

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O EMBASAMENTO ARQUEANO E AS *NAPPES*  
NEOPROTEROZÓICAS DA FAIXA BRASÍLIA A NORTE DE TRÊS  
PONTAS (MG)

Caio Arthur Santos

Orientador: Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2011 / 07)

SÃO PAULO  
2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O EMBASAMENTO ARQUEANO E AS NAPPES  
NEOPROTEROZÓICAS DA FAIXA BRASÍLIA A NORTE DE TRÊS  
PONTAS (MG)

Caio Arthur Santos



Orientador: Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2011 / 07)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030274

SÃO PAULO  
2011

TF  
S237  
C.A.e

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O EMBASAMENTO AROUBANO E AS NAQUES  
NEOPROTEROZOICAS DA FAIXA BRASÍLIA A NORTE DE TRÊS  
PONTAS (MG)



Caio Arthur Santos

Orientador: Prof. Dr. Celso Augusto Lima Sobrinho

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMADURA  
(11-2011-02)

SÃO PAULO  
2011

## Agradecimentos

Está claro para mim, neste momento, que eu jamais poderia ter vencido as etapas necessárias para chegar até aqui sem o apoio da minha família. Assim, agradeço, em primeiro lugar, à minha mãe, meu pai e ao meu irmão, que deram as primeiras contribuições para que tudo isso pudesse ser realizado.

A confecção deste trabalho sem vários erros vergonhosos só foi possível graças a cuidadosa orientação do Prof. Gergely A. J. Szabó com quem aprendi muito durante esse ano, e a quem agradeço pela orientação, pelas piadas ruins frequentemente muito engraçadas e pelas discussões sempre proveitosas. Aproveito a oportunidade para agradecer também ao Prof. Silvio R. F. Vlach, que também me ensinou muito.

Agradeço ao Prof. Mario Campos pelas análises de metassedimentos, por outros materiais emprestados e pelas dúvidas tiradas. Agradeço também ao Prof. Renato de Moraes, pelas várias sugestões e informações, que foram de grande utilidade e à Prof.<sup>a</sup> Adriana Alves pelas dúvidas em geoquímica e pela grande disposição em ajudar. Agradeço à Geóloga Elisa L. Alexandre, pelo auxílio e pela companhia agradável na segunda etapa de campo (foi um campo meio azarado, mas enfim...)

Agradeço também às pessoas que muito facilitaram minha vida neste ano, e me ensinaram várias coisas que serão muito úteis nos próximos anos: Samuca (Preparação de amostras), Marcos (Microsonda), Isaac (MEV), Paulinho (Fluorescência de Raios-X) e todo o pessoal da biblioteca.

Agradeço à FAPESP pelo apoio financeiro (projetos 2010/17206-2 e 2010/11152-8).

Agradeço a todos os meus companheiros de sala pelos várias risadas e bons momentos destes últimos cinco anos, a todo o pessoal da Cristalografia 2010/Mineralogia 2011, pelas ótimas aulas nesses últimos meses, e aos companheiros do banco da geo/cepege ao longo do curso (Cotoco, Saravá, Ana, Biloba, Mihang, Chava, Adinan, Samuel, Pig, Clô, Zaca, Morsa e vários outros...).

Por fim, agradeço aos grandes amigos Chiquini, Emilia (a quem, por sinal, devo a revisão do "abstract" e uma força na estrutural), Lolita e Sinistro, que mereciam um agradecimento que expressasse decentemente sua importância, e infelizmente serão obrigados a ler apenas esse pequeno "muito obrigado" por tudo o que me fizeram nestes anos.

## Resumo

A região imediatamente a norte de Três Pontas, MG, caracteriza-se pelo empilhamento de várias unidades tectono-estratigráficas pré-cambrianas, nominalmente o embasamento arqueano-paleoproterozóico e as rochas metassedimentares pertencentes à Faixa Brasília Meridional. Apesar das faixas de afloramento das unidades metassedimentares se sucederem em faixas de poucos quilômetros, não existem trabalhos detalhados nessa região. Tendo isso em vista, foram realizados estudos com objetivo de determinar as relações tectono-estratigráficas entre as diversas unidades metassedimentares entre essas e o embasamento, e também esclarecer o papel de rochas metaultramáficas verificadas em levantamentos preliminares. Para tanto foi realizado mapeamento geológico da área de estudo em escala 1:50.000, análise estrutural, análise petrográfica de amostras de todas as unidades e análises químicas minerais e de rocha total de amostras selecionadas.

O embasamento, na área de estudo, é composto principalmente por um conjunto de gnaisses granodioríticos a tonalíticos, em meio aos quais ocorrem lentes de rochas ultramáficas e diques máficos, enquanto as unidades metassedimentares são representadas, na maior parte da área, por um biotita-muscovita xisto de baixo grau metamórfico, acima do qual ocorrem granada gnaisses e cianita-granada quartzitos provavelmente metamorfisados em fácies granulito, pertencentes à *Nappe* Três Pontas-Varginha, sendo que também ocorrem, no extremo sudeste da área, pequenas faixas de uma sequência de filitos e quartzitos. O contato entre o domínio do embasamento e o das *nappes* neoproterozóicas se dá por uma zona de cisalhamento direcional de alto ângulo, que gera estruturas do tipo “strike-slip duplex”.

As rochas ultramáficas ocorrem como lentes dentro do embasamento, e consistem de corpos originalmente intrusivos, muito provavelmente partes de corpos estratiformes, uma vez que se associam a rochas máficas e que os termos menos modificados parecem ter sido originalmente hornblenditos. Essas rochas se encontram metamorfisadas em fácies anfíbolito e exibem desde termos pouco metamórficos e pouco metassomatizados até termos completamente metamórficos e/ou metassomatizados.

Os estudos realizados mostram que o biotita-muscovita xisto apresenta assinatura geoquímica semelhante à de *wackes* e permitem correlacioná-lo ao Sistema de *Nappes* Andrelândia. Além disso, o contraste metamórfico indica que esse conjunto não faz parte da *Nappe* Carmo da Cachoeira.

A evolução geológica sugerida envolve, no embasamento, eventos metamórficos em fácies granulito e anfibolito, que antecedem a colocação dos diques e ainda um terceiro evento metamórfico, que precede a colocação das *nappes*, que provavelmente se deu em condições de fácies xisto-verde, compatíveis com o metamorfismo dos biotita-muscovita xistos e com o retrometamorfismo dos cianita-granada quartzitos e granada gnaisses.

## Abstract

The region just north from Três Pontas, MG, is characterized by the piling of various pre-cambrian tectono-stratigraphic units, namely the archean-paleoproterozoic basement and the metasedimentary rocks that belong to the Southern Brasília Fold Belt. The area lacks on detailed work, and little is known of these rocks but the fact that these units crop out in bands that are only a few kilometers thick. For this reason, studies were made, aiming to determinate the tectono-stratigraphic relationships amidst the metasedimentary units and between these and the basement, and also to clarify the role of ultramafic rocks known from preliminary fieldwork. That was accomplished by geological mapping in 1:50.000 scale, structural analysis, petrographic analysis of samples from all units and mineral and whole-rock chemical analysis of selected samples.

In the studied area the basement is mainly composed by granodioritic to tonalitic gneisses, among which lenses of ultramafic rocks and mafic dykes occur. The metasedimentary units are represented mostly by low-grade biotite-muscovite schist beneath high-grade garnet gneisses and kyanite-garnet quartzites belonging to Três Pontas-Varginha *Nappe*. In addition, a sequence composed of quartzites and phyllites crop out in very small zones in the southeast of the studied area. The contact between the basement domain and the *nappe* domain is made by a high-angle strike-slip shear zone which generate "strike-slip duplex" structures.

The ultramafic rocks occur as lenses in the basement, and were originally intrusive bodies, probably parts of stratiform intrusions, since mafic rocks occur associated, and the less-modified ultramafics seem to be metahornblendites. These rocks were metamorphosed to amphibolite facies conditions, comprising from little-metamorphosed, little-metasomatized rocks, to completely metamorphosed and/or metasomatized rocks.

The studies show that the biotite-muscovite schist presents wacke geochemical signatures and allow a correlation between it and the Andrelândia *Nappe* System. Moreover, the metamorphic contrast indicates that the biotite-muscovite schist do not belong to the Carmo da Cachoeira *Nappe*.

The suggested geological evolution include, in the basement, amphibolite- and granulite-facies metamorphic events, previous to the intrusion of the mafic dykes, and a third amphibolite-facies metamorphic event, that precede the placement of the *nappes*. The later probably happened in greenschist-facies conditions, compatible with the metamorphism of the biotite-muscovite schist and with the retrometamorphism of the kyanite-garnet quartzites and garnet gneisses.

## Sumário

I. Introdução e objetivos.....	1
II. Atividades realizadas.....	2
III. Materiais e métodos.....	3
IV. Geologia Regional.....	5
V. Geologia estrutural e compartimentação das unidades.....	9
VI. Petrografia.....	16
VII. Geoquímica.....	30
VIII. Química Mineral.....	43
IX. Metamorfismo.....	53
X. Conclusões.....	59
XI. Referências.....	62
Anexos.....	67

## I. Introdução e objetivos

A região da cidade de Três Pontas, sul de Minas Gerais, caracteriza-se, geologicamente, pela presença de unidades arqueanas-paleoproterozóicas, pertencentes ao embasamento do cráton São Francisco, em contato com unidades neoproterozóicas, pertencentes à porção meridional da Faixa Brasília, que se dispõem grosseiramente em faixas e se sucedem em espaço relativamente curto. A geologia dessa região, apesar de trabalhos realizados em áreas adjacentes (notadamente Garcia, 2001 e Petemel, 2000), não é conhecida em detalhe, principalmente no que se refere à ocorrência de corpos máficos e ultramáficos (seu contexto estratigráfico, tectônico e metamórfico).

Nesse panorama, o presente trabalho de formatura tem por objetivo estabelecer as relações entre as diversas unidades neoproterozóicas e entre essas e o embasamento arqueano-paleoproterozóico, com ênfase para os corpos de rochas máficas e ultramáficas, através de levantamento geológico de reconhecimento numa área de 234 km<sup>2</sup>, a norte de Três Pontas com bem como de estudos micropetrográficos e análise estrutural. Como complementos serão realizadas análises químicas minerais por microsonda eletrônica em amostras de rochas ultramáficas, para melhor caracterização de seus constituintes e melhor compreensão de sua evolução e análises químicas de rocha total em amostras de rochas máficas e de metassedimentos, com objetivo de se esclarecer, tentativamente, o contexto tectônico das rochas máficas e auxiliar na correlação de rochas metassedimentares cuja associação não esteja clara.

Este trabalho de formatura conta com apoio da FAPESP como projeto de iniciação científica (projeto 2010/17206-2) e também se insere no projeto de pesquisa "Tectônica do Orógeno Brasília na Margem Sul do Cráton do São Francisco: Perspectiva Paleogeográfica, Metamórfica e Estrutural", financiado pela FAPESP (Projeto 2010/11152-8)

A área de estudo se localiza no sul do estado de Minas Gerais, sendo que inclui a cidade de Três Pontas e se encontra a norte de Varginha e a leste de Alfenas. Partindo de São Paulo, o acesso se faz pela Rod. Fernão Dias (BR-381) até as proximidades de Três Corações e então pelas rodovias BR-491 e MG-367.

## II. Atividades realizadas

### II.1 Breve histórico

No período anterior à entrega do relatório de progresso (2/2011 - 7/2011) foram realizados, de acordo com o cronograma que consta do Projeto Inicial, os trabalhos de campo, os estudos petrográficos e estruturais e a confecção de um mapa preliminar que serviu de base para o mapa final aqui apresentado. Além disso, foi realizada uma revisão bibliográfica sobre a geologia da região, que é apresentada, com algumas modificações, no item *Geologia Regional* desta monografia.

No período seguinte foi feita, em primeiro lugar, uma análise das condições metamórficas das várias unidades com, base em diagramas de fase “clássicos”. Em seguida, os dados das análises químicas de rocha total foram tratados e interpretados. Após essa etapa, foram adquiridos, tratados e interpretados os dados de análises químicas em minerais. Por fim, esses dados foram unidos aos disponíveis anteriormente e interpretados em conjunto, resultando no texto final e no mapa geológico que o acompanha.

### II.2 Cronograma atualizado

Atividade/Mês	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Revisão bibliográfica	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Projeto inicial	X									
Trabalhos de campo	X	X								
Análise estrutural		X	X	X	X	X				
Microscopia petrográfica		X	X	X	X	X	X	X	X	
Confecção de mapa		X	X	X	X	X	X		X	
Relatório de progresso						X				
Avaliação do metamorfismo							X			
Química de rocha total					X		X	X	X	
Microsonda eletrônica							X	X	X	
MEV									X	
Monografia									X	X

Legenda: X - Atividade já realizada. O item “Microsonda eletrônica” inclui o tratamento dos dados e o item “Química de rocha total” inclui a preparação das amostras e o tratamento dos dados.

### III. Materiais e métodos

#### III.1 Trabalhos de campo

Foram realizadas três etapas de trabalhos de campo, entre fevereiro e março de 2011, totalizando doze dias de trabalho. Os afloramentos visitados tiveram sua localização definida com auxílio de aparelho GPS. Amostras foram coletadas segundo as técnicas de praxe e medidas estruturais foram coletadas com bussola geológica tipo *Clar*.

#### III.2 Análise estrutural

Para a análise estrutural foi observada a distribuição das diversas unidades em mapa e em perfil, e as medidas coletadas (foliações, lineações, etc...) foram analisadas quanto à sua distribuição em mapa e plotadas em estereogramas, para melhor compreensão do padrão estrutural de cada unidade e da relação entre as diversas estruturas.

#### III.3 Petrografia

Foram confeccionadas, na Seção de Laminação do IGc-USP, 63 seções delgadas de amostras de todas as unidades presentes na área de estudo. O estudo petrográfico foi feito de acordo com as técnicas clássicas, nos laboratórios de microscopia petrográfica do IGc-USP, com uso de microscópios *Olympus BX-40*. Para toda essa etapa, as obras de Nesse (1991), Tröeger (1979), Deer *et al.* (2004) e Passchier & Trouw (1996) foram utilizadas como bibliografia de referência.

#### III.4 Confeção de mapa

Os dados estruturais e petrográficos foram integrados e através dessas informações foi confeccionado um mapa geológico da área de estudo, em escala 1:50.000, que utiliza como base topográfica as cartas 1:50.000 Três Pontas (SF-23-I-I-4) e Ribeirão da Espera (SF-23-I-II-3) do IBGE. Em conjunto com o mapa geológico, foi também confeccionado um mapa de pontos, que mostra a localização dos afloramentos visitados, sua identificação e as informações disponíveis para cada um deles.

#### III.5 Química de rocha total

Oito amostras de biotita-muscovita xistos e anfibolitos foram analisadas por fluorescência de Raios-X no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do GMG/IGc-USP. Foram selecionadas amostras frescas e representativas. A preparação das amostras foi feita no

Laboratório de Tratamento de Amostras do GMG/IGc-USP e envolveu fragmentação, prensagem, moagem e micronização. Os elementos maiores foram analisados em pastilhas fundidas e os menores em pastilhas prensadas. Alíquotas destas amostras também foram aquecidas a 1000°C para medida de perda ao fogo.

### III.6 Microsonda eletrônica

As análises químicas pontuais foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do GMG/IGc-USP, por dispersão de comprimento de onda (WDS) com uso de um aparelho *Jeol Superprobe JXA 8600* equipado com sistema de automação *Thermo-Noran Voyager 4.4*. As condições analíticas foram 15 kV de voltagem de aceleração, 20 nA de corrente de análise e 5 µm de diâmetro do feixe. Procurou-se sempre fazer ao menos duas análises por grão, para que possíveis zonamentos fossem identificados, sendo que nos anfibólios dos metahornblenditos e clorita-talco-antofilita-hornblenda xistos foram sempre realizadas de 3 a 5 análises. Todas as proporções catiônicas foram calculadas com uso do software *MinCalc* (Gualda e Vlach, inédito). O ferro foi considerado totalmente como Fe<sup>2+</sup>, exceto nos anfibólios, onde, para os anfibólios ferromagnesianos, as razões Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> foram calculadas pelo método de Schumacher (Leake *et al.*, 1997) e para os anfibólios cálcicos, pelo método de Schumacher com estimativas máximas de Fe<sup>3+</sup> (Gualda & Vlach, 2005).

### III.7 MEV/EDS

As análises por MEV/EDS, com objetivo principal de identificar fases cuja identificação por meios ópticos foi problemática, foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc-USP com um aparelho *LEO 4410* com espectrômetro EDS *Oxford* acoplado. As análises foram realizadas com voltagem de aceleração de 20 kV e foram também feitas imagens de elétrons secundários e de elétrons retro-espalhados (BSE-Compo) de todos os cristais analisados

## IV. Geologia regional

A área de estudo situa-se, geologicamente, na região da borda meridional do craton São Francisco (Fig. 1), incluindo o domínio cratônico arqueano a paleoproterozóico e unidades metassedimentares neoproterozóicas correspondentes à porção meridional da Faixa Brasília, empurradas sobre o cráton durante o ciclo brasileiro. (Campos Neto *et al.*, 2004; Brito Neves *et al.*, 1999). A Faixa Brasília, parte meridional do Orógeno Tocantins, registra o fechamento do paleo-oceano Goianides pela colisão neoproterozóica entre a Placa Sanfranciscana e a Placa Paranapanema. (Campos Neto *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2004)

### IV.1 Craton São Francisco

A principal unidade cratônica na área de estudo corresponde a uma associação de gnaisses granodioríticos a tonalíticos de idade arqueana a paleoproterozóica, pertencente ao embasamento do craton, por vezes referida como Complexo Lavras (Quemeneur *et al.*, 2003, CPRM 2003, Ávila *et al.*, 2010). Além desta unidade, também ocorrem rochas ultramáficas que podem ser correlacionáveis ao Grupo Barbacena de Pires (1978), unidade arqueana a paleoproterozóica também referida como *Greenstone Belt* Barbacena, que compreende uma associação de rochas metaultramáficas, metamáficas e metassedimentares de baixo grau e foi originalmente definida na região sudeste do Craton São Francisco. Rochas ultramáficas intrusivas no embasamento do craton próximo à área de estudo deste trabalho já foram correlacionadas ao grupo Barbacena (e.g. Garcia, 2001), bem como ultramáficas que ocorrem dentro do sistema de *nappes* da Faixa Brasília Meridional (e.g. Ribeiro *et al.*, 2002; Gengo, 2010)

### IV.2 Faixa Brasília Meridional

As unidades neoproterozóicas na área de estudo se organizam segundo uma grande pilha de *nappes* transportadas grosseiramente para E-NE em direção à borda sul do craton São Francisco (Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Trouw *et al.*, 2000) e compreendem um domínio alóctone formado principalmente por rochas granulíticas e ortognaisses interpretados como remanescentes da raiz de um arco magmático (*Nappe* Socorro-Guaxupé), um segundo domínio alóctone, representado pelo Sistema de *Nappes* Andrelândia, que é composto por rochas metassedimentares formadas entre as facies anfíbolito e granulito (em parte correspondentes ao Grupo Andrelândia de Trouw *et al.*, 1983, e pertencentes à “Seqüência Deposicional

Andrelândia” de Paciullo, 1997), e interpretado como segmento crustal subductado (Campos Neto *et al.*, 2004; Ribeiro *et al.*, 1995, Campos Neto, 2000) e um domínio autóctone (Sistema de *Nappes* Carrancas) formado por rochas metassedimentares metamorfasadas entre as fácies xisto-verde e anfibolito, tradicionalmente interpretado como uma seqüência de margem passiva (Campos Neto, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004), porém considerado como uma sequencia de rift, pré deriva, por Teixeira (2011). Essas unidades serão descritas mais detalhadamente a seguir.

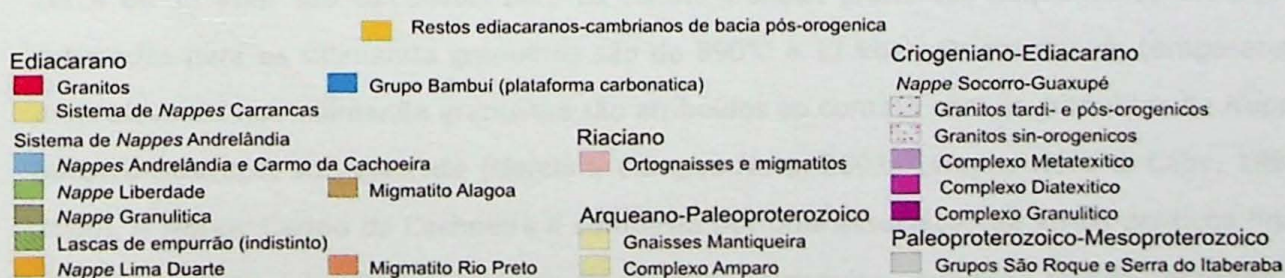
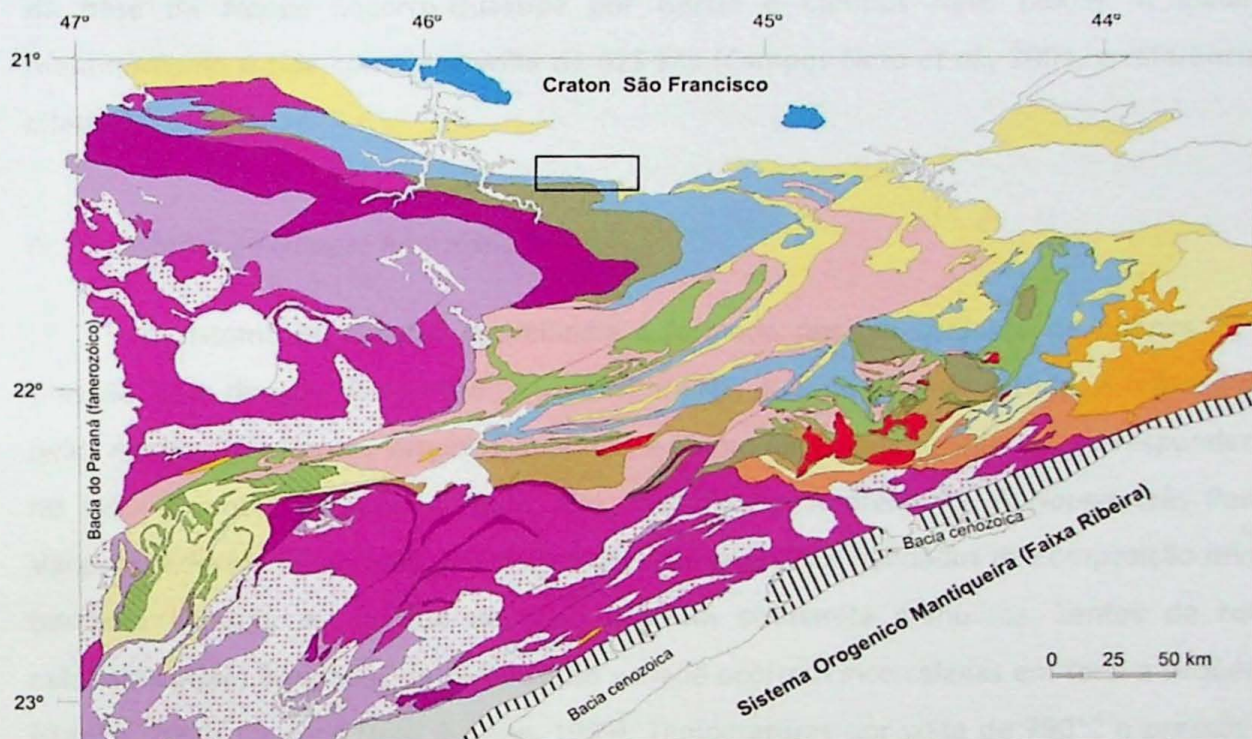


Figura 1: Mapa geológico simplificado da Faixa Brasília Meridional (segundo Campos Neto *et al.*, 2011) com a área de estudo desta cada

#### IV.2.1 *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Consiste de uma lasca espessa (c.a. 10 km) com mergulho suave para sudoeste. Compõe-se, na base, por granulitos de composição enderbítica a charockítica, por vezes com estrutura gnáissica, freqüentemente apresentando granada. Granulitos máficos e granulitos

quartzo-feldspáticos ocorrem associados. Acima dos granulitos ocorrem hornblenda ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, freqüentemente associados a migmatitos. Rochas metassedimentares, tais como sillimanita gnaisses, ocorrem subordinadamente. (Garcia, 2001; Janasi, 1999; Campos Neto & Caby, 1999, 2000) Uma grande quantidade de plutons graníticos ocorre intrusiva nas rochas da *Nappe* Socorro-Guaxupé. Esses corpos tem, de modo geral, afinidades cálcio-alcálicas e idade neoproterozóica, e são interpretados como sin-orogênicos. (Janasi, 1999). Temperaturas máximas de 890°C e pressões máximas de cerca de 11kbar foram calculadas para os granulitos da base da *Nappe* Socorro-Guaxupé por Garcia e Campos Neto (2003). A idade do metamorfismo é tida como por volta de 625 Ma (Campos Neto *et al.*, 2004, e referências lá citadas).

#### IV.2.2 Sistema de *Nappes* Andrelândia.

O Sistema de *Nappes* Andrelândia é formado por um conjunto de *nappes* de alta pressão, com direção de transporte para NE e ENE, que, na área de estudo, é representado pelas *nappes* Três Pontas-Varginha, superior, e Carmo da Cachoeira, inferior, correspondentes, no setor oriental, às *nappes* Pouso Alto, Liberdade e Andrelândia. A *Nappe* Três Pontas-Varginha é formada, na base, por cianita-granada granulitos bandados de composição mineral bastante variada, sendo que no topo ocorrem sillimanita granulitos. Lentes de rochas calciosilicáticas bandadas de composição variada ocorrem intercaladas em toda a seqüência. (Garcia, 2001; Campos Neto & Caby, 1999). Temperaturas por volta de 790°C e pressões de cerca de 12 kbar são calculadas para os cianita-granada granulitos enquanto as condições estimadas para os sillimanita granulitos são de 890°C e 12 kbar. Os valores de temperatura mais elevados nos sillimanita granulitos são atribuídos ao contato com os granulitos da *Nappe* Socorro-Guaxupé, sobrejacente (Garcia e Campos Neto, 2003; Campos Neto & Caby, 1999, 2000). A *Nappe* Carmo da Cachoeira é composta por uma associação de xistos pelíticos finos com quantidades bastante variáveis de biotita, muscovita, quartzo, cianita, granada e plagioclásio, gradando também para quartzitos. Granada-biotita-plagioclásio gnaisses ocorrem associados, assim como lentes de anfibolitos e calciosilicáticas (Garcia, 2001). Garcia e Campos Neto (2003) calculam a temperatura média de formação destas rochas em 669°C, em pressões de 11kbar. Os mesmos autores relatam valores de pressão muito elevados (cerca de 16 kbar) calculados para rochas metabásicas, interpretadas por eles como retro- eclogitos. Tanto a *Nappe* Três Pontas-Varginha quanto a *Nappe* Carmo da Cachoeira possuem rochas com assinatura geoquímica de *wackes* e pelitos (Garcia, 2001; Garcia *et al.*, 2004; Janasi, 1999)

que são interpretadas como derivadas de áreas-fonte juvenis e rochas de arco magmático. Os eventos metamórficos na *Nappe* Três Pontas-Varginha são datados como tendo ocorrido entre 610 e 650 Ma (Campos Neto *et al.*, 2004, e referências lá citadas).

#### IV.2.3 Sistema de Nappes Carrancas

O Sistema de *Nappes* Carrancas é composto principalmente pelas unidades metassedimentares pertencentes ao Grupo Carrancas de Trouw *et al.* (1983), uma sucessão com quartzitos micáceos (em geral com muscovita verde) na base, acima dos quais ocorrem intercalações de quartzito e clorita filito grafitoso que grada para danita-estaurolita-granada xisto, sendo que estas rochas podem ocorrer interestratificadas (Trouw *et al.*, 1983, 2000; Garcia, 2001). As unidades do Sistema de *Nappes* Carrancas e do Terreno Andrelândia são interpretadas conjuntamente por alguns autores (e.g. Paciullo, 1997; Ribeiro *et al.*, 1995, 2002; Trouw *et al.*, 2000, entre outros) como parte de uma mesma unidade sedimentar, a “Megassequência Andrelândia”.

#### IV.3 Trabalhos anteriores na área de estudo

Muito embora a borda sul do Craton São Francisco de modo geral seja uma região estudada por diversos autores, a área deste estudo, especificamente, não possui levantamentos detalhados, sendo contemplada no mapa do estado de Minas Gerais ao milionésimo (CPRM, 2003) e nos trabalhos de Garcia (2001) e Peternel (2000) que englobam áreas imediatamente a leste e sul da cidade de Três Pontas como parte de mapas 1:100.000 e apresentam estudos estruturais e petrográficos. Tanto o mapa de Garcia (2001) quanto o mapa de Peternel (2000) mostram o embasamento a norte-nordeste de Três Pontas cavalgado pelas unidades do Sistema de *Nappes* Carrancas, que, por sua vez, são cavalgadas pela *Nappe* Carmo da Cachoeira. (o mapa de Peternel relaciona todo o conjunto à Sequência Depositional Andrelândia) Em ambos os mapas as diferentes unidades ocorrem em faixas de poucos km de largura com orientação E-W, sofrendo uma inflexão em “z” próximo à cidade, o que também é, tendo em vista a escala, o quadro apresentado pelo mapa da CPRM. Garcia & Campos Neto (2003) e Garcia *et al.* (2003) apresentam cálculos termobarométricos, efetuados com base em razões catiônicas e com base em isótopos de oxigênio.

## V. Geologia estrutural e compartimentação das unidades

### V.1 Estruturação geral da área

A área de estudo se divide em dois domínios principais, o domínio do embasamento arqueano-paleoproterozóico, a norte, e o domínio das unidades metassedimentares neoproterozóicas, a sul. O contato entre essas duas unidades é feito por uma zona de cisalhamento lateral de alto ângulo (tal como indicado no mapa da CPRM, 2003), que se mostra uma feição complexa: ao longo de algumas seções nota-se a repetição de litotipos pertencentes ao embasamento e aos metassedimentos, em espaço de poucas centenas de metros; além disso notam-se afloramentos “fora de lugar” em algumas ocasiões. Essas evidências levam a crer que esta zona de cisalhamento não se comporta como uma estrutura planar simples, sendo na verdade um conjunto de zonas de cisalhamento, formando estruturas tais como os “strike-slip duplexes” descritos por Woodcock & Fisher (1986), o que explicaria as repetições e o aparecimento de lentes de rochas do embasamento em meio às rochas sedimentares, e vice-versa. A comprovação deste modelo, obviamente, envolveria o mapeamento das várias falhas que compõem o complexo, o que as condições de afloramento não permitem. A seguir serão detalhadas as estruturas nas diversas unidades.

### V.2 Domínio do embasamento

Este domínio é composto em sua maior parte por gnaisses granodioríticos a tonalíticos, em meio aos quais se encontram rochas graníticas, lentes de rochas ultramáficas e diques de anfibolitos.

#### V.2.1 Gnaisses granodioríticos a tonalíticos e anfibolitos

As rochas deste conjunto foram submetidas a graus variados de deformação. Em geral a estrutura mais importante é uma foliação milonítica de intensidade variável, dada normalmente por biotita, quartzo estirado e (quando presente) hornblenda. A direção geral da foliação é E-W, com mergulho variável, normalmente para S.

Por vezes se encontram afloramentos onde as rochas não se apresentam miloníticas, apresentando uma foliação não muito intensa, pouco perceptível em seção delgada, com dobras fechadas decimétricas. Esses afloramentos são mais comuns em porções distantes do

contato com as rochas neoproterozóicas, o que, juntamente com a coincidência da direção da foliação milonítica com a direção predominante da foliação nos biotita-muscovita xistos e com o fato de algumas das rochas mais intensamente milonitizadas ocorrerem associadas às “intercalações tectônicas” descritas acima, indica que as estruturas miloníticas estão relacionadas à colocação das *nappes* neoproterozóicas e que as dobras são estruturas mais antigas preservadas.

Lineações de estiramento são feições incomuns, sendo por vezes encontradas nos litotipos mais miloníticos. A direção geral das lineações é E-W, com caimento baixo, o que também coincide com as lineações medidas nos afloramentos de biotita-muscovita xisto.

Diques de anfibolito ocorrem dispersos nos gnaisses. Em geral são retilíneos (muito embora normalmente não possuam texturas ou minerais ígneos preservados) e tem orientação E-W. Os anfibolitos são em geral rochas isótropas, com raros termos foliados.

#### V.2.2 Rochas ultramáficas

Compreendem clorita-talco-hornblenda fels (xistos) e rochas correlatas (vide *Petrografia*). As características destas rochas e sua ocorrência em afloramentos espaçados levam a crer que elas ocorrem como lentes dentro dos gnaisses. A definição precisa dos contatos entre estas lentes e os gnaisses circundantes é problemática e, no mapa anexo a este trabalho, corpos maiores foram individualizados, com contatos inferidos através da disposição dos afloramentos. Frequentemente estas rochas se apresentam não-orientadas. Quando foliadas, a foliação é definida pelo talco, e as orientações nos diferentes afloramentos não são coerentes entre si. Não se notam lineações.

A ocorrência de serpentinitos, metagabronoritos e metahornblenditos, circundados por rochas progressivamente mais hidratadas/silicificadas sugere que estes afloramentos são porções menos alteradas de lentes máficas-ultramáficas maiores.

#### V.2.3 Anfibolitos Migmatíticos

Trata-se de uma unidade de ocorrência restrita na área. As principais estruturas observadas são dobras de estilo e escala bastante variáveis, e pequenas zonas de cisalhamento dúcteis, estruturas que, talvez devido ao pequeno número de exposições, não formam um padrão coerente.

#### V.2.4 Granitos miloníticos

Formam um aparente corpo intrusivo dentro dos gnaisses típicos do embasamento. A principal estrutura é uma foliação milonítica, anastomosada, que contorna freqüentes porfiroclastos de feldspato potássico. A foliação tem orientação aproximadamente N-S, discordante da direção geral da foliação nos gnaisses.

#### V.3 Domínio das *nappes* neoproterozóicas.

Esse domínio é composto por rochas metassedimentares neoproterozóicas que consistem, em grande parte, de uma faixa de biotita-muscovita xistos, sobre os quais está colocado um conjunto de metassedimentos de alto grau com feições migmatíticas. Todo o pacote pertence ao Sistema de *Nappes* Andrelândia. A relação entre os dois pacotes é de baixo ângulo, o que condiz com as informações da literatura (e.g. Garcia, 2001; Campos Neto *et al.*, 2004, Campos Neto & Caby, 1999).

Além das unidades citadas acima, também pertencem a esse domínio os metassedimentos de baixo grau aflorantes na Serra de Três Pontas (referidos como *Seqüencia Serra de Três Pontas* por Garcia, 2001) em geral correlacionados ao Grupo Carrancas (Garcia, 2001; Petemel, 2000; Peternel *et al.*, 2005), cuja relação com as unidades adjacentes não está clara: o mapa de Maciel (1986) indica que essa sequencia se sobrepõe tectonicamente às rochas a sul, que são lá indicadas como pertencentes ao Grupo Andrelândia (indiferenciado). Peternel (2005) faz a mesma interpretação em relação às unidades a sul, e indica que, a norte, os metassedimentos da serra de Três Pontas estão em contato com o embasamento, o qual cavalgam. Por outro lado Garcia (2001) interpreta as rochas em torno da Serra de Três Pontas como pertencentes ao grupo Carrancas e a estrutura da Serra de Três Pontas como uma *klippe* sobre essas rochas. Uma vez que a área de estudo desse trabalho inclui apenas duas pequenas faixas de afloramento dos metassedimentos da Seqüencia Serra de Três Pontas (vide mapa geológico anexo), essa unidade e sua relação com as demais, não foram estudadas em detalhe. Entretanto, pode-se afirmar que, a norte, essa unidade se encontra em contato com os biotita-muscovita xistos relacionados ao Sistema de *Nappes* Andrelândia, e não com o embasamento.

