1,13	1,58	1,50	1,62	1,50	1,44	1,58	1,52
TI	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	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
Fe^{2+}	3,08	3,12	3,06	3,05	3,07	3,04	3,69	4,44	3,67	3,80	3,53	2,90	3,02	2,88	2,93
Mn	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,05	0,05	0,02	0,04	0,03	0,04	0,06	0,06	0,07	0,06
Mg	1,22	1,25	1,26	1,28	1,25	1,28	0,77	0,60	0,64	0,67	0,71	1,46	1,47	1,29	1,43
Σ^{VI}	5,90	5,95	5,92	5,94	5,94	5,93	5,98	6,21	5,93	6,00	5,90	5,93	6,00	5,83	5,93
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
Σ^{XII}	0,09	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,10	0,00	0,01	0,07	0,08	0,01	0,17	0,03
Fe/(Fe+Mg)	0,72	0,71	0,71	0,70	0,71	0,70	0,83	0,88	0,85	0,85	0,83	0,67	0,67	0,69	0,67
6-Σ VI	0,10	0,05	0,08	0,06	0,06	0,07	0,02	-0,21	0,07	0,00	0,10	0,07	0,00	0,17	0,07

Tabela A.I.4– Análises químicas de clorites

	UNIDADE Cu							UNIDADE Cu-T					
	Amostra MA 119							Amostra MA 183					
SiO_2	29,08	27,98	27,73	28,44	26,42	27,23	23,25	23,95	25,08	26,14	25,17	23,57	23,82
TiO_2	0,12	0,30	0,23	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,19	0,32	0,03	0,00	0,10
Al_2O_3	21,08	19,46	19,97	20,97	19,33	19,50	24,05	22,35	21,60	22,49	20,93	22,53	22,73
Cr_2O_3	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,04	0,00	0,00
FeO	29,63	28,34	30,26	29,21	29,08	30,73	27,60	28,85	27,66	28,55	28,29	29,04	28,06
MnO	0,21	0,46	0,27	0,04	0,19	0,18	0,60	0,24	0,15	0,42	0,28	0,35	0,26
MgO	7,66	8,36	8,15	8,26	7,96	8,49	9,89	11,23	10,70	10,47	12,22	10,45	11,14
CaO	0,18	0,32	0,04	0,04	0,08	0,09	0,01	0,10	0,00	0,15	0,03	0,05	0,02
Na_2O	0,06	0,09	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,01	0,01
K_2O	0,27	0,39	0,20	0,24	0,13	0,13	0,00	0,03	0,87	1,06	0,14	0,04	0,09
Σ	88,33	85,70	86,87	87,28	83,24	86,38	85,47	86,80	86,26	89,69	87,14	86,04	86,21
	Número de iões na base de 14 oxigénios												
Si	3,07	3,06	3,01	3,04	2,99	2,99	2,55	2,61	2,73	2,74	2,72	2,59	2,60
Al^{IV}	0,93	0,94	0,99	0,96	1,01	1,01	1,45	1,39	1,27	1,26	1,28	1,41	1,40
Al^{VI}	1,69	1,57	1,56	1,68	1,57	1,51	1,67	1,47	1,51	1,53	1,38	1,52	1,52
Ti	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01
Cr	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
Fe^{2+}	2,62	2,59	2,75	2,61	2,75	2,82	2,54	2,63	2,52	2,51	2,55	2,67	2,56
Mn	0,02	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,06	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02
Mg	1,21	1,36	1,32	1,32	1,34	1,39	1,62	1,82	1,74	1,64	1,97	1,71	1,81
Σ^{VI}	5,55	5,59	5,67	5,61	5,69	5,73	5,88	5,94	5,80	5,74	5,93	5,94	5,92
Ca	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Na	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
K	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,12	0,14	0,02	0,00	0,01
Σ^{XII}	0,14	0,22	0,06	0,10	0,07	0,06	0,00	0,05	0,24	0,34	0,05	0,03	0,03
Fe/(Fe+Mg)	0,68	0,66	0,68	0,66	0,67	0,67	0,61	0,59	0,59	0,60	0,57	0,61	0,59
6-Σ VI	0,45	0,41	0,33	0,39	0,31	0,27	0,12	0,06	0,20	0,26	0,07	0,06	0,08

Tabela A.I.4– Análises químicas de clorites

	UNIDADE Cu-T						UNIDADE CU (auréola contacto)					
	Amostra MA 169						Amostra MA 52					
SiO_2	23,02	23,36	23,34	23,95	23,54	24,13	23,27	23,48	22,85	22,78	23,07	23,49	23,99
TiO_2	0,03	0,03	0,10	0,14	0,06	0,17	0,17	0,09	0,01	0,00	0,10	0,00	0,02
Al_2O_3	21,27	23,75	24,12	24,50	23,01	23,40	24,14	24,46	23,15	23,57	24,13	24,08	23,06
Cr_2O_3	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
FeO	26,36	28,48	27,55	28,37	29,57	29,15	27,19	27,48	27,42	26,26	28,54	28,22	28,80
MnO	0,54	0,41	0,39	0,47	0,41	0,37	0,60	0,63	0,54	0,50	0,18	0,31	0,29
MgO	9,31	10,51	10,76	10,87	10,63	10,65	10,37	10,30	9,97	10,13	10,33	10,38	9,42
CaO	0,05	0,00	0,04	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,07
Na_2O	0,00	0,00	0,03	0,04	0,06	0,06	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04	0,00	0,03
K_2O	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03	0,38	0,00	0,02	0,01	0,05	0,07	0,00	0,19
Σ	80,66	86,55	86,34	88,42	87,33	88,35	85,77	86,50	83,96	83,36	86,56	86,48	85,87
	Número de iões na base de 14 oxigénios												
Si	2,68	2,54	2,53	2,54	2,56	2,58	2,54	2,54	2,56	2,55	2,51	2,55	2,64
Al^{IV}	1,32	1,46	1,47	1,46	1,44	1,42	1,46	1,46	1,44	1,45	1,49	1,45	1,36
Al^{VI}	1,60	1,59	1,62	1,61	1,50	1,53	1,65	1,67	1,62	1,67	1,61	1,63	1,62
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe^{2+}	2,57	2,59	2,50	2,52	2,69	2,61	2,48	2,49	2,57	2,46	2,60	2,56	2,65
Mn	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05	0,05	0,02	0,03	0,03
Mg	1,62	1,71	1,74	1,72	1,72	1,70	1,69	1,66	1,67	1,69	1,68	1,68	1,54
Σ^{VI}	5,84	5,93	5,91	5,90	5,96	5,89	5,89	5,88	5,91	5,88	5,91	5,90	5,84
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03
Σ^{XII}	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,14	0,00	0,02	0,01	0,04	0,04	0,00	0,08
Fe/(Fe+Mg)	0,61	0,60	0,59	0,59	0,61	0,61	0,60	0,60	0,61	0,59	0,61	0,60	0,63
6-Σ VI	0,16	0,07	0,09	0,10	0,04	0,11	0,11	0,12	0,09	0,12	0,09	0,10	0,16

Tabela A.I.5 – Análises químicas de plagioclases

Tabela A.I.5 – Análises químicas de plagioclases

	UNIDADE SE								
	MA 22								
	centro					bordo			
SiO_2	68,79	71,11	67,98	69,82	70,55	70,02	77,91	69,10	69,48
TiO_2	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	20,93	21,02	21,31	20,56	20,48	19,54	15,33	20,53	20,15
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00
FeO	0,16	0,11	0,00	0,00	0,09	0,00	0,10	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
MgO	0,15	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
CaO	0,62	1,02	1,86	0,81	0,75	0,03	0,53	0,87	0,55
Na_2O	10,67	9,75	10,78	11,67	11,15	11,99	8,94	11,35	11,50
K_2O	0,89	0,03	0,00	0,09	0,05	0,06	0,07	0,00	0,06
Σ	102,28	103,04	101,98	102,99	103,13	101,66	102,88	101,91	101,79
Número de iões na base de 8 oxigénios									
Si	2,95	2,99	2,92	2,97	2,98	3,00	3,24	2,96	2,98
Al	1,06	1,04	1,08	1,03	1,02	0,99	0,75	1,04	1,02
Fe^{2+}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,05	0,09	0,04	0,03	0,00	0,02	0,04	0,03
Na	0,89	0,80	0,90	0,96	0,91	1,00	0,72	0,94	0,96
K	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
%An	2,95	5,45	8,70	3,68	3,57	0,14	3,16	4,06	2,57
%Ab	92,00	94,35	91,30	95,84	96,14	99,53	96,35	95,94	97,10
%Or	5,05	0,19	0,00	0,49	0,28	0,33	0,50	0,00	0,33

Tabela A.I.5 – Análises químicas de plagioclases

	U. AC	UNIDADE Cb				U.Cu-T	UNID. Go			
	MA 122	MA 100				MA 169	MA 8	MA 2		
SiO_2	64,19	67,54	67,23	67,38	68,53	68,77	62,69	67,94	68,38	68,52
TiO_2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,15
Al_2O_3	23,01	20,54	19,98	20,19	19,75	20,03	20,96	19,90	20,07	20,04
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,08	0,33	0,30
FeO	0,13	0,11	0,00	0,00	0,17	0,02	0,46	0,05	0,01	0,10
MnO	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,05	0,07	0,72	0,02	0,00
MgO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00
CaO	3,41	0,72	0,21	0,08	0,26	0,18	2,13	1,26	0,14	0,31
Na_2O	9,86	11,57	11,83	11,86	12,03	11,79	9,46	11,31	11,50	11,23
K_2O	0,18	0,01	0,06	0,01	0,07	0,12	0,03	0,00	0,16	0,00
Σ	100,82	100,49	99,33	99,65	100,83	101,00	95,95	101,26	100,65	100,65
Número de iões na base de 8 oxigénios										
Si	2,81	2,94	2,96	2,96	2,98	2,98	2,87	2,95	2,97	2,97
Al	1,19	1,06	1,04	1,04	1,01	1,02	1,13	1,02	1,03	1,02
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Ca	0,16	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,10	0,06	0,01	0,01
Na	0,84	0,98	1,01	1,01	1,01	0,99	0,84	0,95	0,97	0,94
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
%An	15,88	3,31	0,95	0,38	1,17	0,82	11,04	5,80	0,66	1,50
%Ab	83,13	96,66	98,71	99,59	98,46	98,51	88,77	94,20	98,44	98,50
%Or	0,99	0,03	0,34	0,03	0,37	0,68	0,19	0,00	0,90	0,00

ANEXO II - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL

AII.1 - Metodologia de amostragem e técnicas analíticas

AII.1.1 - Selecção de amostragem

De entre a amostragem realizada para estudo petrográfico, num total de 226 amostras, abrangendo os diversos tipos litológicos representados em cada uma das unidades litoestratigráficas, foram seleccionadas 117 amostras para análise química elementar de rocha total. Esta escolha teve em conta a diversidade litológica das diferentes unidades litoestratigráficas, razão pela qual algumas delas têm um maior número de amostras analisadas. As unidades litologicamente mais homogéneas, como é o caso da Unidade Cb têm um menor número de amostras analisadas. Para além da diversidade litológica, tentou-se também seleccionar, para cada litótipo, amostras com diferente grau de recristalização metamórfica. É por esta razão que a Unidade de Curros (Unidade Cu), com afloramento muito extenso embora seja relativamente homogénea do ponto de vista litológico, tem uma amostragem bastante vasta. Apresenta algumas variações metamórficas (metamorfismo de contacto e metamorfismo regional), e as suas litologias de entre todas as unidades litoestratigráficas, são as mais favoráveis a um estudo metamórfico e a um estudo litogeoquímico, por serem as mais pelíticas.

Foram tanto quanto possível excluídas as amostras com efeitos metassomáticos e/ou de alteração hidrotermal, nomeadamente as amostras muito ricas em filonetes de quartzo. No entanto incluiram-se na tabela de dados, três amostras das cortas romanas de Três Minas, de litologias quartzo-filitosas, com silicificação evidente (MA 127, MA 147 e MA180), e algumas amostras que evidenciam alteração hidrotermal, nomeadamente na unidade de Cu (MA 169 e MA 117).

Para além da amostragem dos diferentes litótipos das unidades litoestratigráficas dos dois domínios estruturais, o quadro de amostragem engloba ainda:

- Amostras do CXG (Complexo Xisto-Grauváquico) aflorante na folha a sul da área em estudo (folha 1/25000 nº 89 - Murça) (amostras MA 216 e MA 117), para fins comparativos;

- Amostras do domínio a oeste da falha Régua-Verin, englobadas em duas unidades litogeoquímicas - Unidade de Gondiães (CB) e Unidade de Stª Comba (SC), que do ponto de vista litoestratigráfico são equivalentes, respectivamente à Unidade Sª da Carta

Geológica 6C - Cabeceiras de Basto (Noronha, 1992) e às Unidades de Vale de Égua (S_{AC} e S_{Ra}) e de St^a M^a de Émeres (S_{SE}) da RVPA;

- Amostras de um litótipo especial - alinhamento fortemente cisalhado de rochas quartzo-fedspáticas, aflorante no limite sul da folha 1/25000, nº75, referenciadas como unidade litogeoquímica da S^a da Guia (MA 185; MA 190, MA 212), e que em termos litoestratigráficos se englobam na Unidade de Curros (Cu).

AII.1.2 - Preparação e técnicas de análise

As amostras seleccionadas para análise química de rocha total foram fracturadas primeiro num moinho de maxilas e depois de quartilhadas foram moídas em moinho de martelos. Depois de novo quartilhamento, foram moídas em moinho de ágata para evitar a contaminação (+/- 300 mesh), no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto.

As análises químicas dos elementos maiores e da maioria dos elementos menores (cujos valores estão tabelados em letra normal), foram realizadas no laboratório de Espectroquímica - Serviço de Análises de Rochas do CNRS, no CRPG, em Nancy. As amostras em pó foram preparadas por fusão com $LiBO_2$ e dissolução com HNO_3. Os elementos maiores (apresentados em % em peso dos óxidos) e o Sc (apresentados em ppm) foram analisados por espectrometria de emissão - ICP; os restantes elementos menores e as terras raras (apresentados em ppm) foram analisados por emissão ICP-MS (Govindaraju & Mevelle, 1987).

Para a grande maioria das amostras, alguns dos elementos menores e algumas das terras raras foram também analisados no Activation Laboratoires LTD, em Ontário, Canadá, em paralelo com elementos menores não analisados em Nancy, concretamente: Au, Br; Ir; Ag; Hg e Se. No Activation Laboratoires LTD, todos os elementos foram analisados por activação neutrónica (INAA) (Hofmann (1992). Os valores analisados no Canadá estão assinalados a **bold** nas tabelas de dados.

AII.1.3 - Apresentação dos dados analíticos

A tabela dos dados analíticos da composição geoquímica de rocha total que apresentamos foi simplificada, atendendo a que para a maioria dos elementos traço e

para algumas terras raras, dispomos de dados analíticos de dois laboratórios (CRPG - Nancy e Activation Lab. - Canadá) (fig. A.1).

Assim optou-se por considerar só os valores analíticos provenientes de Nancy, para os elementos que tinham valores dos dois laboratórios. É o caso do Sc, Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Sr e Ba. Apresentam-se na fig. A.1 as representações gráficas dos valores determinados para cada amostra, nos dois laboratórios; verifica-se elevada correlação para o Cr, o Co e o Rb, enquanto que os valores do Ba e de Sc, embora também apresentem alta correlação, têm considerável dispersão nos teores mais elevados. O Zn tem um coeficiente de correlação entre os valores determinados nos dois laboratórios bastante baixo, pese embora o facto do seu limite de detecção ser bastante elevado no Canadá (50ppm). O Ni e o Sr têm limites de detecção muito elevados no Activation Lab. (respectivamente 50ppm e 0,05%) posicionando-se a grande maioria dos valores abaixo deste limite.

Para os elementos cuja análise em Nancy foi feita para um número reduzido de amostras e que foram repetidos para a totalidade das amostras no Canadá, quando se verifica elevada correlação entre os dois laboratórios (fig. A.2), são apresentados valores do Canadá para algumas amostras (assinalados a "***bold***") e valores de Nancy para as restantes amostras. Esta situação verifica-se para os seguintes elementos: As, Cs, Sb, W e Ta.

Não foram englobados na tabela principal (tabela A.II.2) os elementos menores só analisados no Canadá mas com uma quantidade maioritária de resultados inferiores ao limite mínimo de dectecção. É o caso do Se, do Br, da Ag, do Ir e do Hg.

Alguns elementos analisados para um número reduzido de amostras em Nancy, e cujos valores provenientes de Canadá são na quase totalidade inferiores ao limite de detecção, também foram excluídos da tabela de dados, nomeadamente o Mo e o Sn.

Para os elementos de TR o espectro é mais completo nos resultados de Nancy, com 14 elementos analisados (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), embora para um número inferior de amostras, uma vez que as primeiras rotinas analíticas efectuadas no laboratório de Nancy ainda não incluiam análises de TR. O espectro de elementos de TR analisados no Canadá é mais reduzido, sobretudo no referente a TR pesadas (são analisados apenas oito elementos: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb e Lu), mas

dispomos de resultados sobre a quase totalidade das amostras. A correlação entre os valores dos dois laboratórios é bastante baixa, sobretudo para as TR pesadas, verificando-se que os valores determinados no Canadá, são em geral mais altos do que os determinados em Nancy (fig. A.3).

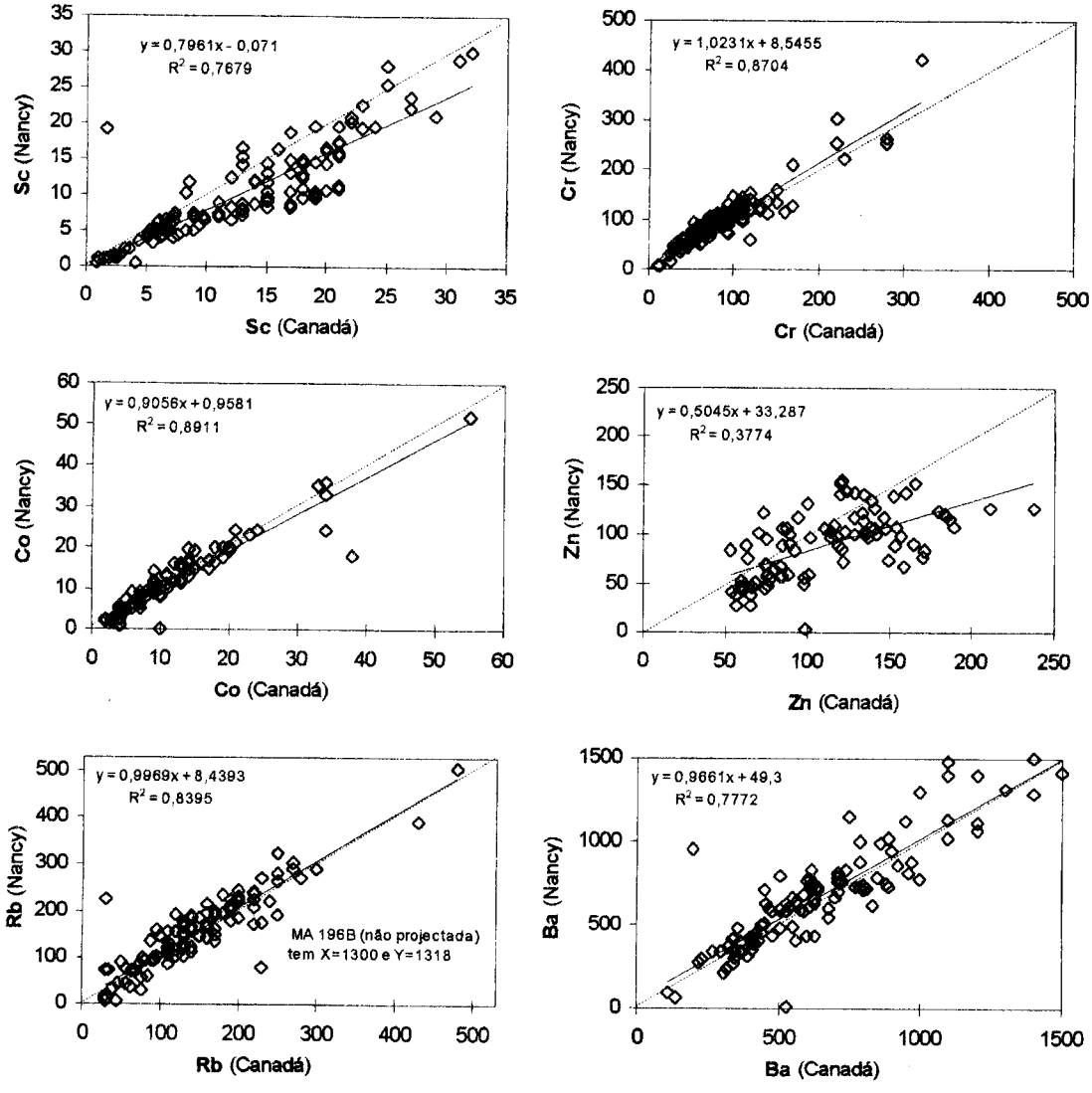


Fig. A.1 - Correlação entre valores de alguns elementos menores determinados no Lab do CRPG - Nancy e o Activation Lab - Canadá . Para estes elementos consideraram-se apenas os valores determinadsos em Nancy.

Em todos os elementos de TR se constata que nas amostras com teores muito baixos, os valores determinados em Nancy são inferiores aos determinados no Canadá. Numa faixa de teores de valor intermédio, os valores determinados em Nancy são superiores aos determinados no Canadá, e na faixa de teores mais altos os resultados do Canadá voltam

a ser superiores. Esta situação é bem notória para as TR pesadas (Yb e Lu), para o Eu e para o Ce (fig. A.3).

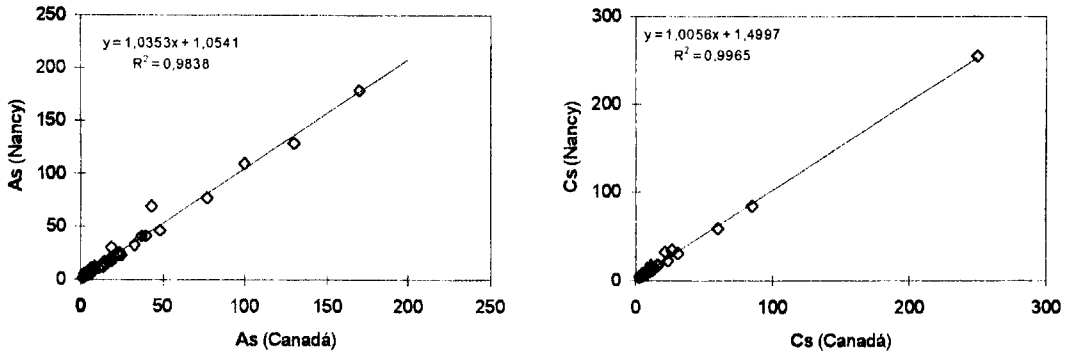


Fig. A.2 - Correlação entre valores de elementos menores determinados no Lab do CRPG - Nancy (para um número reduzido de amostras) e no Activation Lab - Canadá. O elevado coeficiente de correlação entre os dois laboratórios permite considerar, para estes elementos, valores dos dois laboratórios.

Em face desta situação optou-se por incluir na tabela principal de dados (tabela A.II.2) apenas os valores de TR fornecidos por Nancy, embora para um número consideravelmente reduzido de amostras. Apresentam-se na tabela A.II.3 os valores de TR do Canadá.

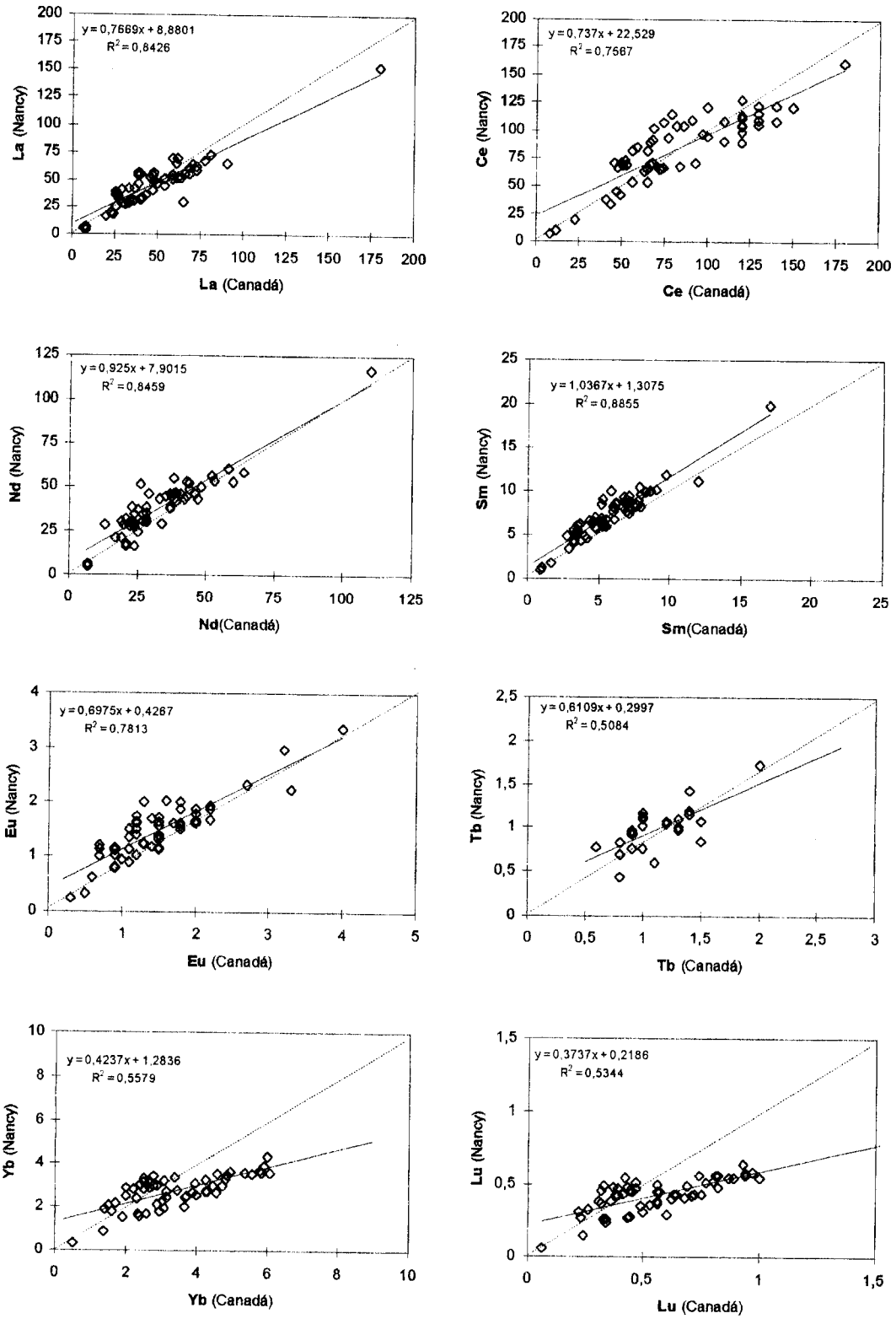


Fig. A.3 - Correlação entre valores dos 8 elementos TR determinados no Lab do CRPG - Nancy e no Activation Lab - Canadá. Os elementos de TR leves apresentam coeficiente de correlação mais elevado que as TR pesadas verificando-se nestas que os valores determinados no Canadá são, em geral mais altos do que os determinados em Nancy.

