

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INVESTIGAÇÃO DO INÍCIO DA FUSÃO EM ROCHAS SEMI-  
PELÍTICAS DA FÁCIES ANFIBOLITO SUPERIOR

Láisa de Assis Batista

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2011 / 29)

SÃO PAULO  
2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INVESTIGAÇÃO DO INÍCIO DA FUSÃO EM ROCHAS SEMI-  
PELÍTICAS DA FÁCIES ANFIBOLITO SUPERIOR



Laísa de Assis Batista

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030270

*Renato de Moraes*

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2011 / 29)

SÃO PAULO  
2011

TF  
B333  
L.A.J.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INVESTIGAÇÃO DO INÍCIO DA FUSÃO EM ROCAS SEME  
PLÚTICAS DA FAZENDA AMARILHITO SUPERIOR



Luiza de Assis Batista

*Renato de Moraes*

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(77-5014/35)

SÃO PAULO

2011

## Agradecimentos

- Agradeço à minha família, sobretudo meus pais e minhas irmãs, pelo apoio e amor incondicionais, sempre. Amo vocês!
- À Daniela Borges, Diego Fróes, Diego Marra e Patrícia Magon, pelas risadas, pelos choros, pelas provas e trabalhos e todo o resto que compartilhamos ao longo da graduação. Sem vocês nada teria a mesma graça e tudo seria mais difícil!
- A Rodolfo Pedroso Garcia, pelo companheirismo e amizade fiel ao longo da graduação, pelas parcerias frutíferas, pelo apoio moral e pelo otimismo, sempre bem vindo. Obrigada por tudo!
- À Camila Factori, Fabiana dos Santos e Analice, amigas queridas, pelas cervejas, comidinhas, conversas, apoio, broncas... conto com vocês pra vida!
- À República Panapia, pelo abrigo certo, pelos cachorros lindos, pela gente boa. Vida longa à Panapia!
- Ao Bosque Futebol Clube pelas horas de lazer, pelas vitórias, pelo futebol arte... Vai Boscão!
- À galera do *poker nights* pela didática, pela diversão, pela eventual graninha desembolsada, hehe... Sem vocês eu teria terminado o TF antes, mas sem a mínima emoção!
- Aos meus amigos de São Bernardo, principalmente Paulo Akio, Isabella Vallin e Morgana Mattos, por nunca desistirem de mim mesmo com as longas ausências. É ótimo ter pra onde voltar!
- Ao meu orientador, Renato de Moraes, pelo caminhão de paciência e calma, pela orientação tranqüila, por acreditar no trabalho e em mim. Se prepara que por aí vem mais!
- A Rafael Bittencourt Lima, pela parceria no mapeamento e a mega ajuda com o ArcGis, pelas conversas superprodutivas, pelas risadas, pelas músicas novas. =)
- À Daniela Borges (de novo), pela ajuda no abstract, e Samuel Furquim, no mapeamento;
- A todos os funcionários do IGc-USP, que facilitaram o meu dia a dia e a minha convivência no Instituto das mais diversas formas. Em especial: Rui, Zefinha, Tomáz, Zé Paulo, Zé Carlos, Maria, Jaime, Henrique e Samuca. Muito obrigada!
- Às equipes dos laboratórios de Microsonda Eletrônica, Fluorescência de Raios X e ICP-MS – Marcos, Paulinho, Sandra, muito obrigada!
- A todos os professores que fazem a diferença no ensino de Geologia no IGc-USP... vocês sabem quem são!
- À FAPESP, pelo financiamento do projeto 10/11152-8, que possibilitou a realização deste trabalho.

## Abstract

The present work presents the petrological characterization of the kyanite-garnet-muscovite-quartz-plagioclase-biotite gneiss and metatexite from the Andrelândia Nappe, related to the Santo Antonio Schist unit (Trouw *et al.*, 1983) affected by incipient melting and their comparison with metapelites of the Três Pontas-Varginha Nappe, which went through high grade of anatexis.

Textural analysis has revealed features of in situ melting for the rocks with low proportion of melting, as euhedral and zoned crystals of plagioclase that are considered as igneous origin. The occurrence of this mineral along preferential planes, related to quartz veins, boundaries between other grains of plagioclase and quartz, with small dihedral angles are features related to in situ or in source crystallization of the generated liquid.