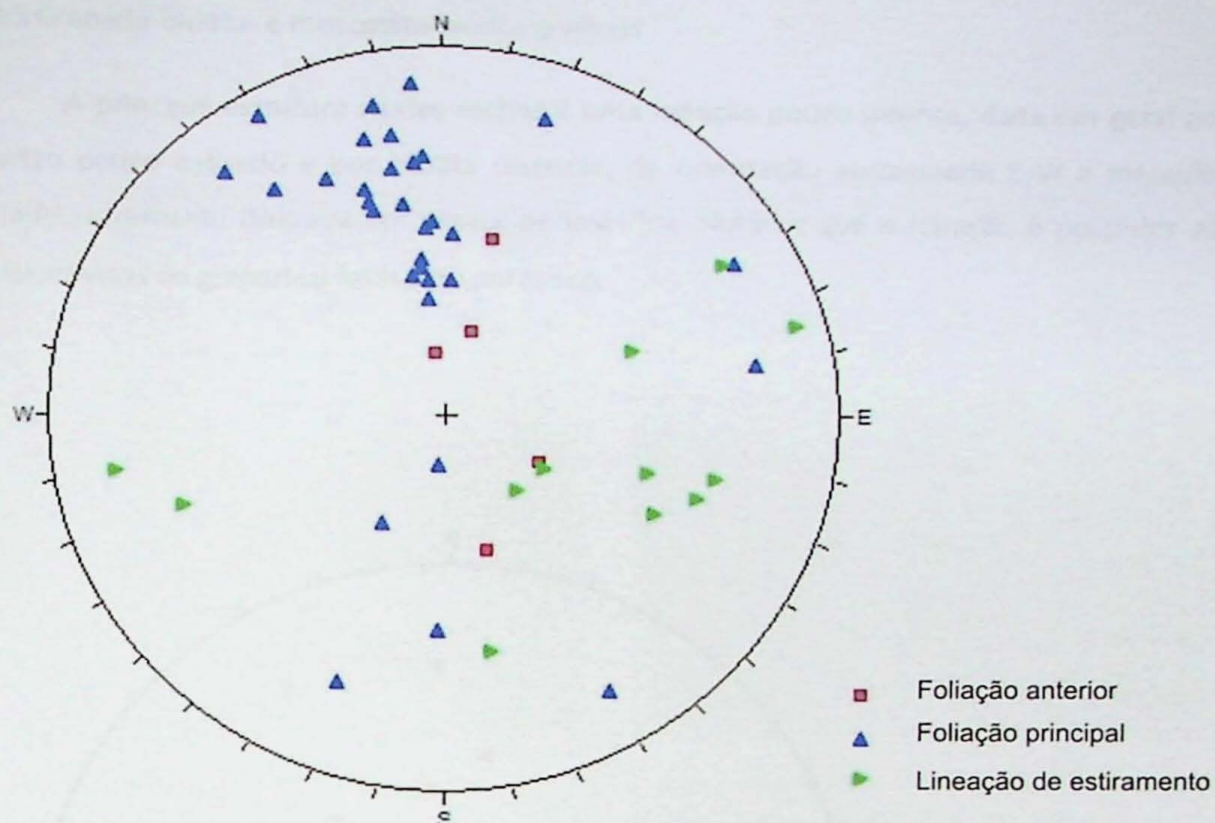
##### V.3.1 Biotita-muscovita xisto

É o litotipo mais abundante na área. Sua foliação principal tem orientação aproximadamente E-W com mergulhos relativamente altos para sul (estereograma 1). Em alguns afloramentos (especialmente os mais frescos) é possível notar que essa foliação

transpõe uma foliação anterior de orientação semelhante e mergulho mais baixo. (Figs. 2, 3) que na verdade predomina nos afloramentos mais frescos, estando transposta apenas em alguns pontos. Nas seções delgadas confeccionadas em amostras desses afloramentos nota-se que a foliação *anterior* é dada principalmente por bandas ricas em muscovita e por biotita dispersa (Fig. 4), e que esta se trata, no mínimo, de uma superfície  $S_2$ , como evidenciado pela presença de arcos poligonais em biotita e microlithons e dobras intrafoliais nas bandas ricas em muscovita. Essas relações indicam também que os principais minerais se formaram concomitantemente ou anteriormente à  $S_1$ . A provável foliação  $S_2$  encontra-se dobrada com estilo variado, de suave a fechado, sendo que por vezes existe uma separação entre domínios de dobras suaves e domínios onde biotita e quartzo, principalmente, se orientam segundo  $S_3$ , muito embora, provavelmente, nas áreas de maior transposição muscovita também esteja orientada segundo  $S_3$ . Essa diferença verificada entre afloramentos com maior e menor grau de alteração pode ser devida à maior proporção de quartzo, que faz com que esses afloramentos se conservem mais facilmente, mas também muda o comportamento reológico dessas rochas, fazendo com que sua deformação seja mais difícil, e que, portanto, a foliação seja transposta menos intensamente.

Em estereograma, os pólos da foliação  $S_3$  se orientam, de forma aproximada, de acordo com um círculo mínimo, o que indica um dobramento cônico, com geratriz concordante com a direção geral das lineações de estiramento. Esse padrão de dobramento é típico de zonas de cisalhamento dúcteis e mostra que a zona de cisalhamento é contemporânea a  $S_3$ .

Lineações nos biotita-muscovita xistos são principalmente lineações de estiramento nos veios de quartzo que ocorrem frequentemente em meio aos xistos. As lineações (estereograma 1) tem direção aproximada E-W, com mergulhos baixos, o que indica transporte lateral. A disposição das direções da lineação em estereograma pode indicar as lineações foram deformadas por um evento posterior.



Estereograma 1. Estruturas no biotita-muscovita xisto

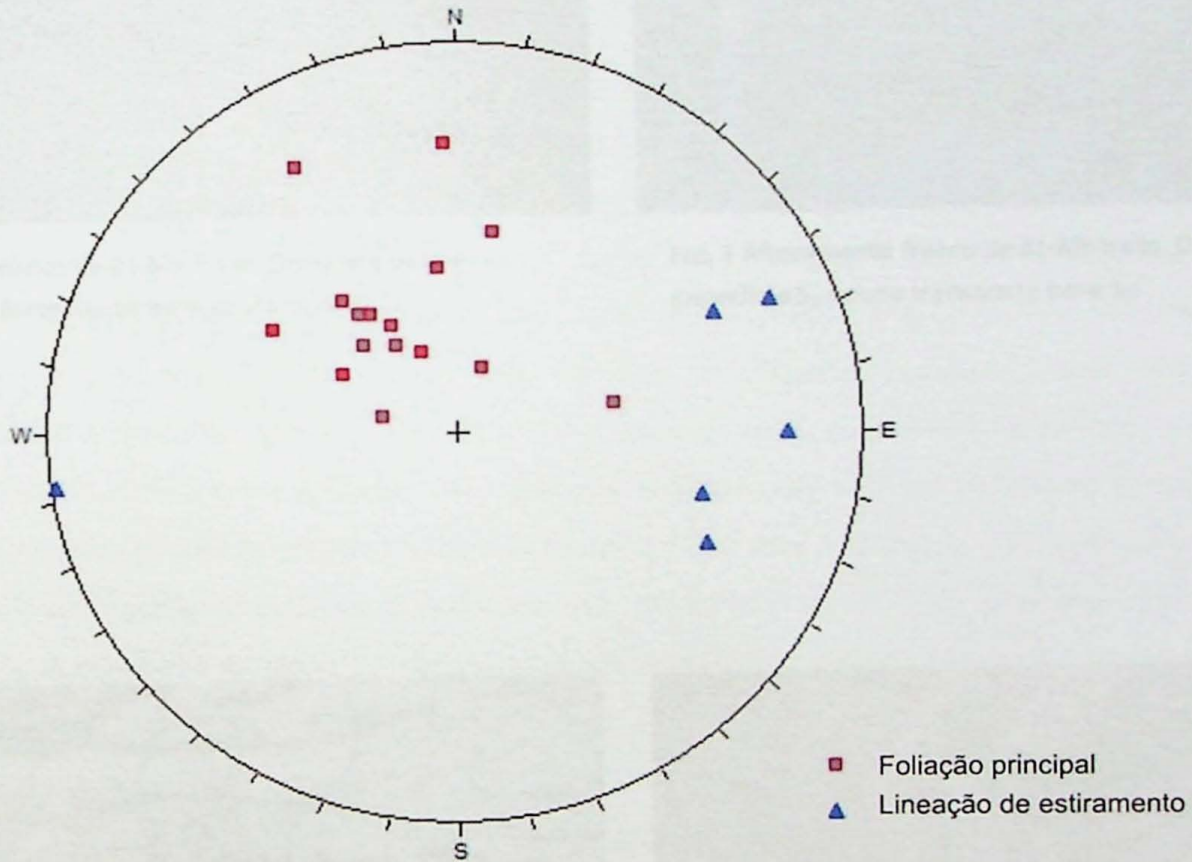
### V.3.2 Granada-cianita gnaisses a quartzitos

Tratam-se de gnaisses de alto grau metamórfico com alto teor de quartzo e raras intercalações de granada anfibolitos. A principal estrutura nestes gnaisses é uma foliação milonítica de baixo ângulo com mergulho para SE (estereograma 2), dada principalmente por quartzo e feldspato potássico estirados. O caráter milonítico da foliação é evidenciado pela presença de porfirodastos com sombras de pressão (Fig. 5) pares S-C e minerais "fish". A presença dos pares S-C mostra também que a foliação milonítica é uma superfície  $S_2$ , no mínimo.

O cisalhamento foi, de modo geral, bastante intenso sobre essas rochas, como mostrado pelo forte estiramento de quartzo e feldspato potássico e também de minerais como cianita e granada. Lineações de estiramento mineral são raras e apresentam orientação E-W com baixo caimento (estereograma 2).

### V.3.3 Granada-biotita- e muscovita-biotita gnaisses

A principal estrutura nestas rochas é uma foliação pouco intensa, dada em geral por quartzo pouco estirado e por biotita dispersa, de orientação aproximada E-W e mergulho variável, raramente dobrada em escala decimétrica. Nota-se que a foliação é posterior aos porfiroblastos de granada e feldspato potássico.



Estereograma 2. Estruturas nos (titanita)-biotita-granada gnaisses e muscovita-biotita gnaisses

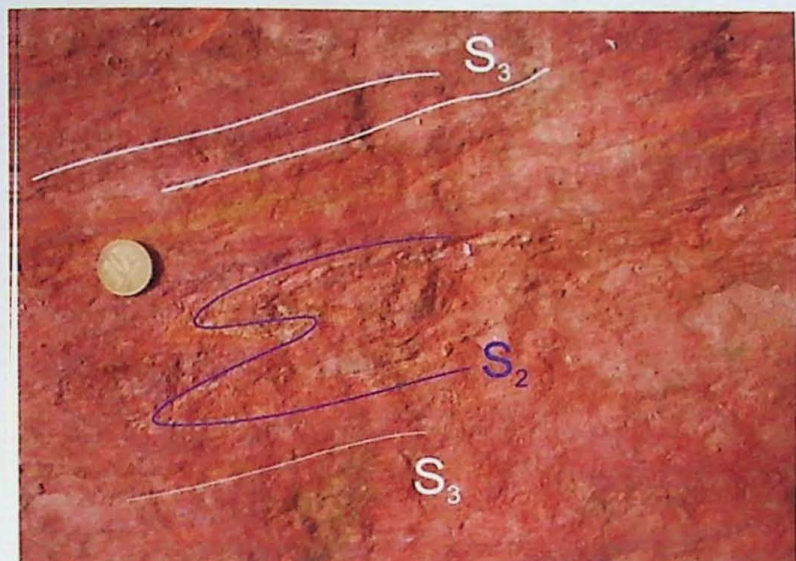


Fig. 2 Afloramento de Bt-Ms-xisto. Destaque para a superfície  $S_2$  fortemente transposta para  $S_3$ .



Fig. 3 Afloramento fresco de Bt-Ms-xisto. Destaque para a superfície  $S_2$  pouco transposta para  $S_3$ .



Fig.4 Granada com sombra de pressão. Polarizadores paralelos. Lado maior: 6,5mm.



Fig. 5 Dobras no biotita-muscovita xisto . Polarizadores paralelos. Lado maior: 10,4mm

## VI. Petrografia

### VI.1 Domínio do embasamento

#### VI.1.1 Gnaisses granodioríticos a tonalíticos.

Conjunto de gnaisses heterogêneos que constitui a unidade predominante no embasamento. Afloram de formas variadas: como blocos de diversos tamanhos, lajes, barrancos alterados e, raramente, pequenas cachoeiras. O tipo predominante corresponde a gnaisses adzentados, fortemente foliados, frequentemente porfiroclásticos, com bandamento milimétrico a submilimétrico, de coloração rosada quando alterados. Microscopicamente nota-se que o bandamento é definido por lentes máficas de espessura submilimétrica, descontínuas e irregulares, dentro de uma “matriz” félsica (Fig. 6), que se amoldam aos porfiroclastos, formando uma foliação anastomosada. Além das lentes máficas, a foliação também é definida normalmente por quartzo estirado e por biotita dispersa. As porções félsicas são compostas por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em proporções variadas, normalmente com proporções menores de feldspato potássico, muito embora existam tipos onde feldspato potássico predomina e amostras onde é difícil a distinção entre feldspato potássico e plagioclásio, de modo que as proporções relativas são difíceis de serem determinadas. Ambos feldspatos ocorrem como porfiroclastos e na matriz, sendo que, quando ocorrem como porfiroclastos, os feldspatos são subidiomórficos, cerca de duas vezes maiores do que os cristais da matriz; o feldspato potássico é peritítico e o plagioclásio ( $\approx An_{30}$ ) por vezes apresenta zoneamento normal. Quando ocorre na matriz o feldspato potássico se encontra mais alterado, assim como o plagioclásio, que também raramente é geminado, o que dificulta a separação entre ambos. Quartzo ocorre sempre na matriz, variavelmente estirado, sempre com extinção ondulante e quase sempre com feições de recristalização dinâmica, tais como migração de borda de grão e rotação de subgrãos, por vezes sobrepostas por texturas de recristalização estática.

Os minerais máficos representam cerca de 25% da composição mineral dessas rochas, consistindo de proporções variadas de biotita, epidoto, titanita e eventualmente hornblenda. Biotita está sempre em proporção superior aos demais minerais máficos e, além de ocorrer associada aos máficos, também costuma ocorrer dispersa em meio aos minerais félsicos, sempre como palhetas finas orientadas, ou pelo menos grosseiramente orientadas segundo a foliação. Epidoto apresenta-se como cristais anédricos não-orientados, quase sempre associado a titanita e biotita, raramente isolado ou em agregados apenas de epidoto (quando

mais abundante). Titanita ocorre sempre associada a biotita, como cristais anédricos ou como agregados irregulares, por vezes com indusões de opacos. Hornblenda, quando presente, ocorre subidiomórfica, associada aos máficos, grosseiramente orientada, por vezes zonada com núcleos mais claros e mais alterados.

Os principais acessórios são apatita e zircão, que ocorrem subidiomórficos e normalmente dispersos. Também podem ocorrer opacos (frequentemente manteados por titanita) e allanita, alterada, metamictica e manteada por epidoto.

Além do tipo predominante descrito acima, também são encontrados na área de estudo gnaisses altamente quartzosos e gnaisses graníticos com enclaves granodioríticos.

#### VI.1.2 Anfibolitos

Essas rochas ocorrem como diques retilíneos cortando os gnaisses, sendo que por vezes afloram como concentrações de blocos no chão. Consistem de anfibolitos de granulação média, raramente foliados, em geral com textura decussada, frequentemente sem texturas ígneas preservadas, à exceção de poucas amostras com textura blasto-subofítica (Fig. 7). Sua mineralogia básica é dada por plagioclásio e hornblenda em proporção de aproximadamente 2:3. O plagioclásio ( $\approx An_{33}$ ), frequentemente se encontra saussuritizado e é normalmente granular, sendo que habito ripiforme e cristais com zoneamentos normal ocorrem principalmente nas amostras com textura ígnea preservada. A hornblenda apresenta hábitos variados, prismática, granular ou completamente anédrica e por vezes apresenta inclusões de plagioclásio.

Os principais acessórios são opacos e titanita. Ambos ocorrem associados a hornblenda, e titanita sempre ocorre manteando os opacos, o que sugere que os opacos sejam ilmenita. Além destes, algumas amostras apresentam quartzo, que ocorre anédrico, formando agregados. Outros acessórios incluem apatita e raramente, escapolita e tumalina.

#### VI.1.3 Rochas ultramáficas e máficas associadas.

Muito embora a maior parte das rochas metaltramáficas que ocorrem dentro do embasamento gnáissico possa ser classificada genericamente como “talco fels”, existe uma grande e sistemática variação litológica dentro desse conjunto (que inclui rochas máficas associadas), e mesmo dentro dos “talco fels”. Por isso, as diversas variedades encontradas serão descritas em separado a seguir.

### VI.1.3.1 *Metagabronoritos*

Foi identificado na área de estudo um corpo de metagabronorito associado às rochas ultramáficas. São rochas de granulação média e textura hipidiomórfica, inequigranular, cuja composição mineralógica primária inclui plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda, cujas proporções variam mesmo no espaço de dezenas de metros, assim como a intensidade das transformações metamórficas, que consistem principalmente na transformação de piroxênios em anfibólios secundários.

Dentre os minerais essenciais, plagioclásio ocorre subidiomórfico e, quando em menor quantidade, intersticial aos máficos. Ortopiroxênio (em geral mais abundante do que clinopiroxênio) costuma se apresentar granular, fraturado, com leve pleocroísmo em tons de verde e rosado, importante para distingui-lo do clinopiroxênio. Clinopiroxênio ocorre de forma semelhante ao ortopiroxênio, porém menos fraturado. Hornblenda tem pleocroísmo entre castanho e amarelo esverdeado ou entre verde escuro e verde amarelado, e aparece como cristais grandes e subidiomórficos, por vezes intersticiais em relação aos piroxênios e ao plagioclásio, com aparentes exoluções de minerais opacos (Fig. 8). Os únicos minerais acessórios presentes são apatita, em todas as amostras e, por vezes, minerais opacos.

Os minerais metamórficos consistem em duas gerações de anfibólios, sendo que a primeira consiste de cummingtonita, que aparece mesmo nas amostras menos afetadas por metamorfismo, sempre mantendo ortopiroxênio, e o substituindo completamente nas amostras mais modificadas (Fig. 9). A segunda geração é composta por hornblenda, que apresenta pleocroísmo em tons de verde-claro, e ocorre de forma muito restrita nas amostras menos metamórficas e de forma mais expressiva nas mais metamórficas, sempre mantendo o anfibólio incolor, ou preenchendo fraturas (Fig. 10) Nota-se que a ocorrência da hornblenda parece ser restrita aos contatos entre a cummingtonita e o plagioclásio, o que leva a crer que seu aparecimento resulta de uma reação entre o anfibólio incolor e o plagioclásio, que resulta num anfibólio mais rico em Ca e Al (vide *Química Mineral*, adiante)

### VI.1.3.2 *Clorita-antofilita-hornblenda fels (metahornblendito)*

Associado aos metagabronoritos ocorre um Clorita-antofilita-hornblenda fels, interpretado como um metahornblendito (vide *Química Mineral*, adiante). Trata-se de uma rocha de coloração escura, granulação média e textura decussada, composta principalmente (cerca de 65%) por hornblenda, que apresenta pleocroísmo em tons de verde-claro e ocorre como cristais mais ou menos prismáticos. Esses anfibólios apresentam sobrecrescimentos

aciculares a prismáticos de hornblenda/actinolita e, mais raramente, de antofilita (Fig. 11), sendo que antofilita também ocorre como cristais prismáticos ou anédricos dispersos, ocasionalmente de tamanho comparável ao dos cristais de hornblenda. Clorita ocorre como agregados de textura radiada, por vezes em cristais muito finos, associados à antofilita.

#### VI.1.3.3 *Talco-dolomita-hornblenda serpentinito*

Rocha ultramáfica de ocorrência restrita. Aflora como blocos relativamente grandes e como pequenas lajes e possui cor escura e granulação fina. Microscopicamente nota-se que consiste de um serpentinito (serpentina corresponde a 40% da rocha) com megacristais de actinolita, dolomita e, (mais raramente) magnetita, numa matriz de textura decussada, equigranular, composta basicamente por serpentina. A hornblenda (cerca de 10%) forma cristais prismáticos aparentemente consumidos por talco, que cresce em suas bordas, e por magnetita (Fig. 12), que aparece principalmente nas clivagens. Além de ocorrer nas bordas de hornblenda, talco (c.a. 20%) também ocorre como pseudomorfos de hornblenda, e raramente na matriz. Magnetita apresenta-se, como dito acima, nas clivagens e bordas dos cristais de actinolita e como megacristais dispersos. Dolomita (cerca de 20%) ocorre também como megacristais, associados a hornblenda, opacos e talco. Clorita também ocorre, muito raramente, como pseudomorfo de hornblenda.

#### VI.1.3.4 *Clorita-hornblenda-talco fels*

Rocha que ocorre associada aos serpentinitos descritos acima, texturalmente semelhante, ou seja, com megacristais de hornblenda numa matriz de textura decussada, porém nesse caso composta por talco (45%) e clorita (20%) Tanto o talco como a clorita ocorrem como palhetas finas. Hornblenda (20%) ocorre como cristais prismáticos manteados por talco e com opacos nas clivagens, novamente de forma semelhante ao verificado nos serpentinitos. Além de ocorrerem nas clivagens da hornblenda, opacos também aparecem como cristais anédricos dispersos na matriz.

#### VI.1.3.5 *Clorita-talco-antofilita-hornblenda fels*

Rochas de coloração esverdeada, ocorrem como pequenos blocos enterrados. Sua textura é definida por megacristais numa matriz decussada, inequigranular. Hornblenda (cerca de 40%) ocorre principalmente como megacristais tabulares, sempre com sobrecrescimentos de antofilita (Fig. 13), que por vezes chega a substituir a hornblenda completamente. Os megacristais de hornblenda se apresentam de forma semelhante à dos anfibólios no



Fig.6 Bandamento em gnaiss tonalítico. Polarizadores paralelos. Lado maior: 10,4 mm.

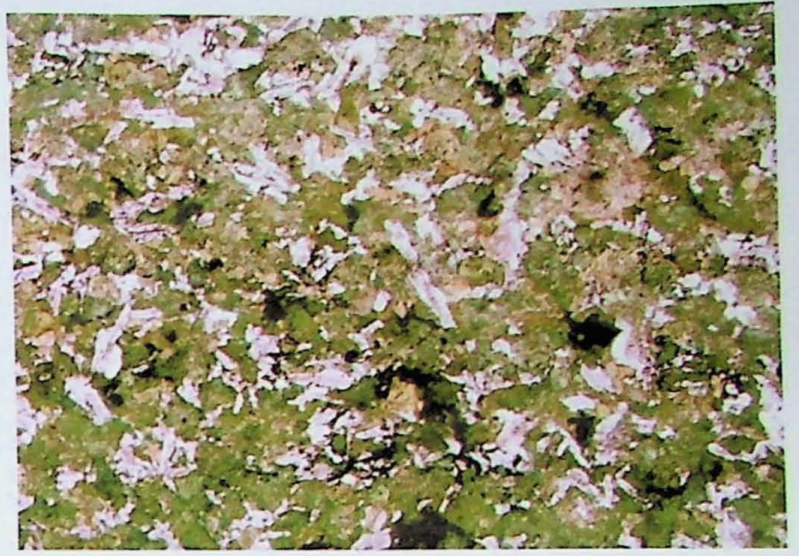


Fig.7 Anfibolito com textura blasto-subofítica. Polarizadores paralelos. Lado maior: 6,5mm.



Fig. 8 Hornblenda com aparentes exoluções de opacos. Polarizadores paralelos. Lado maior: 1,3mm.



Fig. 9 Ortopiroxênio manteado por duas gerações de anfibólio (incolor e verde) Polarizadores cruzados. Luz convergente. Lado maior : 0,65mm.

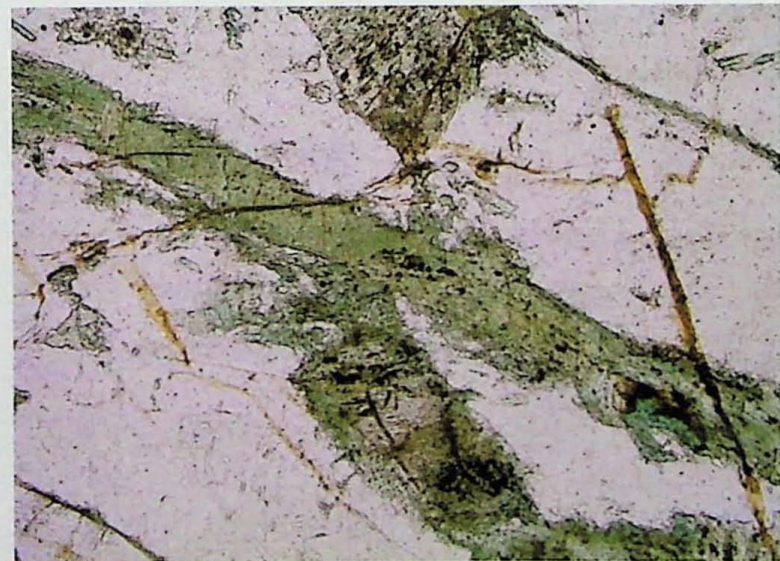


Fig. 10 Anfibólio verde preenchendo fratura em metagabrorito. Polarizadores paralelos. Lado maior: 1,3mm

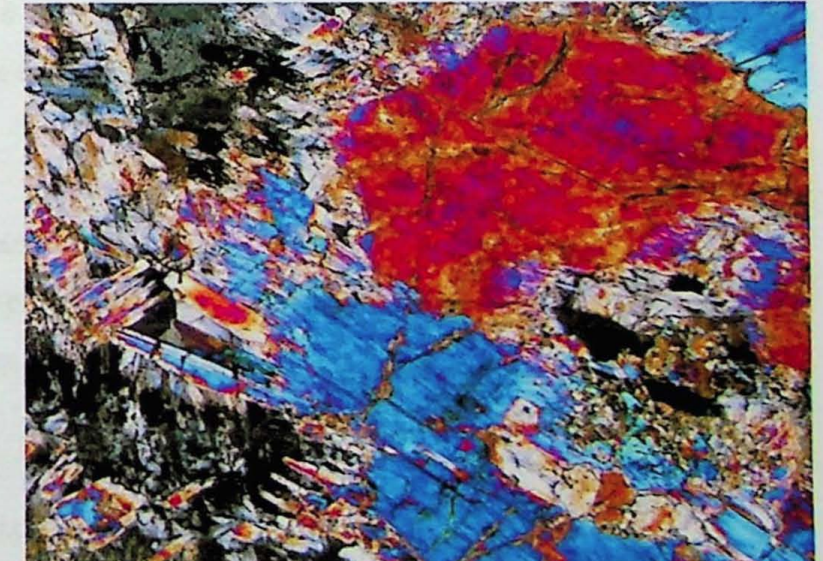


Fig. 11 Anfibólios com sobrecrescimentos aciculares em metahornblendito. Polarizadores cruzados. Lado maior: 1,3mm

metahornblendito e muito diferentes dos porfiroblastos nos tremolita-talco fels (vide *tremolita-talco fels*, abaixo).

A matriz é composta principalmente por proporções semelhantes de clorita e talco, com antofilita, subordinadamente. Talco ocorre em geral como palhetas finas, e, mais raramente, como cristais médios. Clorita também ocorre como palhetas finas, mas por vezes forma agregados radiados. Antofilita ocorre como prismas finos e acículas que formam feixes dispersos. Como acessórios ocorrem apenas minerais opacos, finos e anédricos, dispersos na matriz ou inclusos em hornblenda.

#### VI.1.3.6 *Tremolita-talco fels*

Afloram de forma semelhante às rochas descritas acima, e seu aspecto macroscópico é igualmente semelhante. Microscopicamente, nota-se que são rochas de textura porfiroblástica e matriz decussada a lepidoblástica, fracamente foliada. Sua composição mineralógica básica é talco (65-80%) e tremolita (15-30%). Talco ocorre principalmente na matriz, como palhetas finas. Tremolita ocorre como cristais idiomórficos a subidiomórficos, não-orientados (Fig. 14), que, em um dos afloramentos visitados, chegam a medir 20cm de comprimento (Fig. 15). Como acessórios ocorrem clorita, em palhetas finas dispersas ou pequenos agregados com textura radiada, e opacos, como cristais anédricos também dispersos.

#### VI.1.3.7 *Clorita-talco xisto*

Rocha muito rica em talco (80%) com participação menor de clorita (15%) e opacos. Apresenta granulação fina e textura lepidoblástica, equi- a inequigranular. A foliação encontra-se dobrada, com pares S-C, onde a foliação "S" é dada por talco dobrado e clorita forma a foliação "C". Além desses minerais ocorrem apenas opacos dispersos.

#### VI.1.3.8 *Cloritito*

Encontrado em um contato entre clorita-talco xisto e um dique máfico, consiste de um cloritito de textura decussada, inequigranular, composto quase que exclusivamente por clorita esverdeada dobrada caoticamente. Como acessórios aparecem apenas apatita, opacos e talco.

#### VI.1.4 Anfibolitos migmatíticos

Na porção nordeste da área de estudo ocorre um conjunto de rochas que aparentemente se tratam de migmatitos derivados de rochas máficas. São rochas com bandas máficas e félsicas muito irregulares, de espessura variável, com dobras de estilos variados (de

suaves a isodinais) e escala também variada, de centimétrica a métrica (Figs. 16), frequentemente com vênulas félsicas cortando o bandamento. Além disso, existem porções, distantes poucos metros das estruturas descritas acima, onde termos félsicos predominam e se observam fragmentos máficos em meio à rocha félsica (Fig. 17), conferindo à rocha um “aspecto dúctil”. Microscopicamente nota-se que as porções mais máficas são anfibolitos de granulação fina a média, com texturas levemente orientadas a não-orientadas e por vezes com bandamento incipiente (Fig. 18), compostos mineralogicamente por hornblenda (50-60%) e plagioclásio (20-30%) com participação menor de quartzo (5-15%). Ocorrem nessas rochas duas gerações de hornblenda, a primeira representada por cristais anédricos, ricos em inclusões de quartzo e com cores mais claras e a segunda por cristais prismáticos sem inclusões e com cores mais escuras, que crescem nas bordas dos cristais da primeira geração (Fig. 19), ocorrendo também isolados. Plagioclásio ( $\approx An_{35}$ ) forma cristais subidiomórficos, com forte saussuritização e por vezes com zonamentos normais e sobrecrescimentos. Quartzo ocorre anédrico, estirado nas rochas mais foliadas, associado a plagioclásio ou formando pequenos agregados. Biotita ocorre apenas muito raramente, como palhetas finas, de coloração castanha. Os acessórios incluem titanita, acessório relativamente freqüente, em cristais anédricos associados a hornblenda; opacos, em geral manteados por titanita, de forma semelhante ao que ocorre nos diques de anfibolito; Também ocorrem apatita e zircão, raramente, e carbonatos, anédricos e dispersos e em proporção bastante elevada numa amostra ( $\approx 5\%$ ). Não se observam microestruturas típicas de fusão.

Esses anfibolitos gradam para hornblenda gnaisses com teores menores de hornblenda e maiores de quartzo e plagioclásio, mas texturalmente semelhantes (Fig. 20) e com bandamento mais pronunciado, muito embora ainda irregular, com bandas máficas descontínuas. Nessas amostras biotita (substituída raramente por clorita) passa a ser mais freqüente, ocorrendo normalmente associada a hornblenda nos contatos dessa com as porções félsicas (Fig. 21).

Os termos félsicos relacionados são tonalitos com cerca de 5% de biotita e isentos de hornblenda, com textura levemente orientada, semelhantes às bandas félsicas nos gnaisses (Fig. 22). A biotita é normalmente verde, sendo que ocorre também biotita castanha, menos frequentemente. As duas gerações de biotita não foram observadas em contato, de modo que não se sabe qual a relação entre elas

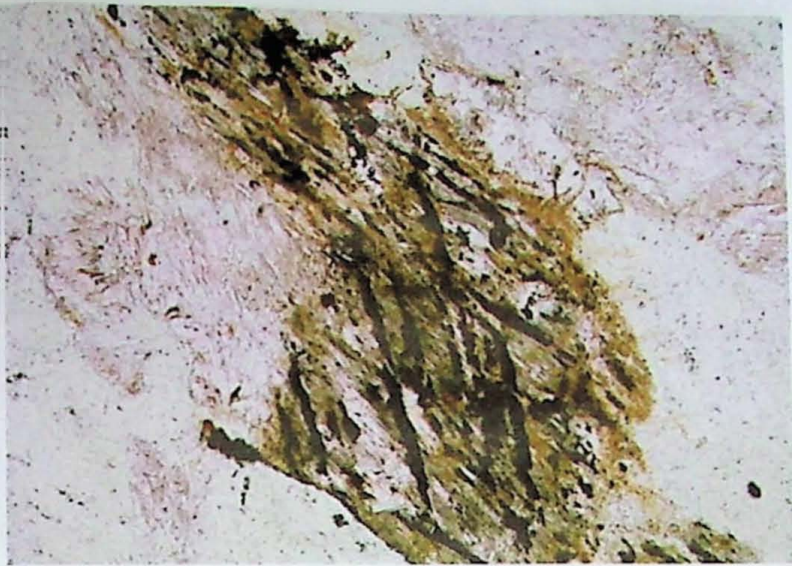


Fig. 12 Magnetita em clivagens de hornblenda em serpentinito. Polarizadores paralelos. Lado maior: 1,3mm

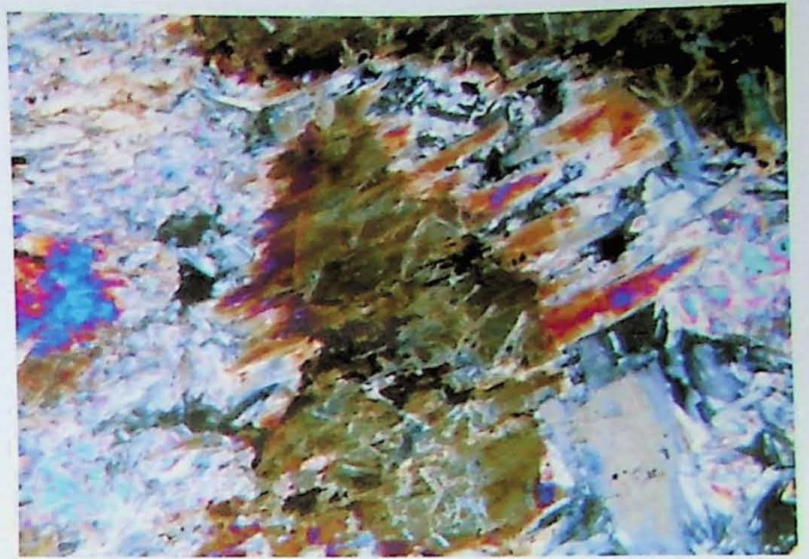


Fig. 13 Hornblenda com sobrecrecimento de antofilita. Polarizadores cruzados. Luz convergente. Lado maior:

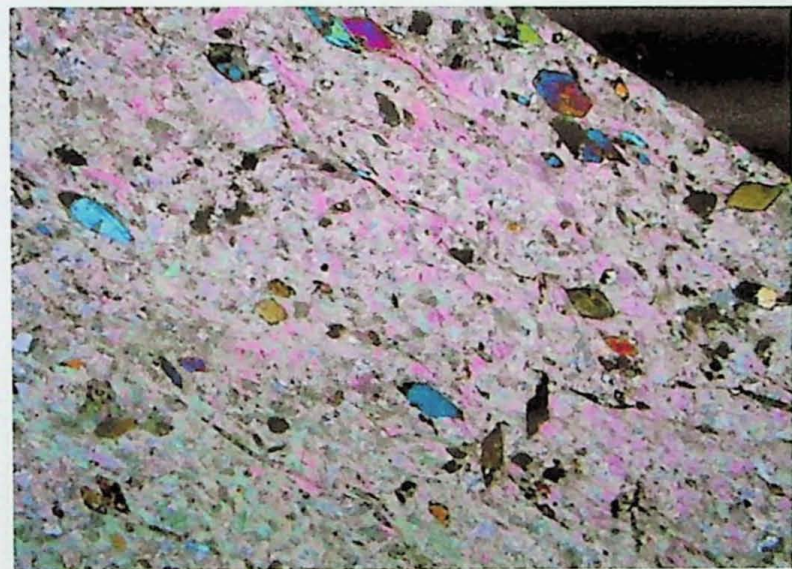


Fig. 14 Aspecto geral do Tr-Tlc fels. Polarizadores cruzados. Lado maior: 10,4mm.