Tabela A.II.1 – Localização e descrição litológica das amostras

Tabela A.II.1 – Localização e descrição das amostras analisadas

DOMÍNIO ESTRUTURAL DE TRÊS MINAS

Amostra	Carta 1/25.000	Coordenadas localização	Unidade	Litologia
		Unidade de Curros		
MA 26	75	253,875*508,400	Cu	Filito
MA 59	75	250,525*505,600	Cu	Filito c/ int. gresosas
MA 61	75	250,925*504,125	Cu	Filito c/ int. gresosas
MA 117	75	256,900*504,950	Cu	Filito c/ "box works"
MA 118	75	257,000*505,250	Cu	Filito c/ int gresosas
MA 126	75	251,225*503,000	Cu	Quartzofilito
MA 127	75	251,475*502,900	Cu	Xisto silicificado
MA 128	75	251,325*502,950	Cu	Filito c/ int. gresosas
MA 146	75	251,700*502,800	Cu	Quartzofilito
MA 147	75	251,600*502,850	Cu	Xisto silicificado
MA 149	75	256,600*504,650	Cu	Filito c/ int. gresosas
MA 150	75	257,300*505,700	Cu	Filito c/ mosq biotítico
MA 152	75	258,050*505,020	Cu	Filito averm. c/ mt qz
MA 155	75	256,800*505,900	Cu	Filito averm. c/ mt qz
MA 159	75	255,900*503,975	Cu	Filito c/ int gresosas
MA 160	75	255,400*503,650	Cu	Xistos c/ granada, avermelhados
MA 163	75	254,500*503,400	Cu	Filito
MA 164	75	253,250*505,600	Cu	Filito, averm. c/ qz
MA 165	75	253,050*505,800	Cu	Filito c/ inter. gresosas
MA 167	75	249,350*504,750	Cu	Quartzofilito
MA 180	75	251,400*502,950	Cu	Xisto silicificado
MA 181	75	251,400*502,950	Cu	Quartzofilito
MA 204	75	257,500*500,000	Cu	Filito
MA 218	74	247,300*506,800	Cu	Filito
MA 219	74	246,600*508,200	Cu	Xisto c/ quartzo (met contacto)
MA 220	74	246,700*506,000	Cu	Filito
MA 220A	74	246,800*505,900	Cu	Filito c/ int. gresosas
MA 169	89	249,250*499,875	Cu -T	Filito c/ blastese de cl azeitona
MA 171	89	249,500*499,550	Cu -T	Filito
MA 173	75	251,300*500,000	Cu -T	Filito
MA 174	75	251,300*500,300	Cu -T	Filito c/ int. gresosas
MA 183	74	247,175*500,100	Cu -T	Xisto andaluzítico
MA 187	89	255,100*497,250	Cu -T	Filito
MA 208	74	246,800*500,075	Cu -T	Filito
MA 211	75	249,100*502,250	Cu -T	Filito com forte deformação
MA 215	89	260,300*494,500	Cu -T	Filito
		Unidade de Curros - Sª da Guia		
MA 185	89	248,750*499,850	Sª Guia	Rocha quartzo-feldspática cisalhada
MA 190	89	250,300*499,500	Sª Guia	Rocha quartzo-feldspática cisalhada
MA 212	89	250,500*499,300	Sª Guia	Rocha quartzo-feldspática cisalhada
		Unidade das Fragas Negras		
MA 199	75	255,350*501,750	FN	Quartzofilito cinzento-esverdeado
MA 221	74	246,650*506,000	FN	Quartzofilito acinzentado, passando a liditos
AD 11	75	248,200*505,300	FN	Lidito
AD 12	75	249,750*504,900	FN	Lidito
AD 13	75	249,800*504,800	FN	Lidito
AD 18	75	257,950*501,625	FN	Lidito
AD 20	75	257,625*501,650	FN	Lidito
AD 26	75	249,125*506,150	FN	Lidito
AD 31	75	250,075*504,675	FN	Quartzofilito cinzento mosqueado
AD 59	75	251,625*503,450	FN	Quartzofilito cinzento escuro

Tabela A.II.1 – Localização e descrição das amostras analisadas

DOMÍNIO ESTRUTURAL DE CARRAZEDO

Amostra	Carta 1/25.000	Coordenadas localização	Unidade	Litologia
		Unidade de Stª MªÉmeres		
MA 16	61	255,375*511,800	SE	Quartzofilito
MA 20	61	261,100*511,300	SE	Filito
MA 22	61	261,450*511,500	SE	Listrado quartzo-feldspático
MA 22A	61	261,450*511,500	SE	R. cc
MA 22B	61	261,450*511,500	SE	Filito
MA 24	61	261,450*511,500	SE	Listrado quartzo-feldspático
MA 77	75	259,700*506,850	SE	Quartzofilito
MA 110	61	255,000*514,800	SE	Listrado biotítico
MA 129	75	260,050*507,950	SE	Filito c/ pirite
MA 201	75	260,600*510,000	SE	Listrado quartzo-feldspático
MA 202	75	262,250*509,250	SE	Filito
MA 203	76	264,400*505,700	SE	Listrado qz-feldsp., inter. c/ filitos +/- negros
MA 223	75	263,600*501,400	SE	Listrados com pelitos intercalados
MA 223A	75	263,600*501,400	SE	Listrado quartzoso
MA 224	75	262,700*500,200	SE	Listrado esverdeado
MA 226	61	254,650*512,750	SE	Listrado muito silicioso
		Unidade de Cubo		
MA 120	75	257,900*507,250	Cb	Quartzofilito
MA 125	75	255,850*509,000	Cb	Xisto andaluzítico
MA 132	75	259,500*504,400	Cb	Quartzito
MA 133	75	258,100*508,250	Cb	Quartzofilito
MA 136	75	255,575*509,200	Cb	Quartzofilito turmalinizado
		Unidade de Vale de Égua - Sub-unidade de Rancho		
MA 17	75	258,450*506,200	Ra	Xisto negro
MA 19	75	258,750*505,700	Ra	Filito
MA 67	75	253,950*507,325	Ra	Filito c/ intercalações gresosas
MA 156	75	257,100*506,400	Ra	Rochas calco-silicatada
MA 157	75	257,200*506,350	Ra	Listrados quartzo-feldspáticos
MA 158	75	257,300*506,350	Ra	Rocha siliciosa e ferruginosa
MA 225	61	254,300*511,200	Ra	Xisto negro
AD 10	75	258,500*506,500	Ra	Lidito
AD 15	75	259,250*503,000	Ra	Lidito
AD 16	75	259,000*504,125	Ra	Xisto negro micáceo
AD 17	75	259,000*504,125	Ra	Xisto negro micáceo com "amêndoas" de qz
AD 60	75	259,250*504,250	Ra	Lidito ferruginoso
AD 62	75	259,250*504,250	Ra	Lidito
AD 64	75	257,350*505,850	Ra	Lidito
		Unidade de Vale de Égua - Sub-unidade do Aº da Cheira		
MA 36	75	258,400*505,930	AC	Listrados quartzo-feldspáticos
MA 121	75	257,850*507,650	AC	Listrados quartzo-feldspáticos biotíticos
MA 122	75	257,650*507,500	AC	Listrados quartzo-feldspáticos
MA 123	75	257,500*507,350	AC	Listrados quartzo-feldspáticos
MA 130	75	258,450*505,830	AC	R. quartzo-feldspática alterada
MA 145	75	258,800*504,000	AC	Listrados quartzo-feldspáticos
MA 161	75	258,400*503,700	AC	Listrados quartzo-feldspáticos biotíticos
MA 162	75	257,800*506,250	AC	Listrado biotítico
MA 222	75	258,700*501,300	AC	Filito

Tabela A.II.1 – Localização e descrição das amostras analisadas

DOMÍNIO A OESTE DA FALHA RÉGUA VERIN E CXG				
Amostra	Carta 1/25.000	Coordenadas localização	Unidade	Litologia
		Santa Comba		
MA 138	60	235,350*518,200	SC	Quartzofilito c/ int. de xisto andaluzítico
MA 139	60	235,350*518,200	SC	Quartzofilito
MA 140	60	235,000*517,300	SC	Micaxisto c/ granada
MA 144	60	233,250*515,250	SC	Quartzofilito
MA 192	60	233,250*514,300	SC	Micaxisto andaluzítico
MA 196	60	239,250*515,100	SC	Micaxisto biotítico c/ int qzfilitosas turm.
MA 197	60	239,100*520,000	SC	Quartzofilito c/ granadas (grandes)
MA 198	60	238,600*519,150	SC	Micaxisto c/ and. e sulf.
		Complexo Xisto-Grauváquico		
MA 216	89	259,800*493,600	CXG	Xistos
MA 217	89	259,550*499,500	CXG	Xistos
		Unidade de Gondiães		
MA 1	59	227,259*510,700	Go	Micaxisto c/ mosq. biotítico
MA 2	59	231,250*512,900	Go	Micaxisto feldspático
MA 3	59	228,200*511,100	Go	Micaxisto and. c/ mosq. biotítico
MA 4	59	228,200*511,100	Go	Micaxisto c/ cord. e estaur.
MA 5	59	225,800*510,650	Go	Micaxisto turmalinizado
MA 8	59	224,050*512,125	Go	Micaxisto c/ and.
MA 9	59	223,625*513,450	Go	Micaxisto c/ and.
MA 10	59	223,500*514,600	Go	Micaxistos assoc. a Cc.
MA 10A	59	223,500*514,600	Go	R. Cc
MA 11	59	223,075*515,150	Go	Micaxisto c/ granada
MA 12	59	223,650*515,250	Go	Micaxito c/ granada
MA 30	73	230,700*502,000	Go	Micaxisto c/ and.
MA 35	73	222,775*502,050	Go	Micaxito (met. contacto)

Tabela A.II.1 – Localização e descrição das amostras não analisadas

DOMÍNIO ESTRUTURAL DE TRÊS MINAS

Nº Amostra	Nº Carta 1/25.000	Coordenadas localização	Unidade	Litologia
		Unidade de Curros		
MA 15	75	251,800*507,350	Cu	Filito
MA 45	75	255,550*502,850	Cu	Gresofilito
MA 50	75	250,875,508,125	Cu	Filito c/ blastese biotítica
MA 51	75	251,125*508,052	Cu	Filito c/ blastese biotítica
MA 52	75	251,300*507,925	Cu	Xisto c/granada
MA 53	75	251,025*507,950	Cu	Xisto filitoso
MA 54	75	252,125*507,900	Cu	Gresofilito
MA 55	75	252,125*507,325	Cu	Gresofilito
MA 56	75	249,725*506,350	Cu	Gresofilito
MA 57	75	249,800*506,250	Cu	Gresofilito
MA 58	75	250,025*506,075	Cu	Gresofilito
MA 60	75	251,300*504,550	Cu	Gresofilito
MA 63	75	253,500*508,000	Cu	Filito
MA 64	75	253,200*508,050	Cu	Xisto c/ granadas
MA 95	75	248,500*505,000	Cu	Xist c/ int. gresosas
MA 96	75	249,500*504,600	Cu	Rocha grauvacóide
MA 112	75	248,050*504,650	Cu	Xisto cloritoso
MA119	75	257,150*505,850	Cu	Xisto cloritoso c/ granada
MA 166	75	256,800*504,700	Cu	Gresofilito
MA 168	75	249,400*500,200	Cu	Xisto cinzento
MA 182	75	244,200*500,000	Cu	Rocha calcossilicatada
MA 193	75	250,525*505,600	Cu	Gresofilito
MA 195	75	248,400*500,100	Cu	Gresofilito
MA 200	75	254,500*501,500	Cu	Gresofilito avermelhado
MA 206	75	246,000**500,000	Cu	Micaxisto
MA 207	75	246,200*500,200	Cu	Micaxisto

Tabela A.II.1 – Localização e descrição das amostras não analisadas

DOMÍNIO ESTRUTURAL DE CARRAZEDO

Nº Amostra	Nº Carta 1/25.000	Coordenadas localização	Unidade	Litologia
		Unidade de Stª MªÉmeres		
MA 79	75	259,800*506,725	SE	Listrado
MA 80	75	259,100*506,550	SE	Listrado c/ int. de Xistos luzentes
MA 83	75	263,850*504,200	SE	Listrado
MA 90	75	262,450*500,950	SE	Listrado
MA 91	75	262,850*501,175	SE	Listrado
		Unidade de Cubo		
MA 37	75	260,550*504,800	Cb	Quartzito branco
MA 38	75	259,850*504,650	Cb	Quartzito microconglomerático
MA 40	75	260,000*507,500	Cb	Quartzito impuro branco
MA 43	75	259,750*506,000	Cb	Quartzofilito
MA 44	75	260,000*507,500	Cb	Quartzofilito
MA 76	75	255,200*509,200	Cb	Quartzofilito
MA 81	75	259,350*506,150	Cb	Quartzofilito c/ int. filitosas
MA 84	75	263,400*503,750	Cb	Quartzito com grãos negros
MA 85	75	263,400*503,950	Cb	Quartzito
MA 86	75	261,175*502525	Cb	Quartzofilito
MA 87	75	261,350*502,400	Cb	Quartzito
MA 88	75	261,250*502,000	Cb	Quartzofilito
MA 89	75	261,750*502,400	Cb	Quartzito
MA 92	75	260,900*500,625	Cb	Quartzito c/ grãos visíveis
MA 97	75	258,700*508,900	Cb	Quartzofilitos int. c/ filitos
MA 98	75	258,700*508,800	Cb	Quartzofilitos
MA 99	75	258,200*507,725	Cb	Quartzofilito
MA 100	75	258,150*508,000	Cb	Quartzofilito
MA 124	75	256,000*509,500	Cb	Quartzofilito andaluzítico c/ turm
MA 135	75	255,850*509,550	Cb	Turmalinito
MA 151	75	259,500*504,200	Cb	Quartzito microconglomerático
		Unidade de Vale de Égua - Sub-unidade de Rancho		
MA 18	75	258,400*506,200	Ra	Xisto negro
MA 70	75	254,410*507,600	Ra	Xisto sericítico c/ int. gresosas
MA 74	75	255,300*507,400	Ra	Xisto gresoso
MA 75	75	255,400*507,400	Ra	Xisto gresoso
MA 113	75	259,250*502,950	Ra	Vulcanito quartzo-feldspático alterado
MA 114	75	259,250*503,000	Ra	Vulcanito quartzo-feldspático alterado
MA 115	75	259,600*503,400	Ra	Listrado quartzo-feldspático
MA 116	75	259,200*503,000	Ra	Listrado
MA 134	75	257,900*507,900	Ra	Xisto negro abaixo dos quartzitos
MA 153	75	255,600*509,550	Ra	Xisto negro c/ int. gresosas (prx. pegmatito)
		Unidade de Vale de Égua - Sub-unidade do Aº da Cheira		
MA 41	75	258,350*503,950	AC	Vulcanito quartzo-feldspático
MA 42	75	258,150*503,050	AC	Vulcanito quartzo-feldspático

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos

Tabela principal

Em todas as tabelas:

- Elementos maiores são apresentados em % em peso dos respectivos óxidos; os elementos menores são apresentados em ppm, com excepção do Au, que é apresentados em ppb.

- Todos os elementos maiores e os elementos menores não assinalados a "***blod***" foram analisados no laboratório do CRPG, em Nancy; os restantes elementos menores assinalados a "***bold***" foram analisados no Activation Laboratories, Ltd, no Canadá.

- CIW - Índice de alteração química = $Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)*100$ (seg. Harnois 1988).

- $\sum$ TR = Somatório dos teores de TR, calculado só para as amostras com teores de 14 elementos determinados.

- nC = Valor normalizado ao condrito, seg. Evensen et al., 1978.

- $Eu/Eu^* = Eu_{nC}/(Sm_{nC}*Gd_{nC})^{1/2}$, seg Taylor & McLennan (1985).

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

DETM - Unidade FN

	Quartzofilitos				Liditos					
AMOSTRA	**MA 199**	**MA 221**	**AD 31**	**AD 59**	**AD 11**	**AD 12**	**AD 13**	**AD 18**	**AD 20**	**AD 26**
SiO2	68,71	82,68	87,42	82,00	95,81	95,90	95,59	97,75	97,20	94,64
Al2O3	14,16	8,19	6,04	6,94	1,06	0,71	0,76	0,44	0,72	1,37
Fe2O3	7,93	2,02	0.64	4.08	0.40	0.45	0.40	0.24	0.20	0.60
MnO	0,03	0,00	0,00	0.02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,29	0,22	0,00	0.24	0.04	0.03	0,00	0,00	0,00	0.03
CaO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,36	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	2,17	3,75	1,63	0,96	0,32	0,16	0,20	0,13	0,17	0,38
TiO2	0,81	0,73	0,56	0,20	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04
P2O5	0,17	0,02	0.08	0.15	0.06	0.06	0.10	0.04	0.08	0.08
P.F.	3,09	1,93	3.36	5.22	2.10	2.52	2.78	1.32	1.47	2.70
Total	99,78	99,61	99.73	99.81	99.82	99.85	99.85	99.92	99.84	99.84
Sc	7,1	2,5	2,5	4	1,1	1	1	1	1	1,5
V	81,8	34,8	47	930	342	232	430	225	367	506
Cr	72,3	31	34	139	117	256	185	134	70	208
Co	19,2	2,23	<5	52	5	12	14	4,5	5	5
Ni	37,9	6,78	24	84		25	29	19		10
Cu	13,5	4,63	20	280	19	19	9	11	58	8
Zn	99,6	34	19	58	54	12	5	11	13	16
Be	1,52	0,87	<,5	3	<,5	<,5	<,5	<,5	<,5	0,6
Ga	20,2	8,79	11	<5	<5	<5	17	9	<5	<5
As	*7*	*8*		*26*	*17*					*22*
Rb	98,3	73,4	30	38	11	8	8	5	7	16
Sr	48,9	78,5	75	12	<5	<5	<5	<5	<5	23
Cs	*5*	*3*		*3*						*2*
Ba	387	1401	669	243	315	167	309	97	143	438
Ta	1,44	1,07		*1*	*1*			*1*		*1*
Y	38,2	27,4	5	54	6	6	<5	<5	<5	10
Zr	362	502	451	33	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	16	11,4	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
W	1,74	1,95		*7*	*<4*			*<4*		*5*
Sb	*1*	0,09		*1*				*0,4*		*0,5*
Au	*<5*	*<5*		*10*	*<5*			*17*		*17*
Th	*18*	*12*		*5,4*	*1,5*			*0,6*		*1,8*
U	*6,2*	*2*			*7,9*			*1,8*		*7,1*
Hf	*13*	*12*		*1,5*	*0,9*			*<0,5*		*<0,5*
La	46,53	34,93								
Ce	94,56	73,06								
Pr	10,84	7,97								
Nd	42,33	30,23								
Sm	8,87	5,34								
Eu	1,63	1,02								
Gd	6,96	4,47								
Tb	1,16	0,69								
Dy	7,07	4,22								
Ho	1,5	1,04								
Er	3,69	2,72								
Tm	0,55	0,47								
Yb	3,61	3,02								
Lu	0,55	0,48								
CIW	90,89	99,15	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Σ TR	229,85	169,66								
Eu/Eu*	0,63	0,64								
La/Sm (nC)	3,30	4,12								
Gd/Yb (nC)	1,56	1,20								
La/Yb (nC)	8,70	7,81								
Th/Sc	2,54	4,80		1,35	1,36			0,60		1,20
Th/U	2,90	6,00			0,19			0,33		0,25
V/La	0,15	0,07								
Cr/La	1,55	0,89								
Cr/V	0,88	0,89	0,72	0,15	0,34	1,10	0,43	0,60	0,19	0,41
Cr/Ni	1,91	4,57	1,42	1,65		10,24	6,38	7,05		20,80
Cr/Sc	10,18	12,40	13,60	34,75	106,36	256,00	185,00	134,00	70,00	138,67
Rb/Sr	2,01	0,94	0,40	3,17	2,20	1,60	1,60	1,00	1,40	0,70
K/Rb	183,25	424,10	451,02	209,71	241,48	166,02	207,53	215,83	201,60	197,15
K/Ba	46,55	22,22	20,23	32,79	8,43	7,95	5,37	11,13	9,87	7,20
Zr/Y	9,48	18,32	90,20	0,61	0,83	0,83	1,00	1,00	1,00	0,50

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

DETM - Unidade Cu

	Filitos													
AMOSTRA	MA 26	MA 61	MA 117	MA 118	MA 150	MA 152	MA 155	MA 160	MA 163	MA 164	MA 204	MA 218	MA 219	MA 220
SiO2	51,60	54,40	47,17	59,50	58,04	55,75	45,42	56,92	54,84	53,24	57,67	55,76	52,61	56,65
Al2O3	24,75	22,71	25,35	20,31	21,14	23,78	28,52	20,75	22,57	24,48	21,72	22,83	22,81	21,48
Fe2O3	8,28	8,53	10,25	7,80	8,03	6,94	9,71	8,55	9,32	8,44	8,07	8,11	9,59	9,03
MnO	0,15	0,10	0,10	0,08	0,13	0,10	0,12	1,08	0,26	0,04	0,11	0,06	0,83	0,17
MgO	2,11	2,27	2,87	2,12	1,88	0,80	1,66	1,67	2,04	1,28	1,95	1,39	1,84	2,07
CaO	0,15	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05
Na2O	0,71	0,60	3,91	0,81	0,38	0,25	0,43	0,17	0,40	0,48	0,39	0,54	0,12	0,34
K2O	5,20	5,08	3,83	3,95	4,83	5,47	6,33	4,75	4,69	4,65	4,41	4,98	5,65	4,62
TiO2	0,97	0,96	1,27	0,93	0,88	0,83	1,12	0,76	0,79	0,91	0,95	0,97	0,85	0,85
P2O5	0,17	0,15	0,11	0,13	0,16	0,20	0,20	0,25	0,19	0,17	0,14	0,13	0,06	0,11
P.F.	4,45	4,55	4,75	4,08	4,23	5,62	6,14	4,51	4,61	6,05	4,34	4,92	5,21	4,28
Total	98,54	99,35	99,65	99,71	99,70	99,74	99,65	99,69	99,71	99,74	99,75	99,70	99,66	99,65
Sc	23,8	17,5	21,1	16	14,8	14,3	22,2	15,8	17,28	19,28	10,8	9,6	10,5	10,5
V	130	119	152	109	107	117	157	109	126	149	121	122	134	118
Cr	118	114	158	124	113	131	153	118	108	128	107	114	117	107
Co	8	10	24	20	16	6	10	13	36	16	8,14	11,9	16,2	19,6
Ni	39	38	74	45	48	43	40	47	61	62	38,9	59,9	58,2	54,1
Cu	35	25	24	40	22	49	35	37	26	65	15,7	27,9	22,3	31,9
Zn	127	105	143	100	117	153	96	115	96	117	95,3	141	102	144
Be	4,59	3,29	3	2,7	2,2	2,7	4	2,7	3,2	3,7	3,3	2,92	3,12	2,25
Ga	29	15	28	27	28	30	29	12	16	20	32,8	33,9	34,2	29,9
As	*65*	*21*				*69*	*110*	*83*	*33*	*14*	*24*	*77*	*23*	*6*
Rb	270	234	210	201	306	224	283	175	193	229	232	209	245	146
Sr	116	91	227	64	49	65	108	53	96	131	89,6	105	51	116
Cs	*26*	*8*	*10*	*13*	*45*	*10*	*10*	*13*	*5*	*12*	*10*	*16*	*11*	*3*
Ba	730	727	656	685	789	763	876	1069	987	671	715	632	1482	1297
Ta	*1*	*2*	*4*	*1*	*2*	*2*	*2*	*1*	*1*	*1*	1,64	1,76	1,46	1,43
Y	35	23	26	26	21	6	25	37	21	21	23,5	32,3	28	30,8
Zr	127	161	275	155	140	95	148	119	108	135	171	160	140	151
Nb	14	10	23	16	8	9	15	8	6	12	18,4	18,6	16,4	16
W	*5*	*4*	*<4*	*<4*	*<4*	*5*	*<4*	*<4*	*<4*	*<4*	2,71	2,51	3,89	2,87
Sb	*1,3*	*0,4*	*1*	*1,9*	*0,8*	*0,8*	*1*		*0,3*	*0,3*	*1*	0,24	*0,5*	0,13
Au	*<5*	*8*	*13*	*13*	*9*	*<5*	*<5*	*<5*	*<5*	*<5*	*7*	*<5*	*<5*	*<5*
Th	*29*	*21*	*34*	*21*	*18*	*21*	*27*	*21*	*18*	*22*	*22*	*21*	*17*	*14*
U	*4,9*	*4,2*	*5,9*	*4,8*	*2,8*	*3,5*	*4,8*	*4,7*	*3,5*	*3,7*	*4,7*	*3,7*	*2,5*	*2,7*
Hf	*6*	*6*	*12*	*5,9*	*5,3*	*4,4*	*5,8*	*5,4*	*4,4*	*5,2*	*5,5*	*5*	*4*	*3*
La		39,81					52,38	64,52	43,97	6,63	24,98	65,22	56	56,54
Ce		65,61					104,14	88,26	89,87	19,66	45,07	127,6	109	114,1
Pr											5,86	14,52	12,31	11,77
Nd		29,45					43,41	58,36	37,91	5,93	21,1	56,14	46,49	46,21
Sm		5,69					8,27	11,14	7,46	1,82	4,31	10,46	8,61	8,56
Eu		1,13					1,61	2,25	1,56	0,61	0,94	1,88	1,7	1,6
Gd		4,64					6,24	9,18	5,62	2,69	3,55	7,7	7,12	6,93
Tb											0,58	1,08	0,96	1,02
Dy		4,91					5,61	7,47	4,94	4,07	3,76	6,2	5,65	5,7
Ho											0,9	1,37	1,15	1,24
Er		2,9					3,16	3,79	2,5	2,46	2,28	3,19	2,82	3,02
Tm											0,38	0,48	0,45	0,48
Yb		3,09					3,33	3,9	2,43	2,73	2,64	3,38	2,99	3,13
Lu		0,49					0,52	0,59	0,38	0,43	0,4	0,5	0,47	0,49
CIW	96,64	97,43	86,52	96,16	98,23	98,96	98,51	97,88	98,26	98,08	98,24	97,69	99,09	98,22
Σ TR		157,72					228,67	249,46	196,64	47,03	116,75	299,72	255,72	260,79
Eu/Eu*		0,67					0,69	0,68	0,74	0,84	0,73	0,64	0,66	0,64
La/Sm (nC)		4,40					3,99	3,65	3,71	2,29	3,65	3,93	4,09	4,16
Gd/Yb (nC)		1,21					1,51	1,90	1,87	0,80	1,09	1,84	1,92	1,79
La/Yb (nC)		8,70					10,62	11,17	12,21	1,64	6,39	13,02	12,64	12,19
Th/Sc	1,22	1,20	1,61	1,31	1,22	1,47	1,22	1,33	1,04	1,14	2,04	2,19	1,62	1,33
Th/U	5,92	5,00	5,76	4,38	6,43	6,00	5,63	4,47	5,14	5,95	4,68	5,68	6,80	5,19
V/La		0,44					0,42	0,24	0,39	2,91	0,43	0,15	0,19	0,19
Cr/La		2,86					2,92	1,83	2,46	19,31	4,28	1,75	2,09	1,89
Cr/V	0,91	0,96	1,04	1,14	1,06	1,12	0,97	1,08	0,86	0,86	0,88	0,93	0,87	0,91
Cr/Ni	3,03	3,00	2,14	2,76	2,35	3,05	3,83	2,51	1,77	2,06	2,75	1,90	2,01	1,98
Cr/Sc	4,96	6,51	7,49	7,75	7,64	9,16	6,89	7,47	6,25	6,64	9,91	11,88	11,14	10,19
Rb/Sr	2,33	2,57	0,93	3,14	6,24	3,45	2,62	3,30	2,01	1,75	2,59	1,99	4,80	1,26
K/Rb	159,87	180,21	151,39	163,13	131,03	202,71	185,67	225,31	201,72	168,56	157,79	197,79	191,43	262,68
K/Ba	59,13	58,00	48,46	47,87	50,82	59,51	59,98	36,88	39,44	57,53	51,20	65,41	31,65	29,57
Zr/Y	3,63	7,00	10,58	5,96	6,67	15,83	5,92	3,22	5,14	6,43	7,28	4,95	5,00	4,90