The low content of anorthite in plagioclase grains which are associated with quartz veins and albite-rich borders in metamorphic grains from the matrix reveal the generation of liquid with composition of thronbjemite-tonalite during melting. Depletion of trace elements, as Zr, in leucosome, as well as Eu negative anomalies in metatexite without segregated leucosome indicate metamorphism did not reach high enough conditions to dissolve accessory phases as monazite and zircon, but were sufficient to dissolve plagioclase. The beginning of the melting in those rocks is then settled by the availability of water in preferential planes, as the quartz veins, therefore the anatexis happened under high-pressure amphibolite facies conditions.

In comparison, the metapelitic samples related to the Três Pontas-Varginha Nappe present a higher level of melting, in which no pre-melting structures were fully preserved. However structures as compositional layering inside leucosome, channels of liquid migration, disequilibrium textures in feldspars and coalescence features in garnets, despite the pervasive non-coaxial deformation, shown by the mylonite foliation present in all the body. The generation of feldspar due to the breakdown of biotite suggests that the metamorphism/melting occurred due to temperatures over 800 °C and the presence of kyanite+garnet+rutile require pressures higher than 10-12kbar. The residual paragenesis, with orthoclase, kyanite, garnet, quartz and rutile evidences *P-T* conditions of the granulite facies.

# Investigação do início da fusão em rochas semi-pelíticas da fácies anfibolito superior

## Resumo

O presente estudo apresenta a caracterização petrológica de semipelitos da *Nappe* Andrelândia afetados por fusão incipiente e sua comparação com metapelitos submetidos a alto grau de anatexia, pertencentes à *Nappe* Três Pontas-Varginha.

A análise textural revelou feições de fusão *in situ* sutis para as rochas com baixo grau de fusão, como cristais euédricos e zonados de plagioclásio, considerados como de origem ígnea. A ocorrência deste mineral em planos preferenciais, associados a veios de quartzo, e contatos entre outros grãos de plagioclásio e quartzo com pequenos ângulos diedrais, são atribuídos à cristalização *in situ* ou *in source* do líquido gerado.

Menor teor de anortita em grãos ígneos de plagioclásio, que estão associados a veios de quartzo e bordas mais ricas em albita em grãos metamórficos da matriz evidenciam a geração de líquido thondjemítico-tonalítico durante a fusão. O empobrecimento em elementos traço no leucossoma, como Zr, bem como a anomalia negativa de Eu no metatexito sem leucossoma segregado, indicam condições de metamorfismo abaixo do necessário para dissolução de fases acessórias como monazita e zircão, mas com dissolução de plagioclásio. Dessa forma, o início da anatexia nestas rochas é estabelecido pela disponibilidade de água em planos preferenciais, como os veios de quartzo, fazendo com que o campo de fusão seja alcançado em condições de fácies anfibolito de alta pressão.

Em comparação, as amostras metapelíticas associadas à *Nappe* Três Pontas-Varginha apresentam maior taxa de fusão, sem estruturas remanescentes do protólito, e mesmo após terem sido afetadas por deformação não coaxial evidenciada pela estrutura milonítica penetrativa em todo o pacote, ainda são preservados bandamento composicional interno ao leucossoma, canalículos de migração do fundido, texturas de desequilíbrio em feldspatos, e feições de coalescência em granada. A geração de feldspato potássico por quebra da biotita sugere condições de metamorfismo em temperaturas acima de 800 °C, e a presença de cianita + granada + rutilo exige pressões maiores que 10-12 kbar. A paragênese do resíduo, com ortoclásio, cianita, granada, quartzo e rutilo reflete condições *P-T* da fácies granulito.