Fig. 15 Amostra de Tr-Tlc fels com porfiroblastos centimétricos de tremolita.



Fig. 16 Dobra em anfibolito migmatítico, cortada por vênula félsica.



Fig. 17 Fragmentos de anfibolito migmatítico em tonalito.



Fig. 18 Aspecto geral dos anfibolitos migmatíticos. Polarizadores paralelos. Lado maior: 10,4mm



Fig. 19 Hornblenda com núcleo mais claro e sobrecrescimentos mais escuros prismáticos a aciculares. Polarizadores paralelos. Lado maior: 1.04mm.



Fig. 20 Aspecto geral dos Hbl gnaisses. Polarizadores paralelos. Lado maior: 10,4mm



Fig. 21 Biotita nos contatos entre hornblenda e biotita nos Hbl gnaisses associados aos anfibolitos migmatíticos. Polarizadores paralelos. Lado maior: 3,25mm

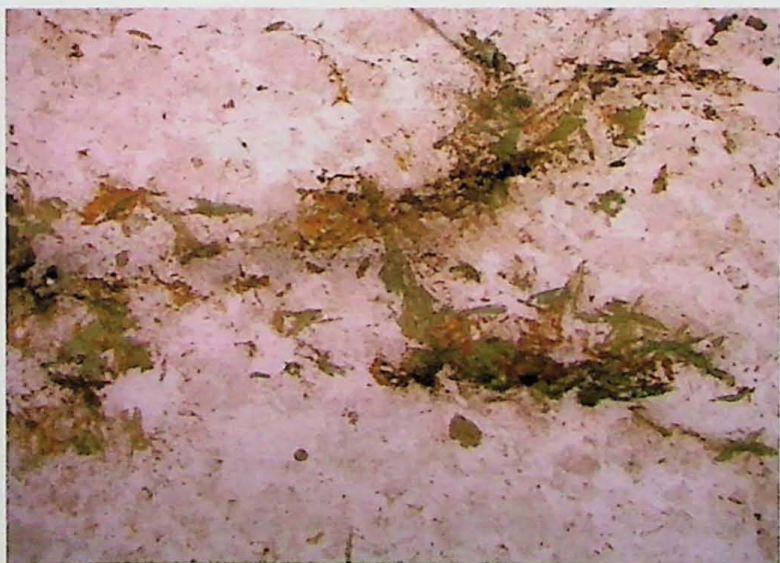


Fig. 22 Aspecto geral dos tonalitos associados aos anfibolitos migmatíticos. Polarizadores paralelos. Lado maior: 10,4mm

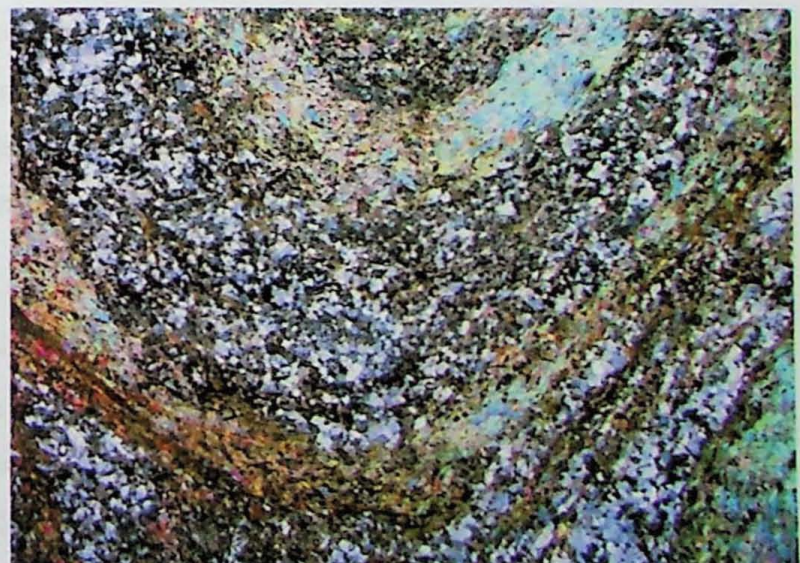


Fig. 23 Bt-Ms xisto. Detalhe para a alternância de bandas mais espessas ricas em muscovita e ricas em quartzo e mais delgadas ricas em biotita. Polarizadores cruzados. Lado maior:

### VI.1.5 Granitos miloníticos

Dentre as variedades litológicas presentes no embasamento, foi possível individualizar um corpo de granito milonítico, de textura fortemente foliada, porfirodástica, onde os porfiroclastos (feldspato potássico e plagioclásio) estão pouco deformados e são circundados pela foliação, que é definida principalmente por biotita. Mineralogicamente, são rochas compostas por quartzo (30%) que ocorre na matriz, por vezes com textura poligonizada; feldspato potássico (35%) pertítico, em geral como porfiroclasto; plagioclásio ( $An_{35}$  – 15%) geralmente como porfiroclastos menores do que os porfiroclastos de feldspato potássico e biotita, mineral que define a foliação. Além desses, ocorrem como acessórios epidoto, titanita, allanita, apatita, muscovita e zircão.

### VI.1.6 Clorita-magnetita fels

Foi encontrado no domínio do embasamento um afloramento de uma rocha muito incomum, um clorita-magnetita fels composto apenas por cristais subidiomórficos relativamente grandes de magnetita ( $\approx 3\text{mm}$ ) em uma matriz de clorita incolor dobrada. Essa rocha é encontrada apenas em um afloramento, muito alterada.

## VI.2 Domínio das *nappes* neoproterozóicas

### VI.2.1 Biotita-muscovita xisto

Trata-se do litotipo de mais ampla distribuição na área de estudo, aflorando em barrancos, cortes de estrada, e mesmo no chão à beira das estradas de terra, sempre muito alterado, exceto por poucas lajes, onde ocorre fresco. Essas condições de afloramento dificultam muito sua amostragem. Macroscopicamente trata-se de xisto cinzento, de granulação fina, fortemente foliado, por vezes dobrado (vide *Geologia Estrutural*) cortado por veios de quartzo de espessura milimétrica a decimétrica, normalmente concordantes com a foliação. Quando alterado, aparece com cor arroxeadada (alaranjada, raramente), e os veios de quartzo se sobressaem.

Microscopicamente nota-se um bandamento submilimétrico a milimétrico, dobrado, que relaciona bandas irregulares que por vezes formam lentes. As bandas são principalmente de muscovita e opacos e de quartzo, sendo que ocasionalmente ocorrem bandas de biotita e plagioclásio, mais delgadas do que as demais (Fig. 23). O bandamento parece ser derivado de um bandamento composicional original. Quartzo ocorre pouco estirado e com extinção

ondulante. Muscovita ocorre em palhetas, por vezes dobrada. Biotita, além formar bandas, ocorre, em menor quantidade, associada a muscovita e dispersa nas bandas quartzosas, formando arcos poligonais. Plagioclásio é anédrico e normalmente alterado, ocorrendo principalmente associado a biotita, mas também, mais raramente, associado a quartzo. Dentre os acessórios observados ocorrem opacos, anédricos e associados a muscovita com relativa frequência; turmalina, idiomórfica, muito fina e também associada a muscovita; apatita raramente, e dorita, associada a biotita, de uma forma que sugere alguma relação de substituição.

É difícil estimar com precisão as proporções entre os minerais nesse litotipo, pois foram confeccionadas seções delgadas apenas das amostras frescas, o que provavelmente gera um enviesamento da amostragem, já que a preservação destes poucos afloramentos pode estar ligada a uma proporção maior de quartzo, (e menor de micas) que os torna mais resistentes ao intemperismo. De fato, a proporção de quartzo na maior parte dos afloramentos visitados não corresponde (visualmente) à média de 35% verificada nas seções delgadas.

#### VI.2.2 Cianita-granada gnaisses a quartzitos

Unidade aflorante na porção sul da área de estudo, composta por rochas metassedimentares miloníticas, que por vezes apresentam intercalações máficas. A composição mineral é muito variável no que se refere às proporções entre os diversos minerais (especialmente quartzo e feldspato potássico), mas não quanto aos minerais presentes, o que, associado à semelhança textural, mostra que essa é uma unidade coerente. Afloram principalmente em barrancos e cortes de estrada, variavelmente alterados. Apresentam cor cinza clara ou branca quando frescos e marrom quando alterados. Tem granulação média-grossa e estão sempre fortemente foliados. Microscopicamente nota-se um bandamento muito incipiente nos exemplares mais feldspáticos. Quartzo (30-80%) ocorre sempre estirado, com forte extinção ondulante e com feições de deformação tais como formação de subgrãos e migração de borda de grão. Feldspato potássico (traço-30%) aparece como cristais pequenos concentrados em lentes, ou, nas amostras mais miloníticas, como cristais isolados de formato lenticular e está quase sempre muito alterado. Granada (traço-15%) ocorre normalmente subidiomórfica, na matriz e como porfiroblastos de até 5mm aos quais a foliação de amolda, ocorrendo também estirada nas amostras mais miloníticas. Por vezes é manteda por clorita e biotita e com frequência se encontra alterada para agregados ricos em óxidos de Fe. Cianita (traço-15%) normalmente forma porfiroblastos subidiomórficos,

alinhados à foliação, quase sempre manteados, e por vezes completamente substituídos por muscovita (Figs. 24 e 25). Muscovita ocorre principalmente como cristais muito finos, substituindo cianita. Também substituindo feldspato potássico e como cristais relativamente grandes, que também aparecem substituindo cianita e aparentemente se tratam de uma geração posterior à de cristais finos, pois ocorrem em torno destes. Quando isolados, esses cristais de muscovita de granulação mais grossa podem ser tomados por primários, mesmo por que podem ser muito expressivos modalmente, chegando a 30% em uma amostra. Como acessórios ocorrem biotita, dispersa ou mantendo granada; rutilo, como cristais subidiomórficos normalmente indusos em cianita e granada, e, muito raramente, zircão.

As rochas máficas associadas ocorrem como intercalações centimétricas em meio aos gnaisses descritos acima, concordantes com a foliação. Normalmente aparecem alteradas, com cores alaranjadas. Microscopicamente vê-se que se tratam de granada anfíbolitos não-orientados e bandados, com bandas milimétricas mais e menos ricas em granada. A mineralogia básica é representada por homblenda (40%), granada (20%), e plagiodásio (30% -  $\approx An_{42}$ ), frequentemente substituído por intercrescimentos simplectíticos de quartzo e epidoto. Como acessório ocorre apenas titanita.

### VI.2.3 (Titanita)-granada-biotita- e biotita-muscovita gnaisses

Associação de gnaisses que ocorre na porção sudoeste da área de estudo, aflorando em blocos e barrancos, em geral razoavelmente alterados, por vezes com aspecto migmatítico, que formam um conjunto heterogêneo, porém aparentemente relacionado. Compreende (titanita)-granada-biotita gnaisses porfiroclásticos e biotita-muscovita gnaisses.

Os (titanita)-granada-biotita gnaisses são rochas de cor cinza, foliadas, com porfiroclastos de até 2cm de diâmetro, aos quais a foliação se amolda, numa matriz de granulação média e textura lepidogranoblástica. Feldspato potássico (30-35%) ocorre na matriz e como porfiroclasto, frequentemente subidiomórfico e peritico, por vezes intersticial. Notam-se também grãos intersticiais com continuidade óptica, numa textura semelhante às descritas por Sawyer (2001), como texturas indicativas de fusão (Fig. 26). Quartzo (30-40%) encontra-se anédrico, com extinção ondulante, levemente estirado na direção da foliação e por vezes exibindo migração de borda de grão. Biotita (7-10%) é o mineral que define a foliação, ocorrendo como palhetas dispersas, com pleocroísmo em tons de castanho. Também ocorre, restritamente, uma geração de biotita com pleocroísmo em tons de verde, aparentemente gerada por retrometamorfismo de granada, mineral que representa cerca de 7% da composição da rocha, e ocorre como cristais idiomórficos, associados a biotita marrom

e titanita, em pequenos agregados. Titanita aparece em teores de até 5%, normalmente subidiomórfica, dispersa e associada a biotita e granada. Os acessórios incluem epidoto, associado a granada e titanita; allanita, que forma megacristais de até 5mm manteados por epidoto; apatita, zircão, carbonato (relativamente frequente em uma das amostras) e, muito raramente, hornblenda.

Os biotita-muscovita gnaisses são rochas de cor branca, levemente foliadas, aflorando principalmente como blocos e que por vezes apresentam aspecto migmatítico, ocasionalmente mostrando bandas mais máficas (aparentes “melanossomas”). Tem textura lepidogranoblástica e granulação média. Sua mineralogia é dada por porções variáveis de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (que compõem entre 70% e 80% da rocha) e muscovita e biotita (que perfazem entre 20% e 25%). Quartzo e feldspatos são em geral subidiomórficos e não-orientados em quanto biotita e muscovita definem a foliação e ocorrem associadas, ocasionalmente definindo um leve bandamento (Fig. 27). Como acessórios ocorrem apatita, zircão, epidoto e monazita. Granada ocorre muito raramente. As bandas máficas mencionadas tem textura granoblástica e se diferenciam principalmente por serem mais ricas em granada e biotita e por apresentarem também titanita, hornblenda e allanita, sendo que esses minerais ocorrem em agregados (Fig. 28) e por vezes estão ainda mais concentrados nos contatos com as porções mais félsicas. Hornblenda, em especial, ocorre quase que somente nos contatos. Próximo a estas bandas máficas as porções félsicas apresentam teores mais expressivos de granada (que ocorre associada a titanita e biotita assim como nas bandas máficas) e mesmo cristais de hornblenda dispersos, aparentemente consumidos por biotita (Fig. 29).

#### VI.2.4 Sequencia Serra de Três Pontas

Unidade metassedimentar de baixo grau metamórfico que ocupa duas pequenas faixas na porção sudeste da área, e que não foi estudada em detalhe devido ao fato de aflorar numa região muito pequena dentro da área de estudo. Compreende quartzitos mais ou menos micáceos, filitos e xistos variados. Essa unidade é interpretada por vários autores (Trouw *et al.*, 1983; Maciel, 1986; Garcia, 2001, Peternel *et al.*, 2005) como correlata ao Grupo Carrancas.

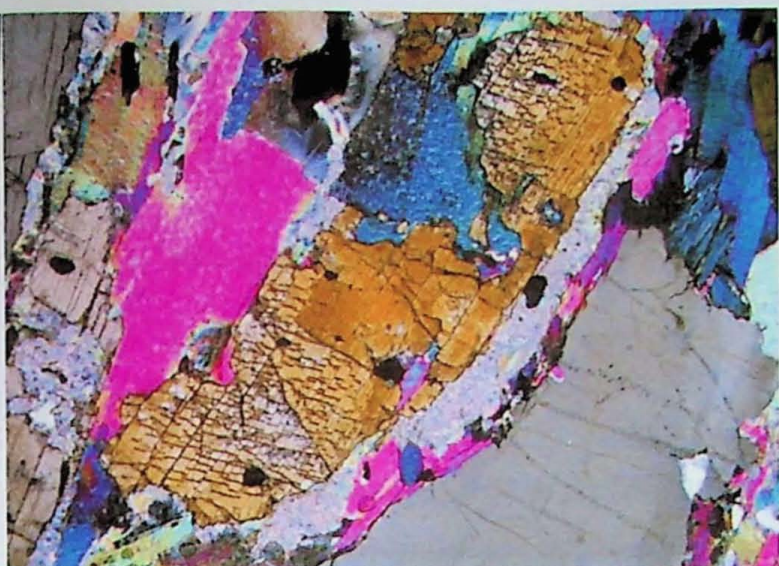


Fig. 24 Cianita substituída por muscovita. Detalhe para a presença de duas gerações de muscovita. Polarizadores cruzados. Lado maior: 3,25mm

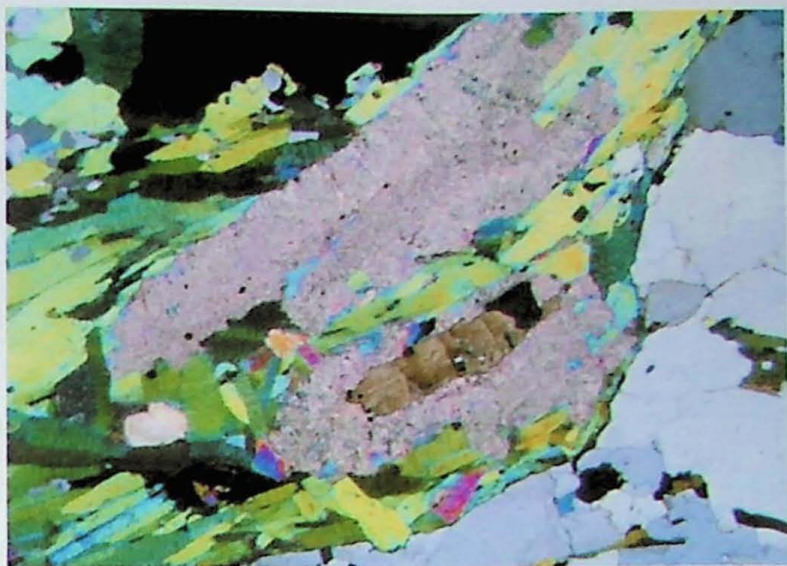


Fig. 25 Cianita substituída por muscovita. Detalhe para a presença de duas gerações de muscovita. Polarizadores cruzados. Lado maior: 5,2mm

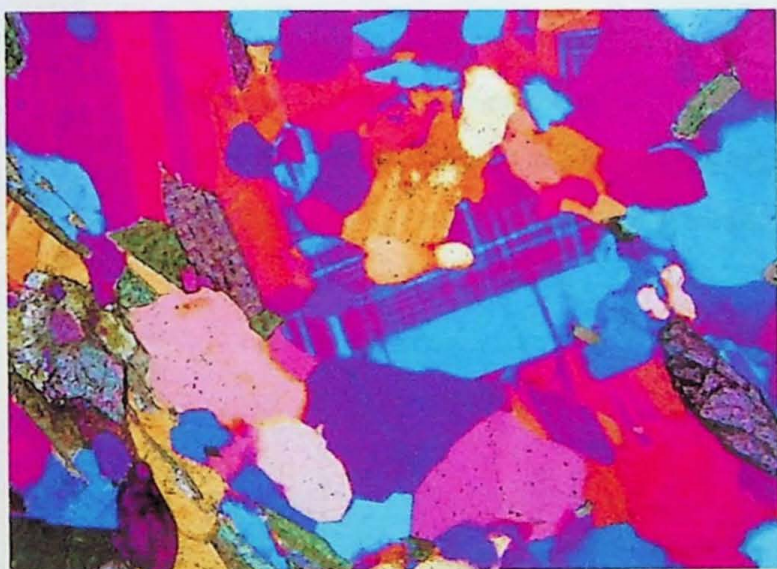


Fig. 26 Feldspato potássico intersticial (com geminação em grade em azul-claro e roxo, notar a continuidade para a porção superior da imagem) Polarizadores cruzados e placa de gipsita. Lado maior: 1,3mm



Fig. 27 Aspecto geral dos Bt-Ms gnaisses. Polarizadores cruzados. Lado maior: 10,4mm

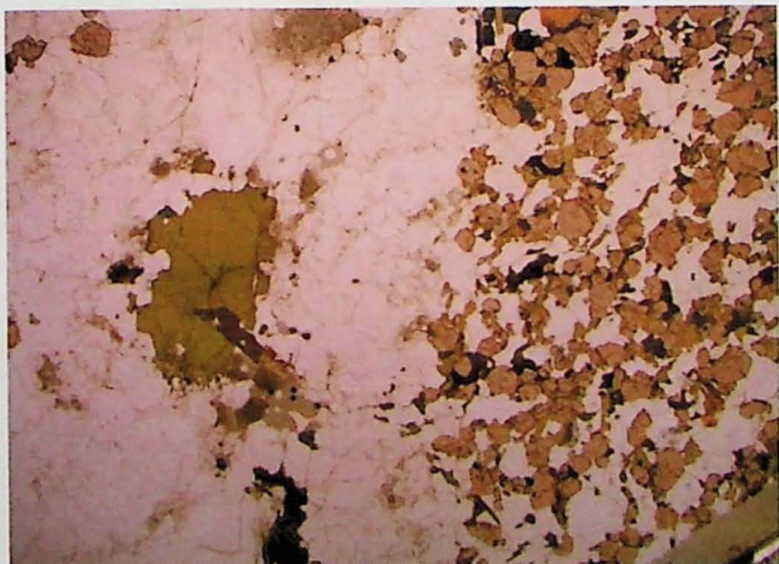


Fig. 28 Bt-Ms gnaiss com banda rica em granada, titanita e hornblenda. Polarizadores paralelos. Lado maior: 10,4mm

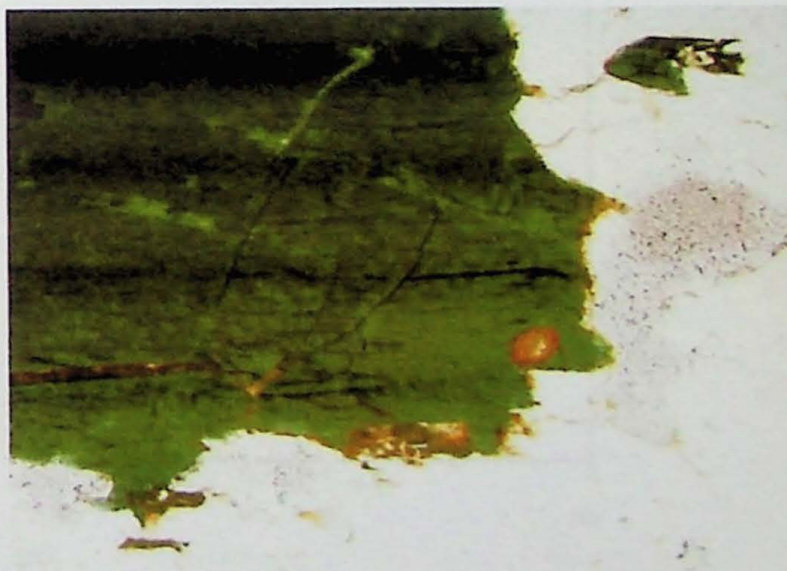


Fig. 29 Hornblenda com biotita nas bordas. Polarizadores paralelos. Lado maior: 1,3mm

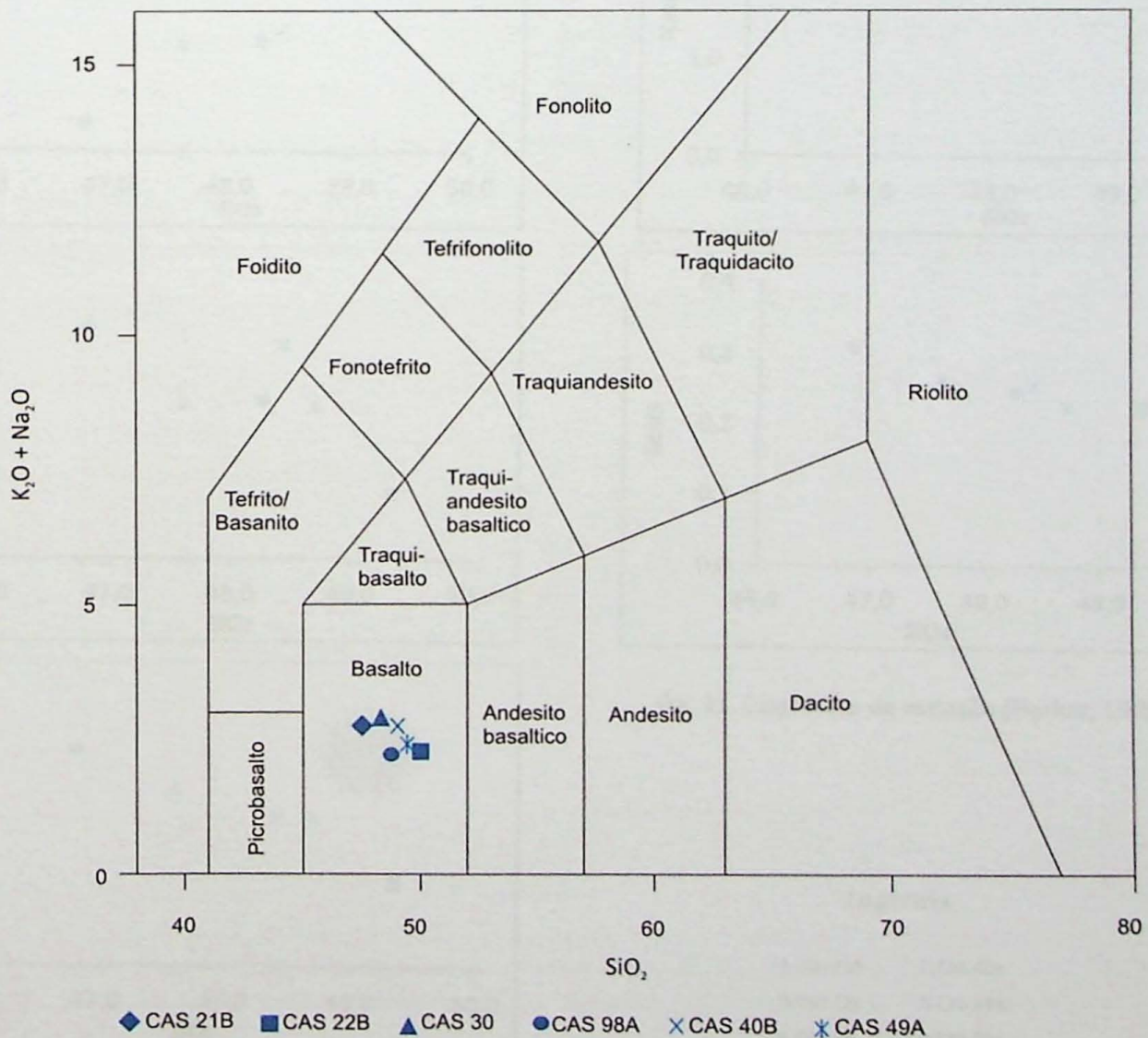
## VII. Geoquímica

### VII.1 Anfibolitos

#### VII.1.1 Características gerais

Seis amostras de diques de anfibolitos foram analisadas por fluorescência de raios-X (FRX) no laboratório de FRX do GMG/IGc-USP. Como esperado, todas as amostras plotam no campo composicional dos basaltos no diagrama TAS (Fig. 30) de Le Maitre *et al.* (1989). Os teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{CaO}$  são semelhantes ao teor médio de basaltos, (Le Maitre, 1976) enquanto que os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  (c.a. 15-21%) são anormalmente elevados e os de  $\text{K}_2\text{O}$  são anormalmente baixos (c.a. 0,2-0,06%).

Os elementos maiores e menores foram plotados em diagramas de Harker (Fig. 31), os quais mostram correlação negativa entre  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  e positiva entre  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ , e  $\text{CaO}$ . Os diagramas não mostram correlação entre  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$ . A existência de correlação na maior parte dos diagramas indica que os diques em questão são cogenéticos.



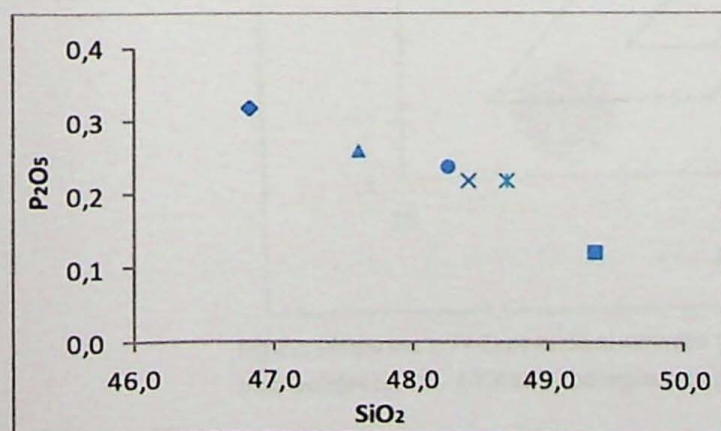
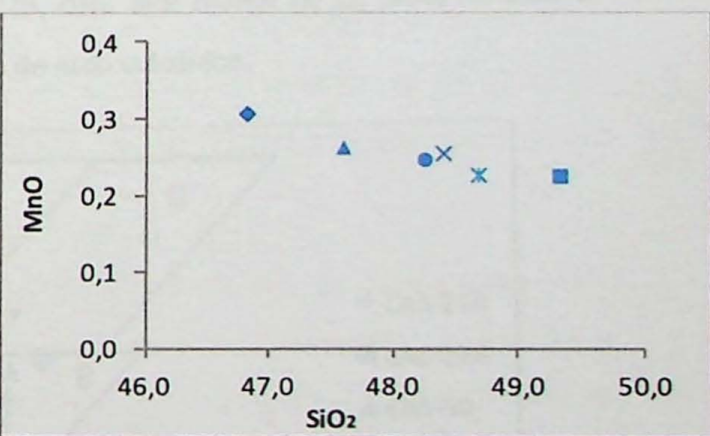
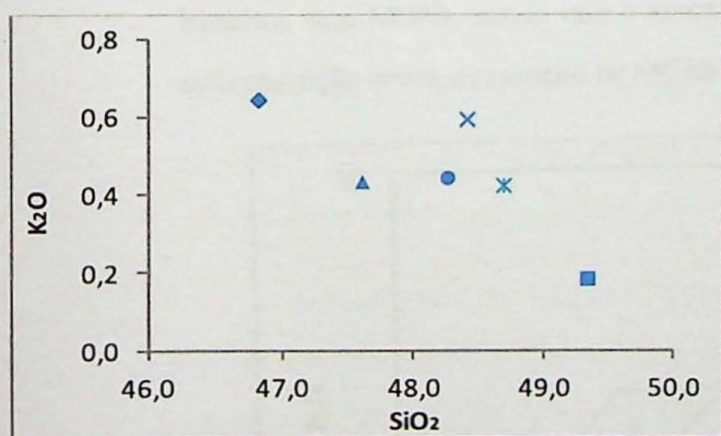
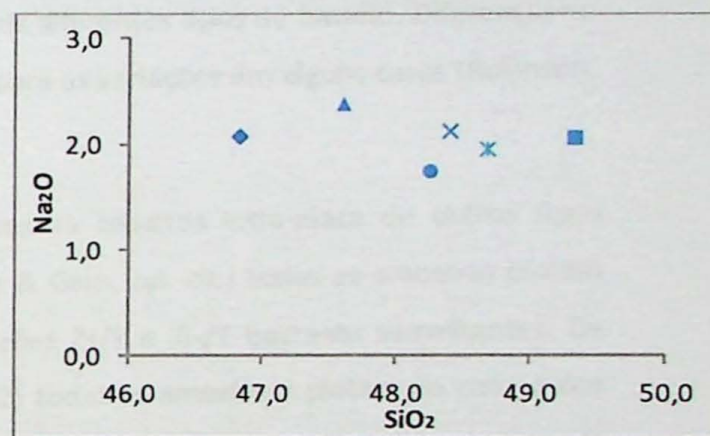
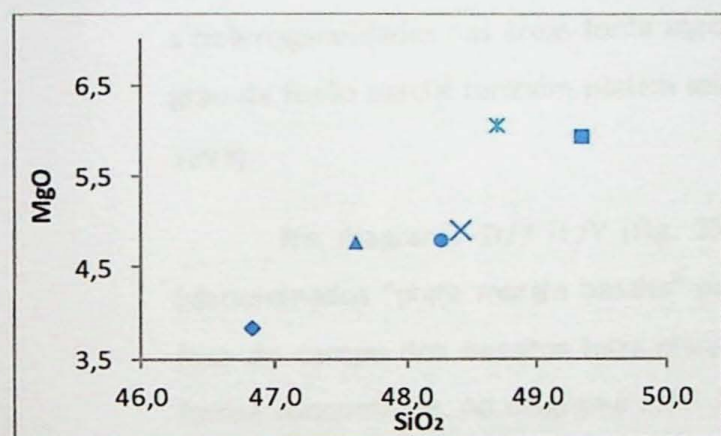
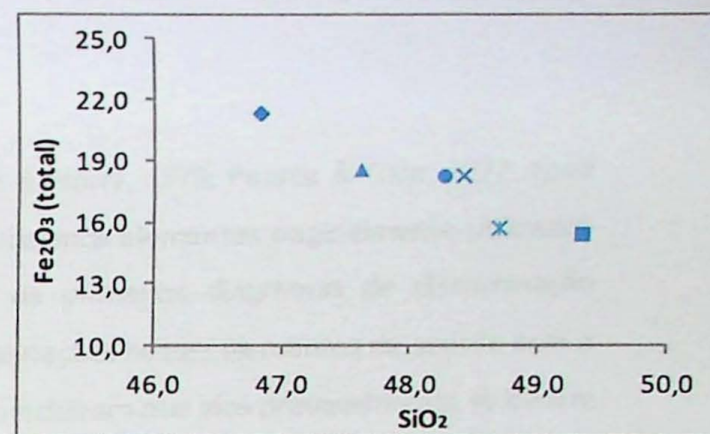
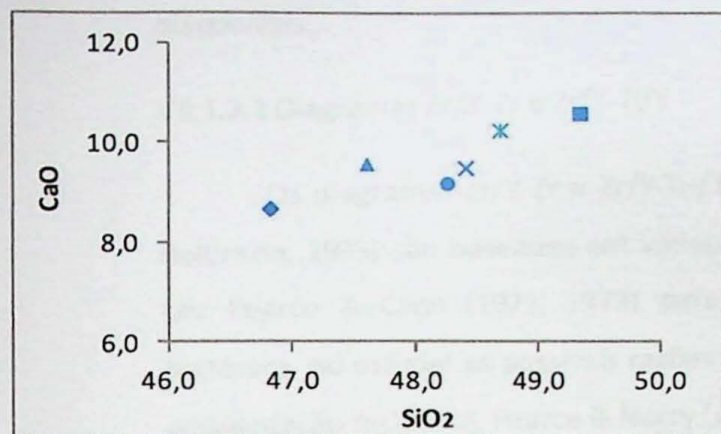
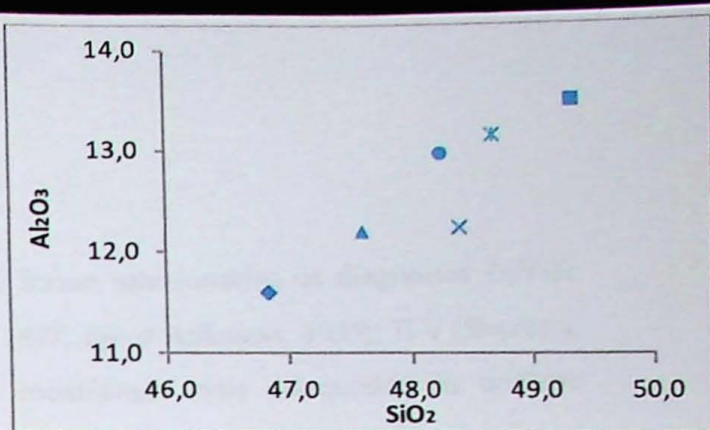
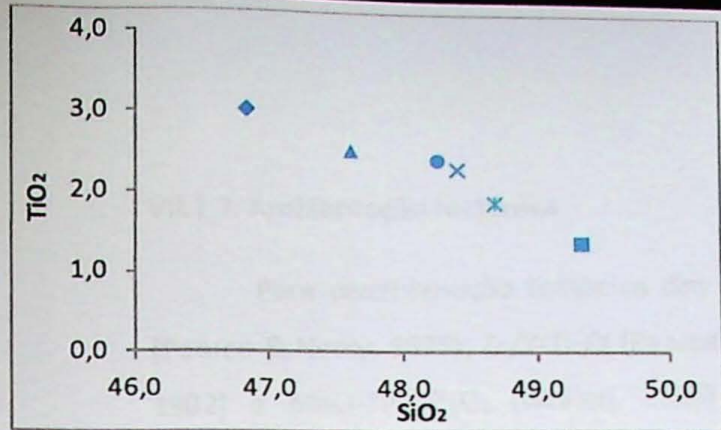


Fig. 31. Diagramas de variação (Harker, 1909)

Legenda

- ◆ CAS 21B
- ▲ CAS 30
- CAS 22B
- CAS 98A
- × CAS 40B
- × CAS 49A

## VII.1.2. Ambientação tectônica

Para discriminação tectônica das amostras foram selecionados os diagramas Zr/Y-Zr (Pearce & Norry, 1979); Zr/Y-Ti-/Y (Pearce & Gale, 1977, *apud* Rollinson, 1993); Ti-V (Shervais, 1982) e MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Mullen, 1983) que se mostraram mais adequados às análises disponíveis.