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

DETM - Unidade Cu

	Gresofilitos							Quartzofilitos			Xistos silicificados		
AMOSTRA	**MA 59**	**MA 126**	**MA 128**	**MA 149**	**MA 159**	**MA 165**	**MA 220A**	**MA 146**	**MA 167**	**MA 181**	**MA 127**	**MA 147**	**MA 180**
SiO2	64,62	67,34	61,45	60,90	61,57	64,09	76,93	74,65	90,89	71,98	96,40	88,43	91,09
Al2O3	17,57	13,88	20,82	20,03	19,82	17,96	12,13	14,16	3,96	11,65	1,31	6,66	2,93
Fe2O3	7,13	10,19	6,44	7,19	6,94	7,03	3,26	2,79	0,53	8,89	1,04	1,16	3,00
MnO	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02
MgO	1,62	1,20	1,72	1,82	1,52	1,62	1,00	0,56	0,00	1,57	0,22	0,28	0,97
CaO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,19	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,81	0,10	0,34	0,81	1,18	1,22	0,22	0,14	0,00	0,08	0,00	0,06	0,24
K2O	3,45	2,45	4,39	3,79	3,75	3,20	2,95	3,59	1,85	1,82	0,14	1,92	0,20
TiO2	0,83	0,93	1,02	0,96	0,93	0,97	0,79	0,64	0,97	0,39	0,00	0,00	0,06
P2O5	0,16	0,08	0,12	0,14	0,22	0,14	0,04	0,08	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00
P.F.	3,42	3,47	4,00	4,08	3,58	3,32	2,57	3,20	1,45	3,30	0,82	1,30	1,37
Total	99,73	99,69	100,33	99,75	99,73	99,65	99,94	99,81	99,67	99,82	99,93	99,85	99,88
Sc	12,8	11,9	15,5	14,3	14,8	13,1	5,1	9,5	0,4	4,9	0,5	0,5	1,3
V	101	81	11	120	105	96	58	80	53,1	48,2	1	5	13
Cr	96	76	60	110	104	107	48,1	74	58,9	44,8	5	17	56,7
Co	17	15	8	10	12	16	5,73	4	0,87	8,56	4,5	4,2	1,04
Ni	53	51	8	38	12	46	20	10	11,1	34,1	1	1	8,47
Cu	27	31	26	20	18	28	11,1	24	7,42	6,51	123	8	6
Zn	105	120	107	100	83	98	47,1	26	41,1	108	84	27	47,1
Be	2	2,58	3,08	2,2	2,9	2,7	1,47	1,7	0,88	2,04	7,58	0,8	0,57
Ga	24	21	1	25	11	12	15,4	14	5,99	15,5	1	1	4,08
As	***14***	***16***	***19***	***4***	***7***	***16***		***62***	***9***	***24***	***11***	***12***	***49***
Rb	162	114	221	196	187	158	88,5	172	33	91,6	10	79	13,9
Sr	87	42	93	82	118	102	56,5	24	42,3	19	1	9	6,51
Cs	***8***	***7***	***11***	***9***	***9***	***8***	***3***	***12***	0,71	***3***		***5***	1,36
Ba	603	437	739	593	596	513	837	490	442	268	1	277	67,6
Ta	***1***	***2***	***3***	***2***	***2***	***2***	1,19	***1***	1,46	0,84	***1***	***1***	0,13
Y	22	33	33	25	30	35	24,5	13	31,7	21	1	1	3,42
Zr	149	651	205	161	217	455	410	85	960	154	1	1	17,7
Nb	8	20	1	9	12	15	13,1	1	15,6	8,7	1	1	1,3
W	***<4***	***<4***	***<4***	***<4***	***<4***	***<4***	2,95	***5***	1,67	2,46	***<4***	***<4***	3,14
Sb		***0,5***	***1,1***	***1,6***	***0,5***	***0,5***	0,35		0,36	***0,5***	***0,4***	***1***	***0,3***
Au	***11***	***12***	***20***	***9***	***6***	***<5***	***<5***	***41***	***5***	***16***	***15000***	***22800***	***2050***
Th	***18***	***34***	***24***	***20***	***19***	***24***	***13***	***16***	***17***	***9,6***	***0,8***	***1***	***2,4***
U	***4,1***	***5,7***	***6,6***	***2,6***	***3,9***	***5,4***	***2,1***	***3,4***	***4,2***	***2,6***	***0,5***	***0,5***	***0,9***
Hf	***4,5***	***21***	***7,2***	***6,2***	***7,5***	***15***	***9***	***4,2***	***32***	***5,7***	***<0,5***	***<0,5***	***0,7***
La					67,43	60,23	41,43		51,08	15,97			4,99
Ce					122,44	113,67	81,55		108,4	32,94			10,16
Pr							9,02		12,42	4,39			1,23
Nd					53,05	48,7	34,83		46,37	16,42			4,692
Sm					10	9,69	6,31		8,15	4,34			0,977
Eu					1,78	1,87	1,15		1,34	0,9			0,242
Gd					8,11	7,67	4,98		6,39	3,86			0,676
Tb							0,74		0,94	0,69			0,107
Dy					6,78	7,35	4,19		5,67	3,95			0,64
Ho							0,95		1,19	0,84			0,123
Er					3,39	4,01	2,47		3,16	2,06			0,316
Tm							0,42		0,54	0,29			0,049
Yb					3,53	4,37	2,86		3,5	1,97			0,314
Lu					0,51	0,64	0,46		0,56	0,31			0,057
CIW	95,18	99,28	98,39	96,11	93,53	93,25	98,06	99,02	100,00	99,32	100,00	99,11	92,43
Σ TR					277,02	258,20	191,36		249,71	88,93			24,57
Eu/Eu*					0,60	0,66	0,63		0,57	0,67			0,91
La/Sm (nC)					4,25	3,91	4,13		3,95	2,32			3,22
Gd/Yb (nC)					1,86	1,42	1,41		1,48	1,58			1,74
La/Yb (nC)					12,89	9,30	9,78		9,85	5,47			10,73
Th/Sc	1,41	2,86	1,55	1,40	1,28	1,83	2,55	1,68	42,50	1,96	1,60	2,00	1,85
Th/U	4,39	5,96	3,64	7,14	4,87	4,44	6,19	4,71	4,05	3,69	1,60	2,00	2,67
V/La					0,22	0,22	0,12		0,01	0,31			0,26
Cr/La					1,54	1,78	1,16		1,15	2,81			11,36
Cr/V	0,95	0,94	5,45	0,92	0,99	1,11	0,83	0,93	1,11	0,93	5,00	3,40	4,36
Cr/Ni	1,81	1,49	7,50	2,89	8,67	2,33	2,41	7,40	5,31	1,31	5,00	17,00	6,69
Cr/Sc	7,50	6,39	3,87	7,69	7,03	8,17	9,43	7,79	147,25	9,14	10,00	34,00	43,62
Rb/Sr	1,86	2,71	2,38	2,39	1,58	1,55	1,57	7,17	0,78	4,82	10,00	8,78	2,14
K/Rb	176,78	178,40	164,89	160,51	166,46	168,12	276,70	173,26	465,36	164,93	116	201,75	119,44
K/Ba	47,49	46,54	49,31	53,05	52,23	51,78	29,26	60,82	34,74	56,37	1162	57,54	24,56
Zr/Y	6,77	19,73	6,21	6,44	7,23	13,00	16,73	6,54	30,28	7,33	1,00	1,00	5,18

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

DETM - Unidade Cu - T

	Filitos e xistos verdes									S^a da Guia		
AMOSTRA	**MA 169**	**MA 171**	**MA 173**	**MA 174**	**MA 183**	**MA 187**	**MA 208**	**MA 211**	**MA 215**	**MA 185**	**MA 190**	**MA 212**
SiO2	59,67	58,98	58,47	62,65	55,03	59,25	60,60	60,81	63,27	72,51	72,87	71,43
Al2O3	19,82	18,40	20,49	18,54	21,94	19,77	19,39	20,08	17,99	15,38	15,37	15,07
Fe2O3	6,39	7,42	8,29	7,34	8,28	7,64	7,15	6,90	7,19	2,35	1,99	3,17
MnO	0,06	0,06	0,03	0,00	0,08	0,04	0,06	0,11	0,04	0,00	0,00	0,03
MgO	1,86	2,54	2,10	1,68	2,58	2,84	2,02	1,62	1,74	0,77	0,59	0,94
CaO	0,16	0,21	0,00	0,00	0,17	0,00	0,27	0,00	0,13	0,07	0,12	0,27
Na2O	3,10	1,59	0,24	0,59	1,18	0,14	1,59	0,19	1,05	0,46	0,67	1,49
K2O	4,52	5,72	4,65	3,72	5,63	4,89	4,41	4,32	3,48	4,13	4,59	4,23
TIO2	0,86	0,86	1,04	0,94	0,88	0,90	0,85	0,82	0,87	0,53	0,47	0,51
P2O5	0,21	0,20	0,18	0,18	0,26	0,18	0,16	0,09	0,11	0,28	0,27	0,21
P.F.	3,09	3,73	4,36	4,07	3,71	4,11	3,22	4,79	3,87	3,26	2,68	2,32
Total	99,74	99,71	99,84	99,72	99,74	99,76	99,72	99,73	99,74	99,75	99,62	99,67
Sc	8,6	9,6	10,5	10,1	10,8	10,5	7,8	8,1	8,1	5,1	4,3	4
V	99,2	110	118	105	124	117	98,8	140	99,1	45,9	44,6	46,5
Cr	118	111	102	97,5	126	117	146	88,8	92,6	86,4	47	46
Co	6,96	9,83	14,9	7,84	16,4	8,73	15,2	11,8	13,2	2,67	1,5	1,87
Ni	30,9	27,3	42,6	30	52	42,3	54,1	26,3	35,6	12,6	6,45	5,8
Cu	13,1	22,3	20,1	15,2	22,4	13,5	25,4	25,2	22,8	15	13,2	29,7
Zn	90,9	88,7	117	84,4	126	132	105	153	106	45,9	60	40,3
Be	6,23	2,05	3,18	2,72	2,88	3,81	2,77	2,25	2,43	3,12	3,26	2,18
Ga	27,6	28,6	31,4	27,8	34,3	292	27,9	28,2	26,2	21,7	22,9	22
As	***130***	***25***	***11***	***33***	***2,48***	***17***	***3***	***7***	***20***	***4***	***40***	***37***
Rb	291	195	223	187	271	213	216	189	167	144	151	164
Sr	168	123	65,1	51,3	97,9	84,8	129	43,1	64,9	42,4	93,7	101
Cs	***85***	***31***	***12***	***10***	***60***	***5***	***27***	***8***	***6***	***8***	***6***	***9***
Ba	579	704	864	728	752	734	778	747	642	811	1496	1124
Ta	1,52	1,51	1,73	1,66	1,64	1,48	1,62	1,49	1,49	1,25	1,28	1,3
Y	29,8	30,3	37,9	36,1	31,1	28,3	31,1	32,5	32,4	21,2	18,8	20,2
Zr	187	178	308	269	151	134	206	152	197	210	174	199
Nb	17,2	17	19,4	18,3	18	17,4	17,8	16,2	16,7	12,9	12,7	12,6
W	3,66	4,58	3,77	2,28	3,71	4,83	3,22	3,12	2,71	3,8	3,12	2,79
Sb	***2,1***	***0,8***	***0,4***	***0,4***	***1,6***	0,17	***0,6***	***0,3***	***0,7***	0,17	0,24	0,32
Au	***8***	***12***	***10***	***21***	***12***	***<5***	***5***	***<5***	***<5***	***7***	***7***	***<5***
Th	***20***	***23***	***26***	***23***	***23***	***21***	***18***	***15***	***16***	***15***	***14***	***11***
U	***5,3***	***3,5***	***4,4***	***5,5***	***5,8***	***5,1***	***3,6***	***4,6***	***3,4***	***5,7***	***5,9***	***3,5***
Hf	***7***	***7,4***	***12***	***10***	***6***	***4,8***	***5***	***3***	***5***	***8,5***	***7***	***4***
La	50,63	55,32	152,1	58,78	55,58	54,07	52,39	69,2	53,58	33,24	31,11	32,37
Ce	98,76	111,5	160,1	108,2	109,3	104,3	103,4	120,8	103,5	71,09	66,19	67,97
Pr	11,16	12,63	33,94	13,76	12,9	11,72	11,97	14,76	11,89	8,39	7,85	7,96
Nd	43,56	46,96	117	52,7	46,14	43,46	43,75	54,72	46,17	32,14	30,19	31,67
Sm	7,7	8,41	19,78	10,22	8,43	8,26	8,25	9,35	8,66	6,85	6,38	6,58
Eu	1,51	1,66	3,36	1,88	1,67	1,61	1,75	1,72	1,63	1,16	1,23	1,1
Gd	5,98	6,37	13,37	7,34	6,54	6,91	6,96	7,23	6,8	5,06	4,99	5,44
Tb	0,88	0,93	1,72	1,1	1	0,98	0,97	1,1	1,04	0,73	0,76	0,78
Dy	5,21	5,51	8,99	6,37	5,65	5,35	5,74	6,33	6,07	3,88	3,69	4,06
Ho	1,13	1,17	1,65	1,44	1,17	1,11	1,17	1,26	1,34	0,77	0,7	0,8
Er	2,82	2,91	3,97	3,72	2,93	2,69	2,85	3,22	3,16	1,85	1,611	1,89
Tm	0,43	0,44	0,58	0,58	0,46	0,42	0,43	0,47	0,45	0,27	0,238	0,27
Yb	2,71	2,68	3,57	3,61	3	2,54	2,86	3	3,21	1,8	1,66	1,81
Lu	0,41	0,43	0,55	0,56	0,48	0,42	0,43	0,45	0,51	0,28	0,26	0,27
CIW	85,88	91,09	98,84	96,92	94,20	99,30	91,25	99,06	93,84	96,67	95,11	89,54
Σ TR	232,89	256,92	520,68	270,26	255,25	243,84	242,92	293,61	248,01	167,51	156,86	162,97
Eu/Eu*	0,68	0,69	0,63	0,66	0,69	0,65	0,71	0,64	0,65	0,60	0,67	0,56
La/Sm (nC)	4,14	4,14	4,84	3,62	4,15	4,12	4,00	4,66	3,90	3,06	3,07	3,10
Gd/Yb (nC)	1,78	1,92	3,03	1,64	1,76	2,20	1,97	1,95	1,71	2,27	2,43	2,43
La/Yb (nC)	12,61	13,93	28,76	10,99	12,51	14,37	12,36	15,57	11,27	12,46	12,65	12,07
Th/Sc	2,33	2,40	2,48	2,28	2,13	2,00	2,31	1,85	1,98	2,94	3,26	2,75
Th/U	3,77	6,57	5,91	4,18	3,97	4,12	5,00	3,26	4,71	2,63	2,37	3,14
V/La	0,17	0,17	0,07	0,17	0,19	0,19	0,15	0,12	0,15	0,15	0,14	0,12
Cr/La	2,33	2,01	0,67	1,66	2,27	2,16	2,79	1,28	1,73	2,60	1,51	1,42
Cr/V	1,19	1,01	0,86	0,93	1,02	1,00	1,48	0,63	0,93	1,88	1,05	0,99
Cr/Ni	3,82	4,07	2,39	3,25	2,42	2,77	2,70	3,38	2,60	6,86	7,29	7,93
Cr/Sc	13,72	11,56	9,71	9,65	11,67	11,14	18,72	10,96	11,43	16,94	10,93	11,50
Rb/Sr	1,73	1,59	3,43	3,65	2,77	2,51	1,67	4,39	2,57	3,40	1,61	1,62
K/Rb	128,94	243,50	173,09	165,13	172,45	190,57	169,48	189,74	172,98	238,08	252,33	214,11
K/Ba	64,80	67,45	44,68	42,42	62,15	55,30	47,05	48,01	45,00	42,27	25,47	31,24
Zr/Y	6,28	5,87	8,13	7,45	4,86	4,73	6,62	4,68	6,08	9,91	9,26	9,85

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

DEC - Unidade AC

	Rochas quartzo-feldspáticas (listrados)								Filito
AMOSTRA	**MA 36**	**MA 121**	**MA 122**	**MA 123**	**MA 130**	**MA 145**	**MA 161**	**MA 162**	**MA 222**
SiO2	75,47	66,28	76,31	74,54	71,46	71,96	78,31	79,27	60,20
Al2O3	11,19	16,35	11,83	12,66	16,91	13,96	10,80	7,91	19,01
Fe2O3	2,45	5,50	2,77	3,58	1,97	4,32	2,72	5,58	6,16
MnO	0,00	0,08	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03
MgO	0,22	1,82	0,64	1,20	0,68	1,08	0,78	1,12	2,25
CaO	0,22	0,32	1,10	0,06	0,11	0,11	0,59	1,11	0,10
Na2O	3,79	0,81	2,90	2,12	0,08	2,37	2,72	1,25	1,05
K2O	1,28	4,37	1,18	2,47	5,41	2,67	1,82	1,87	5,48
TiO2	0,45	0,81	0,48	0,55	0,34	0,64	0,43	0,55	0,76
P2O5	0,11	0,17	0,17	0,10	0,11	0,17	0,11	0,29	0,14
P.F.	2,17	3,20	2,06	2,51	2,86	2,48	1,49	1,06	4,53
Total	97,35	99,71	99,51	99,81	99,93	99,76	99,80	100,04	99,71
Sc	4,4	11,8	5,8	7	5	7,4	5	6,3	8,9
V	25	83	41	52	81	58	42	46	105
Cr	28	109	94	69	114	55	62	144	89,8
Co	4	16	4,5	8	4	12	5	5	11,2
Ni	1	49	24	23	11	36	17	27	6
Cu	5	9	10	23	27	25	8	7	19,3
Zn	53	88	45	59	38	89	32	38	68,7
Be	2	2,7	1,7	1,29	6,58	1,6	1,5	1,79	2,76
Ga	1	23	14	14	40	12	8	<5	29,6
As	***5100***	***69***	***200***	***83***	***58***	***11***	***7***		***6***
Rb	31	172	44	92	390	104	74	57	191
Sr	109	82	170	38	29	39	98	262	45,6
Cs	***3***	***14***	***3***	***7***	***14***	***6***	***4***	***8***	***5***
Ba	406	768	333	480	709	392	423	413	1147
Ta	***1***	***1***	***1***	***1***	***1***	***1***	***1***	***1***	1,32
Y	17	20	14	15	23	22	11	27	35
Zr	229	208	199	207	174	265	233	980	133
Nb	9	14	6	6	1	6	<5	<5	15,5
W	***24***	***<4***	***<4***	***<4***	***23***	***<4***	***<4***	***<4***	3,85
Sb	***0,4***	***1,6***	***0,8***	***1,8***			***1***		***0,8***
Au	***25***	***<5***	***<5***	***<5***	***19***	***<5***	***<5***	***<5***	***<5***
Th	***15***	***15***	***16***	***13***	***11***	***13***	***11***	***17***	***10***
U	***<0,7***	***3,4***	***6,1***	***3,6***	***2,8***	***2,9***	***2,3***	***4,4***	***2,8***
Hf	***9,2***	***7,3***	***12***	***4,8***	***6,5***	***11***	***7,9***	***29***	***3***
La							27,12	30,46	54,23
Ce							53,82	69,5	106,8
Pr									11,96
Nd							20,97	28,13	45,14
Sm							4,07	6,5	9,15
Eu							0,79	1,3	1,63
Gd							2,93	5,97	6,85
Tb									1,07
Dy							2,5	5,7	6,08
Ho									1,36
Er							1,35	3,24	3,24
Tm									0,5
Yb							1,52	3,27	3,31
Lu							0,24	0,56	0,48
CIW	73,62	93,54	74,73	85,31	98,89	84,91	76,54	77,02	94,30
Σ TR							115,31	154,63	251,80
Eu/Eu*							0,70	0,64	0,63
La/Sm (nC)							4,20	2,95	3,73
Gd/Yb (nC)							1,56	1,48	1,67
La/Yb (nC)							12,04	6,29	11,06
Th/Sc	3,41	1,27	2,76	1,86	2,20	1,76	2,20	2,70	1,12
Th/U	21,43	4,41	2,62	3,61	3,93	4,48	4,78	3,86	3,57
V/La							0,18	0,21	0,16
Cr/La							2,29	4,73	1,66
Cr/V	1,12	1,31	2,29	1,33	1,41	0,95	1,48	3,13	0,86
Cr/Ni	28,00	2,22	3,92	3,00	10,36	1,53	3,65	5,33	14,97
Cr/Sc	6,36	9,24	16,21	9,86	22,80	7,43	12,40	22,86	10,09
Rb/Sr	0,28	2,10	0,26	2,42	13,45	2,67	0,76	0,22	4,19
K/Rb	342,75	210,90	222,62	222,86	115,15	213,11	204,16	272,33	238,16
K/Ba	26,17	47,23	29,41	42,72	63,34	56,54	35,72	37,59	39,66
Zr/Y	13,47	10,40	14,21	13,80	7,57	12,05	21,18	36,30	3,80