## Sumário

1. Introdução.....	01
2. Localização.....	01
3. Materiais e métodos.....	03
4. Revisão bibliográfica.....	04
4.1. Contexto geológico.....	04
4.2. Migmatitos: conceitos e características.....	09
5. Geologia local.....	17
6. Pedreiras estudadas em detalhe.....	21
7. Litogeoquímica e química de plagioclásio.....	35
8. Discussão.....	53
9. Conclusões.....	57
Referências bibliográficas.....	57

ANEXO 1: Mapas

ANEXO 2: Fotos de amostras

ANEXO 3: Dados analíticos

## **1 – Introdução**

No Sistema de *Nappes* Andrelândia ocorrem xistos (rochas pelíticas), gnaisses (rochas semi-pelíticas - wackes), quartzitos e anfibolitos e seus correspondentes da fácies granulito. Dentro de cada *nappe* as condições *P-T* variam entre xisto verde superior a anfibolito, anfibolito e anfibolito superior ou anfibolito superior e granulito (Campos Neto & Caby 1999, 2000; Trouw *et al.*, 2000 a, b; Motta, 2006, 2009, Teixeira, 2008). O metamorfismo pode estar normal ou invertido, sendo o padrão invertido formado pela sobreposição das *nappes* (Motta, 2009).

Neste contexto encontra-se o Xisto Santo Antônio, rocha derivada de protólito sedimentar homogêneo, rica em plagioclásio, de vasta distribuição no Sistema de *Nappes* Andrelândia, apresentando paragêneses que indicam significativa variação nas condições de temperatura e pressão, ultrapassando, inclusive, o limite de fusão. Essas características, inerentes à rocha, foram determinantes para escolha da unidade como objeto de estudo para a investigação do processo de fusão.

O presente estudo tem como objetivo a investigação do processo de anatexia em rochas semi-pelíticas do Sistema de *Nappes* Andrelândia, pertencentes à unidade denominada por Trouw *et al.* (1983) como Xisto Santo Antônio, tendo como foco a comparação entre texturas, estruturas e caracterização geoquímica de rochas com fusão incipiente, sem neossoma segregado, e rochas com taxas mais altas de fusão, com segregação de leucossoma, bem como avaliar a influência da deformação na modificação destas feições. As rochas ainda são comparadas com metapelitos da *Nappe* Três Pontas-Varginha submetidos a alta taxa de fusão em fácies granulito, bem como o mapeamento, em escala 1:50 000, da região de estudo.

## **2 – Localização**

A área estudada localiza-se no sul do estado de Minas Gerais, entre as cidades de Cambuquira e Três Corações enquanto que as rochas da fácies granulito foram investigadas próximo a Varginha (Figura 1).

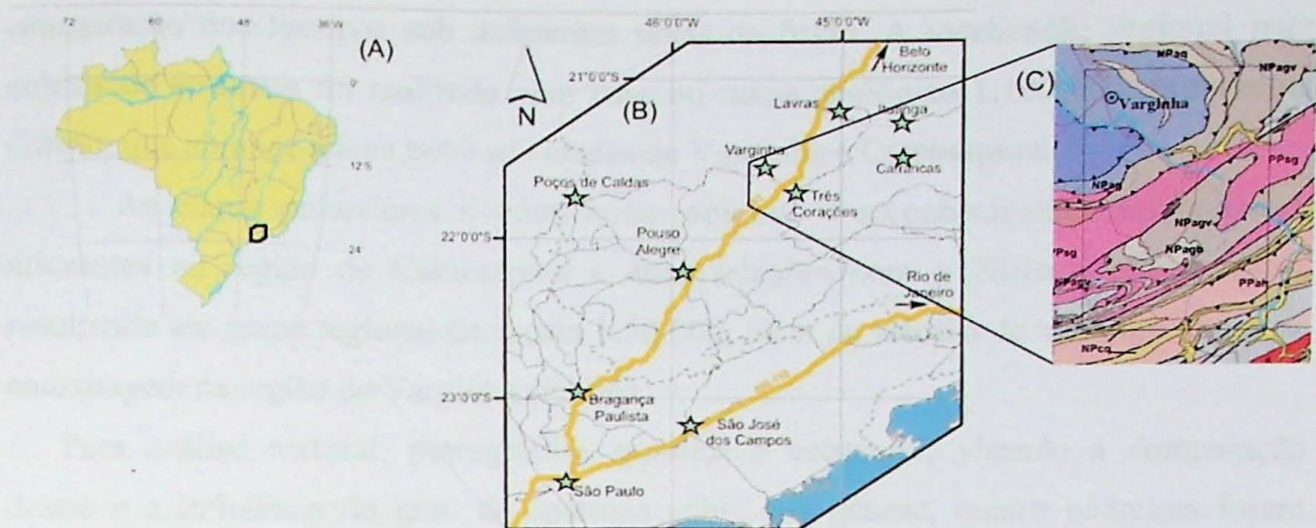


Figura 1 - Localização da área de trabalho. Modificado de Silva, 2010.