### VII.1.2.1 Diagramas Zr/Y-Zr e Zr/Y-Ti/Y

Os diagramas Zr/Y-Zr e Zr/Y-Ti-/Y (Pearce & Norry, 1979; Pearce & Gale, 1977 *apud* Rollinson, 1995) são baseados em variações dos mesmos elementos originalmente utilizados por Pearce & Cann (1971, 1973) para propor os primeiros diagramas de discriminação tectônica. Ao estudar as possíveis razões para as variações nesses elementos de acordo com a ambientação tectônica, Pearce & Norry (*op. cit.*) concluíram que elas provavelmente se devem a heterogeneidades nas áreas-fonte mantélicas dos diferentes tipos de basalto. Diferenças no grau de fusão parcial também podem ser razões para as variações em alguns casos (Rollinson, 1993).

No diagrama Zr/Y-Ti-/Y (Fig. 33), que separa basaltos intra-placa de outros tipos (denominados “plate margin basalts” por Pearce & Gale, *op. cit.*) todas as amostras plotam fora do campo dos basaltos intra-placa com razões Zr/Y e Ti-/Y bastante semelhantes. De forma concordante, no diagrama Zr/Y- Zr (Fig. 32) todas as amostras plotam no campo dos basaltos tipo MORB, sendo que a amostra CAS-22B, com teor menor de Zr, plota na área de sobreposição entre os campos de MORB e basalto de arco vulcânico.

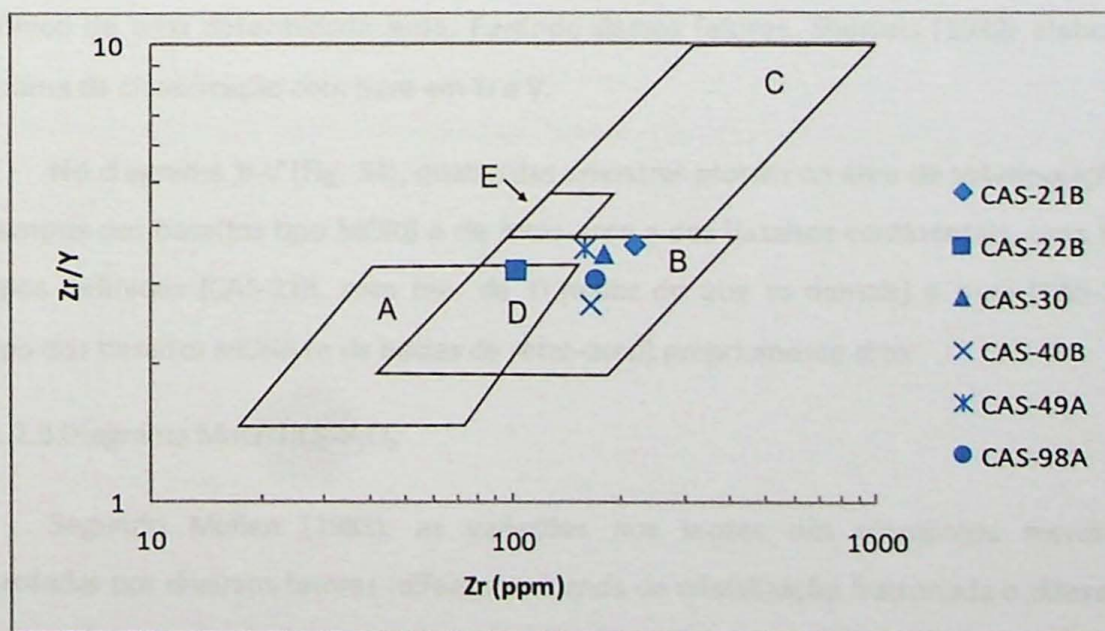


Fig.32. Diagrama Zr/Y-Zr para discriminação tectônica de basaltos (Pearce & Norry, 1979).Legenda: A - basaltos de arco vulcânico. B - MORB. C - basaltos intra-placa. D - MORB e arco vulcânico. E - MORB e intra-placa

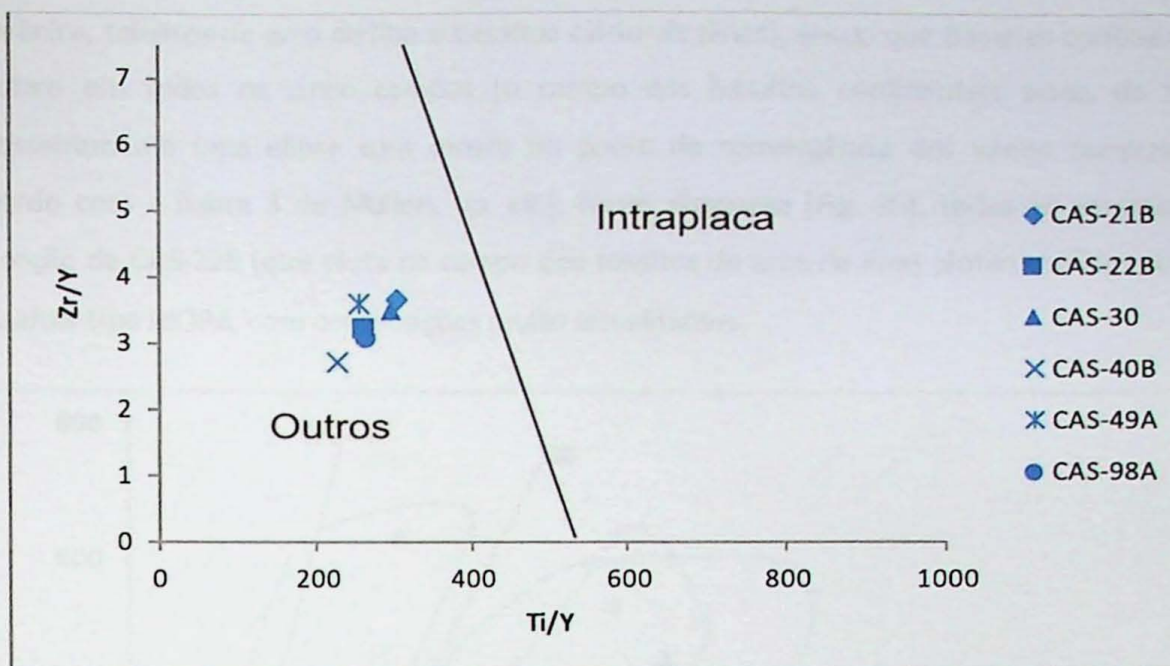


Fig. 33. Diagrama Zr/Y-Ti/Y para discriminação de basaltos intraplaca (Pearce & Gale, 1977, apud Rollinson, 1993)

#### VII.1.2.2 Diagrama Ti-V

Tanto Ti quanto V são elementos considerados imóveis durante condições hidrotermais e metamórficas de grau médio e as razões entre as concentrações destes dois elementos em rochas máficas podem ser usadas como discriminantes tectônicos. Isso se deve ao fato de que, ao contrário do titânio, que ocorre apenas como  $Ti^{4+}$ , o vanádio ocorre em vários estados de oxidação ( $V^{3+}$ ,  $V^{4+}$ ,  $V^{5+}$ ), o que significa que as razões entre as concentrações de Ti e V variam, principalmente (mas não apenas), de acordo com fugacidade de oxigênio nos magmas e em suas fontes, parâmetro que, por sua vez, pode ser relacionado ao ambiente tectônico de uma determinada suíte. Partindo desses fatores, Shervais (1982) elaborou um diagrama de classificação com base em Ti e V.

No diagrama Ti-V (Fig. 34), quatro das amostras plotam na área de sobreposição entre os campos dos basaltos tipo MORB e de retro-arco e dos basaltos continentais, uma fora dos campos definidos (CAS-21B, com teor de Ti maior do que as demais) e uma (CAS-22B) no campo dos basaltos MORB (e de bacias de retro-arco) propriamente dito.

#### VII.1.2.3 Diagrama MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

Segundo Mullen (1983), as variações nos teores dos elementos menores são controladas por diversos fatores (diferentes *trends* de cristalização fracionada e diferenças na área-fonte) e podem ser utilizadas para discriminar entre cinco diferentes ambientes tectônicos de basaltos oceânicos (MORB, toleitos de ilha oceânica, álcali-basaltos de ilha

oceânica, toleitos de arco de ilha e basaltos cálcio-alcinos), sendo que basaltos continentais plotam em todos os cinco campos (o campo dos basaltos continentais seria, de fato, grosseiramente uma elipse com centro no ponto de convergência dos vários campos, de acordo com a figura 3 de Mullen, *op. cit.*). Neste diagrama (Fig. 35), todas as amostras, à exceção de CAS-22B (que plota no campo dos toleitos de arco de ilha) plotam no campo dos basaltos tipo MORB, com composições muito semelhantes.

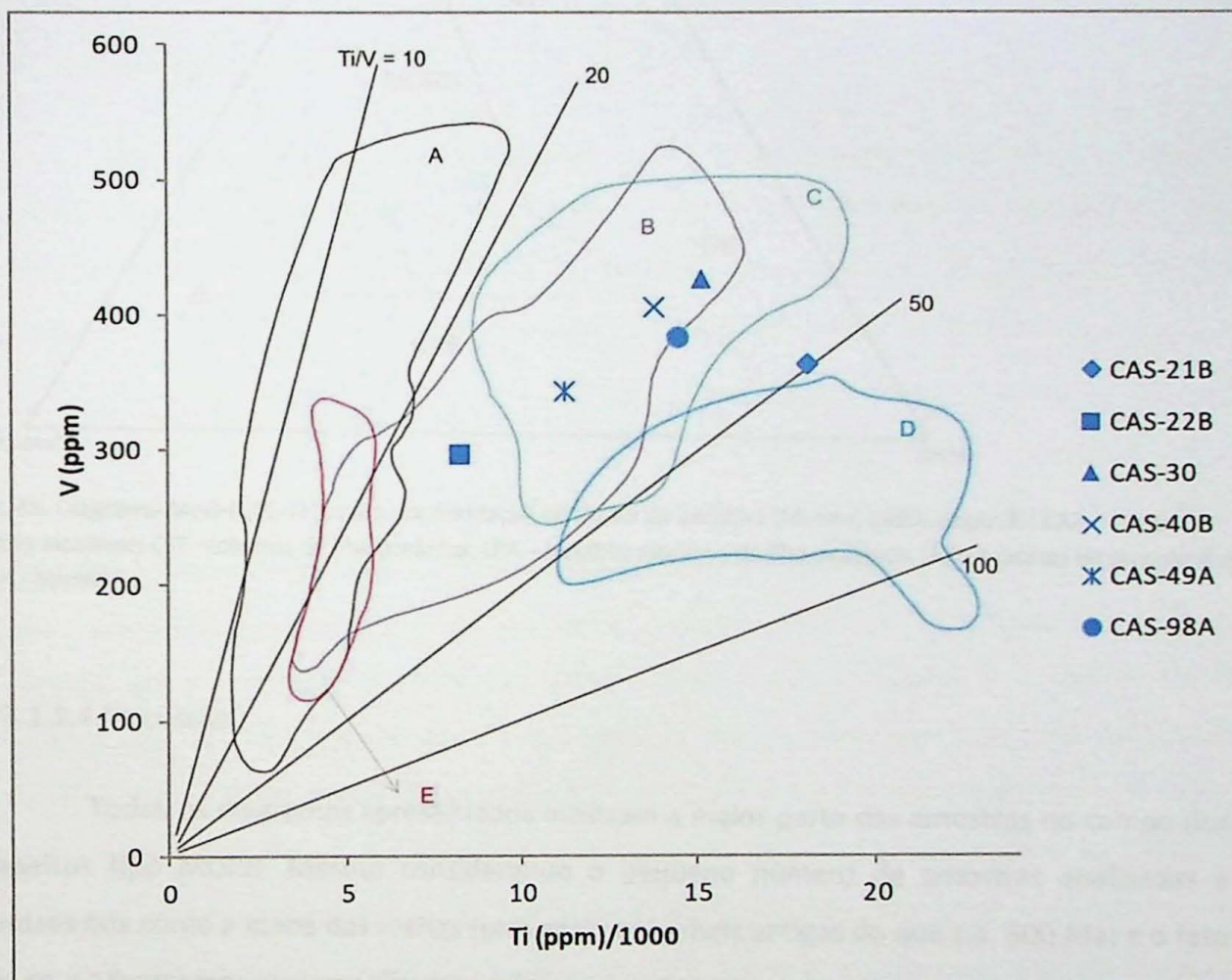


Fig. 34. Diagrama Ti-V para classificação de basaltos (Shervais, 1982). Legenda: A – Toleitos de arco. B- MORB e basaltos de bacias de retro-arco. C – Basaltos continentais. D – Basaltos de ilha oceânica e alcalinos. E – Basaltos cálcio-alcinos.

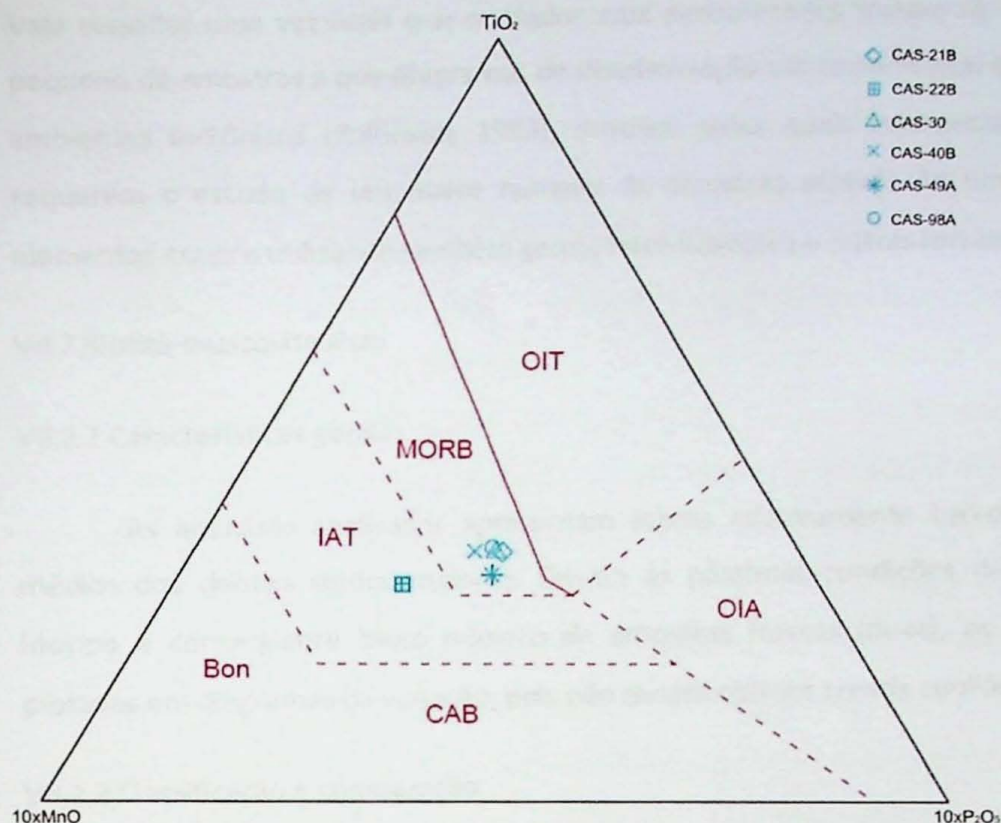


Fig. 35. Diagrama  $MnO-P_2O_5-TiO_2$  para discriminação tectônica de basaltos (Mullen, 1983). Legenda: CAB – basaltos cálcio-alcálicos; OIT – toleitos de ilha oceânica; OIA – basaltos alcálicos de ilha oceânica. IAT – toleitos de arco de ilha; Bon - boninitos

#### VII.1.2.4 Discussão

Todos os diagramas apresentados mostram a maior parte das amostras no campo dos basaltos tipo MORB. Mesmo considerando o pequeno número de amostras analisadas e fatores tais como a idade das rochas (provavelmente mais antigas do que c.a. 500 Ma) e o fato de se encontrarem metamorfasadas, é impossível ignorar que existe um padrão que indica filiação a basaltos tipo MORB, o que poderia ligar esse magmatismo a eventos tafrogênicos, provavelmente com formação de crosta oceânica. Ao estudar diques na região de Lavras, também retilíneos e intrusivos em rochas do embasamento (e metamorfasados em graus variados), Pinese (1997) concluiu, com base em padrões de elementos-terras raras, que a fonte destes diques era “semelhante à fonte de basaltos de cadeia meso-oceânica” e que estes se separavam em duas gerações, das quais a segunda (“suíte básica”) que inclui diques anfíbolíticos, estaria relacionada a um evento extensivo “pós-orogênico” com idade de aproximadamente 1,8 Ga. Além disso, Alkmin (2004) indica a existência de um evento tafrogênico na porção sul do Cráton São Francisco com idade de 1,9 Ga.

Vale ressaltar uma vez mais que os dados aqui apresentados tratam de um conjunto muito pequeno de amostras e que diagramas de discriminação são ferramentas que apenas *sugerem* ambientes tectônicos (Rollinson, 1993), motivos pelos quais interpretações mais precisas requerem o estudo de um maior número de amostras através de um número maior de elementos-traço e utilizando também geoquímica isotópica e outras ferramentas.

## VII.2 Biotita-muscovita xisto

### VII.2.1 Características gerais

As amostras analisadas apresentam teores relativamente baixos de Na<sub>2</sub>O e CaO e médios dos demais óxidos maiores. Devido às péssimas condições de afloramento desse litotipo e conseqüente baixo número de amostras frescas (duas), as análises não foram plotadas em diagramas de variação, pois não seriam obtidos *trends* confiáveis.

### VII.2.2 Classificação e comparação

A correlação de unidades litoestratigráficas no interior de áreas orogênicas é dificultada pela existência de eventos metamórficos e deformacionais por vezes superpostos e de intensidade variável, uma vez que estes eventos obliteram as estruturas originais e modificam as relações geométricas entre as diversas unidades, e também podem, potencialmente, criar diferenças mineralógicas e estruturais entre unidades correlatas e mesmo dentro da mesma unidade, o que faz com que a análise estrutural e petrográfica possa ser insuficiente para o reconhecimento de unidades correlatas (Campos Neto *et al.*, 2007). Daí a frequente necessidade do uso de ferramentas indiretas, tais como geoquímica elemental e isotópica (Campos Neto *et al.*, 2007; Jost *et al.*, 1996;). Assim, análises químicas de rocha total foram utilizadas para uma correlação preliminar do biotita-muscovita xisto, complementando a comparação da petrografia deste com descrições petrográficas publicadas de outras unidades.

Dado seu posicionamento em relação às demais unidades (Vide *Geologia estrutural e compartimentação das unidades*), as possibilidades de correlação do biotita-muscovita xisto são com o Sistema de *Nappes* Andrelândia e com o Grupo Carrancas. Assim, as amostras do biotita-muscovita xisto foram comparadas com amostras da Formação Campestre do Grupo Carrancas e com amostras das unidades da *Nappe* Andrelândia tal como subdividida por Campos Neto *et al.*, 2007 (Xisto Santo Antônio de Trouw *et al.*, 1983; Xisto Serra da Boa Vista e Xisto Rio Capivari de Campos Neto *et al.*, *op cit.*), uma vez que essa estrutura compreende

metassedimentos de grau metamórfico relativamente baixo, e se encontra estudada em relativo detalhe. Petrograficamente, o Xisto Rio Capivari consiste de muscovita-biotita xistos com porfiroblastos de granada, aluminossilicatos (cianita/sillimanita) e plagioclásio em proporções variadas, tendo ilmenita, rutilo e monazita como acessórios principais. Ocorrem intercalações de metapsamitos, metamáficas e caldossilicáticas (Campos Neto *et al.*, 2007). O Xisto Santo Antônio corresponde a uma sequência de granada-biotita-plagioclásio xistos homogêneos, tipicamente ricos em lentes quartzosas decimétricas que ocorrem de forma sub-paralela à foliação, e onde, por vezes, a biotita forma lâminas lenticulares. Muscovita, aluminossilicatos e estauroлита também podem ocorrer e apatita e titanita são os principais acessórios (Trouw *et al.*, 1983; Campos Neto *et al.*, 2007). O Xisto Serra da Boa Vista se trata de uma unidade composta, na base, por quartzitos, muscovita quartzitos e muscovita-quartzo xistos e, no topo, por (clorita)-granada-biotita-muscovita xistos porfiroblásticos, localmente com estauroлита e porfiroblastos de rutilo (Campos Neto *et al.*, 2007). A Formação Campestre do Grupo Carrancas compreende uma alternância de muscovita quartzitos e xistos grafitosos, que gradam de doritoide-clorita-muscovita filito para estauroлита-granada-muscovita xistos e cianita-granada xistos (Trouw *et al.*, 1980, 1983)

Para verificar a correlação entre essas unidades foram utilizados os diagramas de classificação química de Pettijohn *et al.* (1972) e de Herron (1988); além disso, as amostras foram comparadas através do índice de alteração química (CIA – Nesbitt & Young, 1982) e plotadas no diagrama ternário A-CN-K (Nesbitt & Young, 1989; McLennan *et al.*, 1990) para avaliação de intemperismo e proveniência sedimentar. Esses métodos e os resultados obtidos serão explicados mais detalhadamente a seguir. As análises de amostras de unidades do Sistema de *Nappes* Andrelândia foram gentilmente cedidas pelo Prof. Mario da Costa Campos Neto, sendo que análises representativas do conjunto estão publicadas em Campos Neto *et al.* (2007). As análises de amostras da Fm. Campestre foram retiradas de Teixeira (2011) e Silva (2010).

O diagrama de classificação de Pettijohn *et al.* (1972) utiliza as razões  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , pois essas razões diferenciam rochas ricas em plagioclásio albitico de rochas ricas em feldspato potássico e micas, e rochas maduras de imaturas (mais pobres em aluminossilicatos). As amostras da Formação Campestre não foram plotadas nesse diagrama (Fig. 36) devido ao fato de ele não conter um campo de pelitos. As amostras do biotita-muscovita xisto plotam no campo dos *greywackes*. As amostras do Xisto Rio Capivari mostram uma variação moderada da razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  e plotam nos campos de *greywacke* e de arenito

lítico. As amostras do Xisto Santo Antônio se concentram no campo dos *greywackes* enquanto as amostras do Xisto Serra da Boa Vista mostram uma grande variedade de razões  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , plotando nos campos de *greywacke*, arenito lítico e, principalmente, arcóseo.

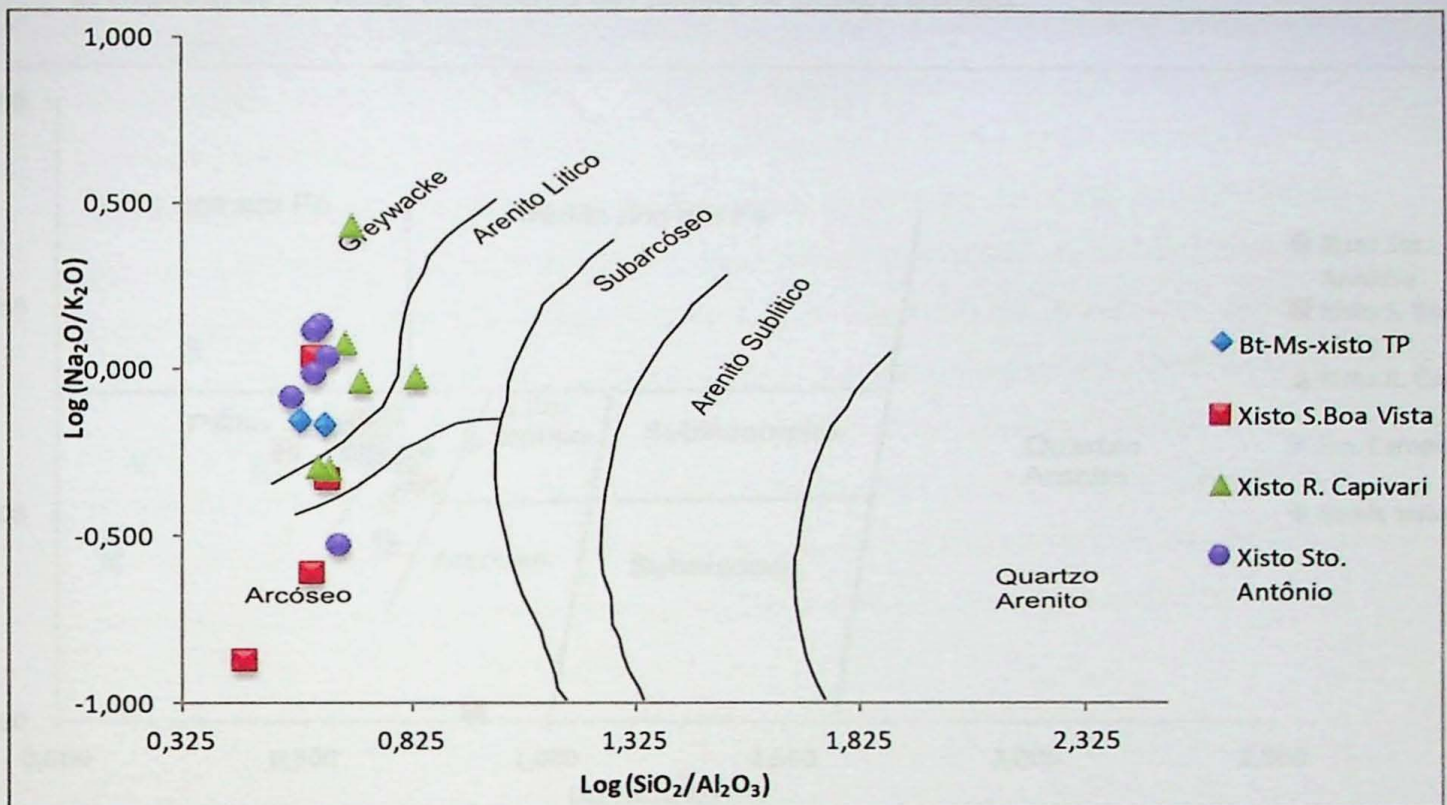


Fig. 36. Diagrama de classificação de arenitos de Pettijohn *et al.* (1972), mostrando a classificação de amostras do biotita-muscovita xisto da região de Três Pontas e das unidades litotestratigráficas da *Nappe* Andrelândia

Diferentemente do diagrama de Pettijohn *et al.* (1972), o diagrama proposto por Herron (1988) usa razões  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  em conjunto com razões  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , pois, segundo este autor, a razão  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  é mais eficiente na separação de rochas ricas feldspatos e micas daquelas ricas em fragmentos líticos, uma vez que esses são ricos em minerais ferromagnesianos. Além disso, o diagrama de Herron (1988) inclui um campo de pelitos, com razões  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  menores do que em *wackes*. O aspecto mais evidente neste diagrama (Fig. 37) é a clara separação entre as amostras da Formação Campestre e as amostras do biotita-muscovita xisto de Três Pontas e as provenientes da *Nappe* Andrelândia. As amostras da Formação Campestre plotam sempre no campo dos pelitos, com baixas razões  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , enquanto as amostras do biotita-muscovita xisto de Três Pontas também plotam no campo dos pelitos, porém bastante próximo ao campo dos *wackes*. As amostras do Xisto Rio Capivari plotam principalmente no campo dos pelitos, mas também no campo dos *wackes* e arenitos líticos. As amostras do Xisto Santo Antônio se concentram próximo à divisão entre os campos

de pelito e *wacke*, com uma amostra no campo dos *wackes* propriamente dito. As amostras do Xisto Serra da Boa Vista tem o maior espalhamento entre as amostras da *Nappe* Andrelândia, plotando na mesma região onde as demais análises se concentram, mas também mais próximo às amostras da Formação Campestre e nos campos de *wacke* e arcóseo.

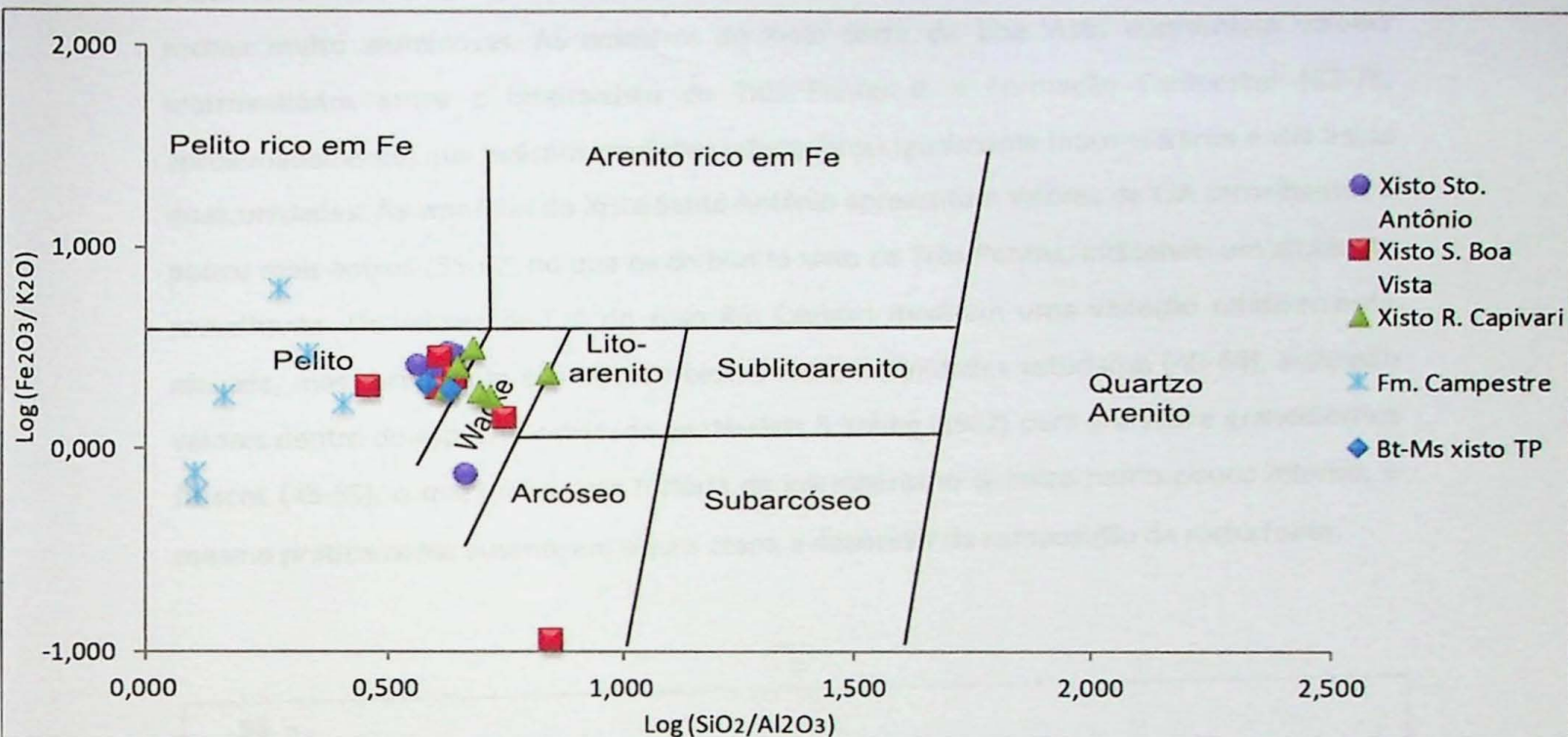


Fig. 37. Diagrama de classificação de arenitos de Herron (1988) mostrando a classificação de amostras da Fm. Campestre (Gr. Carrancas), de amostras da *Nappe* Andrelândia e do biotita-muscovita xisto de Três Pontas.

O índice de alteração química (CIA – *chemical index of alteration*) foi proposto por Nesbitt e Young (1982) como forma de avaliação do grau de intemperismo de rochas sedimentares. O cálculo do CIA se dá pela fórmula:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

Onde  $\text{CaO}^*$  é a quantidade de  $\text{CaO}$  incorporada na fração silicática da rocha, (correção para que o cálculo não seja afetado pela presença de carbonatos ou apatita). Esse cálculo é baseado no fato de que, uma vez que os feldspatos são os minerais mais abundantes na crosta (rivalizados apenas pelo quartzo, que geralmente é estável durante o intemperismo químico), o processo dominante durante o intemperismo é a alteração dos feldspatos e consequente formação de argilominerais, através de reações que retiram  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$  e  $\text{K}$  dos feldspatos e concentram  $\text{Al}$  nos argilominerais resultantes. Esse índice foi testado pelos autores não apenas em perfis de alteração recentes, mas também em rochas metassedimentares, sempre com resultados coerentes. Os valores do índice de alteração química foram, neste trabalho,

plotados em gráfico contra o teor de  $\text{SiO}_2$ , para melhor visualização (Fig. 38). Nota-se que o biotita-muscovita xisto de Três Pontas apresenta valores intermediários de CIA (próximos a 60), o que provavelmente reflete uma história de intemperismo químico moderado. As amostras da Formação Campestre apresentam valores de CIA superiores, sempre acima de 75, o que reflete um nível muito alto de intemperismo químico na área fonte, ou recidagem de rochas muito aluminosas. As amostras do Xisto Serra da Boa Vista apresentam valores intermediários entre o biotita-xisto de Três Pontas e a Formação Campestre (65-78, aproximadamente) que indicam condições intempéricas igualmente intermediárias entre essas duas unidades. As amostras do Xisto Santo Antônio apresentam valores de CIA semelhantes a pouco mais baixos (55-62) do que os do biotita-xisto de Três Pontas, indicando um ambiente semelhante. Os valores de CIA do xisto Rio Capivari mostram uma variação relativamente elevada, mas certamente são os mais baixos entre as unidades estudadas (49-64), incluindo valores dentro do espectro calculado por Nesbitt & Young (1982) para granitos e granodioritos frescos (45-55), o que indica uma história de intemperismo químico muito pouco intenso, e mesmo praticamente ausente em alguns casos, a depender da composição da rocha fonte.