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

DEC - Unidade Ra

	R. Qzfeldspáticas		Filitos		Xistos negros				Liditos					R. Cc
AMOSTRA	**MA 157**	**MA 158**	**MA 19**	**MA 67**	**MA 17**	**MA 225**	**AD 16**	**AD 17**	**AD 10**	**AD 15**	**AD 60**	**AD 62**	**AD 64**	**MA 156**
SiO2	80,96	76,54	67,10	64,12	73,21	64,38	59,92	77,31	91,06	98,71	96,64	93,59	92,96	65,96
Al2O3	7,83	8,10	17,33	18,28	13,35	19,10	21,32	8,21	3,49	0,10	0,79	0,75	0,78	14,75
Fe2O3	4,82	7,15	2,61	6,44	2,70	4,71	5,01	6,23	0,72	0,50	0,44	0,40	0,50	3,69
MnO	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,06	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,08
MgO	0,88	1,21	3,34	1,41	0,94	1,25	2,22	0,72	0,10	0,00	0,00	0,00	0,06	1,37
CaO	0,20	0,30	0,05	0,00	1,29	0,00	0,00	0,22	0,02	0,00	0,00	0,34	0,00	10,55
Na2O	1,12	0,86	0,27	0,30	2,25	0,33	1,10	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48
K2O	1,66	1,82	3,91	4,16	3,89	5,01	3,22	0,81	0,88	0,00	0,16	0,15	0,11	0,15
TIO2	0,45	0,45	0,22	0,88	0,48	0,77	0,93	0,30	0,11	0,00	0,02	0,03	0,08	0,51
P2O5	0,08	0,17	0,17	0,15	0,17	0,14	0,17	0,60	0,26	0,04	0,06	0,52	0,13	0,16
P.F.	1,68	1,79	4,65	3,96	1,41	3,91	5,70	5,34	3,22	0,49	1,79	4,12	4,65	1,71
Total	99,68	98,41	99,67	99,73	99,72	99,66	99,65	99,77	99,86	99,95	99,90	99,90	99,27	99,41
Sc	5	6	4,5	11,8	7,5	7	14,6	5,6	2,5	1	1	1	1,7	11,69
V	44	55	12	96	48	91,6	188	147	682	5	285	254	130	66
Cr	78	97	6	93	49	86,6	149	104	99	72	71	116	58	303
Co	5	8	9	11	6	7,08	6	16	4	4	4	5	5	9
Ni	21	26	29	54	14	27,2	17	47	11	10	5	12	13	71
Cu	15	26	39	30	10	13,2	30	187	20	5	9	<5	7	20
Zn	32	48	89	156	58	87,9	77	40	20	5	8	8	14	48
Be	1,29	1,29	2	2	2,2	3,28	2,4	<,5	1,2	<0,5	<,5	<,5	<,5	5,4
Ga	<5	<5	13	25	6	28,5	31	11	<5	<5	<5	<5	<5	10
As	***3***		***3***	***25***	***3***	***43***					***18***			***85***
Rb	74	99	117	155	107	177	136	32	35	0	11	11	10	10
Sr	76	67	23	44	230	50,6	118	<5	<5	<5	<5	<5	<5	408
Cs	***8***	***13***	***10***	***16***	***4***	***11***								
Ba	376	346	1287	613	794	998	924	308	271	5	84	61	60	295
Ta	***1***	***1***	***1***	***2***	***2***	1,43					***1***			***1***
Y	19	23	37	22	21	33,8	24	7	7	5	5	16		24
Zr	617	523	143	228	214	224	102	41	5	5	5	5		209
Nb	<5	<5	7	9	10	16,3	12	8	<5	<5	<5	<5	<5	5
W	***<4***	***<4***	***<4***	***<4***	5,2	1,97					***<4***			***600***
Sb	***0,4***	***0,3***	***0,7***	***0,5***	***0,6***	0,17					***0,9***			***1,5***
Au	***<5***	***<5***	***14***	***14***	***<5***	***<5***					***20***			***<5***
Th	***15***	***13***	***19***	***17***	***12***	***13***					***1,2***			***9,6***
U	***3,3***	***3***	***2,8***	***3,1***	***7,6***	***2,6***					***4,1***			***3***
Hf	***20***	***14***	***6***	***7,8***	***8,8***	***4***					***<0,5***			***6,3***
La	30,35	28,28				55,67								35,68
Ce	64,73	70,36				101,6								62,72
Pr						12,49								
Nd	27,16	30,39				51,48								30,56
Sm	6,01	7,7				10,1								5,83
Eu	1,17	1,56				2,01								1,22
Gd	5,1	6,9				7,61								4,58
Tb						1,13								
Dy	4,64	6,07				6,69								4,05
Ho						1,38								
Er	2,35	2,86				3,57								2,25
Tm						0,52								
Yb	2,52	2,77				3,43								2,29
Lu	0,43	0,45				0,55								0,36
CIW	85,57	87,47	98,19	98,39	79,04	98,30	95,09	97	99	100	100	69	100	57,21
Σ TR	144,46	157,34				258,23								149,54
Eu/Eu*	0,65	0,65				0,70								0,72
La/Sm (nC)	3,18	2,31				3,47								3,85
Gd/Yb (nC)	1,64	2,01				1,79								1,62
La/Yb (nC)	8,13	6,89				10,96								10,52
Th/Sc	3,00	2,17	4,22	1,44	1,60	1,86					1,20			0,82
Th/U	4,55	4,33	6,79	5,48	1,58	5,00					0,29			3,20
V/La	0,16	0,21				0,13								0,33
Cr/La	2,57	3,43				1,56								8,49
Cr/V	1,77	1,76	0,50	0,97	1,02	0,95	0,79	0,71	0,15	14,40	0,25	0,46	0,45	4,59
Cr/Ni	3,71	3,73	0,21	1,72	3,50	3,18	8,76	2,21	9,00	7,20	14,20	9,67	4,46	4,27
Cr/Sc	15,60	16,17	1,33	7,88	6,53	12,37	10,21	18,57	39,60	72,0	71,0	116,0	34,12	25,92
Rb/Sr	0,97	1,48	5,09	3,52	0,47	3,50	1,15	4,00	4,38	0,00	2,20	2,20	2,00	0,02
K/Rb	186,21	152,60	277,4	222,8	301,8	234,96	196,5	210,1	208,7	0,00	120,7	113,2	91,31	124,52
K/Ba	36,65	43,66	25,22	56,33	40,67	41,67	28,93	21,83	26,96	0,00	15,81	20,41	15,22	4,22
Zr/Y	32,47	22,74	3,86	10,36	10,19	6,63	4,25	5,86	0,71	1,00	1,00	0,31		8,71

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

	DEC - Unidade Cb					DEC - Unidade SE				
	Filito	Quartzofilitos			Quartzito	Filitos				R. Cc.
AMOSTRA	MA 125	MA 120	MA 133	MA 136	MA 132	MA 20	MA 22B	MA 129	MA 202	MA 22A
SiO2	64,77	82,56	78,99	71,53	92,50	58,29	46,82	53,82	53,14	67,96
Al2O3	19,17	8,89	10,48	15,38	4,69	18,78	26,77	23,35	23,87	14,10
Fe2O3	5,32	2,17	3,08	7,20	0,32	7,41	8,96	8,49	7,44	4,08
MnO	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,14	0,05	0,09	0,53
MgO	0,88	0,27	0,65	0,26	0,00	3,25	2,41	1,97	2,20	0,96
CaO	0,03	0,03	0,08	0,05	0,00	0,60	0,50	0,03	0,17	9,21
Na2O	0,38	0,64	0,85	0,10	0,02	1,04	0,96	0,68	0,62	0,64
K2O	4,41	2,17	2,83	2,33	1,16	6,37	7,80	5,48	5,40	0,13
TiO2	0,80	0,34	0,48	0,86	0,16	0,78	1,13	0,86	0,91	0,44
P2O5	0,10	0,08	0,11	0,13	0,00	0,22	0,24	0,16	0,21	0,17
P.F.	3,28	1,96	2,17	1,91	1,02	2,87	3,83	4,74	5,63	1,57
Total	99,21	99,11	99,75	99,75	99,87	99,67	99,56	99,63	99,68	99,79
Sc	13	4,1	6,6	12,3	1,3	19,2	19,5	16,5	11,3	10,3
V	89	31	56	62	11	112	127	115	123	75
Cr	104	97	66	72	53	105	142	112	118	221
Co	6	4	4	9	4	5	21	23	19,7	10
Ni	26	14	17	16	1	47	52	47	49,7	50
Cu	13	11	8	7	1	37	31	11	48,8	12
Zn	68	27	49	83	1	99	118	124	121	36
Be	3,7	1,1	1	2	1	2,9	3,9	3,4	4,7	1,7
Ga	22	13	10	12	1	28	37	27	36	18
As	*42*	*4*	*15*		*5*	*4*		*3*	1,69	*2*
Rb	179	73	87	122	44	225	293	192	233	9
Sr	173	69	39	75	24	44	98	75	109	213
Cs	*22*	*6*	*8*	*24*	*2*		*18*	*13*	*8*	*22*
Ba	609	432	450	344	217	955	1394	1110	777	18
Ta	*1*	*1*	*1*	*2*	*1*	*1*	*1*	*1*	1,6	*1*
Y	29	9	12	25	1	28	34	36	40,7	28
Zr	171	204	196	202	169	150	267	139	178	188
Nb	16	1	5	7	1	14	22	15	18,6	14
W	*<4*	*<4*	*<4*	*<4*	*<4*	*<4*	*<4*	*<4*	3,41	*10*
Sb	*0,7*	*0,6*	*0,5*	*0,4*	*0,3*	*0,6*	*0,6*	*2,6*	*0,6*	*2,7*
Au	*24*	*14*	*21*	*10*	*<5*	*11*	*33*	*13*	*<5*	*24*
Th	*24*	*11*	*13*	*17*	*7,2*	*1*	*28*	*23*	*22*	*12*
U	*4,6*	*2,7*	*3,7*	*3,9*	*1,6*	*5,3*	*6*	*2,5*	*3,8*	*2,8*
Hf	*5,9*	*6,6*	*6,9*	*8,5*	*7,5*	*<0,5*	*7,6*	*4,3*	*6,5*	*5,4*
La									64,16	
Ce									121,5	
Pr									14,32	
Nd									53,41	
Sm									9,89	
Eu									1,94	
Gd									7,92	
Tb									1,19	
Dy									7,18	
Ho									1,5	
Er									3,89	
Tm									0,55	
Yb									3,67	
Lu									0,55	
CIW	97,91	92,99	91,85	99,03	99,58	91,97	94,83	97,05	96,80	58,87
Σ TR									291,67	
Eu/Eu*									0,67	
La/Sm (nC)									4,08	
Gd/Yb (nC)									1,74	
La/Yb (nC)									11,80	
Th/Sc	1,85	2,68	1,97	1,38	5,54	0,05	1,44	1,39	1,95	1,17
Th/U	5,22	4,07	3,51	4,36	4,50	0,19	4,67	9,20	5,79	4,29
V/La									0,18	
Cr/La									1,84	
Cr/V	1,17	3,13	1,18	1,16	4,82	0,94	1,12	0,97	0,96	2,95
Cr/Ni	4,00	6,93	3,88	4,50	53,00	2,23	2,73	2,38	2,37	4,42
Cr/Sc	8,00	23,66	10,00	5,85	40,77	5,47	7,28	6,79	10,44	21,46
Rb/Sr	1,03	1,06	2,23	1,63	1,83	5,11	2,99	2,56	2,14	0,04
K/Rb	204,51	246,76	270,02	158,54	218,84	235,01	220,98	236,92	192,38	119,90
K/Ba	60,11	41,70	52,20	56,22	44,37	55,37	46,45	40,98	57,69	59,95
Zr/Y	5,90	22,67	16,33	8,08	169,00	5,36	7,85	3,86	4,37	6,71

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

DEC - Unidade SE

	Quartzofilito		Rochas quartzo-feldspáticas (listrados)								
AMOSTRA	MA 16	MA 77	MA 22	MA 24	MA 110	MA 201	MA 203	MA 223	MA 223A	MA 224	MA 226
SiO2	70,42	72,84	78,05	72,96	71,62	65,90	77,58	65,14	77,47	71,60	70,15
Al2O3	14,94	14,06	10,73	12,35	13,88	15,71	11,81	16,85	12,59	14,67	15,26
Fe2O3	4,54	4,64	2,77	3,42	4,19	5,66	2,17	6,02	1,42	3,68	4,47
MnO	0,05	0,00	0,05	0,13	0,03	0,04	0,03	0,06	0,00	0,00	0,06
MgO	1,60	0,64	0,68	0,88	1,37	1,83	0,74	2,00	0,36	0,95	1,15
CaO	0,25	0,00	0,78	2,31	0,59	0,28	0,09	0,15	0,05	0,03	0,16
Na2O	0,65	0,15	3,29	3,70	1,38	2,58	2,71	1,12	3,25	2,42	1,01
K2O	3,77	3,54	1,48	0,88	3,89	4,75	2,11	4,26	2,38	3,53	4,15
TIO2	0,66	0,68	0,48	0,52	0,59	0,72	0,39	0,67	0,50	0,61	0,63
P2O5	0,22	0,08	0,13	0,16	0,22	0,22	0,06	0,13	0,11	0,11	0,12
P.F.	2,63	3,13	0,95	0,81	1,96	2,05	2,09	3,31	1,78	2,14	2,59
Total	99,73	99,76	99,39	98,12	99,72	99,74	99,78	99,71	99,91	99,75	99,75
Sc	12,5	8,3	5,9	7	7,5	6,5	3,2	7	2,5	4,3	5
V	48	75	41	31	61	77,3	40,2	83,8	41,3	63	67,8
Cr	49	79	41	34	73	78,2	40,6	84,9	51,8	63,2	82,2
Co	11	6	7	8	8	14,4	4,56	14,3	2,45	4,72	4,99
Ni	14	21	10	11	17	31,8	14,3	35,9	6,74	15	24,4
Cu	21	16	8	15	16	19,2	9,77	25	8,98	18,4	9,09
Zn	88	69	42	60	64	72,1	43,2	80,1	22,9	75,5	51,4
Be	1,7	1,2	1,2	2,5	1,7	2,82	2,06	2,41	2,09	2,38	2,96
Ga	6	13	16	8	15	23,2	15	24,3	15,6	19,6	20,5
As	*3*	*26*	*2*	*10*	*4*	*15*	*13*	0,69	*7*	*5*	*19*
Rb	121	118	60	6	148	164	86,8	159	75,3	136	157
Sr	87	37	104	175	71	62,2	56,6	49	84,4	61,9	37,5
Cs	*8*	*10*	*5*	*4*	*15*	*14*	*4*	*5*	2,55	*3*	*22*
Ba	835	736	350	409	616	718	405	768	500	710	603
Ta	*1*	*1*	*2*	*1*	*2*	1,27	0,85	1,17	1,1	1,18	1,22
Y	29	11	23	18	19	22,2	17,3	25,1	16,6	20	21,2
Zr	196	227	405	287	201	206	226	157	305	221	211
Nb	10	7	11	10	7	15,2	9,33	13,6	11,6	13,1	12,9
W	*<4*	*<4*	2,5	*<4*	*<4*	1,83	1,7	2	1,67	1,61	2,52
Sb		*0,9*	*0,8*	*0,4*	*1,3*	*0,5*	*0,4*	*0,8*	*1,7*	*1,6*	*0,3*
Au	*12*	*13*	*7*	*5*	*<5*	*<5*	*9*	*<5*	*<5*	*<5*	*<5*
Th	*12*	*15*	*19*	*12*	*17*	*13*	*11*	*9,3*	*8,8*	*8,8*	*9,4*
U	*3,3*	*3,8*	*0,5*	*2,4*	*3,9*	*3,6*	*2,7*	*1,5*	*2,3*	*0,5*	*2,6*
Hf	*6,8*	*8,7*	*17*	*9,4*	*9,7*	*7,6*	*7,9*	*3*	*6*	*4*	*4*
La						28,16	19,88	35,69	38,77	36,11	35,73
Ce						53,41	42,17	66,08	70,17	68,42	70,19
Pr						6,42	4,73	8,02	7,82	7,47	8,03
Nd						24,36	17,57	30,61	28,51	28,58	30,49
Sm						4,94	3,44	5,6	4,84	5,52	6,16
Eu						1,02	0,8	1,14	1,01	1,2	1,12
Gd						3,86	2,93	4,83	3,44	4,43	4,6
Tb						0,6	0,43	0,74	0,53	0,66	0,71
Dy						3,72	2,73	4,31	3,1	3,53	3,71
Ho						0,85	0,64	0,96	0,65	0,75	0,83
Er						2,17	1,583	2,35	1,86	2,02	2,16
Tm						0,33	0,238	0,39	0,29	0,31	0,32
Yb						2,13	1,601	2,49	1,88	2,06	2,19
Lu						0,29	0,27	0,37	0,31	0,33	0,38
CIW	94,32	98,94	72,50	67,27	87,57	84,60	80,84	92,99	79,23	85,69	92,88
Σ TR						132,26	99,01	163,58	163,18	161,39	166,62
Eu/Eu*						0,71	0,77	0,67	0,76	0,74	0,64
La/Sm (nC)						3,59	3,64	4,01	5,04	4,12	3,65
Gd/Yb (nC)						1,46	1,48	1,57	1,48	1,74	1,70
La/Yb (nC)						8,92	8,38	9,67	13,92	11,83	11,01
Th/Sc	0,96	1,81	3,22	1,71	2,27	2,00	3,44	1,33	3,52	2,05	1,88
Th/U	3,64	3,95	38,00	5,00	4,36	3,61	4,07	6,20	3,83	17,60	3,62
V/La						0,23	0,16	0,20	0,06	0,12	0,14
Cr/La						2,78	2,04	2,38	1,34	1,75	2,30
Cr/V	1,02	1,05	1,00	1,10	1,20	1,01	1,01	1,01	1,25	1,00	1,21
Cr/Ni	3,50	3,76	4,10	3,09	4,29	2,46	2,84	2,36	7,69	4,21	3,37
Cr/Sc	3,92	9,52	6,95	4,86	9,73	12,03	12,69	12,13	20,72	14,70	16,44
Rb/Sr	1,39	3,19	0,58	0,03	2,08	2,64	1,53	3,24	0,89	2,20	4,19
K/Rb	258,63	249,03	204,76	1217	218,18	240,43	201,79	222,40	262,37	215,46	219,42
K/Ba	37,48	39,93	35,10	17,86	52,42	54,92	43,25	46,04	39,51	41,27	57,13
Zr/Y	6,76	20,64	17,61	15,94	10,58	9,28	13,06	6,25	18,37	11,05	9,95

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

	UNIDADE DE SANTA COMBA - SC								CXG	
	Quartzofilitos				Micaxistos				Xistos	
AMOSTRA	MA 138	MA 139	MA 144	MA 197	MA 140	MA 192	MA 196	MA 198	MA 216	MA 217
SiO2	77,28	76,31	76,37	68,04	56,95	66,11	65,43	54,15	62,65	58,40
Al2O3	10,85	13,38	10,08	13,38	21,07	17,50	17,85	23,21	18,42	19,04
Fe2O3	3,77	2,70	8,19	10,88	8,69	5,51	5,58	8,03	6,62	8,44
MnO	0,06	0,03	0,02	0,06	0,05	0,00	0,04	0,17	0,08	0,10
MgO	0,96	0,52	0,30	0,49	1,35	1,45	1,18	2,06	2,08	2,88
CaO	0,86	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,17	0,23	0,13	0,34
Na2O	0,19	0,25	0,08	0,11	0,26	0,33	0,33	0,87	0,92	1,60
K2O	2,25	3,65	1,85	1,91	5,19	4,40	5,37	6,82	3,99	3,99
TiO2	0,85	0,60	0,59	0,70	1,02	0,85	0,72	0,83	0,85	0,85
P2O5	0,13	0,10	0,13	0,15	0,17	0,15	0,30	0,21	0,10	0,12
P.F.	2,43	2,15	2,21	4,08	4,85	3,40	2,78	3,18	3,90	4,00
Total	99,63	99,69	99,82	99,80	99,64	99,71	99,75	99,76	99,74	99,76
Sc	6,3	5,08	6,9	8,3	14,5	8,3	8,6	10,6	8,8	9,1
V	40	39	62	72,5	113	87,5	85,4	116	115	112
Cr	110	56	70	86,4	123	90	80,5	121	102	106
Co	6	5	7	12,4	9	11,3	2,12	17,7	17	19
Ni	19	13	26	35,9	32	35,3	10,9	44,2	37,9	47,9
Cu	5	7	22	20,1	42	10,6	4,71	31	30,6	14,8
Zn	55	36	57	99	106	89,6	2,7	108	101	121
Be	2,4	0,6	2	2,3	2	2,46	6,2	2,73	3,43	3,16
Ga	5	11	9	21,7	24	25,8	26	34,8	27,3	28,6
As	*2*		*13*	2,85		2,3	*170*	*14*	*19*	0,35
Rb	103	127	94	120	238	224	1318	264	187	198
Sr	154	138	26	12,9	45	94,3	22,5	170	75,8	91,1
Cs	*17*		*13*	*17*	*19*	*12*	*250*	*24*	*6*	*6*
Ba	400	702	346	343	1126	878	631	783	585	667
Ta	*2*		*1*	1,39	*2*	1,6	1,46	1,5	1,55	1,5
Y	38	22	23	35,1	42	35,4	26	29,2	25,9	35,1
Zr	1000	522	212	233	193	248	224	128	147	133
Nb	18	5	11	15,2	20	17,1	16,3	17,5	16,8	16,4
W	*<4*		*<4*	1,13	*5*	3,25	7,01	4,39	2,5	2,28
Sb	*0,3*		*0,3*	*0,3*	*0,4*	0,11	0,15	*0,5*	*0,4*	0,28
Au	*8*		*12*	*6*	*13*	*<5*	*<5*	*35*	*5*	*<5*
Th	*47*		*14*	*19*	*23*	*21*	*16*	*23*	*15*	*15*
U	*7,9*		*6*	*4,6*	*5,2*	*4,1*	*4,4*	*5,1*	*3,7*	*3,1*
Hf	*42*		*7,5*	*9,3*	*7,7*	*9,8*	*7,7*	*5,4*	*4*	*3*
La				72,3		51,48	48,83	61,12	46,75	69,18
Ce				115,3		104,4	96,77	120,9	88,32	93,56
Pr				16,21		11,69	10,18	13,95	10,45	13,93
Nd				60,24		44,53	38,64	50,39	38,52	52,48
Sm				11,8		8,07	6,84	9	7,02	9,57
Eu				2,33		1,6	1,4	1,61	1,49	2,03
Gd				9,68		6,73	5,73	6,31	5,8	8,01
Tb				1,43		1,08	0,84	0,93	0,83	1,17
Dy				7,5		6,48	4,85	5,37	5,03	6,78
Ho				1,44		1,35	0,98	1,1	1,05	1,3
Er				3,44		3,38	2,46	2,76	2,71	3,04
Tm				0,55		0,52	0,42	0,42	0,4	0,48
Yb				3,62		3,54	2,7	2,98	2,81	3
Lu				0,56		0,58	0,45	0,43	0,42	0,47
CIW	91,18	98,17	99,21	99,18	98,60	98,15	97,28	95,48	94,61	90,75
Σ TR				306,40		245,43	221,09	277,27	211,60	265,00
Eu/Eu*				0,67		0,66	0,68	0,65	0,71	0,71
La/Sm (nC)				3,86		4,02	4,49	4,28	4,19	4,55
Gd/Yb (nC)				2,16		1,54	1,72	1,71	1,67	2,16
La/Yb (nC)				13,48		9,82	12,21	13,84	11,23	15,57
Th/Sc	7,46	0,00	2,03	2,29	1,59	2,53	1,86	2,17	1,70	1,65
Th/U	5,95		2,33	4,13	4,42	5,12	3,64	4,51	4,05	4,84
V/La				0,11		0,16	0,18	0,17	0,19	0,13
Cr/La				1,20		1,75	1,65	1,98	2,18	1,53
Cr/V	2,75	1,44	1,13	1,19	1,09	1,03	0,94	1,04	0,89	0,95
Cr/Ni	5,79	4,31	2,69	2,41	3,84	2,55	7,39	2,74	2,69	2,21
Cr/Sc	17,46	11,02	10,14	10,41	8,48	10,84	9,36	11,42	11,59	11,65
Rb/Sr	0,67	0,92	3,62	9,30	5,29	2,38	58,58	1,55	2,47	2,17
K/Rb	181,33	238,57	163,37	132,12	181,02	163,06	33,82	214,44	177,12	167,28
K/Ba	46,69	43,16	44,38	46,22	38,26	41,60	70,64	72,30	56,62	49,66
Zr/Y	26,32	23,73	9,22	6,64	4,60	7,01	8,62	4,38	5,68	3,79