### 3 – Materiais e métodos

A localização dos pontos e orientação geográfica para os trabalhos de campo foram obtidas através do auxílio de Sistema Global de Posicionamento (*GPS* na sigla em inglês), por meio do equipamento Garmin ETREX™, e por imagens de satélite e mapas disponibilizados por Google™ e Google Earth™. As fotografias dos afloramentos foram capturadas com câmera digital Nikon Coolpix™, enquanto aquelas referentes às amostras foram obtidas no laboratório de fotografia do IGC/USP, com o auxílio do fotógrafo Jaime de Souza Marcos.

Para revisão bibliográfica, os trabalhos consultados foram selecionados na biblioteca do IGC/USP, além de consultas efetuadas em sites de periódicos (e.g. *Precambrian Research*, *Journal of Petrology*, *Journal of Metamorphic Geology*) e em materiais de acervo pessoal.

Na primeira etapa o desenvolvimento do projeto voltou-se para o levantamento de informações acerca do tema proposto, a partir de trabalhos referentes à geologia regional e aqueles que abordam a caracterização dos processos e produtos de metamorfismo de alto e médio graus, chegando ao campo de fusão. Três campanhas de campo foram realizadas em outubro de 2010, maio e agosto de 2011, para obtenção de amostras para petrografia e análise química, além de observação em escala macro e mesoscópica visando à identificação de feições estruturais e/ou texturais indicadoras de fusão parcial *in situ*.

Nesta fase foram descritas e amostradas quatro pedreiras da região de Cambuquira (IC-01), Lambari (IC-02), Três Corações (IC-03) e Varginha (IC-05), para

comparação dos litotipos sob diferentes taxas de fusão. A localização regional para coletas de amostras foi realizada com base no mapa geológico 1:100 000 de Peternel (2000), que abrange a área entre as cidades de Varginha e Cambuquira.

As etapas posteriores tiveram como objetivo o reconhecimento das unidades aflorantes na região de Cambuquira e suas relações com o Xisto Santo Antônio, resultando em mapa regional de escala 1:50 000, além de seleção de mais um ponto de amostragem na região de Varginha (IC-06).

Para análise textural, petrográfica, química e estrutural, visando a comparação destas e a influência do grau de anatexia sobre sua gênese, quatro pedreiras foram selecionadas: IC-01, localizada na estrada entre Cambuquira e Caxambú, e IC-02, na cidade de Lambari, nas quais ocorrem cianita-granada-muscovita-quartzo-biotita-plagioclásio-gnaiss homogêneo, sem feições macroscópicas de fusão; IC-03 (Pedreira Santo Antônio), na saída de Três Corações para Cambuquira, onde ocorrem cianita-granada-muscovita-quartzo-biotita-metatexitos nos quais a fusão é incipiente e o leucossoma apresenta-se como pequenos aglomerados quartzo-feldspáticos (similares aos *patch migmatites* descritos por Sawyer, 2008); e IC-06, localizada próxima ao lixão na saída oeste da cidade de Varginha rumo a Três Pontas, caracterizada pela ocorrência de diaexitos compostos por leucossoma granítico peraluminoso, composto por granada, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico; resíduo de biotita e granada com cianita associada; e pacote estromático, com bandas milimétricas intercalando estas porções.

Para avaliação das estruturas foram obtidas fotografias de cada um dos afloramentos, com destaque para estruturas de maior interesse, como veios de quartzo, de leucossoma, indicadores cinemáticos *etc.* Várias amostras coletadas foram cortadas em diversas seções, devidamente fotografadas, com o objetivo de evidenciar a distribuição e organização dos componentes da rocha através de seu volume.

Das amostras coletadas nas pedreiras, dezenove foram selecionadas para análise química de rocha total por Fluorescência de Raios X (equipamento Philips, modelo PW2400), e quantificação dos elementos terras raras por espectrometria de massa com plasma induzido acoplado (ICP-MS – espectrômetro do tipo quadrupolo, modelo ELAN 6100DRC/PerkinElmer/Sciex ), visando avaliar as variações químicas entre os diversos componentes litológicos de cada unidade.