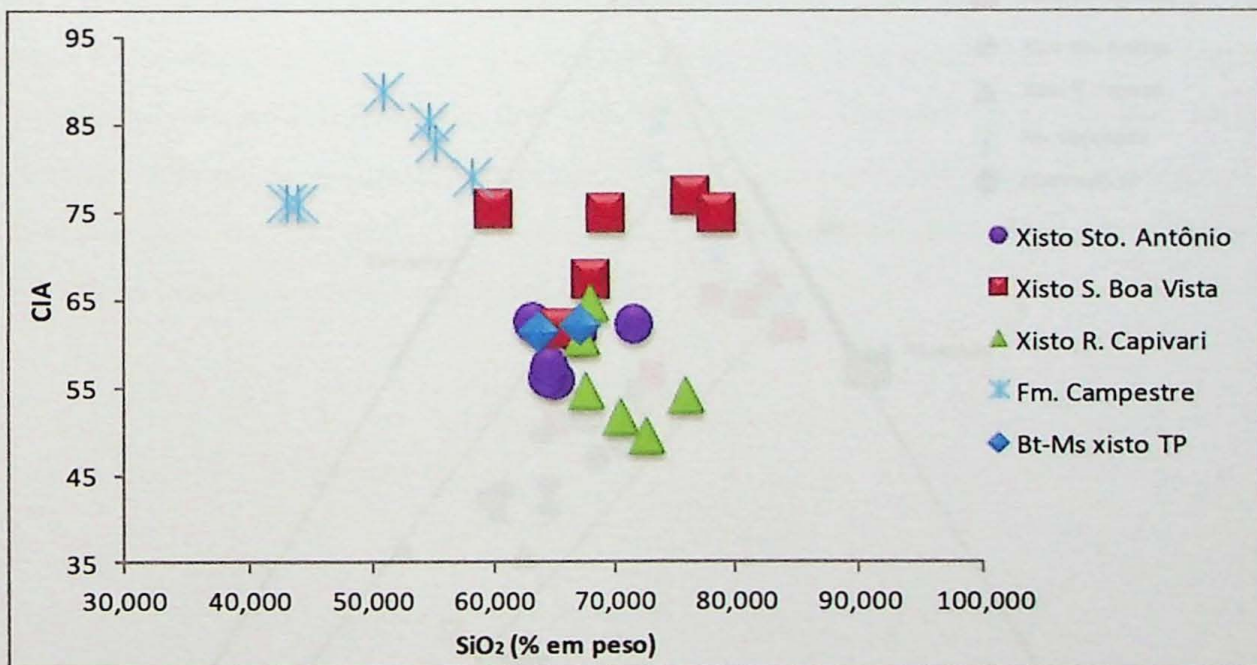


Fig. 38. Gráfico mostrando os valores do índice de alteração química (Nesbitt & Young, 1982) em função dos teores de  $\text{SiO}_2$ .

Alem do índice de alteração química, outra forma de avaliação da intensidade do intemperismo é o uso do gráfico A-CN-K (onde A =  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CN =  $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$  e K =  $\text{K}_2\text{O}$ ) de

Nesbitt & Young (1984, 1989) que mostra *trends* de evolução de rochas de diferentes composições submetidas a alteração progressivamente mais intensa. Este diagrama (entre outras evidências) foi utilizado por McLennan *et al.* (1990) para mostrar que rochas sedimentares derivadas de ambientes tectonicamente ativos tendem a mostrar menores intensidades de intemperismo, devido às maiores altitudes associadas (que favorecem rápida erosão e pouco intemperismo químico), muito embora as assinaturas de intemperismo intenso associadas a margens continentais passivas também possam estar ligadas à reciclagem de rochas sedimentares (ou metassedimentares), caso em que independem do ambiente tectônico. As amostras do biotita-muscovita xisto, nesse diagrama (Fig. 39) plotam em porções intermediárias, mostrando intemperismo moderado, num *trend* de composição intermediária entre as médias da crosta superior e de andesitos de arco de ilha. As amostras do Xisto Santo Antônio e do Xisto Rio Capivari plotam em *trends* semelhantes em graus variados de alteração. A maior parte das amostras do Xisto Serra da Boa Vista se acumula no início do *trend* de alteração avançada para rochas de composição semelhante à da crosta superior, enquanto as amostras da Formação Campestre plotam no final deste *trend*.

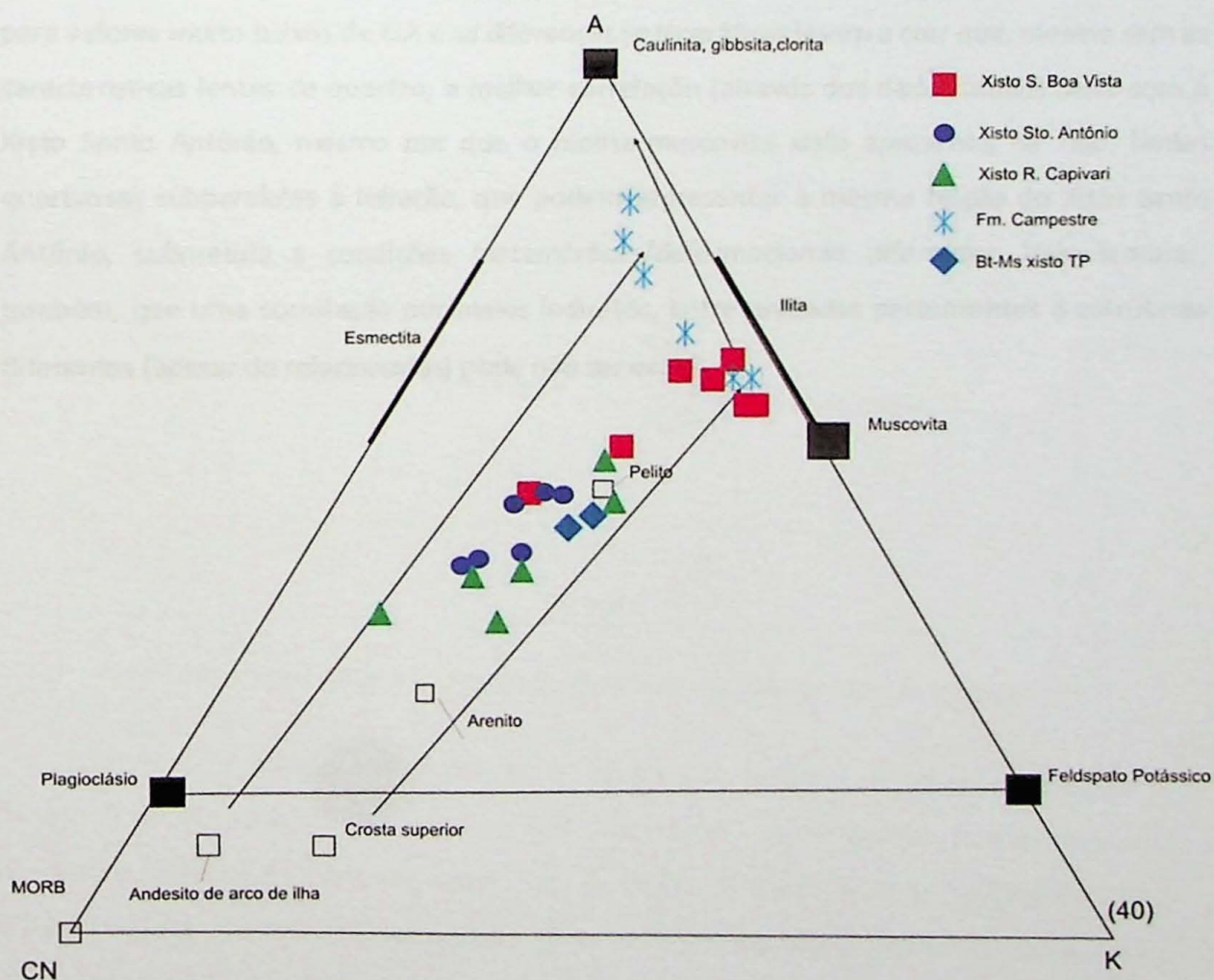


Fig. 39. Diagrama A-CN-K para avaliação da intensidade do intemperismo. (Nesbitt & Young, 1989; McLennan *et al.*, 1990)

Pelos dados expostos acima, pode-se concluir que o biotita-muscovita xisto da região de Três Pontas é derivado de rochas sedimentares com assinatura química muito semelhante à de *wackes* e cuja área fonte foi submetida a intemperismo químico moderado, por curto período de tempo. Isso o distingue claramente das rochas do Grupo Carrancas analisadas, que possuem assinaturas típicas de pelitos, e que registram intenso intemperismo da área-fonte, ou reciclagem de rochas sedimentares mais antigas. Assim, o biotita-muscovita xisto provavelmente está associado ao Sistema de *Nappes* Andrelândia.

Quanto à correlação com as unidades litoestratigráficas da *Nappe* Andrelândia, os dados atuais não são conclusivos, principalmente devido ao baixo número de amostras do biotita-muscovita xisto. Mesmo assim, os valores distintamente superiores de CIA e a posição concordante no diagrama A-CN-K mostrados pelo Xisto Serra da Boa Vista indicam que essa unidade provavelmente não é correlata ao biotita-muscovita xisto. Entretanto, no que se refere ao Xisto Santo Antônio e ao Xisto Rio Capivari, a distinção é mais difícil, uma vez que, tanto nos diagramas de classificação, quanto nos de avaliação do intemperismo, essas unidades plotam em áreas muito semelhantes. Mesmo assim, a tendência do Xisto Rio Capivari para valores muito baixos de CIA e as diferenças petrográficas levam a crer que, mesmo sem as características lentes de quartzo, a melhor correlação (através dos dados atuais) seria com o Xisto Santo Antônio, mesmo por que o biotita-muscovita xisto apresenta, de fato, lentes quartzosas subparalelas à foliação, que podem representar a mesma feição do Xisto Santo Antônio, submetida a condições metamórficas/deformacionais diferentes. Vale lembrar, também, que uma correlação por meios indiretos, entre unidades pertencentes a estruturas diferentes (apesar de relacionadas) pode não ser exata.

## VIII Química mineral

### VIII. 1 Anfibólios

#### VIII. 1.1 *Metagabronoritos*

Nestas rochas ocorrem três diferentes gerações de anfibólios: Uma primária e duas derivadas de alteração metamórfica de ortopiroxênios. A geração primária consiste de Mg-hornblenda e tschermakita com relativa ocupação do sitio A (Fig. 40), e teores relativamente altos de Ti, sendo que os anfibólios da amostra CAS 36B (com tons de pleocroísmo mais amarronzados) apresentam maiores teores de Ti (cerca de 0,22 *apfu* contra 0,14 *apfu*) e maior ocupação do sitio A ( $Na_A + K_A \approx 0,35$  *apfu* contra  $Na_A + K_A \approx 0,25$  *apfu*) do que os anfibólios da amostra CAS 36 D (com pleocroísmo em tons de verde). A razão  $Mg/(Fe^{2+} + Mg)$  varia, nas duas amostras, entre 0,69 e 0,85. Alguns cristais apresentam um leve zonamento, com  $^{IV}Al$  e  $(Na + K)_A$  menores em direção às bordas.

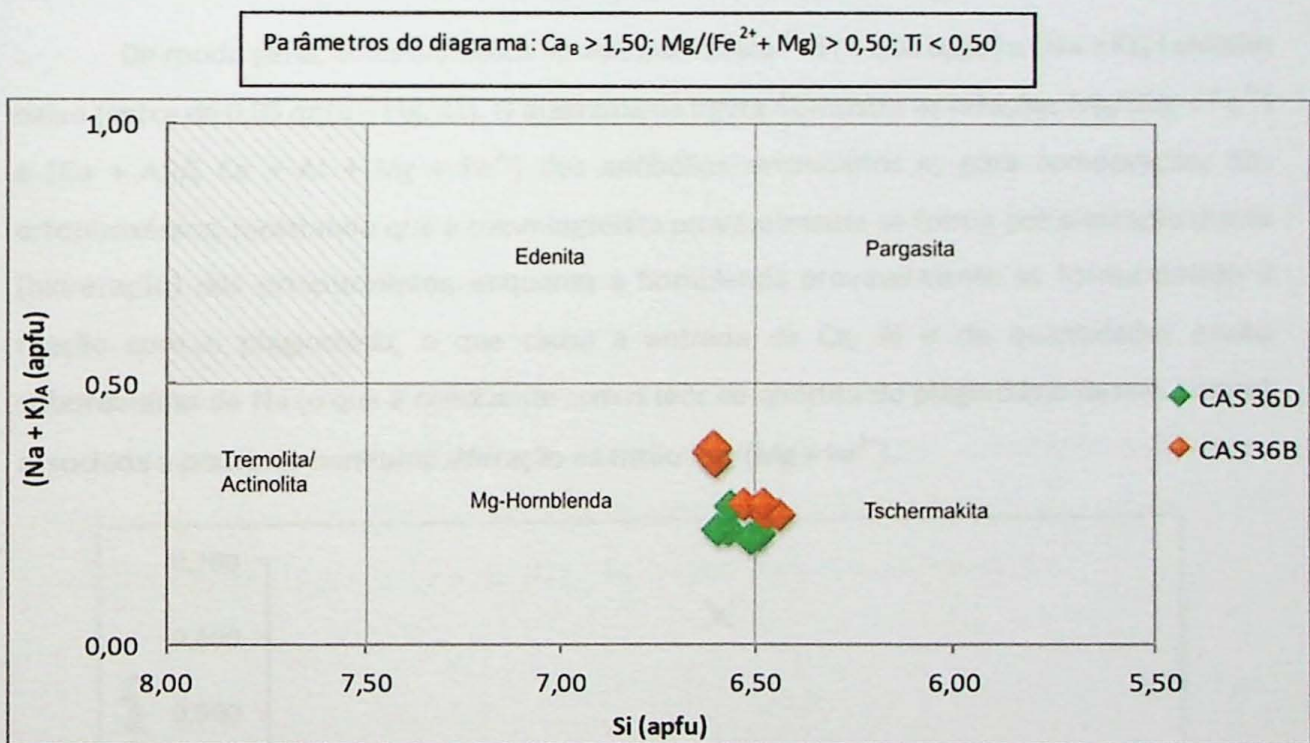


Fig. 40. Diagrama de classificação para anfibólios cálcios. Adaptado de Leake *et al.* (1997)

Dentre os anfibólios metamórficos, o incolor que manteve os ortopiroxênios (vide *Petrografia*) se classifica como cummingtonita (Fig. 41). A cummingtonita apresenta teores muito baixos de Ti, Na e Cr e teores apreciáveis de Ca ( $\approx 0,30$  *apfu*). A razão  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  é  $\approx 0,57$  para todos os cristais analisados, muito semelhante à dos ortopiroxênios adjacentes. Já os anfibólios com pleocroísmo em tons esverdeados que ocorrem mantendo a cummingtonita se classificam como Mg-hornblenda, exceto por uma análise classificada como tschermakita.

Parâmetros do diagrama :  $Ca_B > 1,50$ ;  $(Na+K)_A < 0,50$

Parâmetros do diagrama :  $(Ca+Na)_B < 1,00$ ;  $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Li)_B > 1,00$ ;  $Li_B < 1,00$

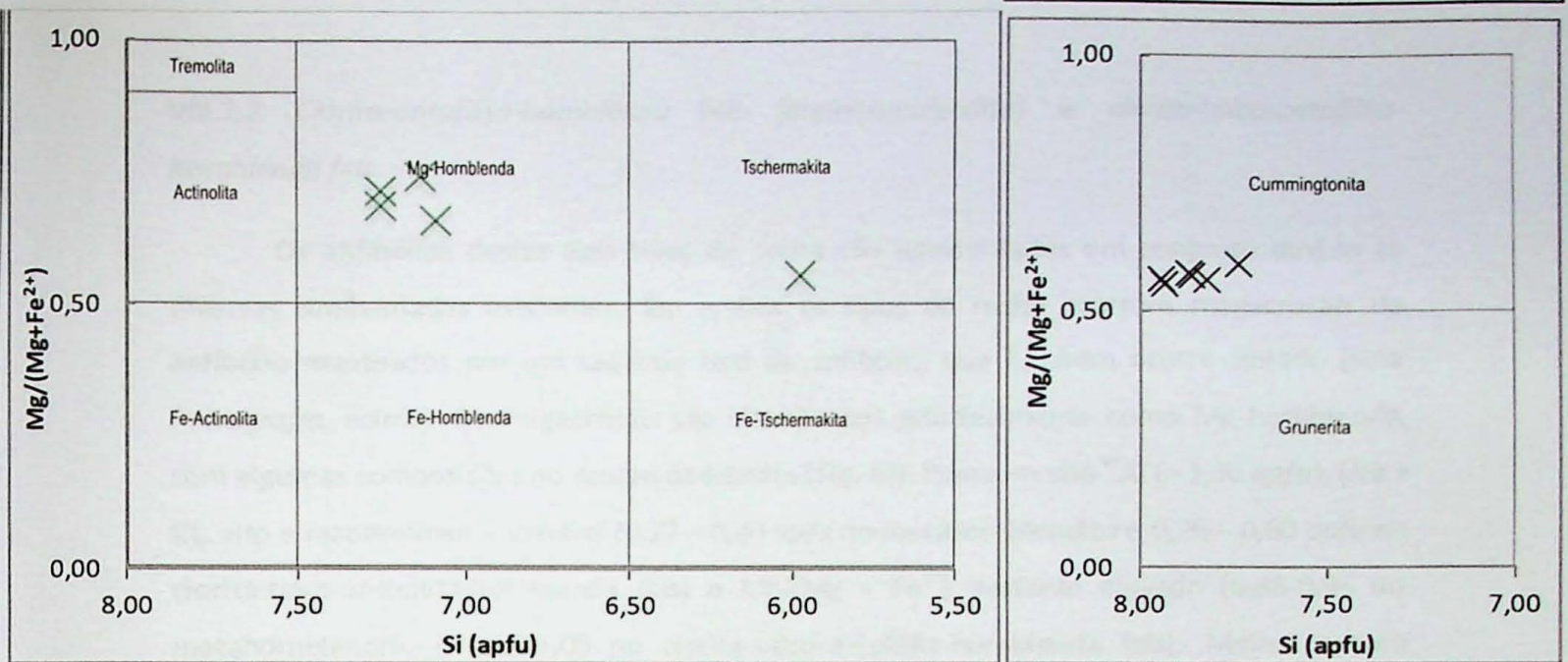


Fig. 41. Diagramas para classificação de anfibólios cálcicos e de anfibólios ferromagnesianos monodínicos (Leake *et al.*, 1997) mostrando a classificação dos anfibólios secundários dos metagabronoritos

De modo geral, estes anfibólios apresentam baixo  $^{IV}Al (< 1,00 \text{ apfu})$  e  $(Na + K)_A$  também baixo (cerca de  $0,05 \text{ apfu}$  – Fig. 41). O diagrama da figura 42 mostra as relações  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  e  $(Ca + Al)/(Ca + Al + Mg + Fe^{2+})$  dos anfibólios secundários e, para comparação, dos ortopiroxênios, mostrando que a cummingtonita provavelmente se forma por alteração direta (hidratação) dos ortopiroxênios, enquanto a hornblenda provavelmente se forma devido à reação com o plagioclásio, o que causa a entrada de Ca, Al e de quantidades muito subordinadas de Na (o que é condizente com o teor de anortita do plagioclásio dessas rochas) associada a pouca ou nenhuma alteração na razão  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ .

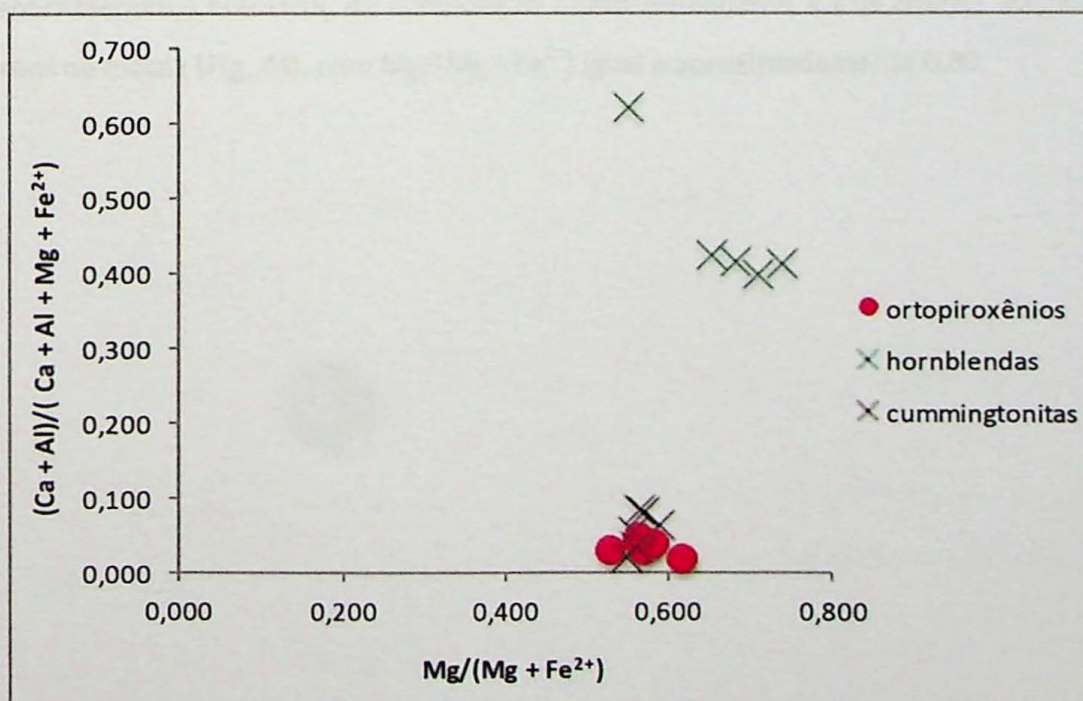


Fig. 42. Diagrama  $(Ca + Al)/(Ca + Al + Mg + Fe^{2+}) - Mg/(Mg + Fe^{2+})$  mostrando a relação entre ortopiroxênios, cummingtonitas e hornblendas nos metagabronoritos

### VIII.1.2 *Clorita-antofilita-hornblenda fels (metahornblendito) e clorita-talco-antofilita-hornblenda fels*

Os anfibólios destes dois tipos de rocha são apresentados em conjunto devido às diversas similaridades existentes. Em ambos os tipos de rocha ocorrem megacristais de anfibólio manteados por um segundo tipo de anfibólio, que também ocorre isolado (vide *Petrografia*, acima). Os megacristais são classificados principalmente como Mg-hornblenda, com algumas composições no campo da edenita (Fig. 43). Possuem alto  ${}^{\text{IV}}\text{Al}$  ( $\approx 1,30$  apfu),  $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$  alto e razoavelmente variável (0,27 – 0,40 apfu no metahornblendito e 0,26 – 0,60 apfu no clorita-talco-antofilita-hornblenda fels) e  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  bastante elevado (0,88-0,96 no metahornblendito e 0,90-1,00 no clorita-talco-antofilita-hornblenda fels). Muito embora existam variações dentro dos cristais, não existe um padrão de zonamento. Quanto aos sobrecrescimentos, no metahornblendito eles são de dois tipos: o mais frequente consiste de Mg-hornblenda ou, mais raramente, actinolita, que difere dos megacristais pelos teores menores de  $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$  e  ${}^{\text{IV}}\text{Al}$  (Fig. 43) e apresenta  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  bastante semelhante. O segundo tipo ocorre mais raramente como sobrecrescimento, porém ocorre também como cristais anédricos dispersos (vide *Petrografia*) e corresponde a antofilita (Fig. 44), que difere dos demais anfibólios não apenas por possuir  ${}^{\text{IV}}\text{Al}$  e  $\text{Na}_{\text{A}}$  praticamente ausentes, mais também pela razão  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ , distintamente diferente ( $\approx 0,70$  para todas as análises). Já nos clorita-talco-antofilita-hornblenda fels, os sobrecrescimentos são (exceto por uma análise, que se classifica como tremolita e, de fato, se aproxima dos sobrecrescimentos no metahornblendito) antofilita, de composição muito semelhante à dos cristais aciculares que ocorrem na matriz (Fig. 44), com  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  igual a aproximadamente 0,80.

Parâmetros do diagrama:  $Ca_B < 1,50$ ;  $Mg/(Mg + Fe^{2+}) > 0,50$ ;  $Ti < 0,50$

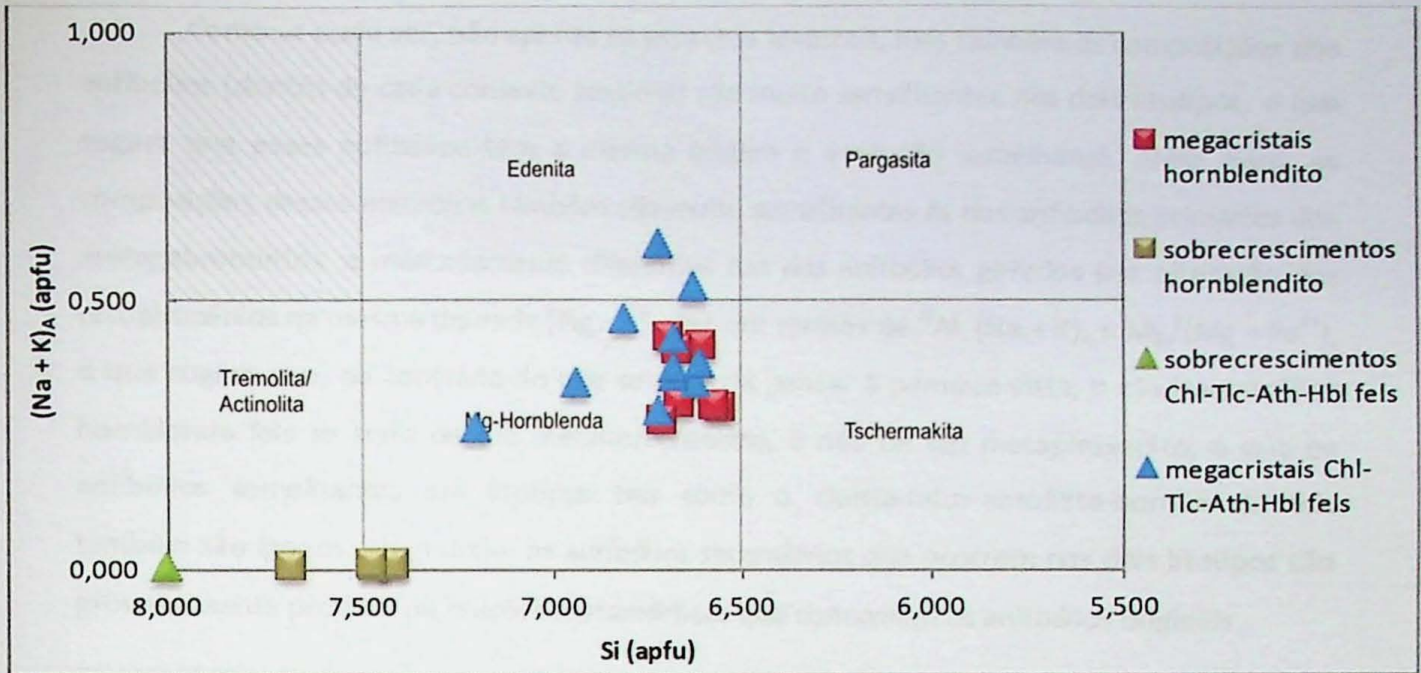


Fig. 43. Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos. Adaptado de Leake *et al.* (1997)

Parâmetros do diagrama:  $(Ca + Na)_B < 1,0$ ;  $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Li)_B > 1,0$ ;  $Li_B < 1,0$

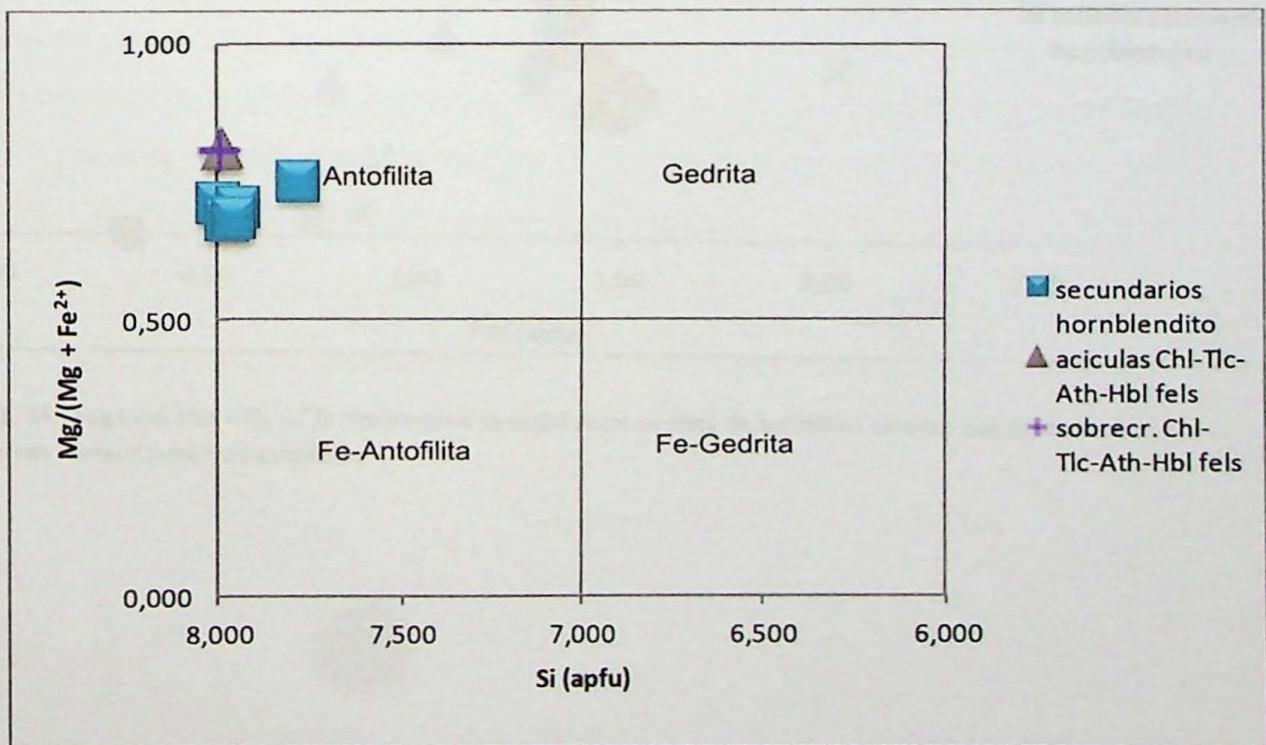


Fig. 44. Diagrama para classificação de anfibólios ferromagnesianos ortorrômbicos (Leake *et al.*, 1997)

Como se pode ver, não apenas os aspectos texturais, mas também as composições dos anfibólios (dentro de cada contexto textural) são muito semelhantes nos dois litotipos, o que sugere que esses anfibólios tem a mesma origem e evolução semelhante. Além disso, as composições desses anfibólios também são muito semelhantes às dos anfibólios primários dos metagabronoritos, e marcadamente diferentes das dos anfibólios gerados por alteração dos ortopiroxênios na mesma unidade (Figs. 45, 46), em termos de  ${}^{\text{IV}}\text{Al}$ ,  $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$  e  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ , o que sugere que, ao contrário do que se poderia pensar à primeira vista, o clorita-antofilita hornblenda fels se trata de um metahornblendito, e não de um metapiroxenito; e que os anfibólios semelhantes em litotipos tais como o clorita-talco-antofilita-hornblenda fels também são ígneos. Além disso, os anfibólios secundários que ocorrem nos dois litotipos são provavelmente produto de reações metamórficas que consomem os anfibólios originais.