Tabela A.II.2 – Resultados analíticos; tabela principal

GONDIÃES - Go

	Micaxistos												R. Cc.
AMOSTRA	MA 1	MA 2	MA 3	MA 4	MA 5	MA 8	MA 9	MA 10	MA 11	MA 12	MA 30	MA 35	MA 10A
SiO2	64,62	73,54	59,79	58,10	62,29	65,21	68,00	56,79	59,28	79,60	54,25	55,89	56,25
Al2O3	17,07	12,73	19,73	19,85	19,39	13,55	15,23	13,30	22,21	10,96	26,31	22,63	13,23
Fe2O3	6,95	2,91	7,44	9,64	5,00	13,11	7,11	12,60	8,41	3,20	5,90	7,13	13,01
MnO	0,03	0,03	0,11	0,17	0,00	0,13	0,04	0,12	0,12	0,12	0,06	0,06	0,20
MgO	1,36	0,71	1,91	2,49	0,81	1,18	1,58	4,74	0,64	0,61	0,94	1,75	4,87
CaO	0,14	0,15	0,17	0,19	0,03	0,58	0,05	2,72	0,19	0,03	0,11	0,08	7,34
Na2O	0,60	2,50	0,96	0,81	0,30	1,86	0,43	1,64	0,54	0,27	0,32	0,68	0,56
K2O	4,55	3,70	4,77	4,50	5,16	2,34	4,29	1,72	5,19	2,90	5,83	6,33	0,00
TIO2	0,89	0,48	0,88	0,86	0,96	0,79	0,80	3,29	0,86	0,44	1,12	0,96	3,74
P2O5	0,19	0,13	0,16	0,14	0,15	0,25	0,12	0,36	0,22	0,10	0,19	0,17	0,34
P.F.	2,75	1,58	2,77	2,53	4,75	0,77	2,30	2,48	2,28	1,96	5,14	3,87	0,16
Total	99,15	98,46	98,69	99,28	98,84	99,77	99,95	99,76	99,94	100,19	100,17	99,55	99,70
Sc	16,5	7,5	16,79	18,7	16,2	15,3	14,1	28	19,6	6,5	22,7	20,79	25,5
V	92	49	101	106	109	88	87	244	117	36	140	124	275
Cr	93	48	98	106	97	77	73	254	117	37	135	121	423
Co	<5	2	20	24	9	20	4,5	33	17	4	5	13	35
Ni	41	13	45	66	31	62	33	295	64	22	13	31	166
Cu	11	12	90	35	12	26	16	35	7	10	58	28	33
Zn	109	60	117	141	68	140	103	142	102	46	114	96	134
Be	3,5	1,7	3,2	1,7	4,8	3,7	4	1,79	2,29	1,39	5,5	4	1,7
Ga	28	24	29	35	29	22	18	14	26	12	21	21	18
As	*45*	*85*		*0,2*	*56*		*100*	*4*	*3*	*13*	*13*	*33*	
Rb	324	132	196	225	147	112	243	71	272	145	231	508	5
Sr	65	74	120	101	34	227	50	138	144	94	51	62	286
Cs		*12*		*16*	*13*	*17*	*88*	*32*	*38*	*47*	*13*	*91*	
Ba	629	814	503	477	942	424	579	302	6,7	337	1014	757	5
Ta	*2*	*2*		*1*	*2*	*1*	*2*	*1*	*1*	*2*	*2*	*2*	*2*
Y	40	19	32	32	31	41	31	40	37	18	26	34	33
Zr	223	193	168	144	275	208	189	364	141	237	157	183	423
Nb	18	11	20	18	17	14	16	35	15	5	21	18	41
W	*8*	*<4*		2,1	*6*	*<4*	4,3	*<4*	*<4*	*4*	*13*	*5*	*<4*
Sb	*1,7*			*0,4*		*0,3*	*1,2*	*0,4*	*0,6*	*1,2*	*0,3*		
Au	*31*	*31*		*34*	*16*	*19*	*17*	*16*	*13*	*33*	*<5*	*<5*	*26*
Th	*16*	*11*		*17*	*20*	*14*	*15*	*8*	*17*	*13*	*21*	*27*	*7,4*
U	*2,9*	*3,1*		*3,9*	*4,9*	*3,6*	*3,1*	*1,9*	*4,5*	*3,7*	*4,9*	*5,6*	*2,3*
Hf	*6,8*	*6,7*		*5,1*	*10*	*5,8*	*6,6*	*12*	*4,6*	*8,2*	*4*	*7,7*	*12*
La													
Ce													
Pr													
Nd													
Sm													
Eu													
Gd													
Tb													
Dy													
Ho													
Er													
Tm													
Yb													
Lu													
CIW	95,85	82,77	94,58	95,20	98,33	84,74	96,94	75,31	96,82	97,34	98,39	96,75	62,61
Σ TR													
Eu/Eu*													
La/Sm (nC)													
Gd/Yb (nC)													
La/Yb (nC)													
Th/Sc	0,97	1,47	0,00	0,91	1,23	0,92	1,06	0,29	0,87	2,00	0,93	1,30	0,29
Th/U	5,52	3,55		4,36	4,08	3,89	4,84	4,21	3,78	3,51	4,29	4,82	3,22
V/La													
Cr/La													
Cr/V	1,01	0,98	0,97	1,00	0,89	0,88	0,84	1,04	1,00	1,03	0,96	0,98	1,54
Cr/Ni	2,27	3,69	2,18	1,61	3,13	1,24	2,21	0,86	1,83	1,68	10,38	3,90	2,55
Cr/Sc	5,64	6,40	5,84	5,67	5,99	5,03	5,18	9,07	5,97	5,69	5,95	5,82	16,59
Rb/Sr	4,98	1,78	1,63	2,23	4,32	0,49	4,86	0,51	1,89	1,54	4,53	8,19	0,02
K/Rb	116,57	232,68	202,02	166,02	291,38	173,43	146,55	201,09	158,39	166,02	209,50	103,44	0,00
K/Ba	60,05	37,73	78,72	78,31	45,47	45,81	61,50	47,28	6430,18	71,43	47,73	69,41	0,00
Zr/Y	5,58	10,16	5,25	4,50	8,87	5,07	6,10	9,10	3,81	13,17	6,04	5,38	12,82

Tabela A.II.3 – Resultados analíticos de TR do Canadá

Tabela A.II.3 – Resultados de TR analisadas no Canadá

DETM - Unidade FN

	Quartzofilitos				Liditos					
AMOSTRA	MA 199	MA 221	AD 31	AD 59	AD 11	AD 12	AD 13	AD 18	AD 20	AD 26
La	50	27		40	10			3		11
Ce	100	52		58	25			4		16
Nd	39	22		43	12					12
Sm	6,8	3,5		8,5	2,4			0,6		3,1
Eu	2	0,9		3	0,8			0,2		0,9
Tb	1,4	0,5		0,5	0,7			0,5		0,8
Yb	5,36	2,4		8,97	2,42			0,61		2,91
Lu	0,89	0,43		1,32	0,35			0,1		0,46
Soma TR	205,45	108,73		163,29	53,67			9,01		47,17
La/Yb (nC)	6,30	7,59		3,01	2,79			3,32		2,55
La/Sm (nC)	4,63	4,86		2,96	2,62			3,15		2,23

DETM - Unidade Cu

	Filitos e xistos verdes													
AMOSTRA	MA 26	MA 61	MA 117	MA 118	MA 150	MA 152	MA 155	MA 160	MA 163	MA 164	MA 204	MA 218	MA 219	MA 220
La	97	47	63	66	66	32	64	91	54	8	26	61	48	39
Ce	170	72	130	120	110	45	120	120	110	23	47	120	91	79
Nd	64	24	41	48	39	11	38	64	37	7	17	52	38	29
Sm	11	4,9	8,9	9	7,2	2,8	8	12	7,1	1,7	3,3	7,9	6,2	5,2
Eu	2,5	1,1	2	1,9	1,6	0,7	1,8	3,3	1,8	0,6	1	1,8	1,4	1,2
Tb	0,5	0,5	0,5	1,3	0,5	0,5	1,3	2,5	1,8	0,5	0,5	1,2	0,9	1
Yb	5,48	3,97	5,94	4,24	3,85	3,01	4,82	5,9	3,68	4,25	3,89	3,4	2,8	2,5
Lu	0,81	0,69	0,95	0,7	0,69	0,51	0,8	0,97	0,56	0,64	0,62	0,56	0,39	0,33
Soma TR	351,29	154,16	252,29	251,14	228,84	95,52	238,72	299,67	215,94	45,69	99,31	247,86	188,69	157,23
La/Yb (nC)	11,95	7,99	7,16	10,51	11,57	7,18	8,96	10,41	9,90	1,27	4,51	12,11	11,57	10,53
La/Sm (nC)	5,55	6,04	4,46	4,62	5,77	7,20	5,04	4,77	4,79	2,96	4,96	4,86	4,87	4,72

DETM - Unidade Cu

	Gresofilitos							Quartzofilitos			Xistos silicificados		
AMOSTRA	MA 59	MA 126	MA 128	MA 149	MA 159	MA 165	MA 220A	MA 146	MA 167	MA 181	MA 127	MA 147	MA 180
La	59	69	86	69	78	69	29	50	54	20	2	2	7
Ce	110	130	160	110	130	120	56	92	110	44	3	5	12
Nd	37	49	68	37	43	44	27	28	41	21	5	5	7
Sm	7,4	11	14	7,7	8,6	8	3,7	5,5	6,1	3,8	0,4	0,4	0,9
Eu	2	2,9	3,6	1,8	2	2	0,9	1,8	1,5	1,1	0,2	0,2	0,3
Tb	0,5	2,5	2,7	1,2	0,5	1,4	0,5	0,5	0,9	0,8	0,5	0,5	0,5
Yb	3,94	5,91	6,77	4,44	4,61	6,02	2	3,14	4,87	3,1	0,25	0,6	0,49
Lu	0,59	0,97	1,03	0,64	0,77	0,93	0,32	0,49	0,81	0,5	0,05	0,05	0,06
Soma TR	220,43	271,28	342,10	231,78	267,48	251,35	119,42	181,43	219,18	94,30	11,40	13,75	28,25
La/Yb (nC)	10,11	7,88	8,57	10,49	11,42	7,74	9,79	10,75	7,48	4,35	5,40	2,25	9,64
La/Sm (nC)	5,02	3,95	3,87	5,64	5,71	5,43	4,93	5,72	5,57	3,31	3,15	3,15	4,90

DETM - Unidade Cu - T

	Filitos e xistos verdes									Sª da Guia		
AMOSTRA	MA 169	MA 171	MA 173	MA 174	MA 183	MA 187	MA 208	MA 211	MA 215	MA 185	MA 190	MA 212
La	59	66	180	73	69	59	46	59	47	41	35	27
Ce	120	120	180	140	130	120	82	100	86	93	74	53
Nd	47	39	110	60	46	42	33	38	37	28	28	21
Sm	7	7,5	17	9,1	7,7	6,7	6	6,8	6,2	6,1	5,4	4,7
Eu	1,8	2	4	2,2	2,2	1,7	1,2	1,5	1,5	1,5	1,3	0,9
Tb	0,5	0,5	2	1,3	1,3	1,3	0,5	1	1,2	0,5	0,9	0,6
Yb	4,29	4,56	6,06	5,83	4,73	3,99	2,7	2,9	3,1	2,96	2,36	1,6
Lu	0,68	0,72	0,87	0,94	0,82	0,71	0,41	0,45	0,47	0,44	0,34	0,23
Soma TR	240,27	240,28	499,93	292,37	261,75	235,40	171,81	209,65	182,47	173,50	147,30	109,03
La/Yb (nC)	9,28	9,77	20,05	8,45	9,85	9,98	11,50	13,73	10,23	9,35	10,01	11,39
La/Sm (nC)	5,31	5,54	6,67	5,05	5,64	5,54	4,83	5,46	4,77	4,23	4,08	3,62

Tabela A.II.3 – Resultados de TR analisadas no Canadá

DEC - Unidade AC

	Rochas quartzo-feldspáticas (listrados)								Filito
AMOSTRA	MA 36	MA 121	MA 122	MA 123	MA 130	MA 145	MA 161	MA 162	MA 222
La	41,00	48	48	41	39	48	31	34	39
Ce	74,00	86	90	84	87	83	56	67	74
Nd	29,00	33	33	25	27	31	19	22	35
Sm	5,10	5,8	5,4	6,1	5,4	5,3	3,3	5,2	5,3
Eu	1,2	1,5	1,4	1,4	1,5	1,1	0,9	1,5	1,2
Tb	0,7	1,1	0,5	0,5	1,5	0,5	0,5	1	0,5
Yb	2,1	4,15	2,86	3,44	4,11	2,96	1,91	4,25	2,5
Lu	0,37	0,63	0,52	0,53	0,64	0,57	0,34	0,74	0,37
Soma TR	153,47	180,18	181,68	161,97	166,15	172,43	112,95	135,69	157,87
La/Yb (nC)	19,52	7,81	11,33	8,04	6,40	10,95	10,96	5,40	10,53
La/Sm (nC)	8,04	5,21	5,60	4,23	4,55	5,70	5,91	4,12	4,63

DEC - Unidade Ra

	R. QF		Filitos		Xistos negros				Liditos					R. Cc
AMOSTRA	MA 157	MA 158	MA 19	MA 67	MA 17	MA 225	AD 16	AD 17	AD 10	AD 15	AD 60	AD 62	AD 64	MA 156
La	36	30	37	47	42	40					7			43
Ce	73	68	86	81	75	69					9			63
Nd	24	19	36	23	27	26					6			27
Sm	5,5	6	6,7	5,4	5,3	5,9					1,2			4,8
Eu	1,4	1,5	1	1,4	1,5	1,3					0,4			1,3
Tb	0,9	1,4	1,5	0,9	0,5	1					0,5			0,5
Yb	3,73	3,45	5,58	3,82	3,75	2,8					1,35			3,05
Lu	0,63	0,56	0,8	0,65	0,54	0,42					0,21			0,53
Soma TR	145,16	129,91	174,6	163,2	155,6	146,42					25,66			143,18
La/Yb (nC)	6,51	5,87	4,48	8,30	7,56	9,64					3,50			9,52
La/Sm (nC)	4,12	3,15	3,48	5,48	4,99	4,27					3,67			5,64

DEC - Unidade Cb

	Filito	Quartzofilitos			Quartzito
AMOSTRA	MA 125	MA 120	MA 133	MA 136	MA 132
La	68	29	28	53	15
Ce	140	56	59	110	33
Nd	42	17	23	39	12
Sm	8,1	3,5	3,8	8	2,1
Eu	2	1	0,8	1,7	0,7
Tb	1,6	0,5	0,5	1,9	0,5
Yb	4,81	2,2	2,52	4,85	1,31
Lu	0,88	0,35	0,43	0,76	0,23
Soma TR	267,39	109,55	118,05	219,21	64,84
La/Yb (nC)	9,54	8,90	7,50	7,38	7,73
La/Sm (nC)	5,29	5,22	4,64	4,17	4,50

DEC - Unidade SE

	Filitos				R. Cc.
AMOSTRA	MA 20	MA 22B	MA 129	MA 202	MA 22A
La	5	96	88	71	41
Ce	9	180	150	140	74
Nd	5	58	54	53	22
Sm	1	11	12	8,3	5,1
Eu	0,4	2,5	3,1	2,2	1,3
Tb	0,5	0,5	2,2	1,4	1,3
Yb	1,37	5,52	5,94	5,8	4,45
Lu	0,21	0,9	0,92	1	0,62
Soma TR	22,48	354,42	316,16	282,70	149,77
La/Yb (nC)	2,46	11,74	10,00	8,26	6,22
La/Sm (nC)	3,15	5,49	4,62	5,39	5,06

DEC - Unidade SE

	Quartzofilito		Rochas quartzo-feldspáticas (listrados)								
AMOSTRA	MA 16	MA 77	MA 22	MA 24	MA 110	MA 201	MA 203	MA 223	MA 223A	MA 224	MA 226
La	44	17	52	35	52	33	23	26	26	26	26
Ce	81	34	100	62	100	65	49	48	46	51	50
Nd	25	14	32	21	39	25	21	19	13	20	19
Sm	5,6	2,2	6,3	3,6	7,2	4	2,9	3,5	2,8	3,3	3,5
Eu	1,3	0,6	1,4	1	1,6	1,2	0,9	0,9	0,7	0,7	0,7
Tb	0,9	0,5	1,2	0,5	0,5	1,1	0,8	0,5	0,5	0,5	0,5
Yb	3,59	3,02	4,37	2,5	4,09	2,88	2,38	2	1,4	1,5	1,7
Lu	0,61	0,52	0,67	0,4	0,65	0,6	0,43	0,32	0,22	0,26	0,31
Soma TR	162,00	71,84	197,94	126,00	205,04	132,78	100,41	100,22	90,62	103,26	101,71
La/Yb (nC)	8,27	3,80	8,03	9,45	8,58	7,73	6,52	8,77	12,54	11,70	10,32
La/Sm (nC)	4,95	4,87	5,20	6,12	4,55	5,19	4,99	4,68	5,85	4,96	4,68

Tabela A.II.3 – Resultados de TR analisadas no Canadá

UNIDADE DE SANTA COMBA - SC									CXG	
	Quartzofilitos				Micaxistos				Xistos	
AMOSTRA	MA 138	MA 139	MA 144	MA 197	MA 140	MA 192	MA 196B	MA 198	MA 216	MA 217
La	*82*		*38*	*81*	*95*	*62*	*48*	*73*	*39*	*62*
Ce	*150*		*71*	*130*	*150*	*130*	*97*	*150*	*67*	*77*
Nd	*45*		*21*	*58*	*58*	*43*	*37*	*48*	*23*	*44*
Sm	*9,8*		*5,2*	*9,7*	*12*	*7,3*	*5,5*	*7,8*	*4,8*	*7,1*
Eu	*2.7*		*1,3*	*2,7*	*2,8*	*2*	*1,5*	*1,8*	*1,2*	*1,6*
Tb	*1.8*		*1,1*	*1,4*	*2*	*1,5*	*1,5*	*0,9*	*0,8*	*1*
Yb	*7,44*		*3,67*	*4,98*	*6,76*	*5,56*	*3,17*	*4,46*	*2,5*	*2,9*
Lu	*1,29*		*0,59*	*0,82*	*1,05*	*0,94*	*0,57*	*0,75*	*0,39*	*0,47*
Soma TR			141,86	288,60	327,61	252,30	194,24	286,71	138,69	196,07
La/Yb (nC)			6,99	10,98	9,49	7,53	10,22	11,05	10,53	14,43
La/Sm (nC)			4,60	5,26	4,98	5,35	5,49	5,89	5,12	5,50

GONDIÃES - Go													
	Micaxistos												R. Cc.
AMOSTRA	MA 1	MA 2	MA 3	MA 4	MA 5	MA 8	MA 9	MA 10	MA 11	MA 12	MA 30	MA 35	MA 10A
La	*49*	*36*		*57*	*56*	*38*	*52*	*46*	*63*	*37*	*59*	*71*	*37*
Ce	*93*	*66*		*97*	*110*	*76*	*98*	*91*	*110*	*65*	*100*	*130*	*70*
Nd	*27*	*18*		*32*	*35*	*27*	*34*	*39*	*32*	*23*	*32*	*60*	*31*
Sm	*6,9*	*4*		*6,3*	*6,9*	*6,8*	*6,6*	*9*	*7,2*	*4*	*6,6*	*9,6*	*7*
Eu	*1,6*	*1*		*1,4*	*1,8*	*2*	*1,6*	*2,8*	*1,8*	*1,2*	*1,5*	*2,1*	*2,4*
Tb	*1,4*	*0,5*		*1,2*	*1*	*1,9*	*1,3*	*0,7*	*1,2*	*0,5*	*0,5*	*2*	*0,6*
Yb	*3,92*	*2,42*		*3,69*	*4,31*	*4,18*	*3,79*	*4,08*	*4,32*	*2,64*	*3,43*	*5,11*	*3,89*
Lu	*0,66*	*0,38*		*0,6*	*0,69*	*0,64*	*0,65*	*0,61*	*0,71*	*0,44*	*0,61*	*0,88*	*0,64*
Soma TR	183,48	128,30		199,19	215,70	156,52	197,94	193,19	220,23	133,78	203,64	280,69	152,53
La/Yb (nC)	8,44	10,04		10,43	8,77	6,14	9,26	7,61	9,84	9,46	11,61	9,38	6,42
La/Sm (nC)	4,47	5,67		5,70	5,11	3,52	4,96	3,22	5,51	5,82	5,63	4,66	3,33

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das médias por litologia e por unidade

Quer no cálculo das médias aritméticas, quer no cálculo das médias ponderadas, não foram considerados os valores fortemente anómalos de alguns elementos, em amostras que apresentavam para os restante elementos valores dentro de uma gama de variação não anómala. Assim, não foram tidos em conta os seguintes elementos /amostra:

- terras raras nas amostras MA 173 e MA 164, por terem respectivamente anomalias fortemente positivas e fortemente negativas, sobretudo em TRL;
- o As nas amostras MA 36 e MA 122 cujos valores eram respectivamente 5.100 ppm e 200 ppm.

Os factores de ponderação, utilizados no cálculo das médias ponderadas, equivalentes à percentagem em volume que cada litologia representa em cada uma das unidades litoestratigráficas, bem assim como a estimativa da percentagem relativa do volume de cada uma das unidades no respectivo domínio estrutural, correspondem às percentagens apresentadas na Tabela IV 2.

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das médias

Cálculo das Médias Ponderadas/UNIDADE

Domínio	DETM						
Tipo média	Arit.	Arit.	Pond.	Arit.	Arit.	Arit.	Pond.
Unidade	FN		FN	Cu			Cu
FP(% Vol)	0,30	0,70		0,55	0,40	0,05	
Litologia	Qzfilitos	Liditos		Filitos	Gresofilitos	Qzfilitos	
SiO2	80,20	96,05	**91,29**	55,83	65,75	81,44	**61,08**
Al2O3	8,83	0,84	**3,24**	22,05	17,29	7,81	**19,43**
Fe2O3	3,67	0,36	**1,36**	8,22	6,55	4,71	**7,38**
MnO	0,02	0,00	**0,01**	0,18	0,03	0,02	**0,11**
MgO	0,44	0,01	**0,14**	1,98	1,45	0,79	**1,71**
CaO	0,02	0,00	**0,01**	0,08	0,06	0,02	**0,07**
Na2O	0,36	0,00	**0,11**	0,84	0,65	0,04	**0,72**
K2O	2,13	0,23	**0,80**	4,88	3,48	1,84	**4,17**
TIO2	0,58	0,02	**0,19**	0,92	0,89	0,68	**0,89**
P2O5	0,11	0,07	**0,08**	0,16	0,13	0,05	**0,14**
Ba	675,00	253,43	**379,90**	820,81	617,80	355,00	**716,32**
Rb	59,93	9,14	**24,38**	226,43	165,25	62,30	**193,75**
Sr	53,60	7,57	**21,38**	98,69	72,07	30,65	**84,64**
La	39,00	7,50	**16,95**	58,53	62,90	37,00	**59,20**
Ce	70,00	15,00	**31,50**	105,58	113,40	77,00	**107,28**
Nd	34,67	9,00	**16,70**	39,32	43,00	31,00	**40,37**
Sm	6,27	1,93	**3,23**	7,12	8,12	4,95	**7,41**
Eu	1,97	0,63	**1,03**	1,71	2,07	1,30	**1,83**
Tb	1,57	0,63	**0,91**	0,95	1,23	0,85	**1,06**
Yb	5,58	2,26	**3,25**	4,03	4,58	3,99	**4,25**
Lu	0,88	0,34	**0,50**	0,65	0,72	0,66	**0,68**
Y	31,15	6,00	**13,55**	27,46	28,40	26,35	**27,78**
Th	15,90	1,35	**5,72**	16,40	15,26	16,29	**15,94**
U	18,73	5,33	**9,35**	4,22	4,29	3,40	**4,21**
Zr	337,00	5,00	**104,60**	161,95	279,90	557,00	**228,88**
Nb	9,60	5,00	**6,38**	14,92	11,41	12,15	**13,38**
Cr	69,08	156,86	**130,52**	119,94	86,52	51,85	**103,17**
V	273,40	363,57	**336,52**	122,71	85,61	50,65	**104,27**
Sc	4,03	1,09	**1,97**	13,78	11,52	2,65	**12,32**
Ni	38,17	14,71	**21,75**	46,84	30,36	22,60	**39,03**
Co	19,61	7,29	**10,98**	14,22	10,98	4,72	**12,45**
Cu	79,53	18,43	**36,76**	28,47	22,31	6,97	**24,93**
Zn	52,65	17,00	**27,70**	117,33	87,65	74,55	**103,32**
Be	1,47	0,51	**0,80**	3,18	2,38	1,46	**2,77**
Ga	11,25	7,29	**8,47**	39,75	17,74	10,75	**29,50**
As	14,25	13,67	**13,84**	34,64	19,34	17,55	**27,67**
Au	6,67	11,00	**9,70**	7,24	13,50	10,50	**9,91**
Sb	0,73	1,90	**1,55**	0,76	0,95	0,35	**0,81**

LEGENDA: FP - Factor de ponderação equivalente à % de volume estimada por litologia, em cada unidade; Arit. - Médias aritméticas por litologia; Pond. - Médias ponderadas por unidade, atendendo ao FP de cada litologia.

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das médias

Cálculo das Médias Ponderadas/UNIDADE

Domínio	DEC								
Tipo média	Arit.	Arit.	Pond.	Arit.	Arit.	Arit.	Arit.	Arit.	Pond.
Unidade	AC		AC	Ra					Ra
FP(% Vol)	0,45	0,55		0,30	0,40	0,19	0,105	0,005	
Litologia	Filitos	R. QF		Filitos	X. negros	Liditos	R. QF	R. Cc	
SiO2	60,20	74,20	**67,90**	65,61	68,71	94,59	78,75	66,96	**73,27**
Al2O3	19,01	12,70	**15,54**	17,81	15,50	1,18	7,97	14,43	**12,67**
Fe2O3	6,16	3,61	**4,76**	4,53	4,66	0,51	5,99	3,89	**3,97**
MnO	0,03	0,03	**0,03**	0,03	0,04	0,02	0,01	0,31	**0,03**
MgO	2,25	0,94	**1,53**	2,38	1,28	0,03	1,05	1,17	**1,35**
CaO	0,10	0,45	**0,29**	0,03	0,50	0,07	0,25	9,88	**0,30**
Na2O	1,05	2,01	**1,58**	0,29	0,93	0,00	0,99	0,56	**0,56**
K2O	5,48	2,63	**3,91**	4,04	3,23	0,26	1,74	0,14	**2,74**
TiO2	0,76	0,53	**0,63**	0,55	0,62	0,05	0,45	0,48	**0,47**
P2O5	0,14	0,15	**0,15**	0,16	0,27	0,20	0,13	0,17	**0,21**
Ba	1147	490,50	**785,93**	950,00	756,00	96,20	361,00	156,50	**643,88**
Rb	191,00	120,50	**152,23**	136,00	113,00	13,40	86,50	9,50	**97,61**
Sr	45,60	103,38	**77,38**	33,50	100,90	5,00	71,50	310,50	**60,40**
La	39,00	41,25	**40,24**	42,00	41,00	7,00	33,00	42,00	**33,97**
Ce	74,00	78,38	**76,41**	83,50	72,00	9,00	70,50	68,50	**63,26**
Nd	35,00	27,38	**30,81**	29,50	26,50	6,00	21,50	24,50	**22,94**
Sm	5,30	5,20	**5,25**	6,05	5,60	1,20	5,75	4,95	**4,91**
Eu	1,20	1,31	**1,26**	1,20	1,40	0,40	1,45	1,30	**1,15**
Tb	0,50	0,79	**0,66**	1,20	0,75	0,50	1,15	0,90	**0,88**
Yb	2,50	3,22	**2,90**	4,70	3,28	1,35	3,59	3,75	**3,37**
Lu	0,37	0,54	**0,46**	0,73	0,48	0,21	0,60	0,58	**0,51**
Y	35,00	18,63	**25,99**	29,50	21,45	8,25	21,00	26,00	**21,29**
Th	14,40	10,00	**11,98**	10,00	10,95	1,20	7,50	13,50	**8,46**
U	2,80	3,28	**3,06**	2,95	5,10	4,10	3,15	2,90	**4,03**
Zr	133,00	311,88	**231,38**	185,50	145,25	5,00	570,00	198,50	**175,52**
Nb	15,50	6,50	**10,55**	8,00	11,58	5,00	5,00	9,50	**8,53**
Cr	89,80	84,38	**86,82**	49,50	97,15	83,20	87,50	262,00	**79,60**
V	105,00	53,50	**76,68**	54,00	118,65	271,20	49,50	70,50	**119,38**
Sc	8,90	6,48	**7,57**	8,15	8,68	1,44	5,50	11,00	**6,81**
Ni	16,00	23,50	**20,13**	41,50	26,30	10,20	23,50	60,50	**27,63**
Co	11,20	7,63	**9,23**	10,00	8,77	4,40	6,50	9,50	**8,05**
Cu	19,30	14,25	**16,52**	34,50	60,05	9,20	20,50	16,00	**38,30**
Zn	68,70	55,25	**61,30**	122,50	65,73	11,00	40,00	42,00	**69,49**
Be	2,76	2,40	**2,56**	2,00	2,10	0,64	1,29	3,55	**1,71**
Ga	29,60	14,63	**21,36**	19,00	19,13	5,00	5,00	14,00	**14,87**
As	7,35	38,33	**24,39**	14,00	20,36	18,00	2,50	43,50	**16,15**
Au	5,00	9,25	**7,34**	14,00	5,00	20,00	5,00	14,50	**10,50**
Sb	0,80	1,15	**0,99**	0,60	0,40	0,90	0,35	2,10	**0,55**

LEGENDA: FP - Factor de ponderação equivalente à % de volume estimada por litologia, em cada unidade; Arit. - Médias aritméticas por litologia; Pond. - Médias ponderadas por unidade, atendendo ao FP de cada litologia.