Para realização destes ensaios os seguintes passos foram seguidos para preparação das amostras: a) fragmentação com marreta e separação das porções alteradas; b)

diminuição da granulção em prensa hidráulica; c) pulverização em moinho de anéis de ágata durante 30 min, resultando em um pó de granulometria inferior a 200 mesh; c) separação de alíquotas de 7,0g, micronizadas em álcool com cilindros de ágata durante 20min, obtendo-se granulometria menor do que 5  $\mu\text{m}$ ; d) secagem em estufa a 60° C durante dois dias; e) adição de 1,4g de cera, homogeneização e prensagem, obtendo-se pastilhas com 40 mm de diâmetro para análise de elementos traço; f) separação (após a moagem) de alíquotas de 1,0g de amostra, com adição de 9,0g de fundente (mistura 4:1 de metaborato de lítio e tetraborato de lítio); g) fusão a temperatura de 1000°C, resultante, após resfriamento, em discos de vidro com cerca de 40 mm de diâmetro para análise de elementos maiores e menores. Durante todo o processo de preparação, os equipamentos foram limpos a cada amostra com álcool etílico ou acetona para evitar possíveis contaminações.

Para petrografia seis seções delgadas foram confeccionadas para a pedreira IC-01, dezenove para IC-03 e dezesseis para IC-06. Entre estas, cinco foram selecionadas para análise química mineral por microsonda eletrônica (JEOL, modelo JXA 8600), realizada em cristais de plagioclásio de amostras de IC-01 e IC-03, a fim de caracterizar as mudanças químicas neste mineral em diferentes porções dos litotipos.

## **4 – Revisão Bibliográfica**

### **4.1 – Contexto geológico**

A amalgamação do Gondwana Ocidental ocorreu durante o ciclo Panafricano-Brasileiro, que é subdividido em dois ciclos orogênicos distintos (Trompette, 1994). O mais antigo, de longa duração, teria início por rifteamento, entre 900 e 1000 Ma, e fim com as orogenias neoproterozóicas, entre 1000 e 550 Ma, estabelecendo, assim, esta porção do supercontinente. Um segundo ciclo atuante na borda oeste, mais curto e jovem, 600-530 Ma, seria responsável pela individualização de bacias intracratônicas tipo gráben e *foreland*, hoje representada pelas rochas da Faixa Paraguai.

Evidências de magmatismo cálcio-alcálico e possíveis restos de complexo ofiolítico relacionados às orogenias de 650 Ma são interpretados em alguns trabalhos como exemplos de vestígios de placas oceânicas (*e.g.* Drake Jr, 1890; Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1991), consumidas durante o fechamento do Oceano Adamastor (Hartnady *et al.* 1985; Frágoso César, 1991; Fernandes *et al.*, 1992) e suas ramificações.

Neste contexto, o Orógeno Brasília Meridional (figura 2) registra episódios de subducção e colisão gerados durante o fechamento do paleo-oceano Goianides, quando da convergência da Placa Sanfranciscana sob a Placa Paranapanema (Brito Neves *et al.* 1999, Campos Neto 2000, Mantovani & Brito Neves 2005, Campos Neto *et al.*, 2007). O orógeno representa a pilha colisional de *nappes* caracterizada por três domínios tectônicos: o arco magmático, desenvolvido na margem continental ativa da placa Paranapanema e representado pelas rochas de alto grau metamórfico da *Nappe* Socorro-Guaxupé; o domínio continental subductado, correspondente ao Terreno Andrelândia e onde se localiza a área de trabalho; e domínios com afinidades de margem passiva e/ou relacionados à placa Sanfranciscana, correspondentes à *Nappe* Lima Duarte e ao Sistema de *Nappes* Carrancas (Campos Neto *et al.* 2004).