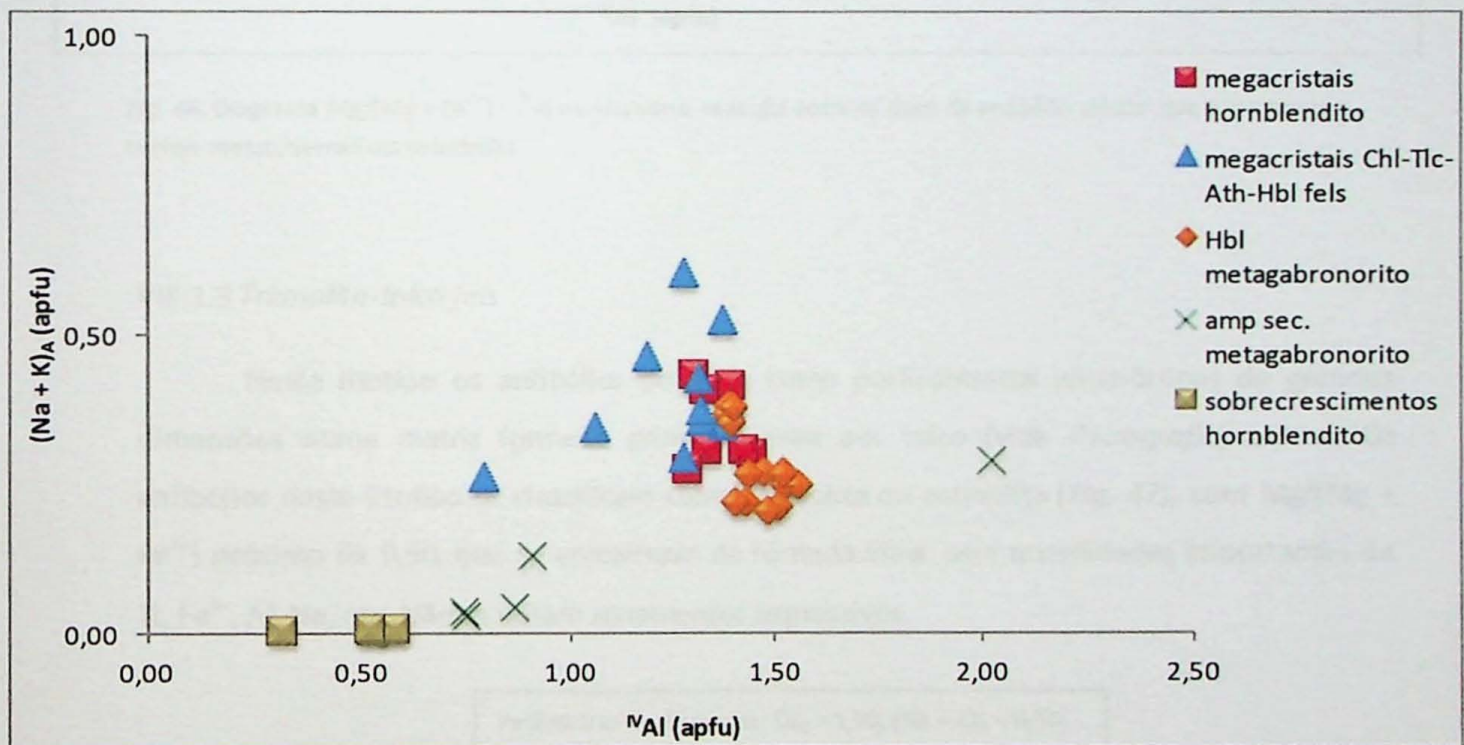


Fig. 45. Diagrama  $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} - {}^{\text{IV}}\text{Al}$  mostrando a variação entre os tipos de anfibólios cálcicos que ocorrem nas rochas metaultra máficas estudadas

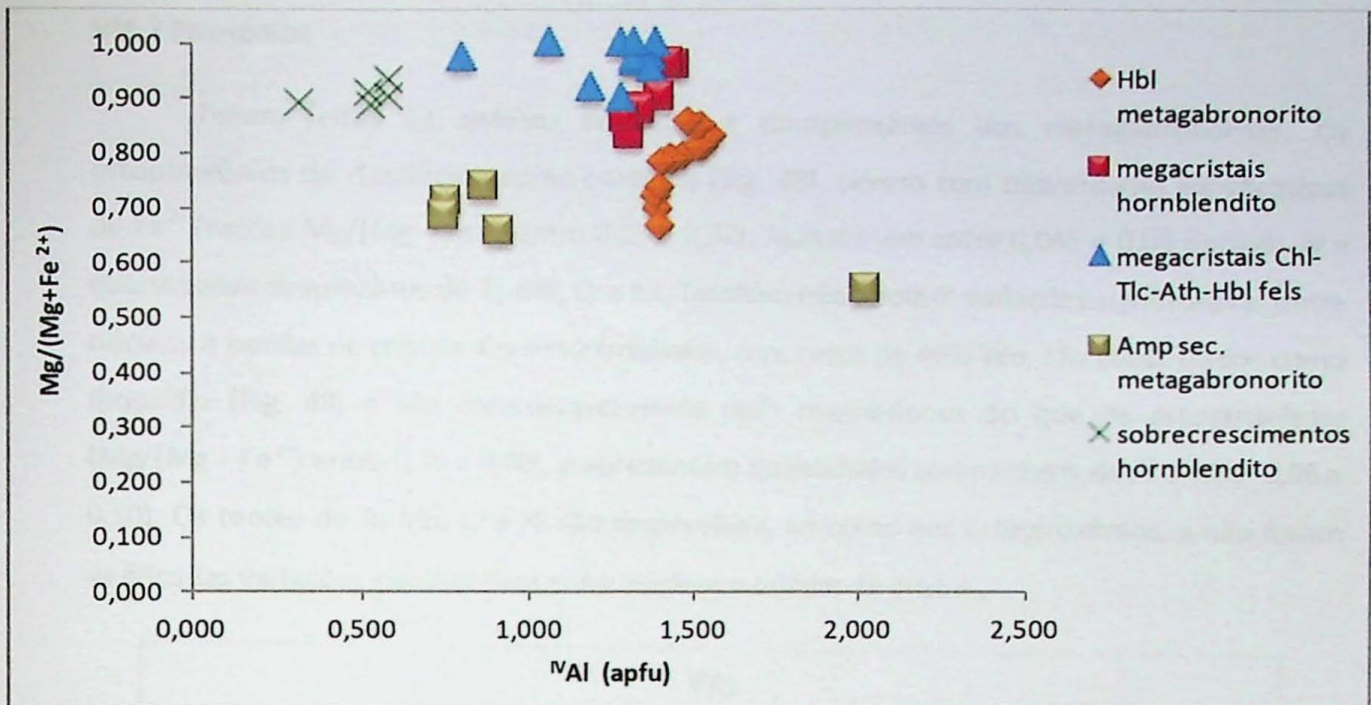


Fig. 46. Diagrama  $Mg/(Mg + Fe^{2+}) - ^{IV}Al$  mostrando a variação entre os tipos de anfibólio cálcico que ocorrem nas rochas metaultramáficas estudadas

### VIII.1.3 Tremolita-talco fels

Neste litotipo os anfibólios ocorrem como porfiroblastos idiomórficos de grandes dimensões numa matriz formada principalmente por talco (vide *Petrografia*, acima). Os anfibólios deste litotipo se classificam como tremolita ou actinolita (Fig. 47), com  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  próximo de 0,90, que se aproximam da fórmula ideal, sem quantidades importantes de  $Ti$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Al$ ,  $Na$ , etc. Não se notam zonamentos expressivos.

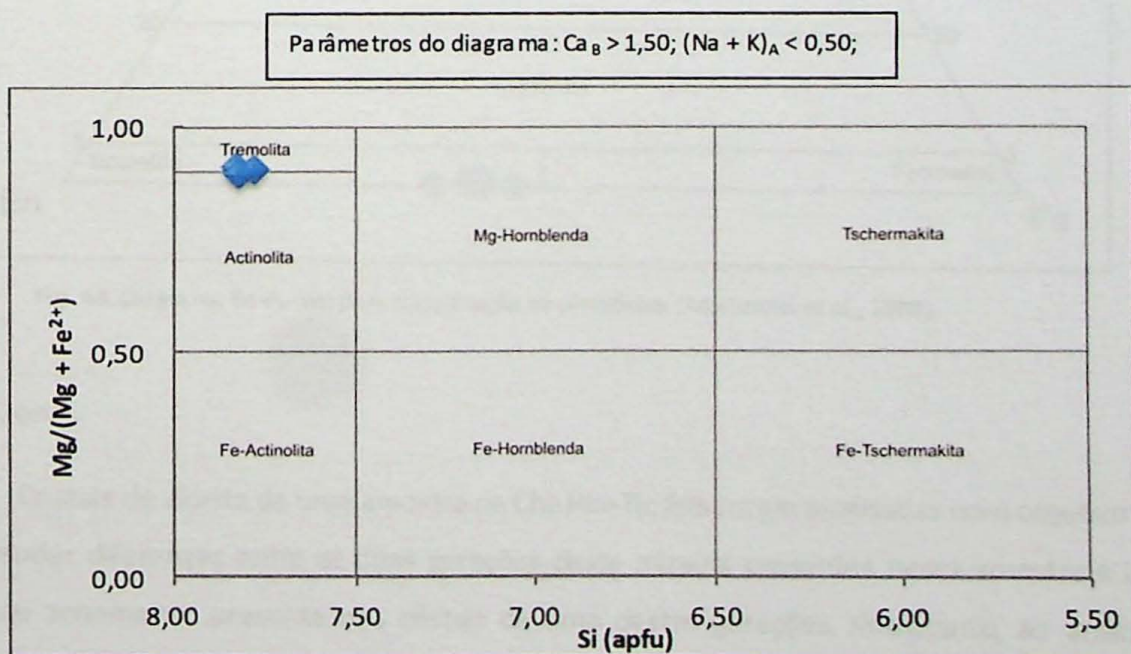


Fig. 47. Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos (Leake *et al.* 1997)

## VIII.2 Piroxênios

Foram feitas 13 análises de orto- e dinopiroxênios dos metagabronoritos. Os ortopiroxênios de classifcam como enstatita (Fig. 48), porem com quantidades significativas de  $Fe^{2+}$  (razões  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  entre 0,53 e 0,57). Apresentam entre 0,045 e 0,06 *apfu* de Al e quantidades desprezíveis de Ti, Mn, Cr e Ni. Também não existem variações significativas entre núcleos e bordas de cristais. Os dinopiroxênios, com cerca de 46% Wo, são classificados como diopsídio (Fig. 48) e são consideravelmente mais magnesianos do que os ortopiroxênios ( $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  entre 0,70 e 0,80), e apresentam quantidades comparáveis de Al (entre 0,06 a 0,10). Os teores de Ti, Mn, Cr e Ni são desprezíveis, tal como nos ortopiroxênios, e não foram verificadas variações significativas entre núcleos e bordas de cristais.

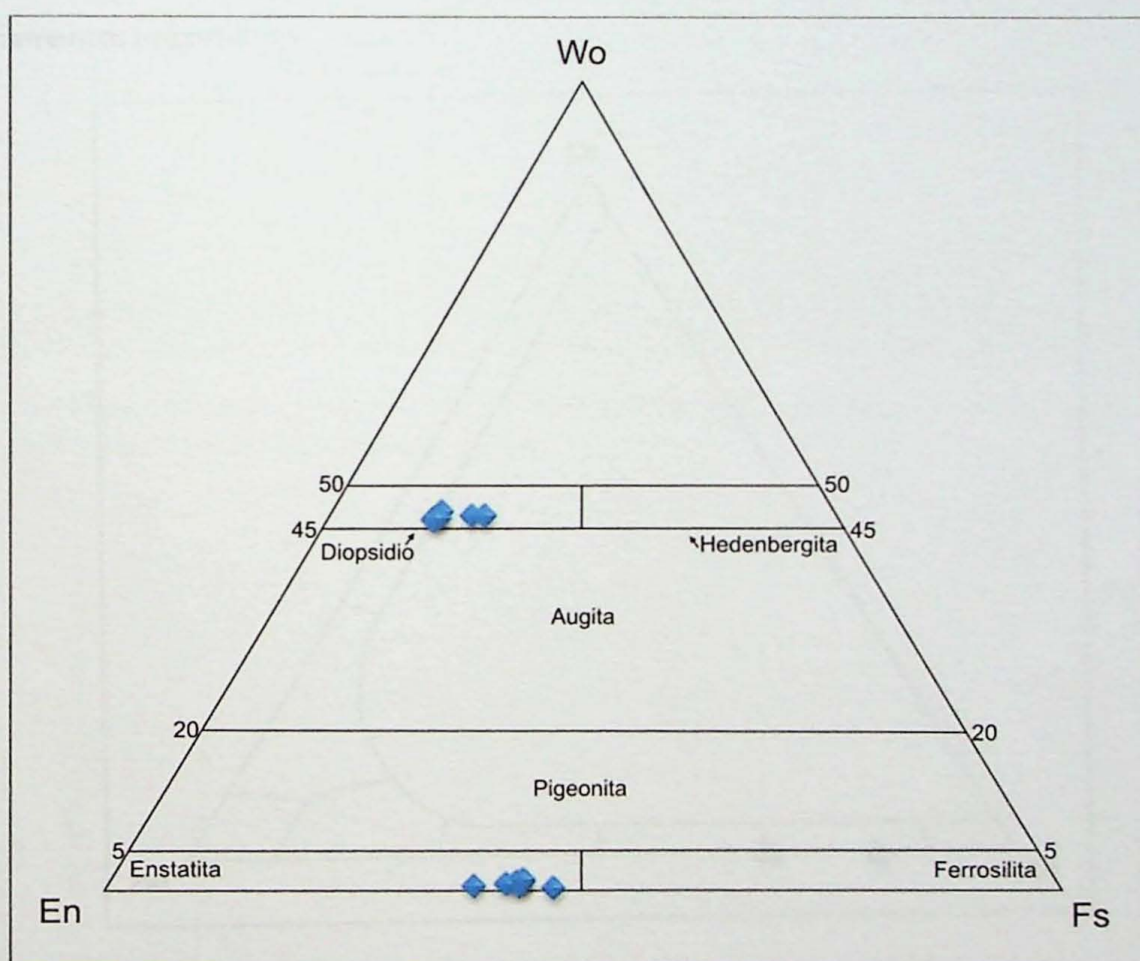


Fig. 48. Diagrama En-Fs-Wo para classificação de piroxênios (Morimoto *et al.*, 1988).

## VIII.3 Clorita

Cristais de clorita de uma amostra de Chl-Hbl-Tlc fels foram analisadas com objetivo de se entender diferenças entre as duas gerações deste mineral presentes nessa amostra e um aparente zonamento presente nos cristais de uma destas gerações. Entretanto, as análises

realizadas não mostram diferenças entre as gerações nem tampouco diferenças entre núdeos e bordas dos cristais. Todos os cristais analisados se classificam como clinoclóro, com composições próximas à da fórmula ideal. Todas as amostras apresentam <sup>IV</sup>Al entre 1,35 e 1,70 *apfu*, <sup>VI</sup>Al entre 1,55 e 1,80 *apfu* e  $Mg/(Mg + Fe^{2+}) \approx 0,88$ .

#### VIII. 4 Plagioclásio

Foram realizadas quatro análises de cristais de plagioclásio dos metagabronoritos, com objetivo principal de confirmar as estimativas do teor de anortita realizadas opticamente e, se possível, identificar zonamentos. O plagioclásio nos metagabronoritos se classifica como bytownita (Fig. 49), com teores de anortita entre 70% e 84%, e componente ortodásio praticamente ausente. Muito embora existam diferenças entre os cristais, não parece haver zonamentos importantes.

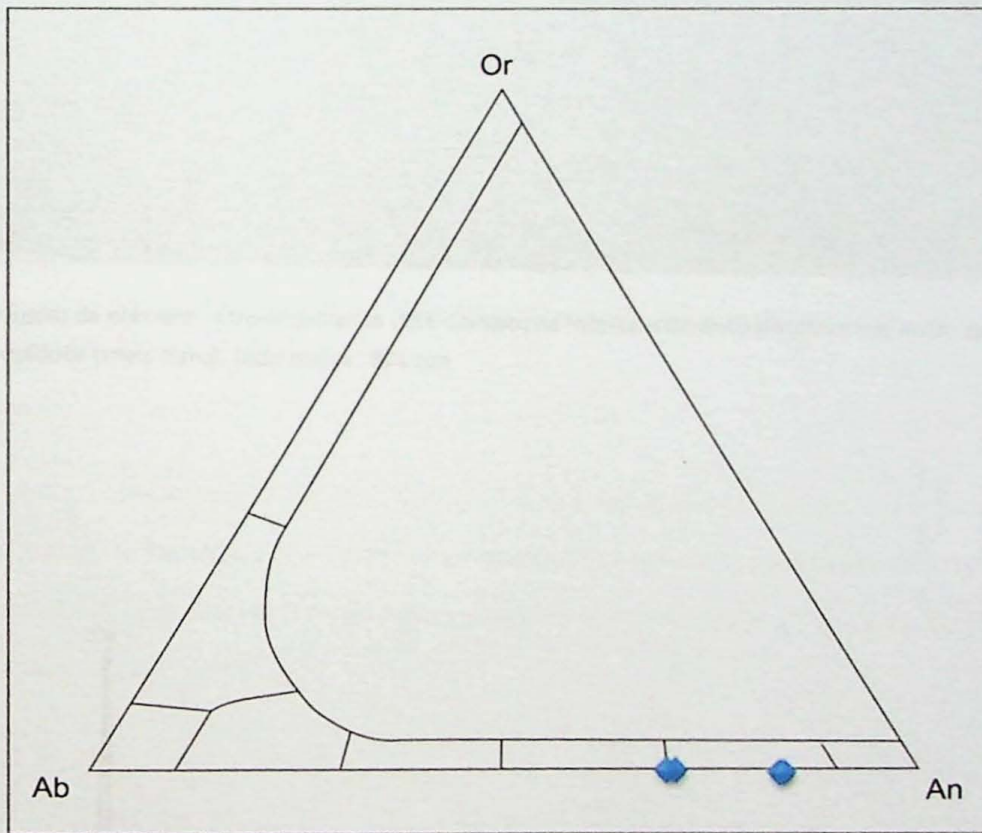


Fig. 49. Diagrama ternário Ab-Or-Na para feldspatos (Deer *et al.*, 2004)

#### VIII.5 Epidoto

Os intercrescimentos simplectíticos que substituem plagioclásio nos granada anfibolitos da *Nappe* Três Pontas-Varginha foram analisados por MEV/EDS para confirmação de quais as fases intercrescidas, tarefa difícil ao microscópio devido ao tamanho dos

intercrescimentos (Fig. 50). Os resultados (Fig. 51) mostram que, de fato, as fases intercrescidas se tratam de epidoto e quartzo.

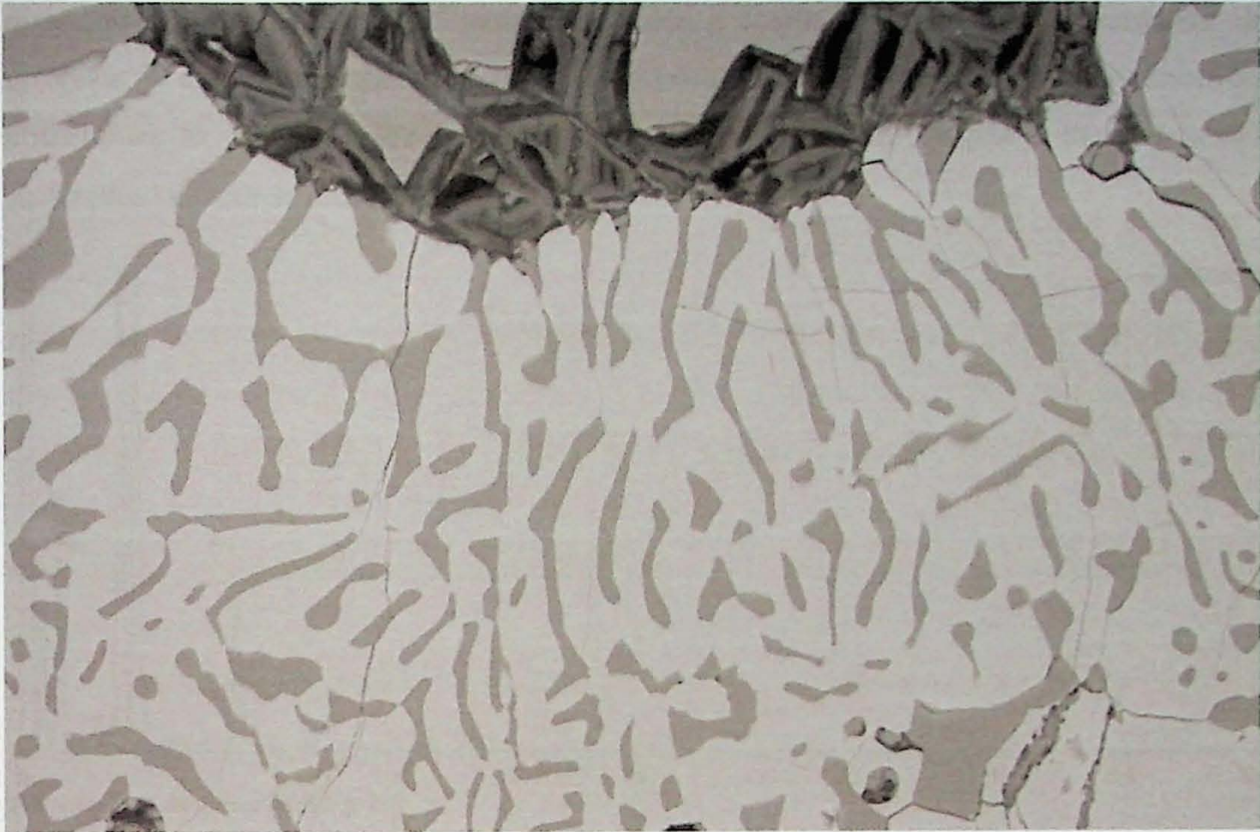


Fig. 50. Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE-Comp) de intercrescimento simplectítico entre quartzo (mais escuro) e epidoto (mais claro). Lado maior: 321  $\mu\text{m}$

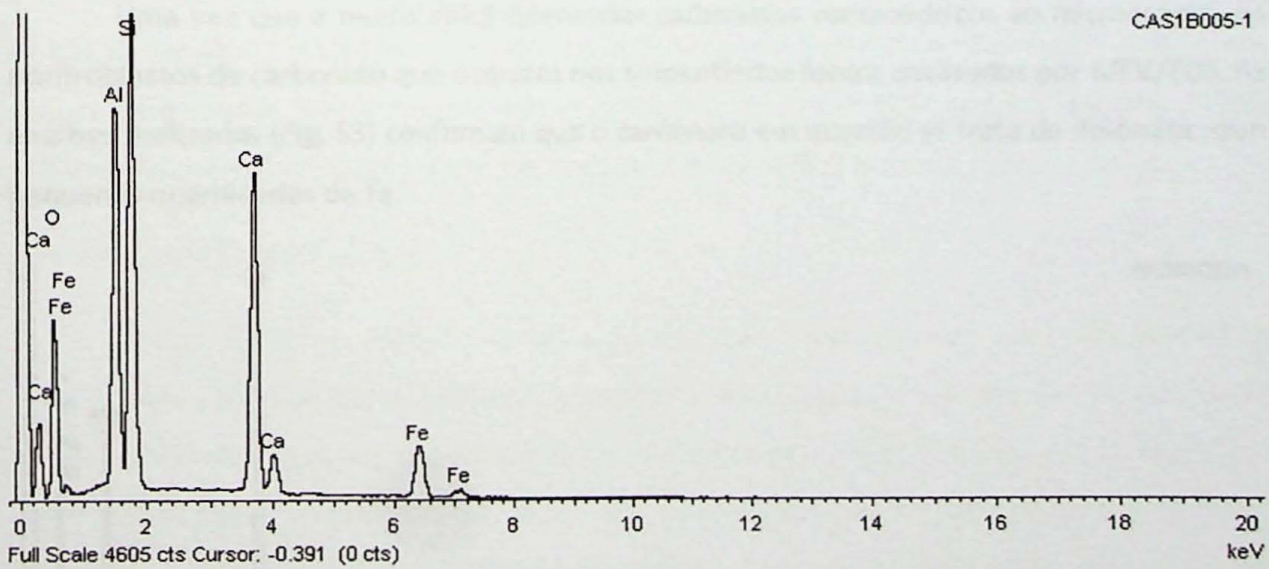


Fig. 51. Espectro obtido em análise por MEV/EDS de epidoto intercrescido com quartzo e grana da anfibolito.

### VIII.6 Muscovita

Os agregados finos de filossilicatos que substituem cianita nos granada-cianita quartzitos (Figs. 24, 25) foram analisados devido à possibilidade de que se tratassem de pirofilita, o que teria implicações para as temperaturas de reequilíbrio retrometamórfico. Entretanto, as análises realizadas demonstram (Fig. 52) que na verdade o mineral nestes agregados se trata de muscovita.

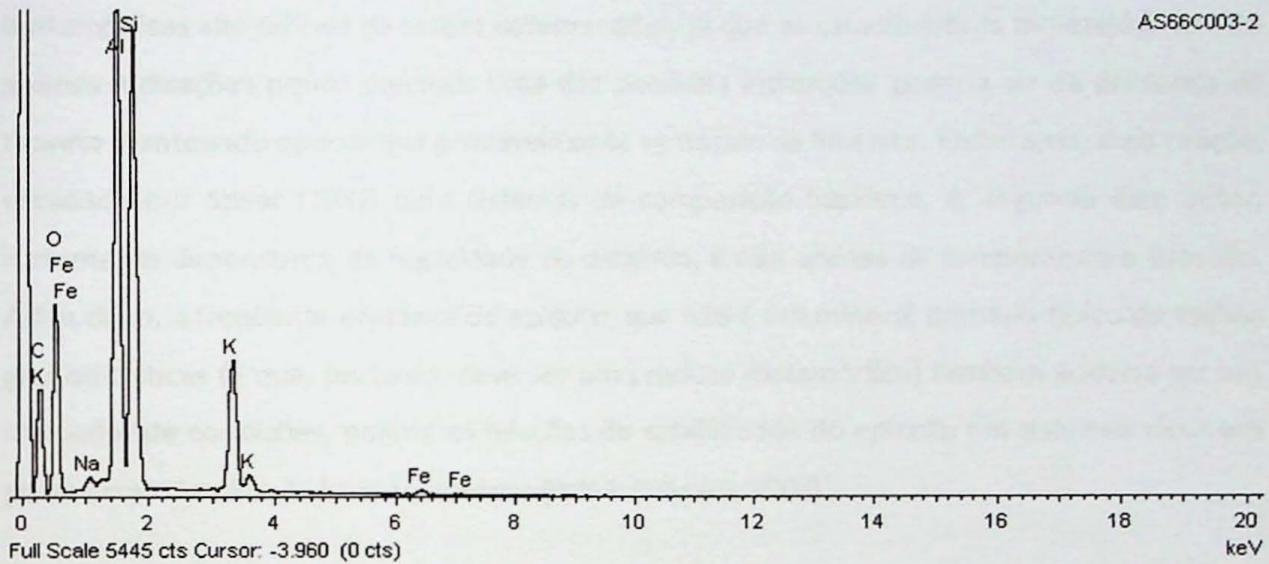


Fig. 52. Espectro obtido em análise por MEV/EDS de agregados de muscovita que formam pseudomorfos de cianita em granada-cianita quartzitos.

### VIII.7 Dolomita

Uma vez que é muito difícil diferenciar carbonatos romboédricos ao microscópio, os porfiroblastos de carbonato que ocorrem nos serpentinitos foram analisados por MEV/EDS. As análises realizadas (Fig. 53) confirmam que o carbonato em questão se trata de dolomita, com pequenas quantidades de Fe.

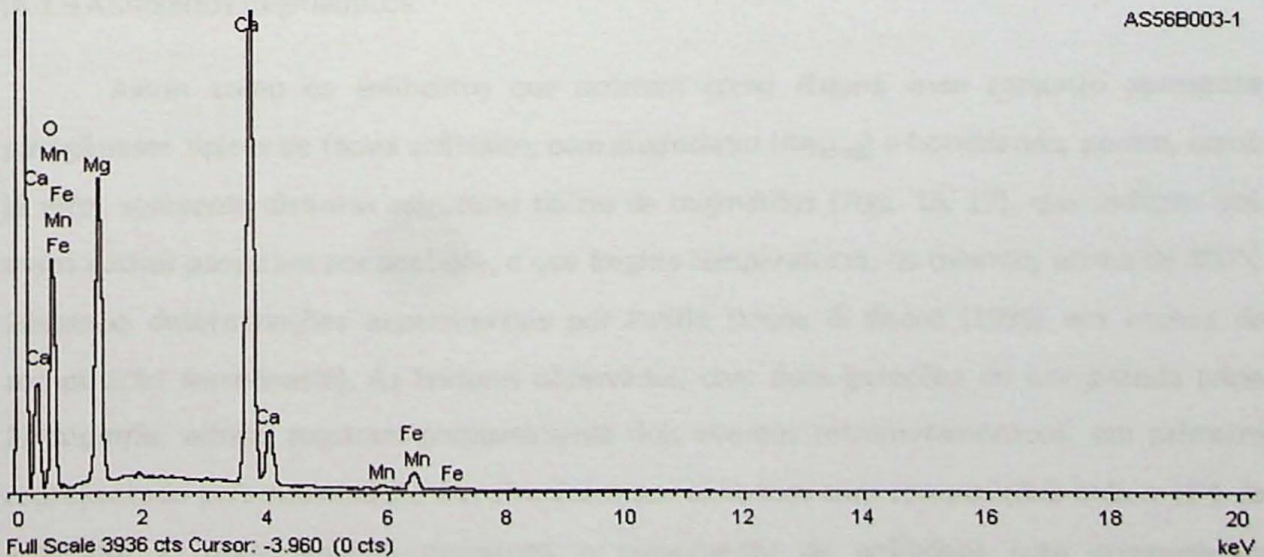


Fig. 53. Espectro obtido em análise por MEV/EDS de porfiroblasto de dolomita em serpentinito

## IX. Metamorfismo

### IX.1 Domínio do embasamento

#### IX.1.1 Gnaisses granodioríticos a tonalíticos

Esse conjunto é composto por gnaisses ortoderivados relativamente variados, de composição granodiorítica a tonalítica (vide *Petrografia*, acima). São rochas com assembléias minerais pouco sensíveis a variações de pressão e temperatura, para as quais as condições metamórficas são difíceis de serem determinadas, já que as características mineralógicas dão apenas indicações pouco precisas. Uma das possíveis indicações poderia vir da presença de titanita mantendo opacos que provavelmente se tratam de ilmenita. Entretanto, essa reação, estudada por Spear (1981) para sistemas de composição basáltica, é, segundo este autor, fortemente dependente da fugacidade de oxigênio, e não apenas de temperatura e pressão. Além disso, a freqüente presença de epidoto, que não é um mineral primário típico de rochas granodioríticas (e que, portanto, deve ser um produto metamórfico) também poderia ser um indicador de condições, porém, as relações de estabilidade do epidoto em sistemas ricos em potássio ainda não são bem conhecidas (Poli & Schmidt, 2004).

#### IX.1.2 Anfibolitos

Essas rochas ocorrem como diques retilíneos intrusivos nos gnaisses do embasamento e apresentam paragêneses (hornblenda + plagioclásio) típicas de metamorfismo em fácies anfibolito médio (acima das reações de decomposição de epidoto e abaixo das reações de formação de clinopiroxênio). A ausência de deformação e a presença (por vezes) de texturas ígneas preservadas levam a crer que as condições e as assembleias minerais nos diques refletem as condições do último evento metamórfico do embasamento.

#### IX.1.3 Anfibolitos migmatíticos

Assim como os anfibolitos que ocorrem como diques, esse conjunto apresenta paragêneses típicas de fácies anfibolito, com plagioclásio ( $An_{30-40}$ ) e hornblenda, porém, como já dito, apresenta distintas estruturas típicas de migmatitos (Figs. 16, 17), que indicam que essas rochas passaram por anatexia, o que exigiria temperaturas, no mínimo, acima de 850°C (segundo determinações experimentais por Patiño Douce & Beard (1995) em rochas de composição semelhante). As texturas observadas, com duas gerações de hornblenda (vide *Petrografia*, acima) mostram provavelmente dois eventos retrometamórficos, um primeiro representado pela substituição dos piroxênios por anfibólios com composições próximas à da actinolita e, num segundo momento, o crescimento de anfibólios com composições

provavelmente mais próximas ao campo da hornblenda (como indicado pelas cores de pleocroísmo mais escuras). O fato de que, nos hornblenda gnaisses a biotita ocorre quase sempre associada aos contatos entre as porções máficas e felsicas indica que esta provavelmente se formou devido a reações entre o líquido (provavelmente enriquecido em potássio) e as porções residuais, em estágios tardios.

#### IX.1.4 Rochas ultramáficas e máficas associadas

As rochas ultramáficas ocorrem como lentes dentro do embasamento arqueano-paleoproterozóico, e apresentam uma relativa variedade de litotipos (vide *Petrografia*), que apresentam diferentes registros metamórficos. Os metagabronoritos que ocorrem associados às rochas ultramáficas preservam em grande parte sua mineralogia original, apresentando, como produtos metamórficos, sobrecrescimentos de cummingtonita e hornblenda sobre os ortopiroxênios. Uma vez que cummingtonita e hornblenda, em rochas máficas e ultramáficas costumam ser estáveis em condições de fácies anfibolito (Deer *et al.*, 2004), estima-se que essas teriam sido as condições de metamorfismo dessas rochas. Associados aos metagabronoritos ocorrem metahornblenditos, que apresentam dorita e antofilita subordinadas. A antofilita é um mineral cujo campo de estabilidade é restrito à fácies anfibolito, mais precisamente temperaturas entre 600°C e 820°C, e pressões abaixo de 12 kbar (segundo diagrama CMSH de Spear, 1993, Fig. 54), o que reforça as conclusões sobre as condições de formação desse conjunto. Além disso, os megacristais de hornblenda desse litotipo apresentam sobrecrescimentos de hornblenda pobre em  $\text{Na}_A$  e  $^{\text{IV}}\text{Al}$  (transicionais para actinolita), que aparentemente se formam em temperaturas mais baixas.

Talco-dolomita-hornblenda serpentinitos ocorrem de forma relativamente restrita na área de estudo, associados a clorita-hornblenda-talco fels. Considerando a hornblenda como reliquiar, a presença de serpentina limita o pico metamórfico dessa rocha a temperaturas de aproximadamente 500°C, a depender da pressão e da atividade de  $\text{CO}_2$  (Trommsdorf & Connolly, 1990)

Outro grupo importante de rochas ultramáficas que ocorre na área de estudo consiste de clorita-talco-antofilita-hornblenda fels, que apresentam megacristais semelhantes aos presentes nos metahornblenditos. Assumindo, também nesse caso, que a hornblenda seja um mineral reliquiar (vide *Química mineral*, acima), a associação de pico metamórfico seria antofilita + clorita + talco, a qual, considerando que a clorita responde por todo o Al e é estável até a fácies anfibolito alto, seria estável entre 600°C e 750°C, em pressões inferiores a 12 kbar (segundo diagrama CMSH de Spear, 1993, Fig. 55).

As demais rochas ultramáficas que ocorrem na área de estudo são clorititos e talco xistos, formados provavelmente em condições muito intensas de metassomatismo, e para as quais estimativas de temperatura e pressão são difíceis, devido às associações minerais estáveis em intervalos P-T bastante extensos. Considerando todo o conjunto, pode-se dizer que o pico metamórfico foi em fácies anfibolito, no campo de estabilidade da paragênese dos clorita-talco-antofilita-hornblenda fels, e que os serpentinitos foram mais fortemente afetados por retrometamorfismo, apesar de terem sido menos enriquecidos em sílica.