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das médias

Cálculo das Médias Ponderadas/UNIDADE

Domínio	DEC						
Tipo média	Arit.	Arit.	Pond.	Arit.	Arit.	Arit.	Pond.
Unidade	Cb		Cb	SE			SE
FP(% Vol)	0,35	0,65		0,465	0,53	0,005	
Litologia	Filitos	Qzfilitos		Filitos	R. QF	R. CC	
SiO2	64,77	81,40	**75,58**	53,02	72,16	66,96	**63,23**
Al2O3	19,17	9,86	**13,12**	23,19	13,90	14,43	**18,22**
Fe2O3	5,32	3,19	**3,94**	8,08	3,91	3,89	**5,85**
MnO	0,07	0,01	**0,03**	0,09	0,05	0,31	**0,07**
MgO	0,88	0,30	**0,50**	2,46	1,11	1,17	**1,74**
CaO	0,03	0,04	**0,04**	0,33	0,43	9,88	**0,43**
Na2O	0,38	0,40	**0,39**	0,83	2,02	0,56	**1,46**
K2O	4,41	2,12	**2,92**	6,26	3,16	0,14	**4,59**
TIO2	0,80	0,46	**0,58**	0,92	0,59	0,48	**0,74**
P2O5	0,10	0,08	**0,09**	0,21	0,14	0,17	**0,17**
Ba	609,00	360,75	**447,64**	1059	604,55	156,50	**813,63**
Rb	179,00	81,50	**115,63**	235,75	111,92	9,50	**168,99**
Sr	173,00	51,75	**94,19**	81,50	75,05	310,50	**79,23**
La	68,00	31,25	**44,11**	65,00	32,73	42,00	**47,78**
Ce	140,00	64,50	**90,93**	119,75	62,36	68,50	**89,08**
Nd	42,00	22,75	**29,49**	42,50	22,55	24,50	**31,83**
Sm	8,10	4,35	**5,66**	8,08	4,08	4,95	**5,94**
Eu	2,00	1,05	**1,38**	2,05	1,00	1,30	**1,49**
Tb	1,60	0,85	**1,11**	1,15	0,68	0,90	**0,90**
Yb	4,81	2,72	**3,45**	4,66	2,68	3,75	**3,60**
Lu	0,88	0,44	**0,60**	0,76	0,45	0,58	**0,60**
Y	29,00	11,75	**17,79**	34,68	20,22	26,00	**26,97**
Th	18,00	7,75	**11,34**	16,45	9,81	13,50	**12,92**
U	4,60	2,98	**3,54**	4,40	2,46	2,90	**3,37**
Zr	171,00	192,75	**185,14**	183,50	240,18	198,50	**213,62**
Nb	16,00	3,50	**7,88**	17,40	10,98	9,50	**13,96**
Cr	104,00	72,00	**83,20**	119,25	61,54	262,00	**89,38**
V	89,00	40,00	**57,15**	119,25	57,22	70,50	**86,13**
Sc	13,00	6,08	**8,50**	16,63	6,34	11,00	**11,14**
Ni	26,00	12,00	**16,90**	48,93	18,29	60,50	**32,74**
Co	6,00	6,00	**6,00**	17,18	7,77	9,50	**12,15**
Cu	13,00	6,75	**8,94**	31,95	15,13	16,00	**22,96**
Zn	68,00	40,00	**49,80**	115,50	60,75	42,00	**86,11**
Be	3,70	1,28	**2,12**	3,73	2,09	3,55	**2,86**
Ga	22,00	9,00	**13,55**	32,00	16,02	14,00	**23,44**
As	42,00	6,50	**18,93**	2,67	11,15	43,50	**7,37**
Au	24,00	12,50	**16,53**	15,50	6,91	14,50	**10,94**
Sb	0,70	0,45	**0,54**	1,10	0,81	2,10	**0,95**

LEGENDA: FP - Factor de ponderação equivalente à % de volume estimada por litologia, em cada unidade; Arit. - Médias aritméticas por litologia; Pond. - Médias ponderadas por unidade, atendendo ao FP de cada litologia.

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das médias

Cálculo das Médias Ponderadas/Domínio Estrutural

Domínio	DETM			DEC				
Tipo média	Pond.	Pond.	Pond.	Pond.	Pond.	Pond.	Pond.	Pond.
Unidade	FN	Cu	DETM	AC	Ra	Cb	SE	DEC
FP(% Vol)	0,15	0,85		0,15	0,25	0,30	0,30	
SiO2	91,29	61,08	**65,61**	67,90	73,27	75,58	63,23	**70,14**
Al2O3	3,24	19,43	**17,01**	15,54	12,67	13,12	18,22	**14,90**
Fe2O3	1,36	7,38	**6,48**	4,76	3,97	3,94	5,85	**4,64**
MnO	0,01	0,11	**0,10**	0,03	0,03	0,03	0,07	**0,04**
MgO	0,14	1,71	**1,47**	1,53	1,35	0,50	1,74	**1,24**
CaO	0,01	0,07	**0,06**	0,29	0,30	0,04	0,43	**0,26**
Na2O	0,11	0,72	**0,63**	1,58	0,56	0,39	1,46	**0,93**
K2O	0,80	4,17	**3,66**	3,91	2,74	2,92	4,59	**3,52**
TIO2	0,19	0,89	**0,79**	0,63	0,47	0,58	0,74	**0,61**
P2O5	0,08	0,14	**0,13**	0,15	0,21	0,09	0,17	**0,15**
Ba	379,90	716,32	**665,85**	785,93	643,88	447,64	813,63	**657,24**
Rb	24,38	193,75	**168,34**	152,23	97,61	115,63	168,99	**132,62**
Sr	21,38	84,64	**75,15**	77,38	60,40	94,19	79,23	**78,73**
La	16,95	59,20	**52,86**	40,24	33,97	44,11	47,78	**42,10**
Ce	31,50	107,28	**95,91**	76,41	63,26	90,93	89,08	**81,28**
Nd	16,70	40,37	**36,82**	30,81	22,94	29,49	31,83	**28,75**
Sm	3,23	7,41	**6,78**	5,25	4,91	5,66	5,94	**5,49**
Eu	1,03	1,83	**1,71**	1,26	1,15	1,38	1,49	**1,34**
Tb	0,91	1,06	**1,04**	0,66	0,88	1,11	0,90	**0,92**
Yb	3,25	4,25	**4,10**	2,90	3,37	3,45	3,60	**3,39**
Lu	0,50	0,68	**0,65**	0,46	0,51	0,60	0,60	**0,56**
Y	13,55	27,78	**25,64**	25,99	21,29	17,79	26,97	**22,65**
Th	5,72	15,94	**14,40**	11,98	8,46	11,34	12,92	**11,19**
U	9,35	4,21	**4,98**	3,06	4,03	3,54	3,37	**3,54**
Zr	104,60	228,88	**210,24**	231,38	175,52	185,14	213,62	**198,21**
Nb	6,38	13,38	**12,33**	10,55	8,53	7,88	13,96	**10,26**
Cr	130,52	103,17	**107,27**	86,82	79,60	83,20	89,38	**84,69**
V	336,52	104,27	**139,11**	76,68	119,38	57,15	86,13	**84,33**
Sc	1,97	12,32	**10,77**	7,57	6,81	8,50	11,14	**8,73**
Ni	21,75	39,03	**36,44**	20,13	27,63	16,90	32,74	**24,82**
Co	10,98	12,45	**12,23**	9,23	8,05	6,00	12,15	**8,84**
Cu	36,76	24,93	**26,70**	16,52	38,30	8,94	22,96	**21,62**
Zn	27,70	103,32	**91,97**	61,30	69,49	49,80	86,11	**67,34**
Be	0,80	2,77	**2,48**	2,56	1,71	2,12	2,86	**2,31**
Ga	8,47	29,50	**26,34**	21,36	14,87	13,55	23,44	**18,02**
As	13,84	27,67	**25,59**	24,39	16,15	18,93	7,37	**15,59**
Au	9,70	9,91	**9,88**	7,34	10,50	16,53	10,94	**11,97**
Sb	1,55	0,81	**0,92**	0,99	0,55	0,54	0,95	**0,73**

LEGENDA: FP - Factor de ponderação equivalente à % de volume estimada por unidade, em cada domínio estrutural; Pond. - Médias ponderadas atendendo ao FP de cada litologia e de cada unidade.

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das médias

Comparação das médias aritméticas com as médias ponderadas/Unidade

Dom.	DETM				DEC							
Unid.	FN		Cu		AC		Ra		Cb		SE	
Média	Arit.	Pond.	Arit.	Pond.	Arit.	Pond.	Arit.	Pond.	Arit.	Pond.	Arit.	Pond.
SiO2	90,29	91,29	63,02	61,08	72,64	67,90	78,75	73,27	78,07	75,58	67,11	63,23
Al2O3	3,75	3,24	18,40	19,43	13,40	15,54	9,58	12,67	11,72	13,12	16,23	18,22
Fe2O3	4,98	1,36	7,02	7,38	3,89	4,76	4,59	3,97	3,62	3,94	4,96	5,85
MnO	0,00	0,01	0,11	0,11	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,09	0,07
MgO	0,22	0,14	1,64	1,71	1,09	1,53	1,04	1,35	0,41	0,50	1,44	1,74
CaO	0,01	0,01	0,06	0,07	0,41	0,29	1,24	0,30	0,04	0,04	0,95	0,43
Na2O	0,13	0,11	0,68	0,72	1,90	1,58	0,48	0,56	0,40	0,39	1,64	1,46
K2O	0,92	0,80	3,98	4,17	2,95	3,91	1,85	2,74	2,58	2,92	3,75	4,59
TiO2	0,22	0,19	0,82	0,89	0,56	0,63	0,37	0,47	0,53	0,58	0,66	0,74
P2O5	0,10	0,08	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,21	0,08	0,09	0,16	0,17
Ba	406,73	379,90	679,74	716,32	563,44	785,93	458,71	643,88	410,40	447,64	681,50	813,63
Rb	27,61	24,38	184,31	193,75	128,33	152,23	69,57	97,61	101,00	115,63	136,44	168,99
Sr	24,31	21,38	79,75	84,64	96,96	77,38	74,76	60,40	76,00	94,19	85,29	79,23
La	**21,00**	**16,95**	**52,40**	**59,20**	**41,00**	**40,24**	**35,25**	**33,97**	**38,60**	**44,11**	**41,31**	**47,78**
Ce	**38,57**	**31,50**	**95,34**	**107,28**	**77,89**	**76,41**	**65,50**	**63,26**	**79,60**	**90,93**	**77,44**	**89,08**
Nd	**20,00**	**16,70**	**36,09**	**40,37**	**28,22**	**30,81**	**23,50**	**22,94**	**26,60**	**29,49**	**27,50**	**31,83**
Sm	**3,79**	**3,23**	**6,56**	**7,41**	**5,21**	**5,25**	**5,10**	**4,91**	**5,10**	**5,66**	**5,14**	**5,94**
Eu	**1,20**	**1,03**	**1,63**	**1,83**	**1,30**	**1,26**	**1,23**	**1,15**	**1,24**	**1,38**	**1,28**	**1,49**
Tb	**1,03**	**0,91**	**0,97**	**1,06**	**0,76**	**0,66**	**0,90**	**0,88**	**1,00**	**1,11**	**0,84**	**0,90**
Yb	**3,68**	**3,25**	**3,88**	**4,25**	**3,14**	**2,90**	**3,44**	**3,37**	**3,14**	**3,45**	**3,28**	**3,60**
Lu	**0,57**	**0,50**	**0,62**	**0,68**	**0,52**	**0,46**	**0,54**	**0,51**	**0,53**	**0,60**	**0,54**	**0,60**
Y	15,15	13,55	25,52	27,78	20,44	25,99	18,75	21,29	15,20	17,79	24,32	26,97
Th	6,90	5,72	15,03	15,94	10,49	11,98	9,84	8,46	9,80	11,34	11,79	12,92
U	11,07	9,35	3,90	4,21	3,22	3,06	3,69	4,03	3,30	3,54	2,97	3,37
Zr	125,73	104,60	203,71	228,88	292,00	231,38	178,54	175,52	188,40	185,14	222,75	213,62
Nb	6,67	6,38	12,64	13,38	7,50	10,55	7,31	8,53	6,00	7,88	12,77	13,96
Cr	124,94	130,52	99,07	103,17	84,98	86,82	98,69	79,60	78,40	83,20	85,93	89,38
V	330,78	336,52	98,71	104,27	59,22	76,68	150,26	119,38	49,80	57,15	73,84	86,13
Sc	2,15	1,97	11,45	12,32	6,74	7,57	5,78	6,81	7,46	8,50	9,16	11,14
Ni	23,24	21,75	37,30	39,03	21,56	20,13	25,51	27,63	14,80	16,90	27,93	32,74
Co	11,77	10,98	11,91	12,45	8,02	9,23	7,29	8,05	6,00	6,00	10,26	12,15
Cu	40,65	36,76	27,00	24,93	14,81	16,52	29,73	38,30	8,00	8,94	19,14	22,96
Zn	29,96	27,70	101,32	103,32	56,74	61,30	49,35	69,49	45,60	49,80	72,89	86,11
Be	0,86	0,80	2,85	2,77	2,44	2,56	1,68	1,71	1,76	2,12	2,48	2,86
Ga	8,73	8,47	28,88	29,50	16,29	21,36	11,39	14,87	11,60	13,55	20,14	23,44
As	13,96	13,84	28,48	27,67	33,91	24,39	26,20	16,15	13,60	18,93	8,46	7,37
Au	9,14	9,70	9,33	9,91	8,78	7,34	9,13	10,50	14,80	16,53	10,13	10,94
Sb	1,40	1,55	0,79	0,81	1,11	0,99	0,64	0,55	0,50	0,54	1,00	0,95

Os valores das médias de TR representados a **bold** são provenientes do Activation Laboratories (Canadá).

Tabela A.II.4 – Cálculo e comparação das médias

Comparação das médias/Domínio estrutural

Domínio	DETM		DEC	
Média	Arit.	Pond.	Arit.	Pond.
SiO2	75,34	65,61	74,14	70,14
Al2O3	11,75	17,01	12,74	14,90
Fe2O3	6,24	6,48	4,27	4,64
MnO	0,06	0,10	0,04	0,04
MgO	0,98	1,47	0,99	1,24
CaO	0,03	0,06	0,66	0,26
Na2O	0,43	0,63	1,10	0,93
K2O	2,60	3,66	2,78	3,52
TIO2	0,56	0,79	0,53	0,61
P2O5	0,12	0,13	0,14	0,15
Ba	568,89	665,85	528,51	657,24
Rb	112,78	168,34	108,84	132,62
Sr	55,40	75,15	83,25	78,73
La	**38,98**	**52,86**	**39,04**	**42,10**
Ce	**71,11**	**95,91**	**75,11**	**81,28**
Nd	**29,47**	**36,82**	**26,46**	**28,75**
Sm	**5,46**	**6,78**	**5,14**	**5,49**
Eu	**1,48**	**1,71**	**1,26**	**1,34**
Tb	**1,02**	**1,04**	**0,87**	**0,92**
Yb	**3,94**	**4,10**	**3,25**	**3,39**
Lu	**0,62**	**0,65**	**0,53**	**0,56**
Y	21,41	25,64	19,68	22,65
Th	11,07	14,40	10,48	11,19
U	7,63	4,98	3,29	3,54
Zr	173,68	210,24	220,42	198,21
Nb	10,18	12,33	8,39	10,26
Cr	115,31	107,27	87,00	84,69
V	218,94	139,11	83,28	84,33
Sc	7,29	10,77	7,28	8,73
Ni	31,81	36,44	22,45	24,82
Co	12,21	12,23	7,89	8,84
Cu	32,97	26,70	17,92	21,62
Zn	67,85	91,97	56,15	67,34
Be	1,85	2,48	2,09	2,31
Ga	20,03	26,34	14,85	18,02
As	21,47	25,59	20,54	15,59
Au	9,24	9,88	10,71	11,97
Sb	1,10	0,92	0,81	0,73

ESTAMPAS

ESTAMPA I

Contacto entre a Unidade FN e a Unidade Cu - DETM
A norte do Rib°. do Bracedo (P=255,400 * M= 503,800)

FOTO 1 - Observação na direcção N120°.

Xistos grnatíferos da Unidade Cu no contacto com os liditos da Unidade FN, não visíveis nesta fotografia, mas visíveis na fotografia seguinte, tirada exactamente do mesmo ponto, mas dirigida para o azimute oposto.

Abaixo dos xistos granatíferos são visíveis níveis gresofilitosos mais esbranquiçados.

FOTO 2 - Observação na direcção N300°, a partir do mesmo ponto da fotografia anterior.

É visível o contacto entre a Unidade Cu e os liditos da Unidade FN, em situação de flanco inverso, vergente para NE.

ESTAMPA I

Foto 1

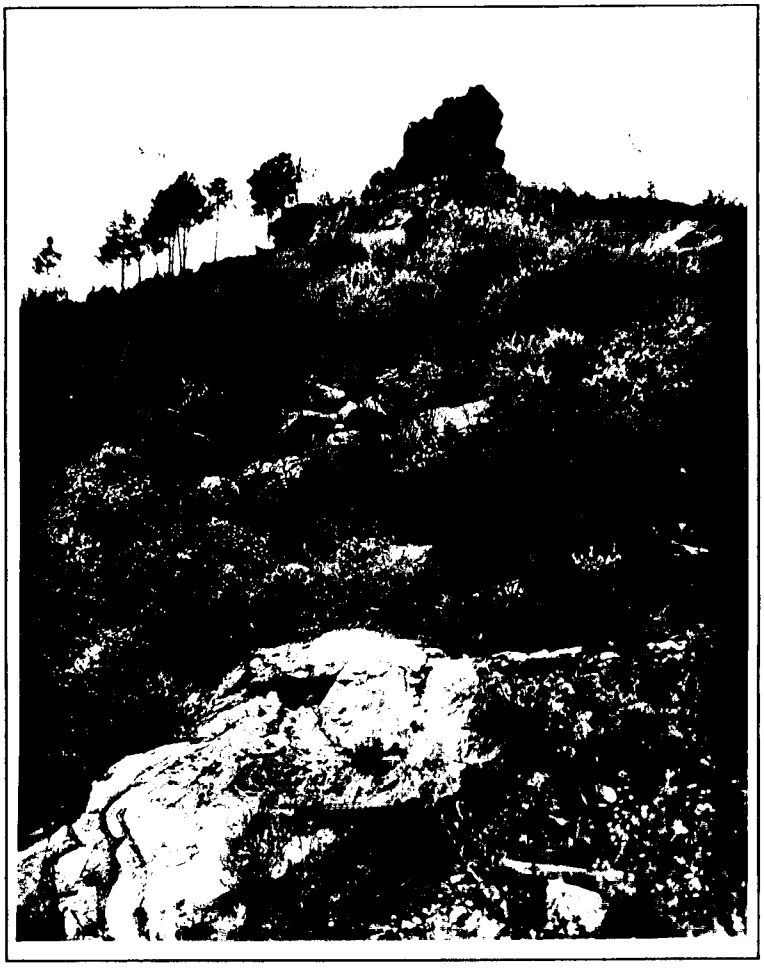


Foto 2

ESTAMPA II

Aspectos litológicos e deformação da Unidade FN - DETM

Bouça do Brasileiro (P=250,350 * M= 504,750)

FOTO 1 - Aspectos da deformação nos liditos.

Sobre a superfície de S_0, no flanco inverso de uma dobra de eixo sub-horizontal (10°, N120°) e P.A. : N120; 70°S, são visíveis as relações geométricas entre o S_0, o S_n, o S_{n+1} e a lineação L_n (lineação de intersecção de S_n sobre S_0).

O desenho esquemático da figura II 4 ilustra esta situação.

Atitude das foliações: S_0 - N120°; 70°S; S_n - N150°; 50°S; S_{n+1} - N 120°; 70°S.

FOTO 2 - Pormenor da deformação nos liditos numa zona de charneira de D_{n+1}.

Nos níveis menos competentes, mais xistentos, o S_n é // ao S_0 e crenulado por S_{n+1}. Nos níveis mais competentes, nos liditos, o S_n está mais verticalizado e paralelizado com o S_{n+1}, e é crenulado pela deformação D_{n+1}.

ESTAMPA II

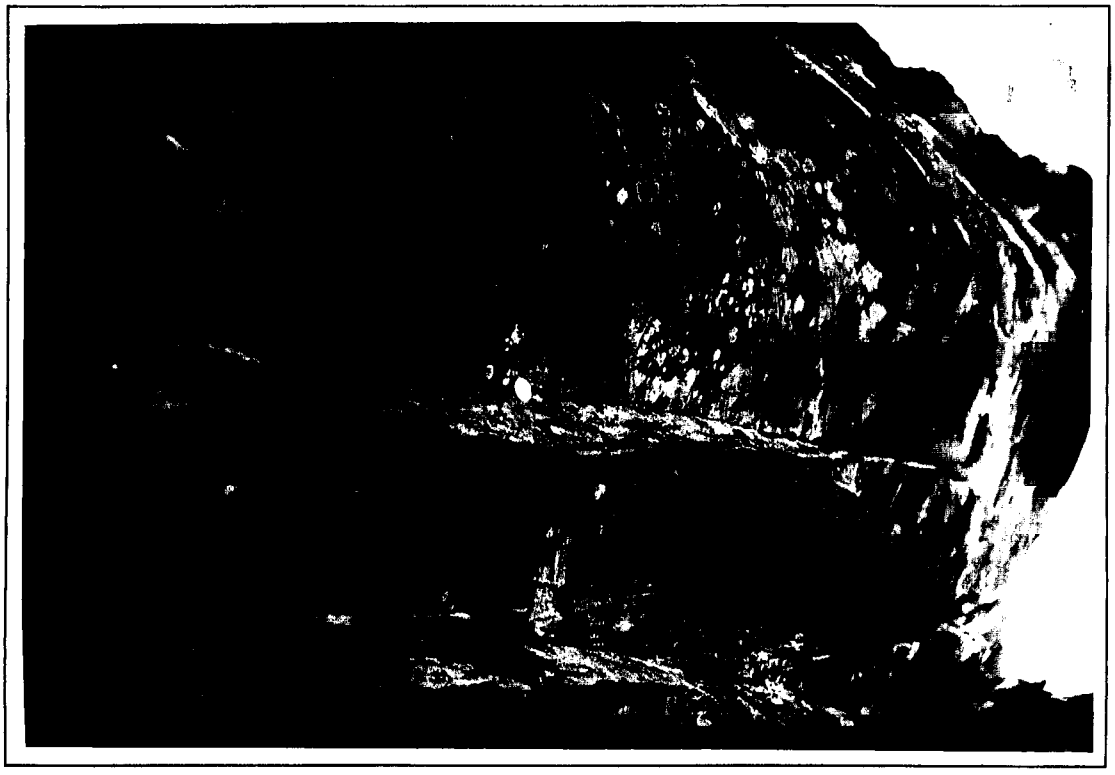


Foto 1

Foto 2

ESTAMPA III

Aspectos litológicos e deformação da Unidade Cu - DETM

FOTO 1 - A unidade Cu próximo do contacto com a Unidade FN

Bouça do Brasileiro (P=250,350 * M=505,000).

Litologia: Intercalações centimétricas greso-filitosas

S_0 bem definido: N110°, 60°N

S_{n+1}: N110°; sub-vertical. Nos níveis filitosos S_n tem direcção // ao S_{n+1}, mas nos niveis gresosos S_n é refractado: N100°; 70°N .

FOTO 2 - Zona de charneira de uma dobra D_{n+1} na Unidade Cu

A SW de Seixo Branco (P=255,900 * M=503,975).

Litologia: intercalações milimétricas greso-filitosas.

A atitude de S_0 varia entre o sub-horizontal e o sub-vertical, N120°, visível na parte direita da fotografia.

O S_n tem atitude N120°, 60°S e o S_{n+1} é uma clivagem de fractura pouco penetrativa com atitude N120°, subvertical (85°S).