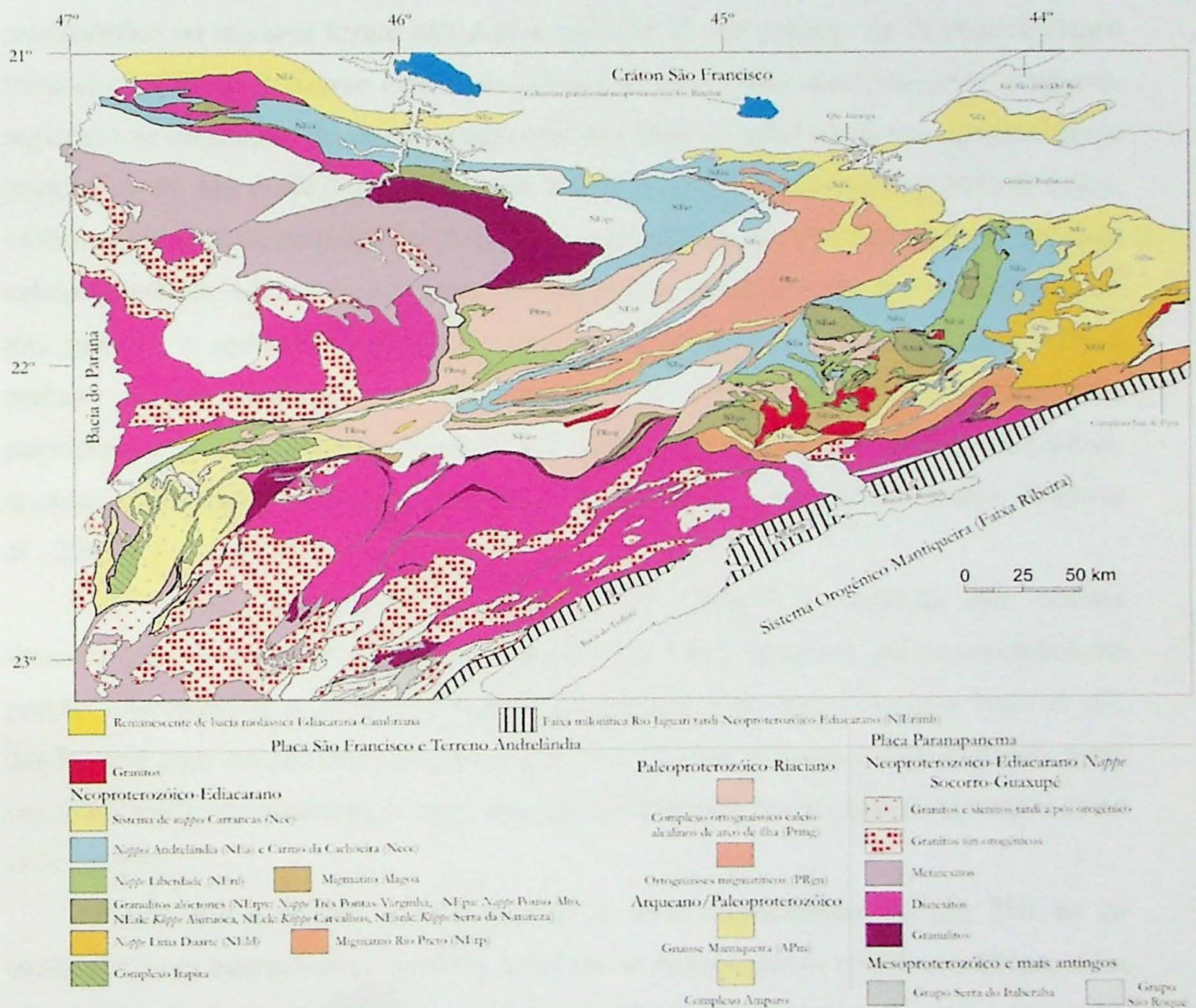


Figura 2 - Mapa tectônico do Orógeno Brasília Meridional (Campos Neto *et al.*, 2007).

O Sistema de *Nappes* Andrelândia é composto por três domínios alóctones principais, representados, do topo para a base, pela *Nappe* Três Pontas-Varginha e

*klippen* equivalentes, Pouso Alto, Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza, *Nappe* Liberdade e *Nappe* Andrelândia ou Carmo da Cachoeira. O contato deste sistema com a *Nappe* Socorro-Guaxupé é interpretado como zona de sutura (Campos Neto *et al.*, 2010).