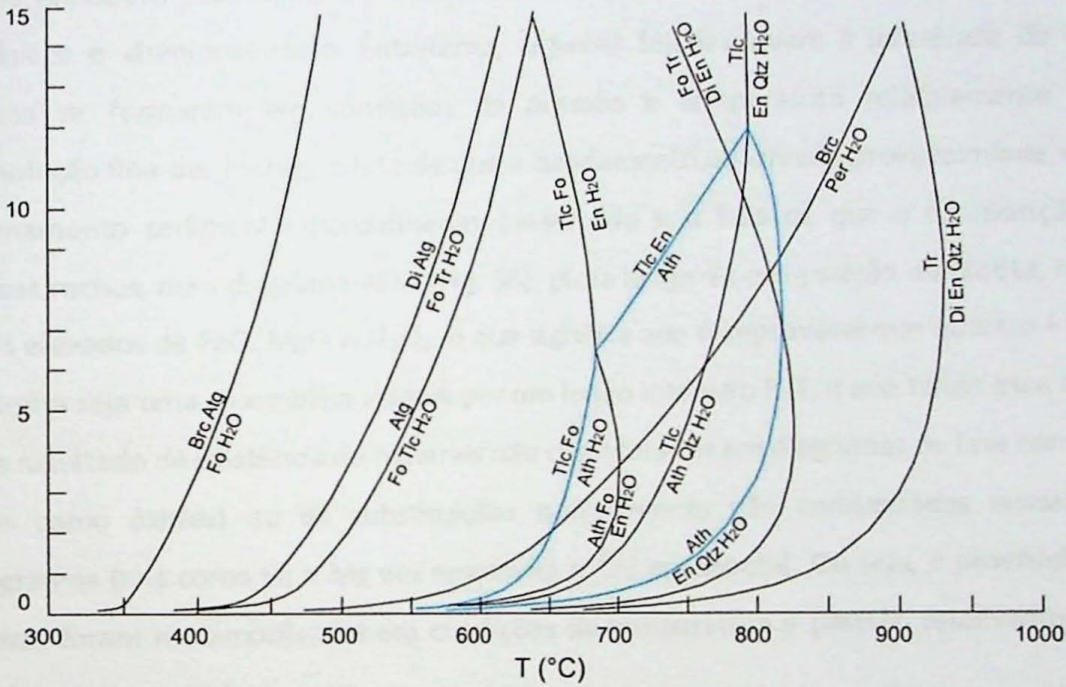


Fig. 54. Diagrama CSMH (Spear, 1993) mostrando o campo de estabilidade da associação de pico metamórfico dos metahornblenditos (linhas azuis). Abreviações minerais segundo Kretz (1983)

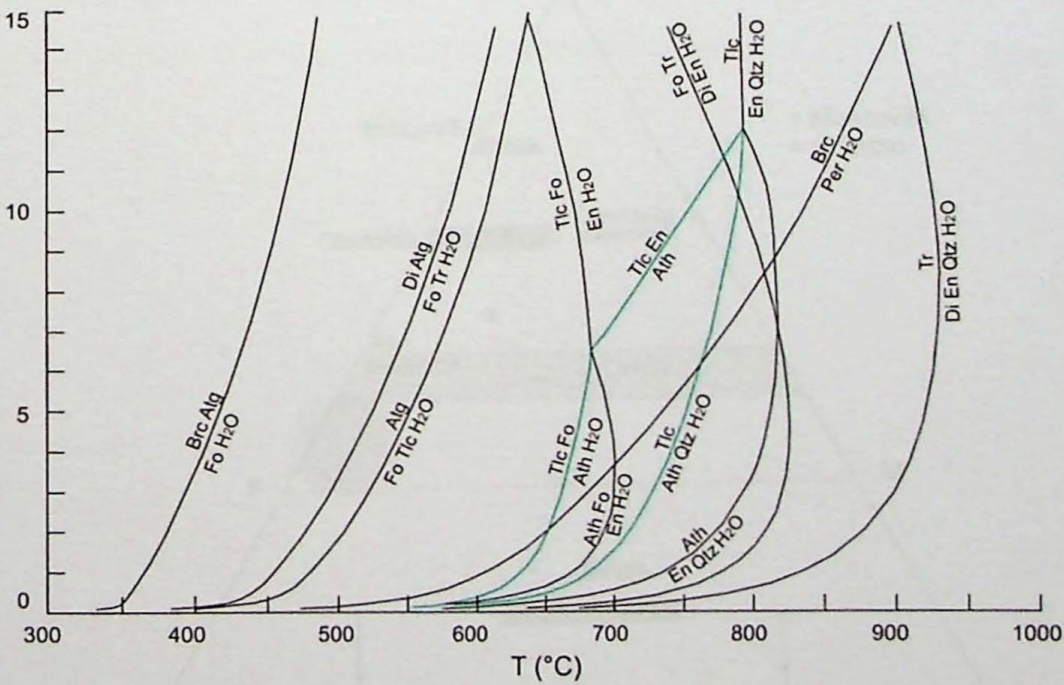


Fig. 55. Diagrama CSMH (Spear, 1993) mostrando os campo de estabilidade da associação de pico metamórfico dos dorita-talco-antofilita-hornblenda fels (linhas verdes). Abreviações minerais segundo Kretz (1983).

## IX.2 Domínio das *nappes* neoproterozóicas

### IX.2.1 Biotita-muscovita xisto

Os biotita-muscovita xistos apresentam a assembléia quartzo + muscovita + biotita, sendo que clorita, que está presente em pequenas quantidades e com texturas de difícil interpretação, pode também fazer parte da associação. Assim, estas rochas possuem uma assembleia estável num intervalo P-T muito amplo, desde a fácies xisto verde inferior até a fácies anfibolito superior, onde ocorre a quebra da muscovita para formação de feldspato potássico e aluminossilicato. Entretanto, algumas feições levam à inferência de que essas rochas se formaram em condições de pressão e temperatura relativamente baixas: A granulação fina das rochas, o fato de que o bandamento observado provavelmente reflete um acamamento sedimentar parcialmente preservado e o fato de que a composição química dessas rochas, num diagrama AFM (Fig. 56), plota longe da composição da biotita, com teores mais elevados de FeO, MgO e  $Al_2O_3$ , o que significa que é improvável que quartzo + muscovita + biotita seja uma assembléia estável por um longo intervalo P-T, e que talvez essa assembléia seja resultado da existência de minerais não considerados em diagramas de fase convencionais (tais como óxidos) ou de substituições normalmente não consideradas nesses mesmos diagramas (tais como Fe e Mg em muscovita e  $^{VI}Al$  em biotita). Ou seja, é provável que essas rochas foram metamorfasadas em condições de temperatura e pressão relativamente baixas, em fácies xisto-verde.

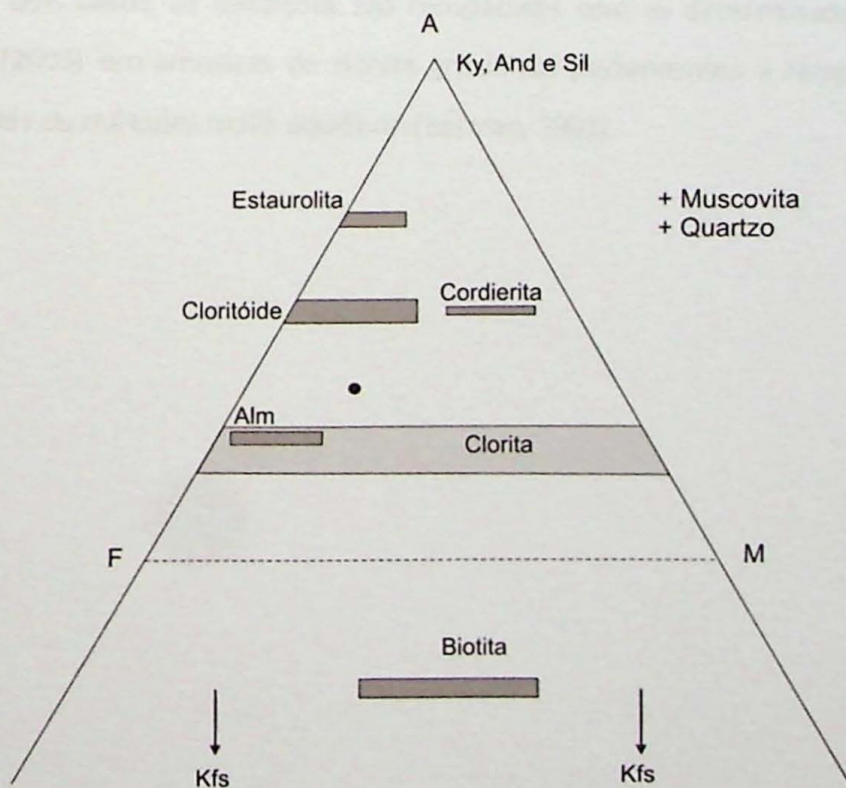


Fig. 56. Diagrama AFM (Winkler, 1976) mostrando a composição dos biotita-muscovita xistos.

## IX.2.2 Cianita-granada gnaisses a quartzitos, (titanita)-granada-biotita- e muscovita-biotita gnaisses

Nos cianita-granada gnaisses e quartzitos a associação do pico metamórfico parece ser quartzo + granada + feldspato potássico + cianita, assembleia que seria estável, de acordo com o diagrama de Spear *et al.*, 1999 (Fig. 57) em temperaturas superiores a 740°C e pressões superiores a 8kbar, acima da reação quartzo + muscovita → feldspato potássico + aluminossilicato + líquido, sendo que ou a quantidade de líquido formada foi muito inferior à necessária para que esses líquidos pudessem migrar e gerar estruturas migmatíticas ou os líquidos formados migraram extensivamente e deixaram poucos vestígios. Essa reação também é indicada pela presença de muscovita retrometamórfica, que por vezes é um constituinte modalmente importante nestas rochas. Associados aos gnaisses e quartzitos ocorrem granada anfibolitos cuja associação (plagiodásio + hornblenda + granada) é típica de fácies anfibolito. Estes litotipos apresentam, como registro de retrometamorfismo, intercrescimentos simplectíticos de epidoto e quartzo em bordas de plagioclásio, que indicam condições retrometamórficas de fácies xisto-verde.

Já nos (titanita)-granada-biotita gnaisses, as associações minerais não permitem determinações precisas com uso de diagramas, mas a ausência de muscovita e principalmente as estruturas migmatíticas, com leucossomas de composição granítica associados a porções mais máficas, indicam condições de temperatura elevada, em fácies anfibolito alto ou granulito. Nos dois casos, as condições são compatíveis com as determinadas por Garcia e Campos Neto (2003) em amostras de cianita granulitos pertencentes à *Nappe Três Pontas-Varginha*, através de métodos multi-equilíbrio (Berman, 1991).

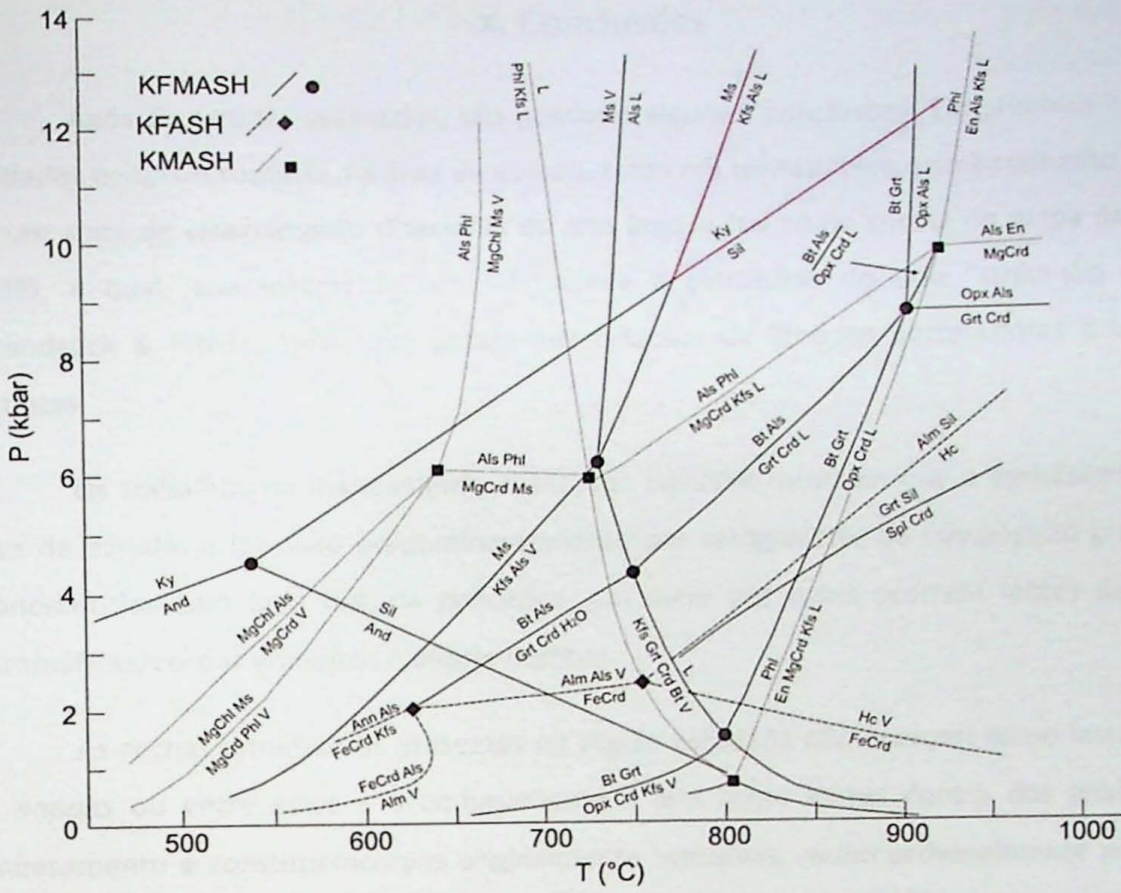


Fig. 57. Diagrama KFMASH (Spear *et al.*, 1999) mostrando o campo de estabilidade da associação de mica metamórfico dos cianita-granada gnaisses a quartzitos (linhas vermelhas). "V" corresponde a vapor e "L" a líquido. Abreviações minerais segundo Kretz (1983)

## X. Conclusões

Após os estudos realizados, são possíveis algumas conclusões: Em primeiro lugar, as unidades neoproterozóicas, na área de estudo, estão em contato com o embasamento através de um zona de cisalhamento direcional de alto ângulo (tal como consta do mapa da CPRM, 2003), a qual, aparentemente, está associada a estruturas do tipo “strike-slip duplex” (Woodcock & Fisher, 1986) que geram intercalações de litotipos pertencentes a unidades distintas.

Os trabalhos de mapeamento realizados também mostram que o embasamento, na área de estudo, é formado predominantemente por ortognaisses de composição granítica a granodiorítica com uma história policíclica, em meio aos quais ocorrem lentes de rochas ultramáficas, corpos graníticos e diques máficos.

As rochas ultramáficas presentes na região estudada não ocorrem como lascas entre as *nappes* ou entre estas e o embasamento e sim como lentes dentro dos gnaisses do embasamento e constituem corpos originalmente intrusivos, muito provavelmente partes de corpos básicos estratiformes, uma vez que, associados às ultramáficas, ocorrem gabronoritos, e os tipos ultramáficos menos alterados aparentam originalmente terem sido hornblenditos. Essas rochas mostram, apesar de se encontrarem em corpos separados, uma sequência de metamorfismo e alteração coerente, desde termos onde estruturas e mesmo parte da mineralogia original se encontram preservadas, passando por termos pouco metassomatizados que apresentam a associação de pico metamórfico em fácies anfíbolito ou a associação retrometamórfica em fácies xisto verde e indo até membros intensamente metassomatizados e transformados em talco fels. Quanto aos diques máficos, eles apresentam, em todos os diagramas de discriminação utilizados, assinaturas de basaltos tipo MORB, e isso, assim como sua ocorrência como corpos retilíneos metamorfisados, sugere que esses diques se relacionam a eventos extensionais tais como os descritos por Pinese (1997) e por Alkmin, (2004).

As rochas metassedimentares neoproterozóicas que ocorrem na área de estudo se dividem em três unidades distintas. A unidade superior consiste de granada-cianita quartzitos e gnaisses migmatíticos metamorfisados, no mínimo, em fácies anfíbolito alto, e provavelmente em fácies granulito, como já afirmado por Garcia & Campos Neto (2003). A segunda unidade, que se encontra em contato com o embasamento na área de estudo, consiste de biotita-muscovita xistos metamorfisados provavelmente em fácies xisto-verde, que

possuem assinatura geoquímica muito semelhante à de *wackes*, que os distingue muito claramente das rochas do Grupo Carrancas usadas para comparação e, por outro lado, mostra uma grande afinidade com as rochas pertencentes ao Sistema de *Nappes* Andrelândia, sendo que, dentre as unidades litoestratigráficas com as quais o biotita-muscovita foi comparado neste trabalho, a correlação mais provável parece ser com o Xisto Santo Antônio, muito embora os dados atuais não permitam correlações precisas. É importante notar que, mesmo se levando em conta o documentado decréscimo das condições metamórficas de sul para norte na região estudada (Garcia, 2001; Garcia *et al.*, 2003) existe um contraste metamórfico muito forte entre o biotita-muscovita xisto e a *Nappe* Carmo da Cachoeira, para a qual Garcia & Campos Neto (2003) calculam 820°C e 18,5 kbar como condições de formação. Assim, é também improvável que o biotita-muscovita xisto pertença à estrutura da *Nappe* Carmo da Cachoeira, de modo que sugere-se aqui que o biotita-muscovita xisto integra uma estrutura correspondente à mapeada por Garcia (2001) nas imediações da Serra de Três Pontas, cujo conteúdo litológico esta autora indica ser parte do Grupo Carrancas (“Sequencia tipo Luminárias”).

Por fim, a unidade metassedimentar restante corresponde às intercalações de quartzitos, muscovita quartzitos e muscovita xistos que afloram na Serra de Três Pontas, em geral correlacionadas ao Grupo Carrancas (Trouw *et al.*, 1983; Maciel, 1986; Garcia, 2001), que, devido à baixa área de exposição dentro da área de estudo, não pôde ter suas relações com as demais unidades verificadas em detalhe. Entretanto, baseado nos dados referentes às demais unidades, pode-se concluir que, ao contrario do que consta na maior parte dos mapas disponíveis, a estrutura da Serra de Três Pontas faz contato, a norte, com biotita-muscovita xistos provavelmente correlatos ao Sistema de *Nappes* Andrelândia, e não com o embasamento, nem com um outro pacote de rochas correlatas ao Grupo Carrancas, como sugerido por Garcia (2001). Isso faz com que o posicionamento tectono-estratigráfico dessa unidade seja bastante problemático. Uma possibilidade é que a estrutura da Serra de Três Pontas seja uma lente colocada em meio a rochas pertencentes aos biotita-muscovita xistos. Outra possibilidade é essa estrutura de fato se posicione tectonicamente abaixo dos biotita-muscovita xistos, sendo uma janela estrutural, soerguida por deformações posteriores à disposição do conjunto em um sistema de *nappes* (informações da literatura não só indicam ao menos uma fase deformacional posterior à colocação das *nappes*, como também indicam que esses dobramentos posteriores seriam especialmente notáveis na região da Serra de Três Pontas - Trouw *et al.*, 1983; Peternel *et al.*, 2005) e topograficamente superior nos dias atuais devido à resistência ao intemperismo muito superior à dos biotita-muscovita xistos. Uma

terceira possibilidade é que as rochas que afloram na Serra de Três Pontas não sejam correlatas ao Grupo Carrancas. De fato, muito embora esses sejam litotipos mapeados, não existem estudos geoquímicos ou isotópicos detalhados em amostras provenientes da Serra de Três Pontas, e quartzitos são descritos em mais de uma unidade pertencente ao Sistema de *Nappes* Andrelândia (Ribeiro & Heilbron, 1982; Trouw *et al.*, 1983, 1986; Campos Neto *et al.*, 2007).

Por fim, a evolução geológica da área pode ser resumida da seguinte forma: o embasamento possui uma evolução própria, com mais de um evento metamórfico/deformacional, dentre os quais se pode-se distinguir um evento em fácies granulito, representado pelos anfibolitos migmatíticos. Posteriormente ocorreu o metamorfismo em fácies anfibolito registrado nas rochas ultramáficas (que pode também estar registrado na recristalização de hornblenda nos anfibolitos migmatíticos). Ambos eventos são anteriores à colocação dos diques máficos, que também foram metamorfisados em fácies anfibolito, porém não foram deformados, ao contrário do que ocorre com as rochas ultramáficas. Essa evolução é anterior à colocação das *nappes* metassedimentares no neoproterozóico, que parece ter ocorrido em condições de fácies xisto-verde, compatíveis com as condições metamórficas do biotita-muscovita xisto, e com o retrometamorfismo das rochas da *Nappe* Três Pontas-Varginha, que se formou, provavelmente em fácies granulito, num ambiente distinto. A colocação das *nappes* afetou o embasamento de forma mais perceptível apenas nas regiões próximas ao contato, e é responsável, ao menos, pelas linhas mestras da configuração atual das unidades.

## XI. Referências Bibliográficas

- ALKMIN, F. F. (2004). O que faz de um craton um craton ? O Craton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimita-lo. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C. D. R. e BRITO-NEVES, B. B. (Orgs) (2004) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Beca. p. 1-41.
- ÁVILA, C. A.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; MOURA, C. A. V. e PEREIRA, R. M. (2010). Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and isotope evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro Belt. *Journal of South American earth sciences*. **29**: 464-482.
- BERMAN, R.G.(1991). Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrologic applications. *Canadian mineralogist*. **29**: 833-855.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C. e FUCHS, R. A. (1999) From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*. **22**: 155-166.
- CAMPOS NETO, M. C. (2000) Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. e CAMPOS, D. A. *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro. p. 335-365
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. A. J. e VASCONCELOS, P. (2004). Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Geologia USP, Série Científica* **4**: 13-40
- CAMPOS NETO, M. C., JANASI, V. A., BASEI, M. A. S. e SIGA Jr, O. (2007). Sistema de *nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* **37**: 47-60.
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; JANASI, V. A. e MORAES, R. (2011). Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*. doi:10.1016/j.jsames.2011.02.006
- CAMPOS NETO, M. C. e CABY, R. (1999) Tectonic constrain on Neoproterozoic high-pressure metamorphism and nappe system south of São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*. **97**: 3-26.
- CAMPOS NETO, M. C. e CABY, R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the neoproterozoic nappes of the southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*. **19**: 669-687.
- CPRM (2003) Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais 1:1.000.000
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (2004). *Rock forming minerals*. London. Geological Society. v 2A, 2B, 3A, 3B, 4A.
- GARCIA, M. G. M. (2001). *Associações metamórficas de alta pressão: Nappes neoproterozóicas a sul do Craton São Francisco*. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 195p

- GARCIA, M. G. M.; CAMPOS NETO, M. C. e FALLICK, A. E. (2003). Oxygen isotope composition and geothermometry of granulite to greenschist facies metamorphic rocks: a study from the Neoproterozoic collision-related nappe system, south of São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American earth sciences*. **15**: 871-883.
- GARCIA, M. G. M. e CAMPOS NETO, M. C. e JANASI, V. A. (2004) Proveniência e ambientação tectônica de metassedimentos de alto grau: Nappe Três pontas-Varginha, sul do Cráton São Francisco. *Revista brasileira de geociências*. **34**: 49-58.
- GARCIA, M. G. M. e CAMPOS NETO, M. C. (2003). Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related Nappes south of São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American earth sciences*. **15**: 853-870.
- GENGO, R. M. (2010). *Petrologia das rochas metaultramáficas da região entre as serras de Carrancas, Bicas e Moleque, sul de Minas Gerais*. Monografia de trabalho de formatura. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 45p.
- GUALDA, G. A. R. e VLACH (2005). Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: A comparison of various methods. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **77**: 521-234.
- HARKER, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. London. Methuen. 384p.
- HERRON, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of sedimentary petrology*. **58**: 820-829.
- JANASI, V. A. (1999). *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. Tese de Livre-Docência. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 304p.
- JOST H.; THEODORO S.M.C.H.; FIGUEIREDO A.M.G. e BOAVENTURA, G.R. (1996). Propriedades geoquímicas e proveniência de rochas metassedimentares detríticas arqueas dos *greenstone belts* de Crixás e Guarinos, Goiás. *Revista brasileira de geociências*. **26**:151-166.
- KRETZ, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. **68**: 277-279.
- LEAKE, B. E., e outros 21 membros da IMA. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission of New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*. **35**:219-246.
- LE MAITRE, R. W.(1976). The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of petrology*. **17**: 589-598.
- LE MAITRE, R. W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LE BAS, M. J. L.; SABINE, P. A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOLLEY, A. R. e ZANNETIN, B. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford. Blackwell. 236p.
- MACIEL, R. R. (1986). *Mapeamento geológico-estrutural de uma área a leste da cidade de Três Pontas, MG*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 102p.
- MCLENNAN, S. M.; TAYLOR, S. R.; MCCULLOCH, M. T. e MAYNARD, J. B. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et cosmochimica acta*. **54**: 2015-2050.

- MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A. K.; GINZBURG, I. V.; ROSS, M.; SEIFERT, F. A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K. e GOTTARDI, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and petrology*. **39**:55-76.
- MULLEN, E. D. (1983). MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and planetary science letters*. **62**: 53-62.
- NESBITT, H. W. e YOUNG, G. M. (1982). Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. **299**: 715-717.
- NESBITT, H. W. e YOUNG, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et cosmochimica acta*. **48**: 1523-1534.
- NESBITT, H. W. e YOUNG, G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *The journal of geology*. **97**: 129-147.
- NESSE, W. D. (1991). *Introduction to optical mineralogy*. New York. Oxford University Press. 355p.
- PACIULLO, F. V. P. (1997). *A Sequencia Depositional Andrelândia*. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 191p.
- PASSCHIER, C. W. e TROUW, R. A. J. (1996). *Microtectonics*. New York. Springer-Verlag. 366p.
- PATIÑO DOUCE, A.E. e BEARD, J.S. (1995). Dehydration Melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of petrology*. **36**: 707-738.
- PEARCE, J. A. e CANN, J. R. (1971). Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and planetary science letters*. **12**: 339-349.
- PEARCE, J. A. e CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and planetary science letters*. **19**: 290-300.
- PEARCE, J. A. e NORRY, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*. **69**: 33-47.
- PEARCE, J. A. e GALE, G. H. (1977). Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society special publication*. **7**: 14-24.
- PETTIJONH, F. J.; POTTER, P. E. e SIEVER, R. (1972). *Sands and sandstones*. New York. Springer-Verlag. 532p.
- PETERNEL, R. (2000). *Evolução estrutural e metamórfica brasileira de um sistema de nappes na região de Três Corações, sul de Minas Gerais*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 119p.
- PETERNEL, R.; TROUW, R. A. J. e SCHMITT, R. S. (2005). Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista brasileira de geociências*. **35**: 297-310.
- PINESE, J. P. P. (1997). *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras, sul do Craton do São Francisco*. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 154p.

- PIRES, F. R. M. (1978). The Archean Barbacena greenstone belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **50**: 599-600.
- POLI, S. e SCHMIDT, M. W. (2004). Experimental subsolidus experiments on epidote minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*. **56**: 171-195.
- QUEMENEUR, J.J.G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P e HEILBRON, M. (2003) *Geologia da Folha Lavras*. Projeto Sul de Minas, Etapa I, Capítulo 7. COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ. 259-319
- RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P. e VALENCA, J. G. (1995). Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Revista brasileira de geociências*. **24**: 235-248.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R. A. J. e VALENCA, J. G. (2003) Síntese Geológica Regional do Bloco Ocidental (Campo das Vertentes e Sul de Minas). Projeto Sul de Minas, Etapa I, Capítulo 3. COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ: 51-83.
- RIBEIRO, A. e HEILBRON, M. (1982). Estratigrafia e metamorfismo dos grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia*. p 177-186.
- ROLLINSON, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow. Longman Scientific & Technical. 352p.
- SAWYER, E. W. (2001) Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of metamorphic geology*. **19**: 291-309.
- SHERVAIS, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*. **59**: 101-118.
- SILVA, M. P. (2010). *Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto-verde e anfíbolito com uso de pseudosseções: exemplo das rochas da Klippe Carrancas, sul de Minas Gerais*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 147p.
- SPEAR, F. S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American journal of science*. **281**: 697-734.
- SPEAR, F.S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington D. C. Mineralogical Society of America. 799p.
- SPEAR, F. S.; KOHN, M. J. e CHENEY, J. T. (1999). P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to mineralogy and petrology*. **134**: 17-32.
- TEIXEIRA, A. W. (2011) *O Grupo Carrancas e a frente da Nappe Andrelândia na borda sul do Cráton do São Francisco: proveniência sedimentar e implicações tectônicas*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 143p.
- TRÖGER, W. E. (1979). *Optical determination of rock-forming minerals*. Stuttgart. Schweizerbart. 182p.
- TROMMSDORF, V. e CONNOLLY, J. A. D. (1990). Constraints on phase diagram topology for the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Contributions to mineralogy and petrology*. **104**: 1-7.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F. V. P. (1980). Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras – Minas Gerais. *Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Santa Catarina*. p 2773-2784.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. (1983). Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **55** (1): 71-85.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F. V. P. (1986) Contribuição à geologia da Folha Barbacena – 1:250.000. *Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Goiás*. p 974-986.

TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. R. (2000) The central segment of Ribeira Belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. e CAMPOS, D. A. *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro. p. 287-310

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. (2004) A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C. D. R. e BRITO-NEVES, B. B. (Orgs) (2004) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Beca. p.575-592.

WINKLER, H. G. F. (1976) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Springer-Verlag. 334p.

WOODCOCK, N. H. e FISHER, F. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*. **8**: 725-735.

Anexo 1 – Análises químicas de anfíbios por microsonda eletrônica

Amostra	CAS 368	amp1f29			amp2f30			amp3f33			amp1f23			amp2f25			amp3f26		
		c1	c2	b1	c1	b1	b2	c1	b1	b1	c1	b1	c1	b1	c1	b1	c1	b1	c1
Grão																			
ponto																			
SiO2	45,141	45,347	44,899	44,802	44,906	45,075	45,575	44,926	44,926	45,716	45,065	45,883	45,286	45,307	45,307	45,307	45,307	45,307	45,307
TiO2	2,210	2,126	2,025	2,301	2,095	2,252	2,201	2,164	2,164	1,351	1,474	1,304	1,201	1,367	1,367	1,367	1,367	1,367	1,367
Al2O3	10,317	10,136	10,111	10,512	10,599	10,668	10,337	10,463	10,463	10,710	10,613	10,645	10,899	10,654	10,654	10,654	10,654	10,654	10,654
FeO	12,136	11,936	11,727	12,567	11,908	11,785	11,701	11,764	11,764	12,044	11,516	12,187	11,912	11,865	11,865	11,865	11,865	11,865	11,865
MnO	0,118	0,149	0,133	0,132	0,168	0,092	0,123	0,087	0,087	0,172	0,171	0,145	0,173	0,136	0,136	0,136	0,136	0,136	0,136
MgO	13,130	13,475	13,508	12,395	14,033	14,407	14,244	14,156	14,156	13,734	13,726	13,664	14,207	14,513	14,513	14,513	14,513	14,513	14,513
CaO	12,039	11,950	11,866	11,924	11,656	11,603	11,830	11,569	11,569	11,694	11,717	11,723	11,632	11,538	11,538	11,538	11,538	11,538	11,538
Na2O	1,543	1,602	1,527	1,550	1,424	1,524	1,472	1,568	1,568	1,468	1,501	1,449	1,497	1,747	1,747	1,747	1,747	1,747	1,747
K2O	0,274	0,235	0,246	0,271	0,261	0,265	0,246	0,231	0,231	0,043	0,056	0,043	0,041	0,070	0,070	0,070	0,070	0,070	0,070
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,280	0,238	0,267	0,306	0,286	0,286	0,521	0,433	0,456	0,485	0,449	0,449	0,449	0,449	0,449	0,449
Total	96,908	96,956	96,042	96,734	97,288	97,938	98,035	97,214	97,214	97,453	96,272	97,499	97,333	97,646	97,646	97,646	97,646	97,646	97,646
Si	6,610	6,617	6,603	6,601	6,474	6,442	6,527	6,480	6,480	6,570	6,563	6,594	6,491	6,478	6,478	6,478	6,478	6,478	6,478
Al (T)	1,390	1,383	1,397	1,399	1,526	1,558	1,473	1,520	1,520	1,430	1,437	1,406	1,509	1,522	1,522	1,522	1,522	1,522	1,522
Ti (T)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si (T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al (C)	0,390	0,361	0,356	0,426	0,274	0,239	0,272	0,259	0,259	0,384	0,385	0,398	0,332	0,274	0,274	0,274	0,274	0,274	0,274
Ti	0,243	0,233	0,224	0,255	0,227	0,242	0,237	0,235	0,235	0,146	0,161	0,141	0,129	0,147	0,147	0,147	0,147	0,147	0,147
Cr	0,000	0,000	0,000	0,033	0,027	0,030	0,035	0,033	0,033	0,059	0,050	0,052	0,055	0,051	0,051	0,051	0,051	0,051	0,051
Fe <sup>3+</sup>	0,247	0,321	0,372	0,173	0,724	0,781	0,609	0,701	0,701	0,676	0,588	0,652	0,868	0,871	0,871	0,871	0,871	0,871	0,871
Mg (C)	2,866	2,931	2,961	2,722	3,015	3,069	3,040	3,044	3,044	2,942	2,980	2,927	3,035	3,093	3,093	3,093	3,093	3,093	3,093
Fe <sup>2+</sup> (C)	1,240	1,135	1,071	1,375	0,712	0,628	0,792	0,718	0,718	0,772	0,815	0,813	0,560	0,548	0,548	0,548	0,548	0,548	0,548
Mn (C)	0,015	0,018	0,017	0,016	0,021	0,011	0,015	0,011	0,011	0,021	0,021	0,018	0,021	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016
Si (C)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg (B)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup> (B)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn (B)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,889	1,868	1,870	1,882	1,800	1,777	1,815	1,788	1,788	1,801	1,828	1,805	1,786	1,768	1,768	1,768	1,768	1,768	1,768
Na (B)	0,111	0,132	0,130	0,118	0,200	0,223	0,185	0,212	0,212	0,199	0,172	0,195	0,214	0,232	0,232	0,232	0,232	0,232	0,232
Si (B)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na (A)	0,327	0,322	0,305	0,325	0,198	0,199	0,224	0,227	0,227	0,210	0,252	0,209	0,202	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252
K	0,051	0,044	0,046	0,051	0,048	0,048	0,045	0,043	0,043	0,008	0,010	0,008	0,007	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013
Si (A)	0,378	0,365	0,351	0,376	0,246	0,247	0,269	0,269	0,269	0,218	0,263	0,217	0,210	0,265	0,265	0,265	0,265	0,265	0,265
Tipo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Class.	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Tsc	Tsc	Hbl	Tsc	Tsc	Hbl	Hbl	Hbl	Tsc	Tsc	Tsc	Tsc	Tsc	Tsc	Tsc
Soma cat	15,378	15,365	15,351	15,376	15,246	15,247	15,269	15,269	15,269	15,218	15,263	15,217	15,210	15,265	15,265	15,265	15,265	15,265	15,265
Soma O	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000

Amostra	Grão	CAS 36D amp3f26	CAS 36C amp1f1		amp2f2		amp4f5		amp5f6			CAS 37 amp1f7		
			b1	b1	e1	e2	e1	e2	e1	e1	c2	b1	e1	b1
	SiO2	45,780	53,196	53,812	40,504	52,752	53,617	53,706	54,222	49,612	48,612	49,878	49,912	58,970
	TiO2	1,303	0,043	0,060	0,057	0,048	0,078	0,099	0,094	0,270	0,420	0,292	0,244	0,005
	Al2O3	10,477	1,205	0,478	18,634	1,612	1,285	1,048	0,249	5,892	6,721	5,274	6,410	0,099
	FeO	11,638	22,833	24,046	16,644	23,577	22,664	24,824	25,110	15,290	16,273	15,176	14,622	2,809
	MnO	0,128	0,525	0,496	0,172	0,467	0,438	0,463	0,711	0,225	0,237	0,251	0,244	0,174
	MgO	14,774	16,565	17,164	7,701	17,594	16,873	17,084	17,361	13,828	12,331	13,497	12,980	23,116
	CaO	11,864	2,319	0,988	11,420	1,051	2,242	1,276	0,632	11,813	11,813	11,703	11,668	13,060
	Na2O	1,396	0,127	0,045	1,522	0,129	0,108	0,140	0,015	0,771	0,971	0,711	0,754	0,000
	K2O	0,052	0,021	0,010	0,251	0,021	0,000	0,006	0,017	0,053	0,053	0,037	0,048	0,000
	Cr2O3	0,486	0,032	0,000	0,034	0,038	0,028	0,037	0,000	0,055	0,124	0,108	0,004	0,000
	Total	97,898	96,866	97,099	96,939	97,289	97,333	98,683	98,411	97,809	97,555	96,927	96,886	98,233
	Si	6,515	7,860	7,942	5,978	7,734	7,867	7,820	7,933	7,135	7,090	7,251	7,255	8,039
	Al (T)	1,485	0,140	0,058	2,022	0,266	0,133	0,180	0,043	0,865	0,910	0,749	0,745	0,000
	Ti (T)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Sítio T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,986	8,000	8,000	8,000	8,000	8,039
	Al (C)	0,272	0,070	0,025	1,220	0,013	0,090	0,000	0,000	0,134	0,245	0,155	0,353	0,016
	Ti	0,139	0,005	0,007	0,006	0,005	0,009	0,010	0,000	0,029	0,046	0,032	0,027	0,001
	Cr	0,055	0,004	0,000	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	0,006	0,014	0,012	0,000	0,000
	Fe3+	0,868	0,054	0,019	0,691	0,234	0,032	0,112	0,000	0,801	0,583	0,664	0,482	0,000
	Mg (C)	3,134	3,648	3,776	1,694	3,845	3,690	3,708	3,786	2,964	2,681	2,925	2,812	4,697
	Fe2+(C)	0,517	1,219	1,174	1,363	0,899	1,176	1,166	1,214	1,038	1,402	1,181	1,295	0,287
	Mn (C)	0,015	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,027	0,029	0,031	0,030	0,000
	Sítio C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
	Mg (B)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe2+(B)	0,000	1,548	1,775	0,000	1,759	1,573	1,744	1,858	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034
	Mn (B)	0,000	0,066	0,062	0,000	0,058	0,054	0,057	0,088	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020
	Ca	1,809	0,367	0,156	1,806	0,165	0,352	0,199	0,099	1,820	1,846	1,823	1,817	1,908
	Na (B)	0,191	0,019	0,007	0,194	0,018	0,020	0,000	0,000	0,180	0,154	0,177	0,183	0,000
	Sítio B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,045	2,000	2,000	2,000	2,000	1,961
	Na (A)	0,194	0,018	0,006	0,241	0,018	0,011	0,040	0,004	0,035	0,120	0,023	0,030	0,000
	K	0,009	0,004	0,002	0,047	0,004	0,000	0,001	0,003	0,010	0,010	0,007	0,009	0,000
	Sítio A	0,203	0,022	0,008	0,289	0,022	0,011	0,041	0,007	0,045	0,130	0,030	0,039	0,000
	Tipo	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
	Class.	Hbl	Cum	Cum	Tsc	Cum	Cum	Cum	Cum	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Tr
	Soma cat	15,203	15,022	15,008	15,289	15,022	15,011	15,042	15,039	15,045	15,130	15,030	15,039	15,000
	Soma O	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000