ESTAMPA III

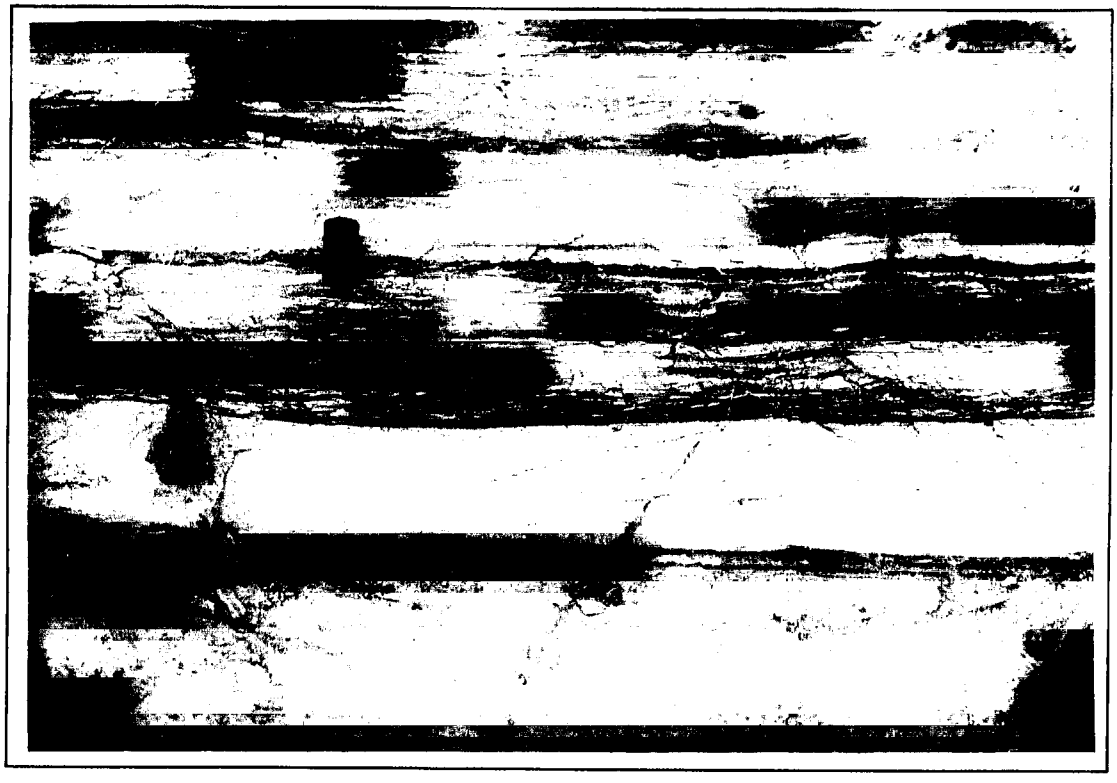


Foto 1

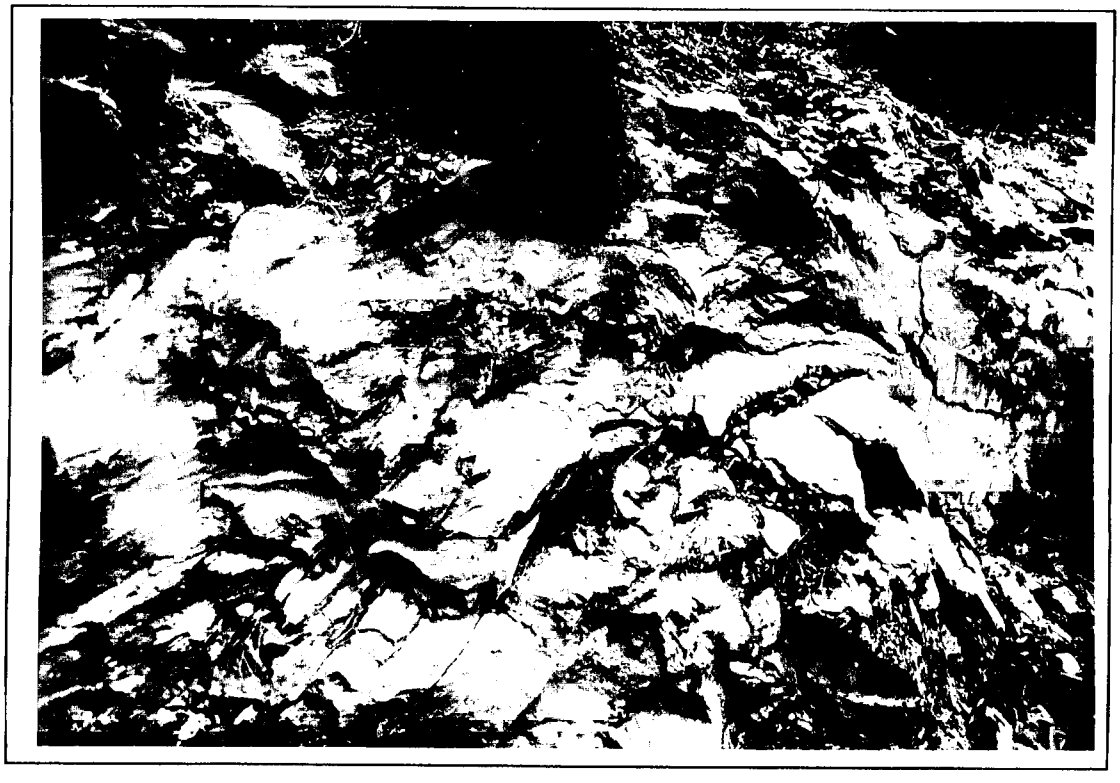


Foto 2

ESTAMPA IV

Aspectos litológicos e deformação das Unidades VE (AC e Ra) e Cb - DEC
Rib^{a} da Fraga (M=258,000 * P=507,700).

FOTO 1 - Aspecto da paisagem.

Primeiro plano afloramento da Sub-Unidade AC, sobreposta pela Sub-Unidade Ra no plano superior às casas, e na metade superior do monte a Unidade Cb, responsável pelas fragas.

FOTO 2 - Promenores da fragas visíveis na fotografia anterior - Unidade Cb

Litologia: quartzofilitos com algumas finas intercalações pelíticas.

Deformação: S_0 com atitude variável, mas em geral sub-horizontal e sub-concordante com S_n.

S_n: N110° a N120°; 20°NE - "shear cleavage" que marca a foliação principal, e que afecta uma foliação anterior S_{n-1} preservada nos "microlithons" centimétricos.

S_{n+1} é uma "crenulation cleavage" visível só nos níveis pelíticos: N120°; vertical.

ESTAMPA IV

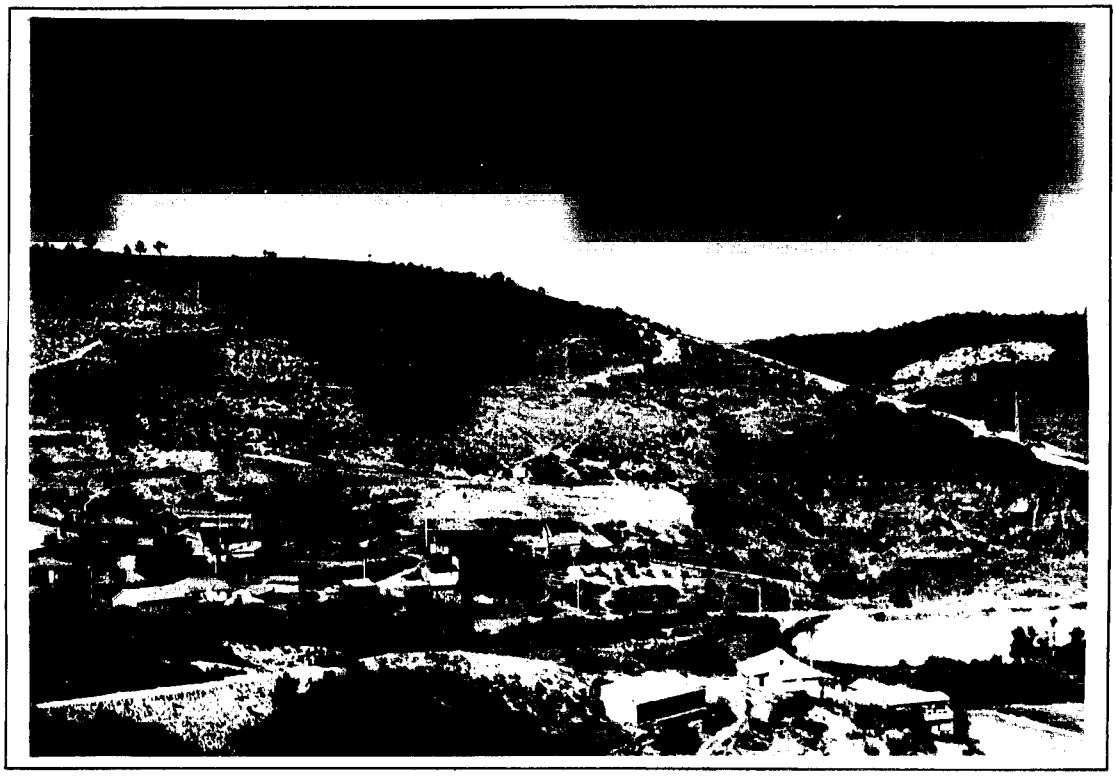


Foto 1

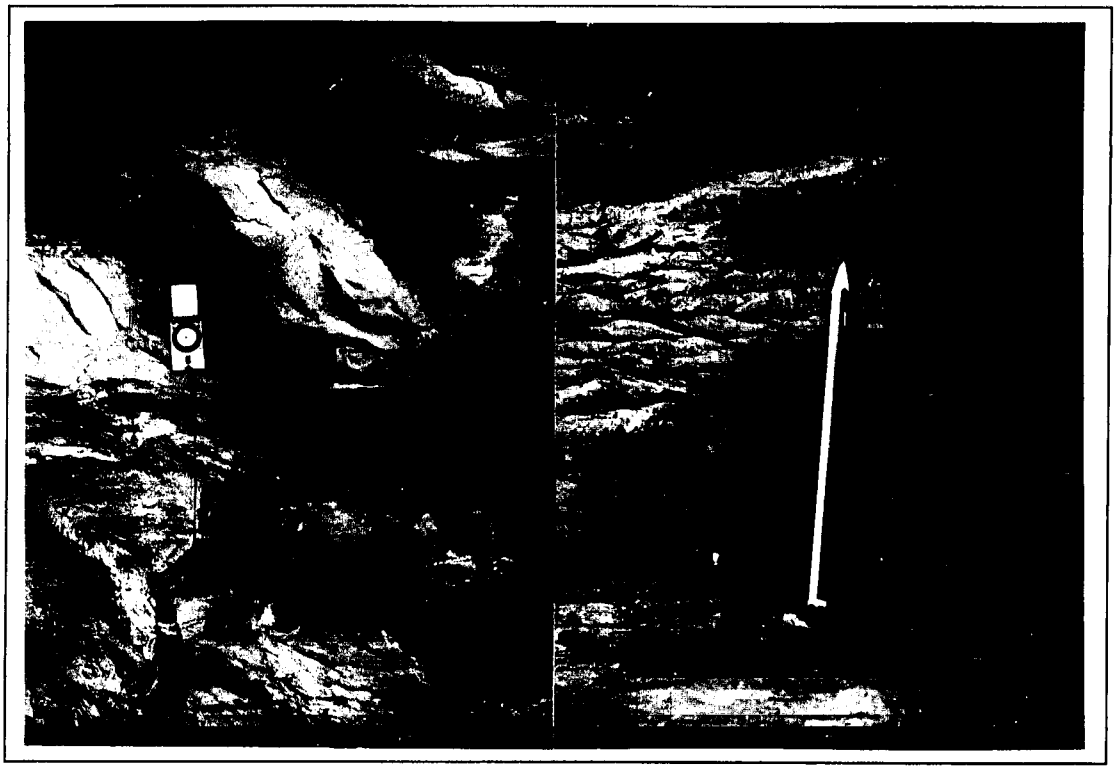


Foto 2

ESTAMPA V

Aspectos litológicos e deformação da Unidades VE (Ra) e SE - DEC

FOTO 1 - Litologia e deformação da Unidade VE - sub-Unidade Ra

Alto de Castelares (M=259,250 * P=502,950).

Litologia. Intercalações de rochas QF, muito alteradas, com leito centimétricos de xistos negros.

Deformação: S_0 sub-horizontal. Foliação S_n paralela ao S_0, sendo visível uma dobra D_n com P.A. sub-horizontal e eixo 10°; N110°.

Fracturação // ao P.A. da deformação S_{n+1}, preenchida por filonetes de quartzo, N120°, vertical.

FOTO 2 - Litologia e deformação da Unidade SE

Fragas de Avarenta (M=261,450 * P=510,550).

Litologia: Rochas QF intrecaladas com níveis centimétricos de rochas calcossilicatadas e com níveis pelíticos.

Deformação: S_0 com atitude variável, mas em geral sub-horizontal e sub-concordante com S_n.

S_n: N30°; 20°SE - "shear cleavage" que marca a foliação principal, e que afecta uma foliação anterior S_{n-1}, algumas vezes preservada, mas na maioria dos casos transposta por S_n.

S_{n+1} é uma "crenulation cleavage" marcada só nos níveis pelíticos: N120°; vertical.

ESTAMPA V

Foto 1

Foto 2

ESTAMPA VI

Aspectos petrográficos da Unidade Cu – DETM, na zona da clorite.

FOTO 1 - São visíveis a foliação S_n, com a qual são concordantes os filonetes de quartzo, e a foliação de crenulação S_{n+1}, segundo a qual se verifica movimentação relativa, marcada no filonete. Filito - Amostra MA 61 (LP).

FOTO 2 – Quarztofilito com cristalização incipiente de biotite nos planos S_{n+1}, e com um clasto de quartzo de tendência automórfica. Amostra MA 126 (LN).

ESTAMPA VI

Foto 1

200μ

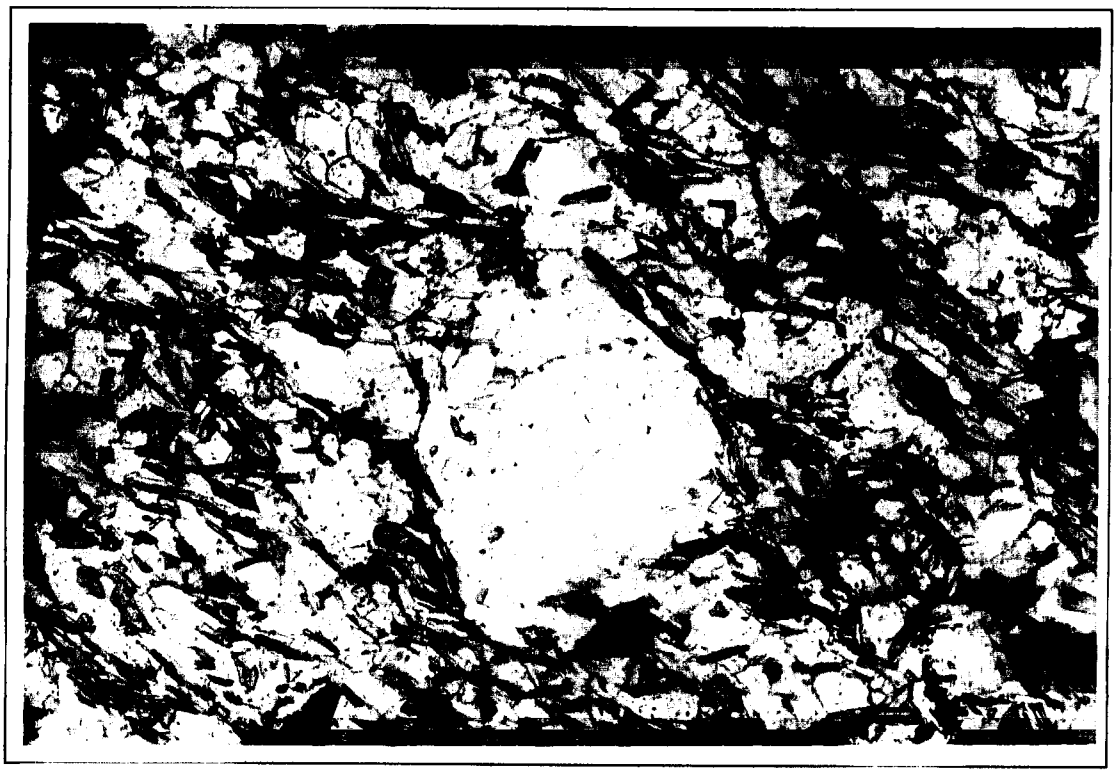


Foto 2

200μ

ESTAMPA VII

FOTO 1 - Filito com mineralogia típica da zona da clorite, com a foliação S_{n+1} pouco desenvolvida, marcada por cristalização de mica branca nos eixos de crenulação. Existe uma biotite incipiente, cuja cristalização é condicionada pelos panos S_{n+1}, e uma clorite pós-cinemática. Unidade Cu – DETM, na zona da clorite, na transição para a zona da biotite. Amostra MA 95 (LN).

FOTO 2 – Blastese de biotite controlada pelos planos S_{n+1}. Unidade Cu-T, zona da biotite. Amostra MA 174 (LN).

ESTAMPA VII

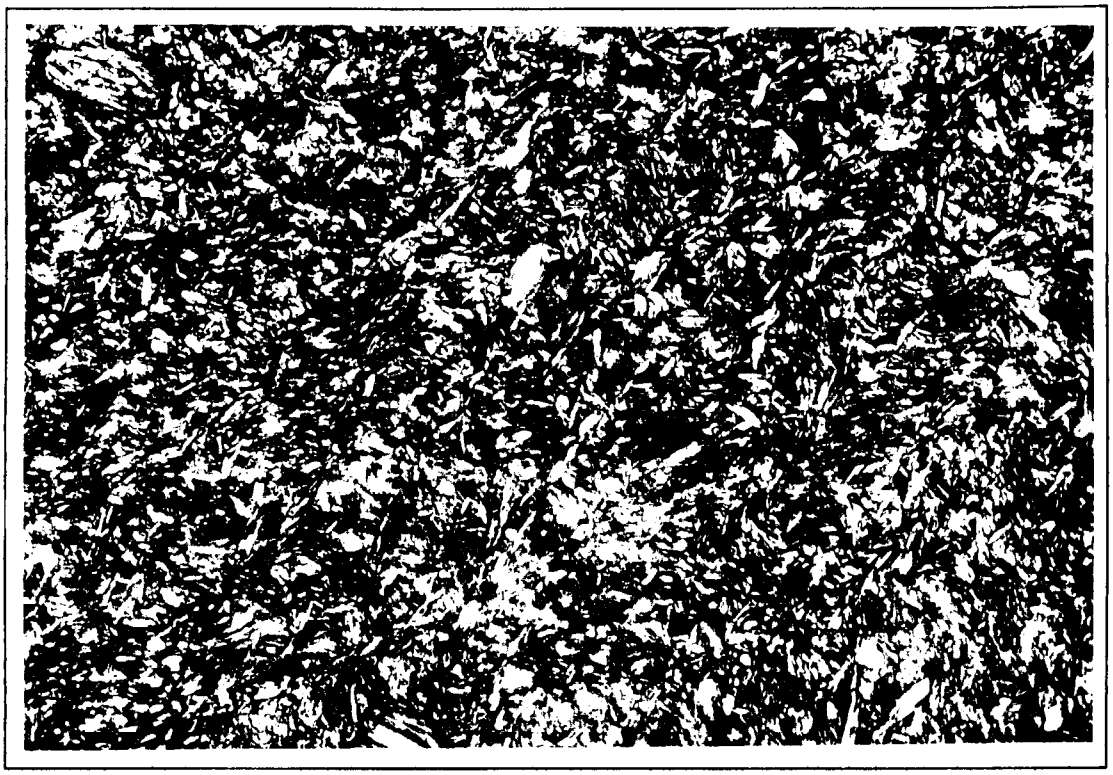


Foto 1

200μ

Foto 2

200μ

ESTAMPA VIII

FOTO 1 – Aspectos petrográfico da Unidade Cu-T, na zona da biotite. A blastese de biotite é ante a sin-D_{n+1} e os cristais têm maior desenvolvimento nas zonas mais quartzosas. Amostra MA 169 (LN).

FOTO 2 – Aspectos petrográficos da Unidade Cu-T na zona da andaluzite. A bastese de andaluzite é ante D_{n+1} e é notória a existência de duas gerações de biotite, sendo a biotite II, posterior à andaluzite. A foliação S_n é paralela à foliação S_{n+1}, pelo que as inclusões poicilíticas da andaluzite definem uma foliação interna que é paralela à foliação extrena. Amostra MA 183 (LN).

ESTAMPA VIII

Foto 1

200μ

Foto 2

200μ

ESTAMPA IX

Aspectos petrográficos das litologias da Unidade Cu, no contacto com a Unidade FN, que têm blastese de granada associada a biotite. Ambas as fotos são relativas à amostra MA 58- gresofilito, e ambas as fotos correpondem a lâminas perpendiculares à foliação S_{n+1}, sendo a lâmina da Foto 1 vertical e a da Foto 2 horizontal (M=250,025* P=506,075 – Vale de Carvalho).

FOTO 1 - Porfiroblasto de garnada pós-S_n e ante a sin-S_{n+1}. A blastese de biotite é posterior à granada. A foliação S_n é marcada por mica branca e sobretudo pela concentração de material grafitoso, e está crenulada por S_{n+1}, sub-vertical, N120° (LN).

FOTO 2 – Granada cuja foliação interna, marcada por inclusões de quartzo está ligeiramente rodada relativamente à foliação externa S_{n+1}, que se apresenta moldada em torno dela. Cristalização incipiente de biotite nos bordos da granada (LN).

ESTAMPA IX

Foto 1

200µ

Foto 2

200µ

ESTAMPA X

Aspectos petrográficos das litologias abrangidas pelo metamorfismo de contacto do granito pós tectónico de Vila Pouca de Aguiar.

FOTO 1 - Filito da Unidade Cu (DETM), onde é evidente a folição principal S_n crenulada pela fase D_{n+1}, que desenvolve uma foliação incipiente S_{n+1}, marcada pela cristalização de moscovite. Posteriormente há blastese de cordierite, cuja foliação interna está crenulada e paralela a S_n (LN).

FOTO 2 – Quartzofilito da Unidade Cu (DETM), onde é evidente o carácter pós crenulação (D_{n+1}) da andaluzite. A blastese de biotite é simultânea ou posterior à da andaluzite (LN).

ESTAMPA X

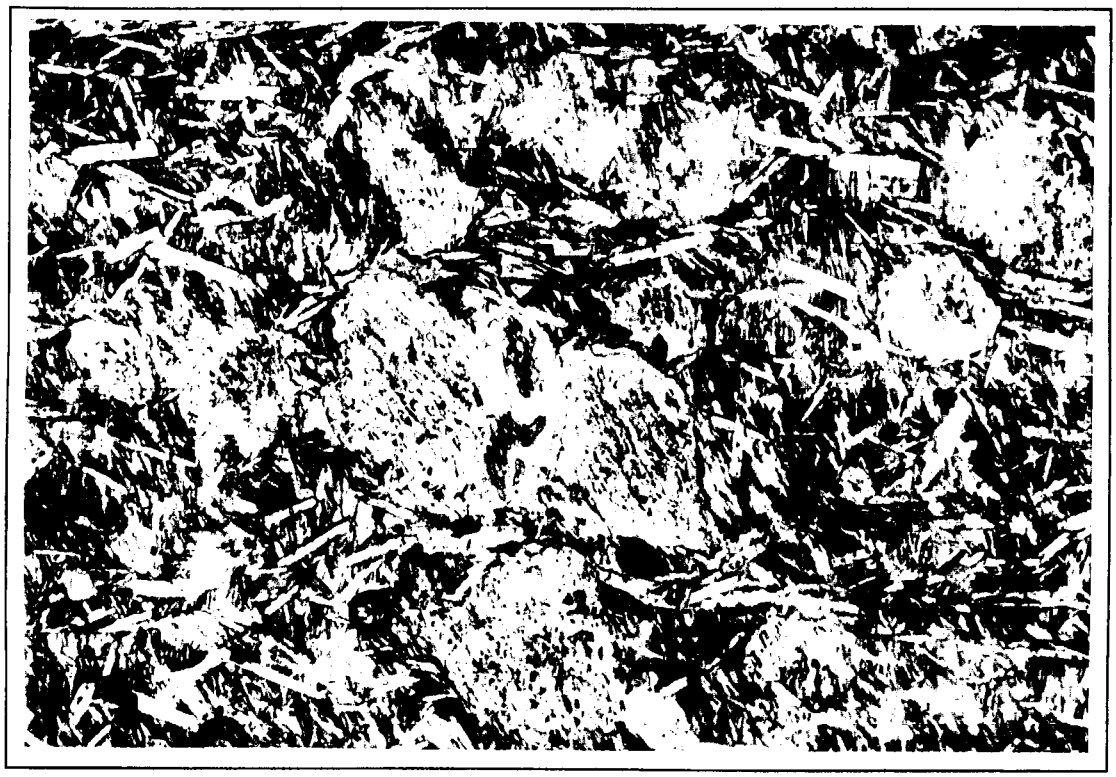


Foto 1

200μ

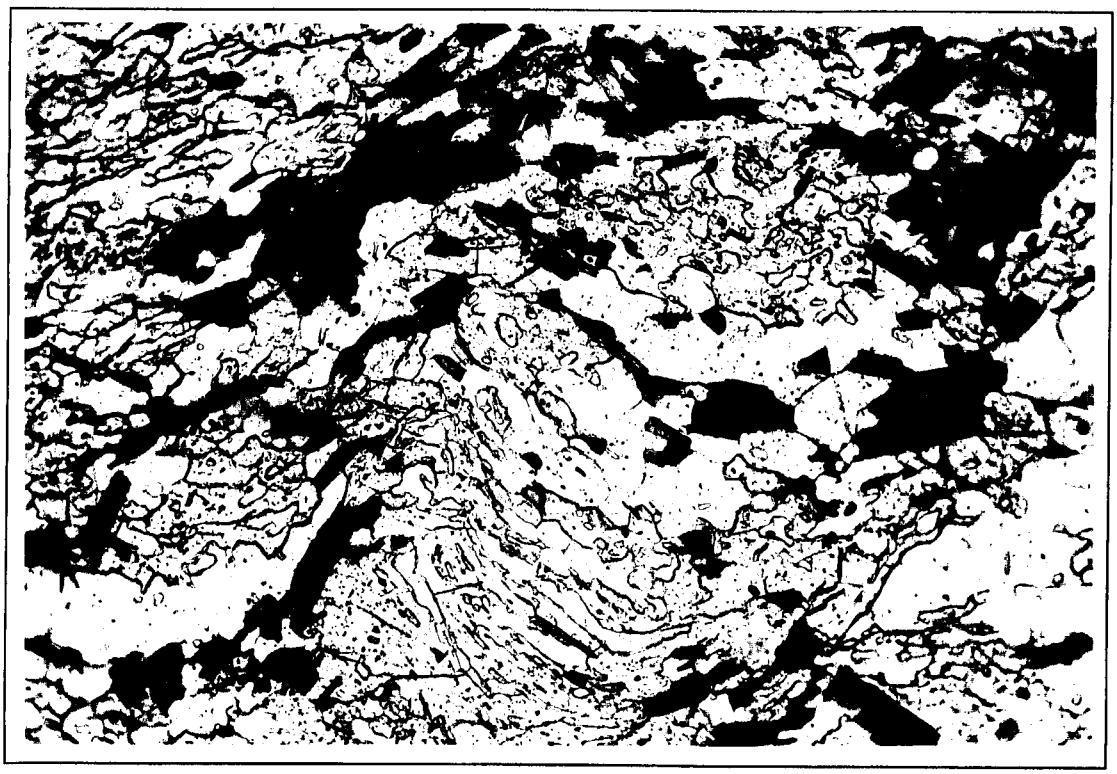


Foto 2

200μ

ESTAMPA XI

Aspectos petrográficos das unidades do DEC.

FOTO 1 - Quartzofilito da Unidade Cb, mostrando forte estiramento do quartzo paralelo à foliação principal S_n, sub-horizontal, marcada também por moscovite e biotite e por alguns opacos. Amostra MA 136 (LN).

FOTO 2 – Quartzofilito da Unidade SE com grão de quartzo sub-automórfico e com golfos de corrosão. Amostra MA 16 (LP).

ESTAMPA XI

Foto 1

200μ

Foto 2

200μ

ESTAMPA XII

Aspectos petrográficos das unidades do DEC.

FOTO 1 - Zona mais quartzosa de um xisto negro da Sub-Unidade Ra cuja matéria orgânica está concentrada sobretudo na zona filitosa (canto superior esquerdo da fotografia). Composição mineralógica: quartzo + biotite + mica branca + matéria orgânica. Notar a tendência para desenvolvimento de pontos tripos intergranulares nos pequenos cristais automórficos de quartzo, nas bandas mais quartzosas resultantes da diferenciação metamórfica. Amostra MA 17 (LN).

FOTO 2 – Listrado quartzofeldspático da Unidade SE. Bandas quartzo-albíticas alternando com bandas quartzo-micáceas com moscovite e biotite de coloração verde (vísivel na Estampa XIII - foto 1). Cristais de plagioclase maclados alongados segundo S_{n-1}. Amostra MA 22 (LP).

ESTAMPA XII

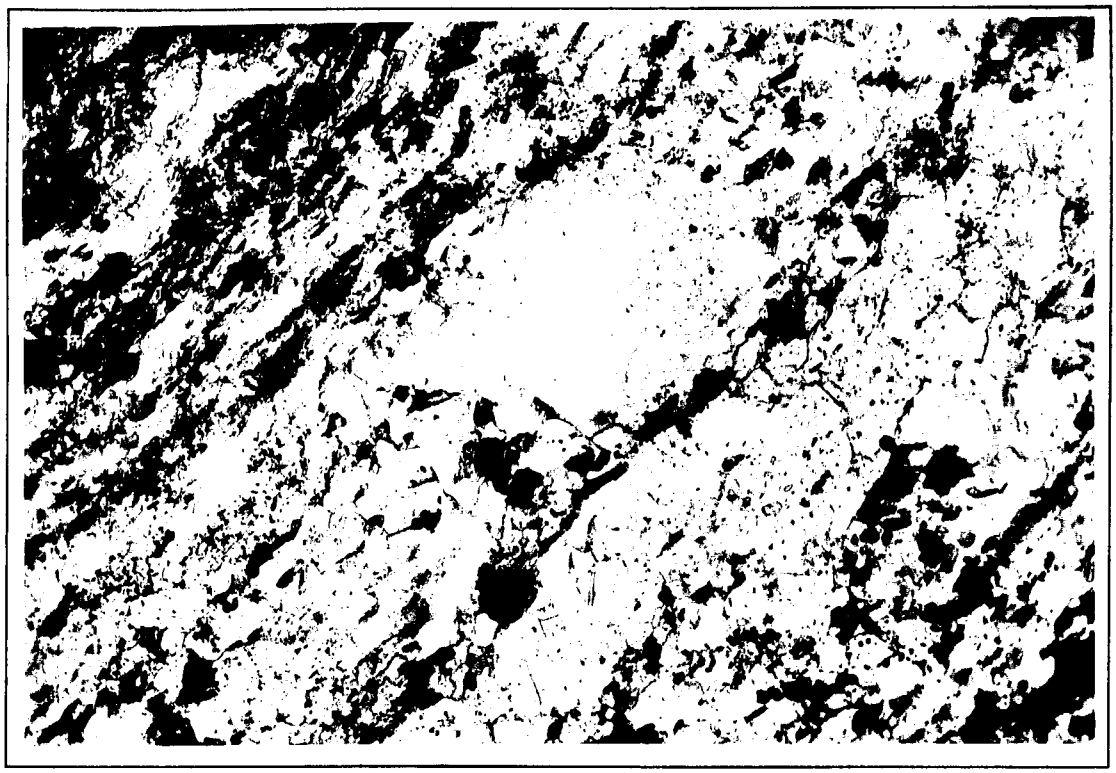


Foto 1

200μ

Foto 2

200μ

ESTAMPA XIII

Minerais acessórios dos listrados quartzofeldspáticos (DEC).

FOTO 1 - Cristal de esfena sub-euédrico, no limite entre uma banda quartzo-albítica e uma banda quartzo-micácea, cuja biotite tem uma coloração verde acastanhada, e está, por vezes, um pouco cloritizada.. Amostra MA 22 (LN).

FOTO 2 – Zirção euédrico e zonado. Amostra MA 22 (fotografia do microscópio electrónico.

ESTAMPA XIII

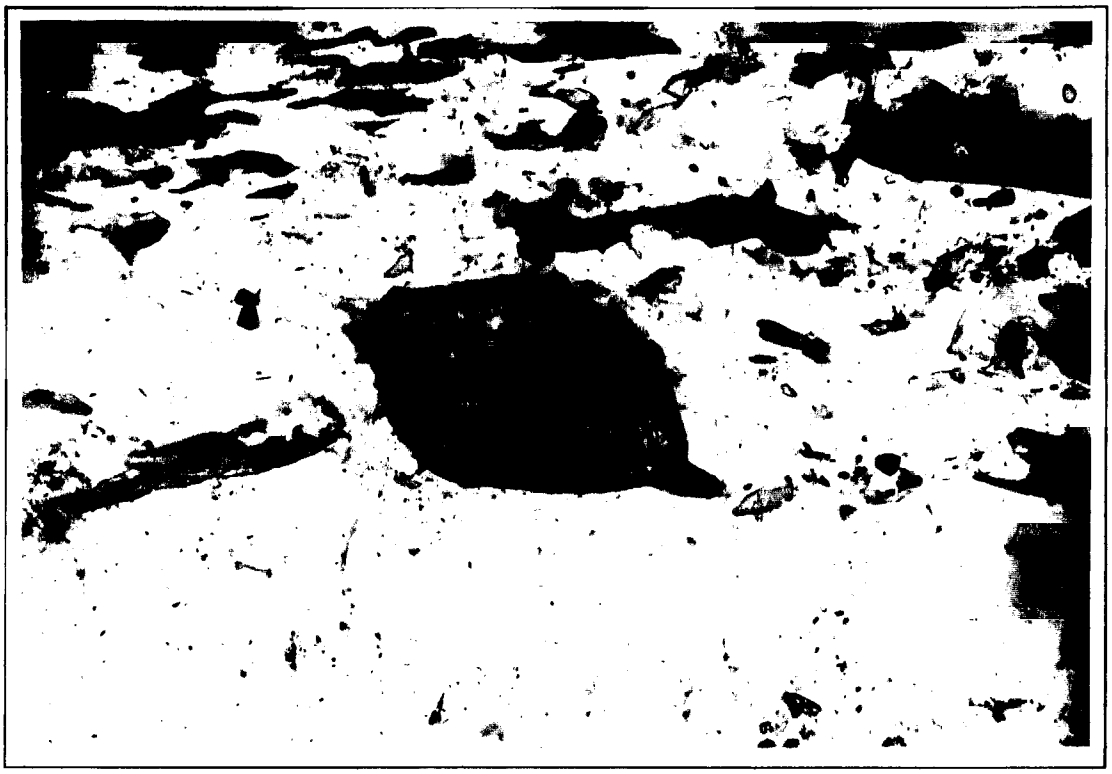


Foto 1

200µ

Foto 2

ESTAMPA XIV

Aspectos mineralógicos e texturais dos quartzofilitos turmalinizados do Alto das Fragas (Valizelos) – Unidade Cb.

FOTO 1 - Porfiroblasto andaluzítico poicilítico e pequenos cristais de estaurolite sub-automórficos. Amostra MA 136 (LN).

FOTO 2 – Turmalinização intensa das zonas micáceas já dobradas pela fase D_{n+1}. Amostra MA 136 (LN).

ESTAMPA XIV

Foto 1

200μ

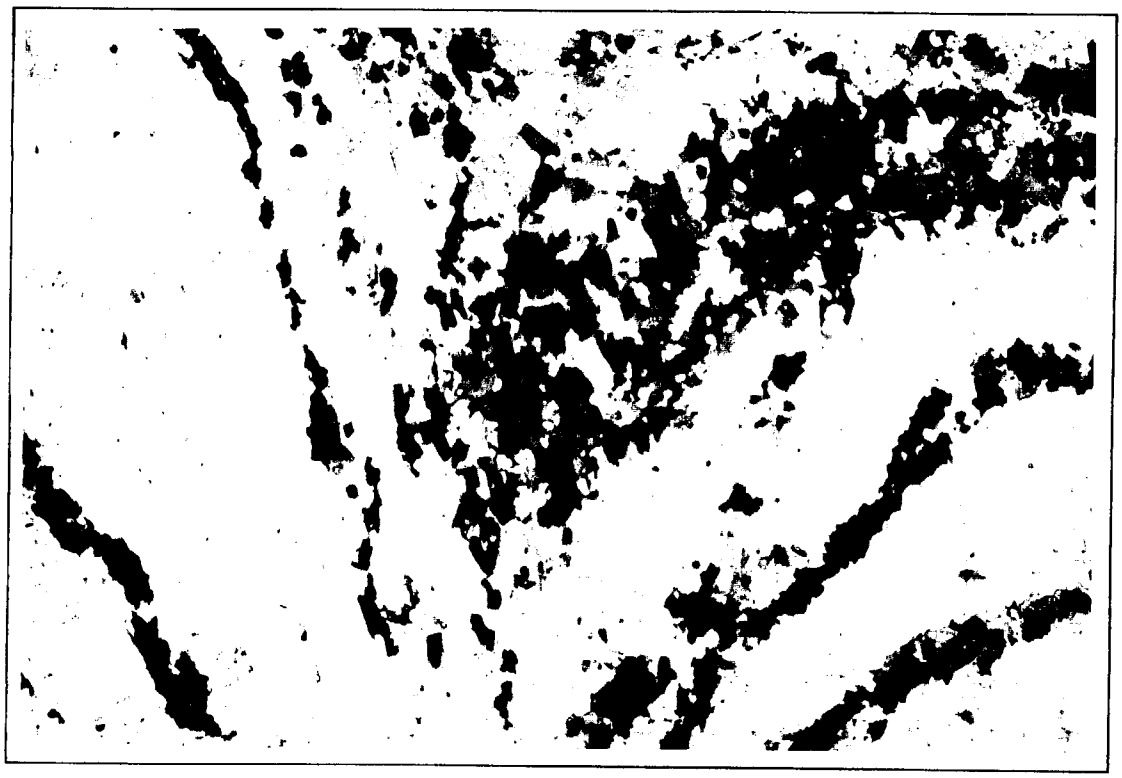


Foto 2

200μ

UNIVERSIDADE DO PORTO
FACULDADE DE CIÊNCIAS
BIBLIOTECA

CARTA GEOLÓGICA DA REGIÃO DE VILA POUCA DE AGUIAR (1:50 000)

(segundo a folha 6-D, em publicação pelo IGM)

LEGENDA

DEPÓSITOS DE COBERTURA

Actual e Holocénico	a	Aluviões
Plistocénico	Q	Terraços

METASSEDIMENTOS DO PALEOZÓICO

	Domínio Estrutural de Três Minas	Domínio Estrutural de Carrazedo — Sub-domínio Inferior	Domínio Estrutural de Carrazedo — Sub-domínio Superior
Devónico Inferior	D_{Cu} Unidade de Curros. Filitos, xistos verdes, gresofilitos e grauvaques	S_{Cb} Unidade de Cubo. Quartzofilitos, quartzitos (*), filitos e microconglomerados	
Silúrico Superior		Unidade de Vale de Égua S_{Re} Sub-Unidade de Rancho. Filitos cinzentos, xistos ampelíticos e alguns liditos (*), quartzitos (**) e rochas calcossilicatadas(***)	S_{SE} Unidade de Santa Maria de Émeres. Quartzofilitos feldspáticos, vulcanitos ácidos, xistos negros (*), filitos, rochas calcossilicatadas (**) e quartzitos (***)
Silúrico Inferior	S_{FN} Unidade das Fragas Negras. Filitos cinzentos a negros, liditos (*), rochas calcossilicatadas (**) e algumas rochas carbonatadas(***)	S_{AC} Sub-Unidade do Alto da Cheira. Quartzofilitos feldspáticos, vulcanitos ácidos, filitos e rochas calcossilicatadas	

ROCHAS GRANITÓIDES HERCÍNICAS

Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica

Pós-tectónicos

- $\gamma\pi m$ Granito de grão médio porfiróide (Granito de Pedras Salgadas)
- $\gamma\pi mg$ Granito de grão médio a grosseiro porfiróide (Granito de Vila Pouca de Aguiar)
- $\gamma\pi g$ Granito de grão grosseiro porfiróide (Granito de Gouvães da Serra e Barbadães)
- γf Granito de grão fino de duas micas (Granito de Sabroso e Pedras Salgadas)

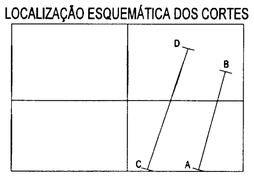
Granitos de duas micas sintectónicos

- $\gamma'g$ Granito de grão médio a grosseiro (Granito da Gralheira)
- $\gamma'm$ Granito de grão médio de tendência porfiróide (Granito do Minhéu, Lagoa e Serapicos)

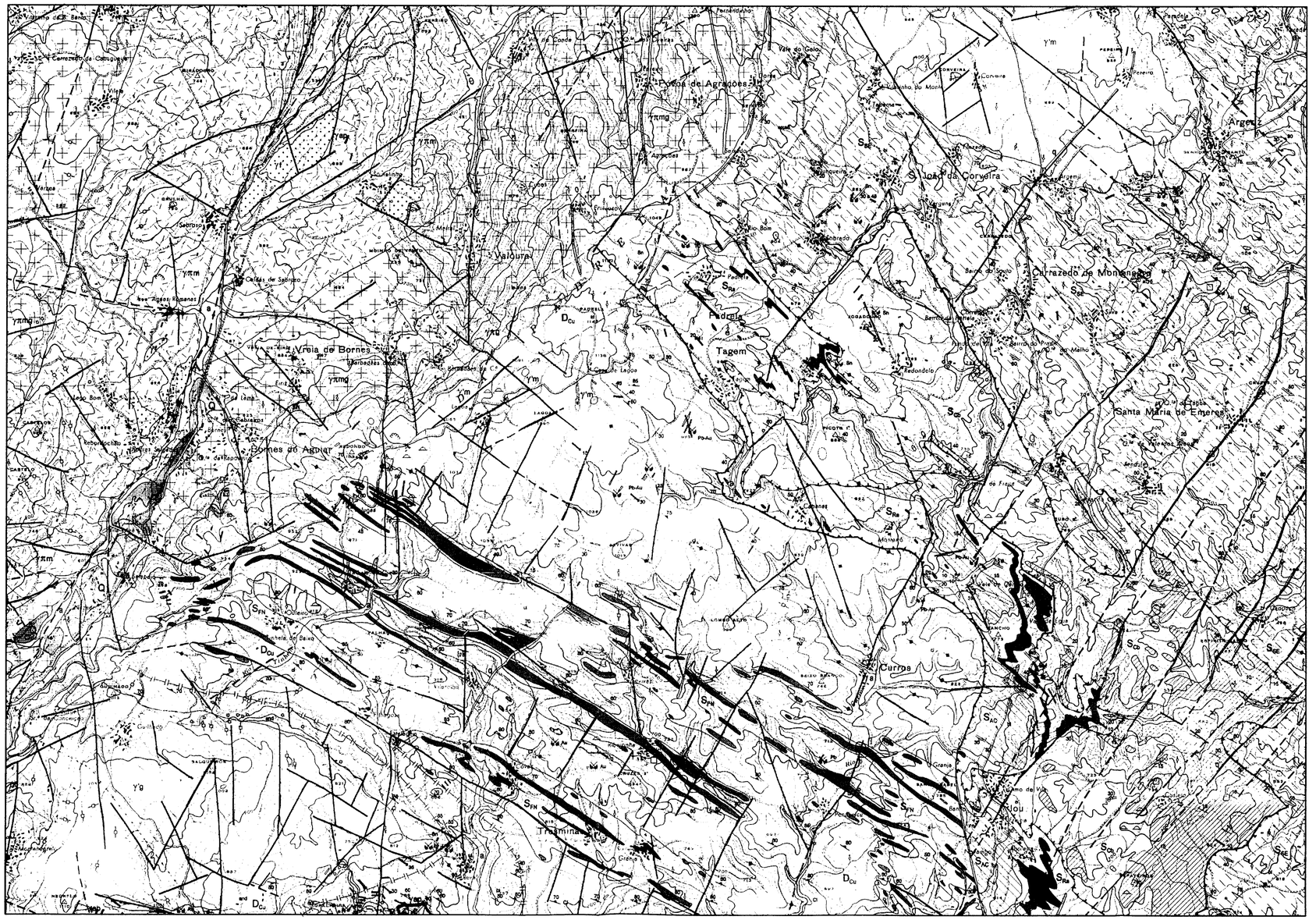
FILÕES E MASSAS

- Quartzo (q)
- Aplito e/ou Pegmatito (γap)
- Pórfiro Granítico (μ)

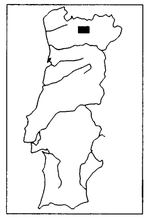
LOCALIZAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS CORTES



Escala 1:500.000



0 500 m 1000 m 2 3 4 5 Quilómetros



Folha **6-D**

VILA POUCA DE AGUIAR

6-A	6-B	7-A
6-C	6-D	7-C
10-A	10-B	11-A

Folhas 1:50 000

60	61
74	75

Folhas 1:25 000

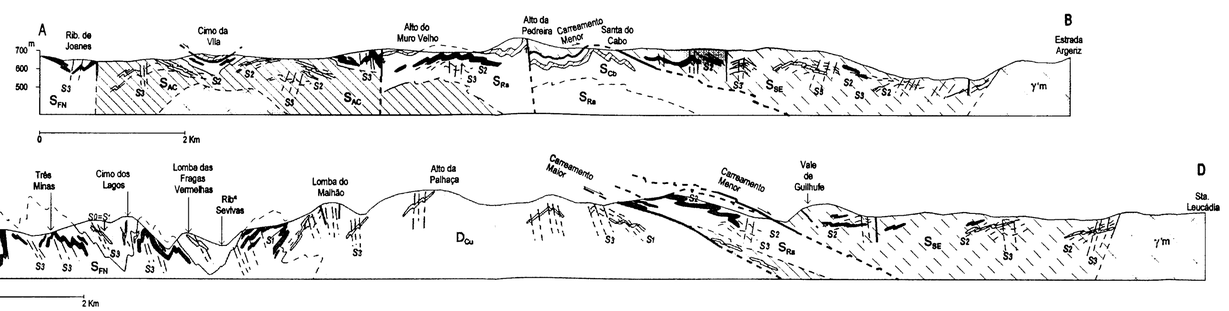
SINAIS CONVENCIONAIS

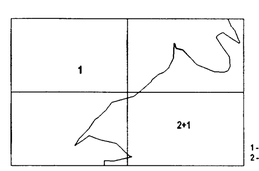
- Limite geológico
- Limite geológico provável
- Falha
- Falha provável
- Zona de cisalhamento
- Cavalgamento provável
- Cavalgamento
- Carreamento provável
- Carreamento
- Isógrada de Metamorfismo Regional (co (Cordierite), and (Andaluzite))
- Isógrada de Metamorfismo de Contacto (bi (Biotite), cl (Clorite))
- Poço
- Nascente
- Furo de captação de água
- Nascente de água minero-medicinal
- Furo de água minero-medicinal
- Mamoa
- Castro
- Pedreira
- Minas a céu aberto
- Exploração mineira abandonada ou suspensa (W (Tungstânio), Sn (Estanho), Pb (Chumbo), Au (Ouro))

SÍMBOLOS ESTRUTURAIS

	Inclinada	Vertical
Estratificação (So)		
Estruturas mesoscópicas		
1ª Fase (F1)		
Xistosidade (S1)		
2ª Fase (F2)		
Xistosidade (S2)		
Chanfeira		
3ª Fase (F3)		
Xistosidade e foliação nos granitos (S3)		
Chanfeira		
Diaclases		

CORTES GEOLÓGICOS



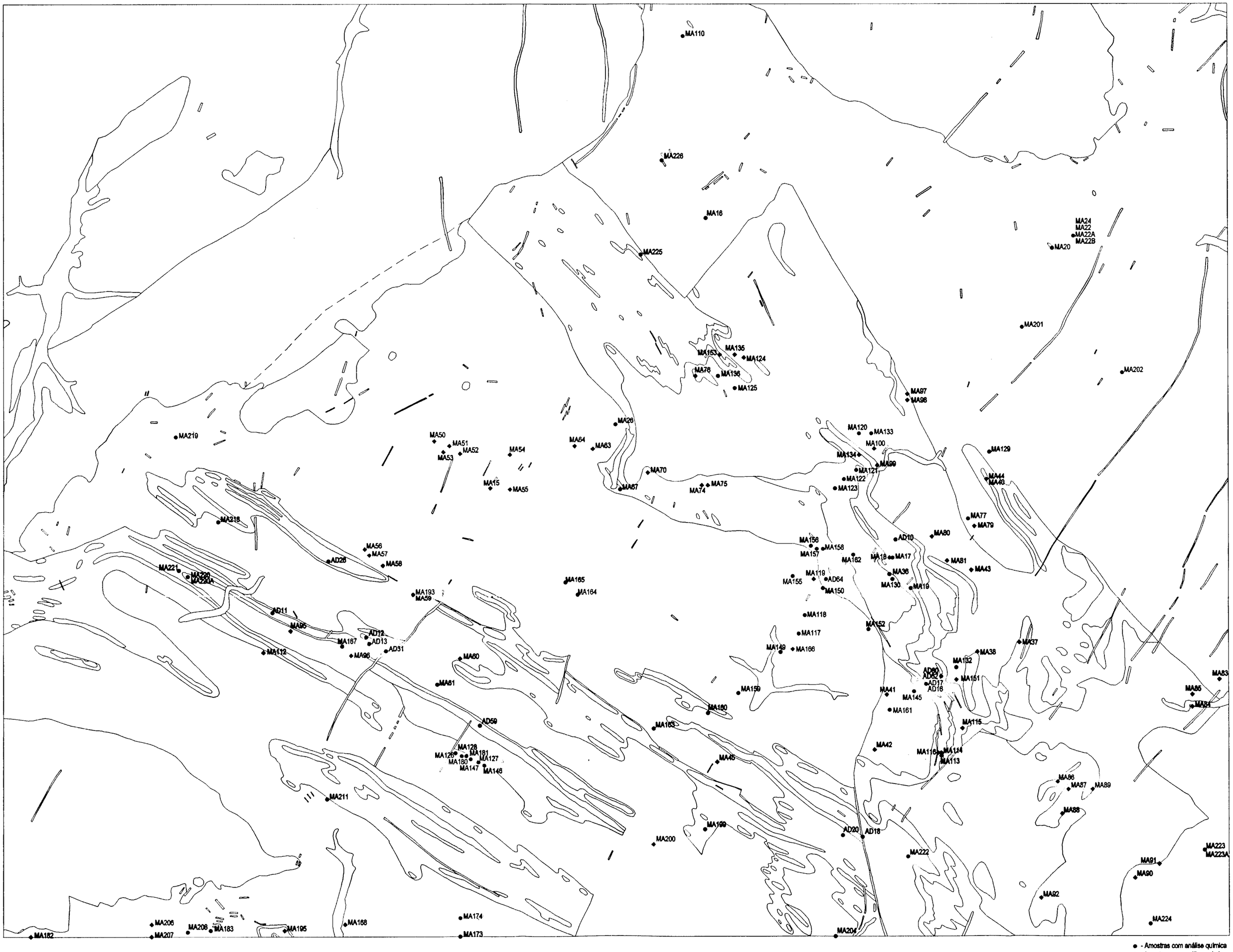


Levantamentos geológicos dos geólogos:
Fernando Noronha (Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP) - Centro de Geologia da Universidade do Porto (CGUP)),
Maria dos Anjos Ribeiro (FCUP - CGUP)
e do prospector **Joaquim Lima**

1 - Fernando Noronha
2 - Maria dos Anjos Ribeiro

UNIVERSIDADE DO PORTO
FACULDADE DE CIÊNCIAS
BIBLIOTECA

CARTA DE AMOSTRAGEM (1:50 000)



● - Amostras com análise química
◆ - Amostras sem análise química