Amostra	CAS 37	amp1f7			amp2f9			amp3f10			amp5f13			amp4f12		
Grão	ampl17	i1	c1	i2	b2	i1	c1	i1	c1	i2	b1	c1	c1	c1	c2	
ponto																
SiO2	47,599	47,790	47,790	48,150	58,760	47,251	47,170	48,524	47,324	49,829	58,114	57,909	57,758	58,246		
TiO2	0,760	0,669	0,669	0,570	0,009	0,609	0,668	0,616	0,629	0,455	0,035	0,018	0,000	0,000		
Al2O3	10,492	10,250	10,250	9,130	0,039	9,303	9,894	9,363	9,971	6,924	0,048	0,031	0,065	0,039		
FeO	6,163	5,548	5,548	6,117	11,363	6,464	5,873	5,362	5,562	4,998	12,028	11,596	11,640	10,351		
MnO	0,092	0,151	0,151	0,098	0,458	0,131	0,093	0,092	0,091	0,124	0,577	0,542	0,480	0,502		
MgO	18,313	18,482	18,482	19,327	27,541	18,404	18,837	19,864	18,918	20,929	26,642	26,625	26,922	27,541		
CaO	12,416	12,675	12,675	12,307	0,369	12,385	12,525	12,822	12,892	12,290	0,342	0,309	0,314	0,307		
Na2O	1,731	1,590	1,590	1,373	0,000	1,722	1,701	1,876	2,068	1,451	0,000	0,001	0,015	0,018		
K2O	0,150	0,140	0,140	0,119	0,010	0,140	0,194	0,138	0,146	0,120	0,000	0,003	0,007	0,000		
Cr2O3	0,397	0,388	0,388	0,304	0,000	0,421	0,428	0,352	0,426	0,300	0,000	0,019	0,000	0,011		
Total	98,113	97,683	97,683	97,495	98,549	96,830	97,383	99,009	98,027	97,420	97,786	97,053	97,201	97,015		
Si	6,627	6,681	6,681	6,719	8,000	6,680	6,613	6,683	6,629	6,939	8,004	8,016	7,989	8,015		
Al (T)	1,373	1,319	1,319	1,281	0,000	1,320	1,387	1,317	1,371	1,061	0,000	0,000	0,011	0,000		
Ti (T)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Sítio T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,004	8,016	8,000	8,015		
Al (C)	0,348	0,369	0,369	0,221	0,006	0,230	0,248	0,203	0,275	0,076	0,008	0,005	0,000	0,006		
Ti	0,080	0,070	0,070	0,060	0,001	0,065	0,070	0,064	0,066	0,048	0,004	0,002	0,000	0,000		
Cr	0,044	0,043	0,043	0,034	0,000	0,047	0,047	0,038	0,047	0,033	0,000	0,002	0,000	0,001		
Fe <sup>3+</sup>	0,624	0,514	0,514	0,714	0,000	0,664	0,689	0,618	0,460	0,582	0,000	0,016	0,005	0,024		
Mg (C)	3,800	3,851	3,851	3,972	4,993	3,878	3,936	4,078	3,950	4,262	4,989	4,975	4,995	4,969		
Fe <sup>2+</sup> (C)	0,093	0,135	0,135	0,000	0,000	0,100	0,000	0,000	0,192	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mn (C)	0,011	0,018	0,018	0,000	0,000	0,016	0,010	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Sítio C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000		
Mg (B)	0,000	0,000	0,000	0,048	0,595	0,000	0,000	0,000	0,000	0,083	0,481	0,519	0,556	0,680		
Fe <sup>2+</sup> (B)	0,000	0,000	0,000	0,000	1,294	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,385	1,326	1,341	1,167		
Mn (B)	0,000	0,000	0,000	0,012	0,053	0,000	0,001	0,011	0,000	0,015	0,067	0,064	0,056	0,059		
Ca	1,852	1,898	1,898	1,840	0,054	1,876	1,881	1,892	1,935	1,834	0,050	0,046	0,047	0,045		
Na (B)	0,148	0,102	0,102	0,100	0,000	0,124	0,117	0,097	0,065	0,069	0,000	0,000	0,000	0,005		
Sítio B	2,000	2,000	2,000	2,000	1,996	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,984	1,954	2,000	1,956		
Na (A)	0,319	0,329	0,329	0,271	0,000	0,348	0,345	0,404	0,496	0,323	0,000	0,000	0,004	0,000		
K	0,027	0,025	0,025	0,021	0,002	0,025	0,035	0,024	0,026	0,021	0,000	0,001	0,001	0,000		
Sítio A	0,346	0,354	0,354	0,293	0,002	0,373	0,380	0,428	0,522	0,344	0,000	0,001	0,005	0,000		
Tipo	Ca	Ca	Ca	Ca	Fe-Mg	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg		
Class.	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Ath	Hbl	Hbl	Hbl	Ede	Hbl	Ath	Ath	Ath	Ath		
Soma cat	15,346	15,354	15,354	15,293	14,997	15,373	15,380	15,428	15,522	15,344	14,988	14,971	15,005	14,972		
Soma O	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000		

Amostra	Grão	pontb	CAS 37			CAS 36A			amp2f16			amp3f17			
			amp6f14	b1	b2	i1	c1	b3	i1	i2	c1	b2	i1	i2	c1
	SiO2		58,178	58,386	48,086	46,987	58,409	46,524	46,298	46,755	53,864	56,641	56,827	56,802	55,909
	TiO2		0,013	0,000	0,545	0,603	0,018	0,582	0,687	0,641	0,091	0,031	0,031	0,057	0,057
	Al2O3		0,036	0,040	9,623	9,684	0,039	10,353	10,307	10,264	3,799	0,257	0,248	0,247	1,930
	FeO		11,747	11,534	4,988	5,473	11,503	8,953	8,205	8,629	8,015	16,834	16,689	17,523	13,667
	MnO		0,561	0,535	0,075	0,090	0,573	0,150	0,136	0,129	0,151	0,521	0,549	0,530	0,357
	MgO		26,645	27,094	18,392	18,114	26,600	16,839	16,635	17,072	19,489	22,570	23,085	23,245	21,379
	CaO		0,467	0,514	12,564	12,508	0,589	11,752	11,998	11,772	12,173	0,390	0,379	0,377	5,203
	Na2O		0,016	0,022	1,956	2,373	0,003	1,759	1,924	1,800	0,652	0,003	0,002	0,037	0,305
	K2O		0,000	0,000	0,106	0,147	0,000	0,260	0,272	0,234	0,046	0,003	0,000	0,000	0,010
	Cr2O3		0,000	0,024	0,357	0,431	0,029	0,489	0,498	0,464	0,309	0,045	0,022	0,048	0,067
	Total		97,663	98,149	96,692	96,410	97,763	97,661	96,960	97,760	98,589	97,295	97,832	98,866	98,884
	Si		8,011	7,996	6,812	6,724	8,023	6,555	6,605	6,573	7,423	8,021	7,999	7,948	7,781
	Al (T)		0,000	0,004	1,188	1,276	0,000	1,445	1,395	1,427	0,577	0,000	0,001	0,041	0,219
	Ti (T)		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
	Si (T)		8,011	8,000	8,000	8,000	8,023	8,000	8,000	8,000	8,000	8,021	8,000	7,995	8,000
	Al (C)		0,006	0,003	0,419	0,357	0,006	0,275	0,338	0,274	0,040	0,043	0,040	0,000	0,097
	Ti		0,001	0,000	0,058	0,065	0,002	0,062	0,074	0,068	0,009	0,003	0,003	0,000	0,006
	Cr		0,000	0,003	0,040	0,049	0,003	0,054	0,056	0,052	0,034	0,005	0,002	0,005	0,007
	Fe <sup>3+</sup>		0,015	0,002	0,243	0,220	0,028	0,917	0,605	0,888	0,650	0,000	0,000	0,000	0,111
	Mg (C)		4,977	4,992	3,883	3,864	4,961	3,536	3,537	3,577	4,003	4,764	4,843	4,848	4,435
	Fe <sup>2+</sup> (C)		0,000	0,000	0,348	0,435	0,000	0,138	0,374	0,127	0,263	0,185	0,111	0,147	0,344
	Mn (C)		0,000	0,000	0,009	0,011	0,000	0,018	0,016	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Si (C)		5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
	Mg (B)		0,492	0,539	0,000	0,000	0,486	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe <sup>2+</sup> (B)		1,337	1,319	0,000	0,000	1,293	0,000	0,000	0,000	0,011	1,809	1,853	1,904	1,136
	Mn (B)		0,065	0,062	0,000	0,000	0,067	0,000	0,000	0,000	0,018	0,062	0,065	0,063	0,042
	Ca		0,069	0,075	1,907	1,918	0,087	1,774	1,834	1,773	1,797	0,059	0,057	0,057	0,776
	Na (B)		0,004	0,005	0,093	0,082	0,001	0,226	0,166	0,227	0,174	0,001	0,001	0,000	0,046
	Si (B)		1,967	2,000	2,000	2,000	1,933	2,000	2,000	2,000	2,000	1,931	1,976	2,023	2,000
	Na (A)		0,000	0,001	0,444	0,576	0,000	0,255	0,366	0,264	0,000	0,000	0,000	0,010	0,036
	K		0,000	0,000	0,019	0,027	0,000	0,047	0,049	0,042	0,008	0,001	0,000	0,000	0,002
	Si (A)		0,000	0,001	0,463	0,603	0,000	0,301	0,416	0,306	0,008	0,001	0,000	0,010	0,038
	Tipo		Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Ca	Fe-Mg	Ca	Ca	Ca	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg
	Class.		Ath	Ath	Hbl	Ede	Ath	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Ath	Ath	Ath	Ath
	Soma cat		14,979	15,001	15,463	15,603	14,956	15,301	15,416	15,306	15,008	14,953	14,976	15,028	15,038
	Soma O		23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000



Amostra	CAS 588 amp2 f36	CAS 38A amp1 f34	b2
Grão	b1	c1	
SiO2	56,817	51,385	57,082
TiO2	0,023	0,308	0,040
Al2O3	1,401	4,806	0,093
FeO	5,698	4,571	11,558
MnO	0,259	0,073	0,551
MgO	20,641	22,041	25,682
CaO	12,877	11,767	0,515
Na2O	0,276	0,605	0,000
K2O	0,011	0,542	0,000
Cr2O3	0,480	0,434	0,004
Total	98,483	96,532	95,525
Si	7,823	7,206	8,032
Al (T)	0,177	0,794	0,000
Ti (T)	0,000	0,000	0,000
Sítio T	8,000	8,000	8,032
Al (C)	0,050	0,000	0,015
Ti	0,002	0,032	0,004
Cr	0,052	0,048	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,142	0,419	0,030
Mg (C)	4,236	4,500	4,950
Fe <sup>2+</sup> (C)	0,514	0,000	0,000
Mn (C)	0,003	0,000	0,000
Sítio C	5,000	5,000	5,000
Mg (B)	0,000	0,107	0,436
Fe <sup>2+</sup> (B)	0,000	0,117	1,330
Mn (B)	0,027	0,009	0,066
Ca	1,900	1,768	0,078
Na (B)	0,074	0,000	0,000
Sítio B	2,000	2,000	1,909
Na (A)	0,000	0,165	0,000
K	0,002	0,097	0,000
Sítio A	0,002	0,262	0,000
Tipo	Ca	Ca	Fe-Mg
Class.	Act	Hbl	Ath
Soma cat	15,002	15,262	14,941
Soma O	23,000	23,000	23,000

Anexo 2 - Análises químicas de piroxênios de microsonda eletrônica

Amostra Grão	Cas 36C		Cas 36B		Cas 36D	
	opx1 f1	opx2 f2	opx3 f3	opx4 f5	cpx1 f31	cpx1 f27
ponto	b1	c1	b1	c1	b1	c1
SiO2	51,882	54,131	51,790	51,599	51,479	52,700
TiO2	0,085	0,056	0,102	0,427	0,132	0,239
Al2O3	1,061	0,467	0,988	2,361	1,251	2,097
FeO	25,927	22,240	26,482	9,937	25,903	7,324
MnO	0,513	0,427	0,581	0,245	0,534	0,237
MgO	19,631	20,397	19,932	12,859	19,035	14,928
CaO	0,698	0,390	0,454	22,548	0,887	22,950
Na2O	0,019	0,033	0,011	0,320	0,006	0,432
K2O	0,009	0,005	0,000	0,000	0,000	0,010
NiO	0,002	0,027	0,016	0,000	0,003	0,011
Cr2O3	0,068	0,017	0,044	0,073	0,034	0,144
Total	99,895	98,190	100,400	100,369	99,264	101,072
Si	1,970	2,042	1,962	1,932	1,969	1,937
Al (T)	0,030	0,000	0,038	0,068	0,031	0,063
Sítio T	2,000	2,042	2,000	2,000	2,000	2,000
Al (M1)	0,018	0,021	0,006	0,036	0,026	0,028
Ti	0,002	0,002	0,003	0,012	0,004	0,007
Cr	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,004
Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg (M1)	0,978	0,976	0,989	0,718	0,970	0,818
Fe (M1)	0,000	0,000	0,000	0,232	0,000	0,143
Sítio M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg (M2)	0,133	0,171	0,136	0,000	0,116	0,000
Fe (M2)	0,823	0,702	0,839	0,079	0,829	0,082
Mn	0,017	0,014	0,019	0,008	0,017	0,007
Ca	0,028	0,016	0,018	0,905	0,036	0,904
Na	0,001	0,002	0,001	0,023	0,000	0,031
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sítio M2	1,004	0,905	1,013	1,015	0,999	1,024
En	0,561	0,611	0,562	0,370	0,552	0,419
Fs	0,424	0,381	0,428	0,164	0,430	0,119
Wo	0,014	0,008	0,009	0,466	0,018	0,463
Class	En	En	En	Ds	En	Ds
Soma Cát.	4,018	3,947	4,013	4,015	3,999	4,024
Soma O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000

Anexo 3 - Análises químicas de dorita por microsonda eletrônica

Amostra	Cas 56C	chl2 f20			chl5 f20			chl3 f21			chl4 f22				
		c1	c2	b1	b1	i1	b1	c1	b1	b2	b1	b2	i1	c1	b3
Grão	chl1 f19														
SiO2	32,400	32,624	34,069	33,390	32,877	34,579	32,866	33,211	33,595	34,152	33,338	33,224	33,312	33,235	
TiO2	0,018	0,053	0,027	0,000	0,027	0,013	0,080	0,049	0,071	0,027	0,040	0,053	0,426	0,027	
Al2O3	14,144	14,091	13,585	14,215	13,905	14,335	13,943	13,827	13,906	14,424	14,272	14,540	14,244	14,214	
FeO	7,065	7,402	6,728	7,371	6,754	7,025	7,143	7,135	7,148	7,056	7,476	7,330	7,763	7,356	
MnO	0,036	0,054	0,021	0,045	0,056	0,048	0,035	0,057	0,070	0,072	0,046	0,065	0,034	0,049	
MgO	31,492	30,077	29,853	31,327	31,801	30,081	29,964	30,938	30,431	31,499	31,108	32,479	32,075	31,762	
CaO	0,000	0,011	0,056	0,011	0,002	0,062	0,040	0,057	0,059	0,064	0,038	0,000	0,013	0,003	
Na2O	0,004	0,027	0,000	0,000	0,011	0,006	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,033	0,030	
K2O	0,000	0,000	0,137	0,203	0,145	0,060	0,101	0,060	0,082	0,100	0,103	0,233	0,250	0,094	
Cr2O3	0,503	0,469	0,535	0,530	0,517	0,473	0,659	0,689	0,653	0,531	0,544	0,630	0,691	0,578	
Total	85,662	84,808	85,011	87,092	86,095	86,682	84,831	86,023	86,015	87,956	86,965	88,554	88,841	87,348	
Si	6,330	6,437	6,665	6,422	6,384	6,634	6,478	6,458	6,525	6,481	6,421	6,297	6,311	6,376	
Ti	0,003	0,008	0,004	0,000	0,004	0,002	0,012	0,007	0,010	0,004	0,006	0,008	0,061	0,004	
Al (T)	1,667	1,555	1,331	1,578	1,612	1,364	1,510	1,534	1,465	1,515	1,573	1,695	1,629	1,620	
Si(fo) T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al (O)	1,590	1,722	1,802	1,645	1,571	1,877	1,729	1,635	1,718	1,711	1,667	1,553	1,552	1,594	
Cr	0,078	0,073	0,083	0,081	0,079	0,072	0,103	0,106	0,100	0,080	0,083	0,094	0,103	0,088	
Fe	1,154	1,221	1,101	1,186	1,097	1,127	1,177	1,160	1,161	1,120	1,204	1,162	1,230	1,180	
Mn	0,006	0,009	0,003	0,007	0,009	0,008	0,006	0,009	0,012	0,012	0,008	0,010	0,005	0,008	
Mg	9,171	8,846	8,705	8,981	9,204	8,602	8,803	8,967	8,809	8,910	8,930	9,176	9,057	9,082	
Si(fo) O	11,999	11,872	11,694	11,899	11,960	11,686	11,818	11,878	11,801	11,831	11,891	11,996	11,948	11,952	
Ca	0,000	0,002	0,012	0,002	0,000	0,013	0,008	0,012	0,012	0,013	0,008	0,000	0,003	0,001	
Na	0,002	0,010	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,012	0,011	
K	0,000	0,000	0,034	0,050	0,036	0,015	0,025	0,015	0,020	0,024	0,025	0,056	0,060	0,023	
Soma Cát.	20,000	19,885	19,740	19,951	20,001	19,716	19,852	19,904	19,833	19,880	19,925	20,052	20,023	19,986	
Soma O	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	28,000	

Anexo 4 - Análises químicas de plagioclásio por microsonda eletrônica

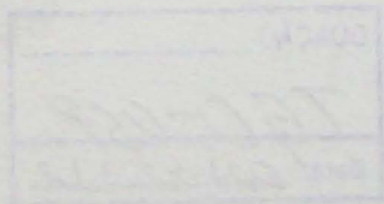
Amostra	Cas 36D		Cas 36B	
	plg1 f24	c1	plg1 f32	c1
Grão				
ponto		b1		b1
SiO2	46,522	47,669	50,794	50,903
TiO2	0,018	0,023	0,009	0,000
Al2O3	34,424	34,550	32,435	32,445
FeO	0,096	0,170	0,020	0,033
MnO	0,007	0,008	0,016	0,000
MgO	0,000	0,033	0,000	0,000
CaO	17,187	17,365	15,160	14,800
Na2O	1,881	1,807	3,390	3,481
K2O	0,001	0,000	0,020	0,014
NfO	0,003	0,021	0,000	0,000
Cr2O3	0,029	0,009	0,000	0,000
Total	100,168	101,655	101,844	101,676
Si	8,542	8,616	9,105	9,129
Al	7,449	7,360	6,853	6,858
Ti	0,002	0,003	0,001	0,000
Fe	0,015	0,026	0,003	0,005
Mn	0,001	0,001	0,002	0,000
Mg	0,000	0,009	0,000	0,000
Sítio T	16,009	16,016	15,964	15,992
Ca	3,381	3,363	2,912	2,844
Na	0,670	0,633	1,178	1,210
K	0,000	0,000	0,005	0,003
Sítio A	4,051	3,996	4,094	4,057
Ab	0,165	0,158	0,288	0,298
An	0,835	0,842	0,711	0,701
Or	0,000	0,000	0,001	0,001
Class	By	By	By	By
Soma Cat	20,060	20,012	20,059	20,049
Soma O	32,000	32,000	32,000	32,000

Anexo 5 - Análises químicas de rocha total

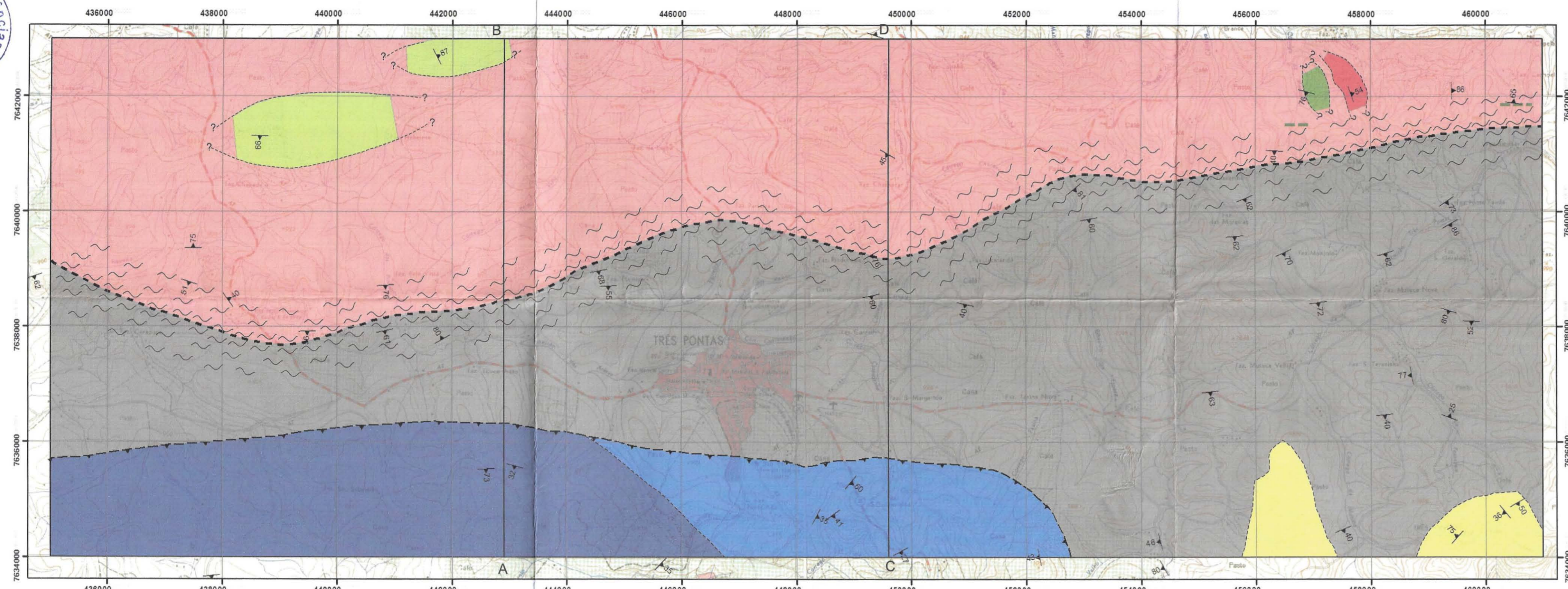
Amostra	CAS-21B	CAS-22B	CAS-28	CAS-30	CAS-40B	CAS-49A	CAS-55	CAS-98A
SiO2	46,83	49,34	65,58	47,61	48,29	48,69	62,23	48,26
TiO2	3,013	1,367	0,854	2,518	2,307	1,870	0,871	2,408
Al2O3	11,59	13,48	15,10	12,19	12,21	13,14	16,17	12,96
Fe2O3	21,32	15,42	6,44	18,57	18,36	15,72	7,33	18,25
MnO	0,305	0,223	0,105	0,261	0,253	0,225	0,135	0,245
MgO	3,83	5,93	2,52	4,77	4,88	6,05	3,15	4,79
CaO	8,66	10,55	1,37	9,56	9,48	10,22	1,57	9,16
Na2O	2,07	2,06	2,24	2,38	2,12	1,95	2,43	1,74
K2O	0,64	0,18	3,32	0,43	0,59	0,42	3,52	0,44
P2O5	0,316	0,121	0,181	0,259	0,220	0,218	0,172	0,237
Loi	0,44	0,59	1,55	0,36	0,38	0,65	1,66	0,84
Total	99,01	99,26	99,26	98,91	99,09	99,15	99,24	99,33
Ba	139	88	446	109	157	105	476	135
Ce	82	77	77	58	84	70	81	85
Co	50	68	18	78	67	75	23	61
Cr	28	40	87	57	88	160	84	89
Cu	162	159	22	129	168	110	26	160
Ga	24	18	19	21	21	19	22	21
La	< 28	< 28	43	< 28	< 28	< 28	72	< 28
Nb	15	< 9	16	12	12	11	14	11
Nd	82	32	32	41	42	45	46	58
Ni	37	65	42	68	62	110	46	63
Pb	21	13	14	17	17	16	14	17
Rb	8	5	128	6	7	6	156	5
Sc	40	44	16	42	46	43	17	44
Sr	82	118	139	103	113	132	139	103
Th	11	< 7	8	8	7	6	9	8
U	7	6	3	7	5	7	4	7
V	363	296	109	426	412	343	135	383
Y	60	32	42	51	61	44	89	55
Zn	132	113	91	156	138	133	115	134
Zr	218	102	212	179	164	158	173	169
Cl	3402	696	< 50	4342	1953	1076	< 50	949
F	277	< 500	1236	513	< 500	< 500	1177	< 500
S	2181	907	169	1023	1203	1142	< 550	1076

## Anexo 6 - Mapa geológico

Anexo 7 - Mapa de cuencas



# O Embasamento arqueano e as *nappes* neoproterozóicas da Faixa Brasília a norte de Três Pontas, MG



## Legenda

### Faixa Brasília Meridional

#### Sistema de *nappes* Andrelândia

(Ttn)-Grt-Bt gnaisses foliados e Ms-Bt gnaisses com bandas ricas em granada, biotita e titanita

Ky-Grt- e Grt-Ky quartzitos a gnaisses miloníticos

Bt-Ms xisto bandado

#### Grupo Carrancas

Quartzitos, Filitos e xistos finos

### Craton São Francisco

#### Complexo Lavras

(Ep)-Bt gnaisses granodioríticos a tonalíticos, por vezes porfiroclásticos, com lentes de rochas ultramáficas, corpos graníticos e diques de anfibolito

Rochas ultramáficas: Chl-Tlc-Hbl fels, Tr-Tlc-fels, serpentinitos e máficas associadas

Bt-granito porfiroclástico

Anfibolitos com feições migmatíticas, associados a Hbl-gnaisses com biotita e Bt tonalitos

#### Estrutura

Cavalcamento inferido

Zona milonítica, por vezes com "intercalações" de litotipos distintos em espaços de centenas de metros

Zona de cisalhamento lateral

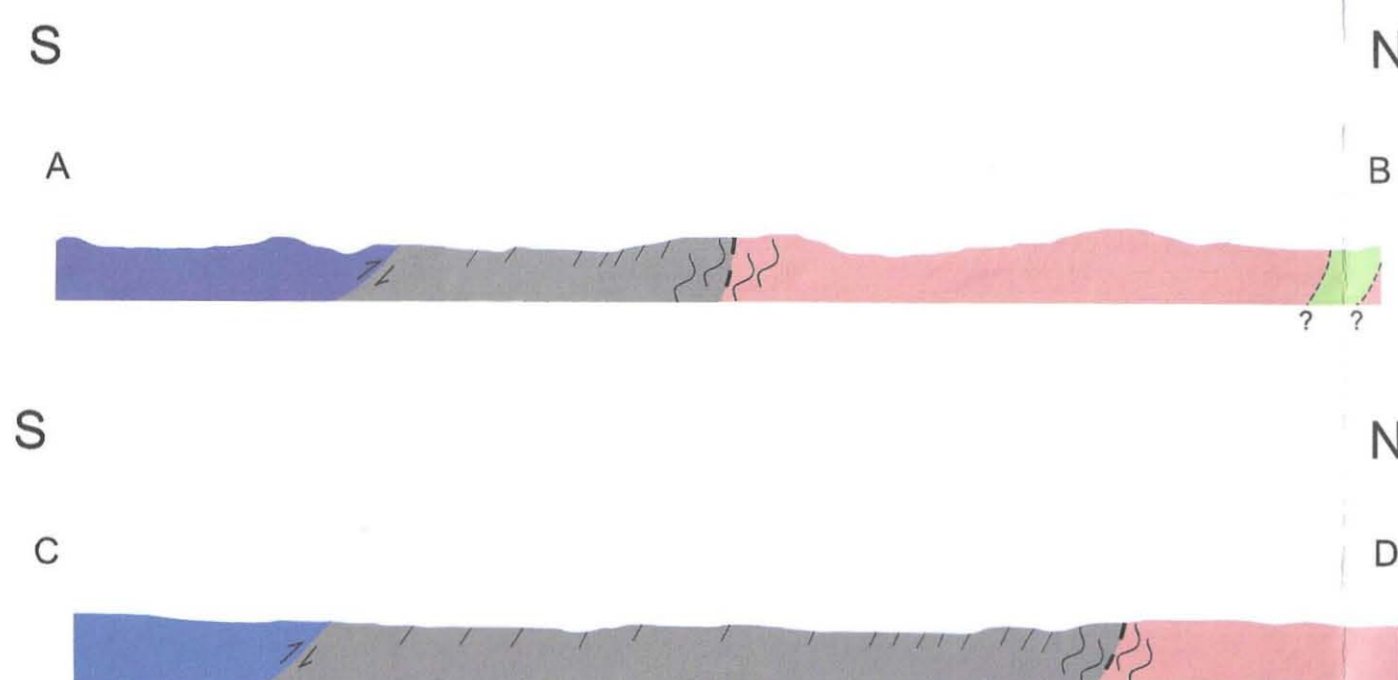
Contato de lente ou corpo de continuidade desconhecida

Contato indiferenciado, indefinido

Dique de anfibolito, extensão desconhecida

Foliação Principal

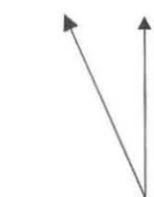
## Seções Geológicas



Situação da área no Estado

Declinação magnética: 23°30'

NM NG



Caio Arthur Santos  
Orientador: Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó

Foram consultados os trabalhos de Garcia (2001), e Maciel (1986). (referências no texto).

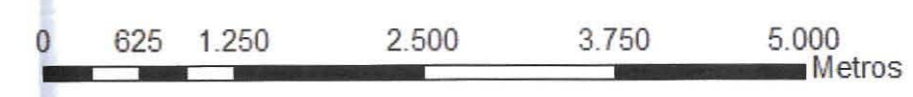
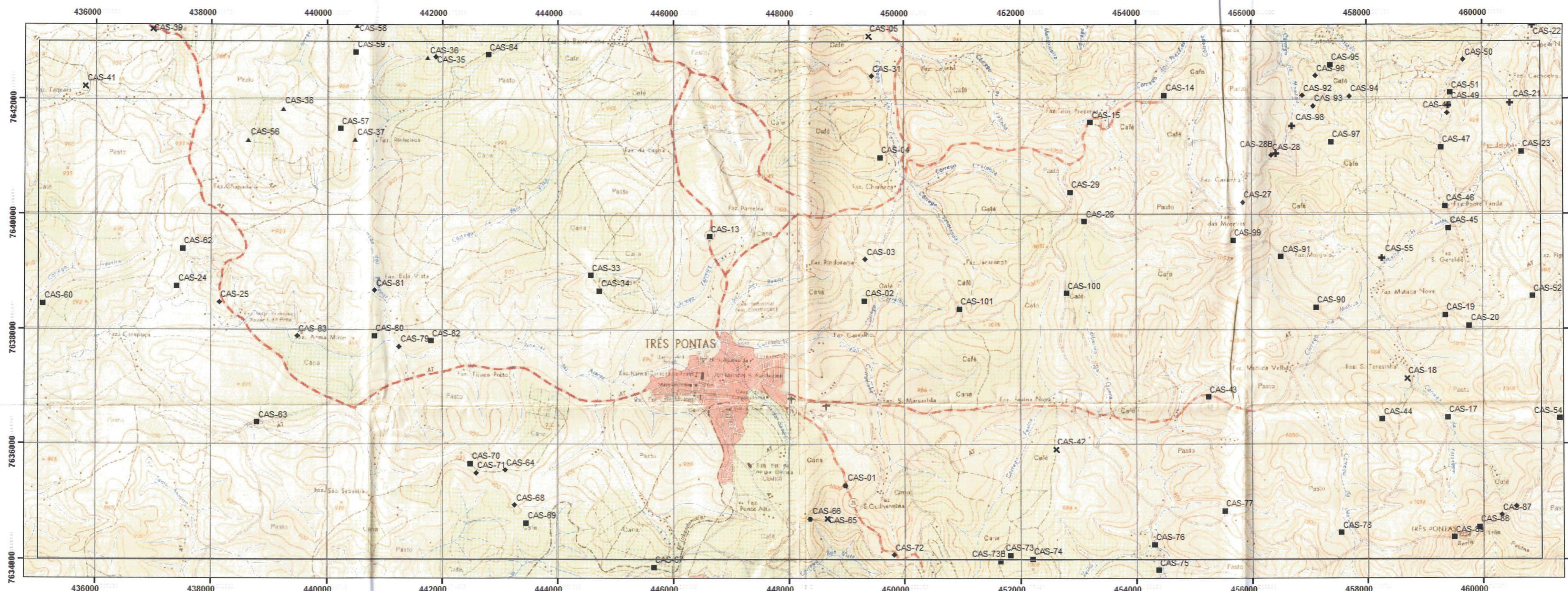
Anexo B - Mapa Rodoviário

DOAÇÃO
<i>IGC-057</i>
Data: <i>02.02.12</i>

Anexo 7 - Mapa de pontos

# O Embasamento arqueano e as *nappes* neoproterozóicas da Faixa Brasília a norte de Três Pontas, MG

## Mapa de Pontos



### Legenda

- Afloramento visitado
- × Ponto amostrado
- ◆ Ponto com amostra e lâmina
- Análise por MEV/EDS
- ▲ Análise por microsonda eletrônica
- ✚ Análise química de rocha total

Todas as amostras analisadas quimicamente foram também laminadas



Situação da área no Estado

Declinação magnética:  
23°30'

NM NG



Caio Arthur Santos  
Orientador: Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó

Projeção Universal Transversa de Mercator.  
Datum horizontal: Córrego Alegre.