O segmento oriental do Sistema de *Nappes* Andrelândia apresenta espessura aproximada de 4,5 km e configuração geral subhorizontal, articulando as três unidades alóctones por meio da foliação metamórfica  $S_2$ , com deformação por cisalhamento dúctil penetrativa por todo o pacote (Campos Neto *et al.*, 2004). A *Nappe* Três Pontas-Varginha e *klippen* associadas são representadas por rochas metapelíticas de fácies granulito em regime de alta pressão (Trouw, 1998) e apresentam leucogranitos associados, deformados ou não (Campos Neto *et al.*, 2007). As condições do pico metamórfico na unidade foram calculadas em  $900^\circ\text{C}$  sob pressão de 15 kbar (Campos Neto *et al.*, 2004). A *Nappe* Liberdade (Trouw *et al.*, 2000), imediatamente sotoposta, registra o soterramento de crosta continental em zona de subducção, com profundidade mínima de 60 km e condições próximas a  $680^\circ\text{C}$  e 17 kbar (Campos Neto & Caby, 1999). A unidade é composta por sequência metapelítica, com metapsamitos e gnaisses calciossilicáticos subordinados, metamorfisados em condições da fácies anfíbolito de alta pressão, e apresenta lascas de rochas metabásicas retroeclogíticas associadas à rochas metaultramáficas. A infraestrutura é representada por ortognaisses paleoproterozóicos, ocorrendo domínio em que a anatexia neoproterozóica foi intensa, resultando no Migmatito Alagoa e intrusões de turmalina leucogranito (Campos Neto *et al.*, 2007).

A *Nappe* Andrelândia (Trouw *et al.*, 2000) é definida por coluna litoestratigráfica com metapelitos dominantes na base, seguidos por metawackes na porção intermediária e sequência metapelito-psamítica no topo (Campos Neto *et al.*, 2007), com pico metamórfico atingindo  $680^\circ\text{C}$  e 12 kbar (Santos, 2004). O pacote pode ser subdividido, da base para o topo, em três unidades litoestratigráficas (Campos Neto *et al.*, 2007):

***Xisto Rio Capivari*** correspondente à série metapelítica de até 750 m de espessura, com intercalações métricas esparsas de metapsamitos e rochas máficas, além de raras intercalações rochas calciossilicáticas, de até 5 m, na porção oeste da *nappe*. Micaxistos porfiroblásticos, com predomínio de biotita sobre muscovita e com porfiroblastos de granada e de aluminossilicatos (cianita e/ou sillimanita) caracterizam o litotipo mais representativo da formação.

*Xisto Santo Antônio* (Trouw *et al.*, 1983) é representado pelo pacote intermediário composto por metawackes, com intercalações esparsas e pouco espessas de metapsamitos e rochas máficas, sendo granada-biotita-plagioclásio-quartzo-xisto/gnaiss o litotipo dominante na unidade, com textura granoblástica e granulação fina a média, em geral equigranular. Lentes decimétricas de quartzo, subparalelas à foliação, destacam-se na estrutura homogênea do xisto, enquanto em domínios de temperatura mais alta e nas *klippen*, são observadas bandas centimétricas brancas, ricas em plagioclásio, ou a geração de leucossoma envelopado por melanossoma de biotita. Na área tipo, Serra de Santo Antônio, a unidade apresenta espessura média de 850 m; sua ocorrência pode se dar, também, em janelas estruturais sob a *Nappe* Liberdade e define, em *klippen* a SE de Aiuruoca, o duplex da *Nappe* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007).

**Xisto Serra da Boa Vista** representa o topo da coluna, ocorrendo regionalmente sobre o Xisto Santo Antônio, podendo repousar sobre o Xisto Rio Capivari no oeste da Serra do Turvo ou em Bom Jardim de Minas. O pacote tem espessura maior que 800 m, sendo subdividido na unidade basal metapsamítica, com muscovita-quartzito e muscovita-quartzo-xisto, reconhecida nas Serras da Boa Vista e Cataguazes (figura 2); e a unidade da base é metapelítica, de 750m, com clorita-cianita-granada-biotita-muscovita-xisto porfiroblástico, que se alterna ritmicamente com camadas de quartzito que chegam a centenas de quilômetros de extensão.

A figura 3 apresenta a correlação estratigráfica entre as *Nappes* Liberdade, Andrelândia, e parte do Sistema Carrancas.

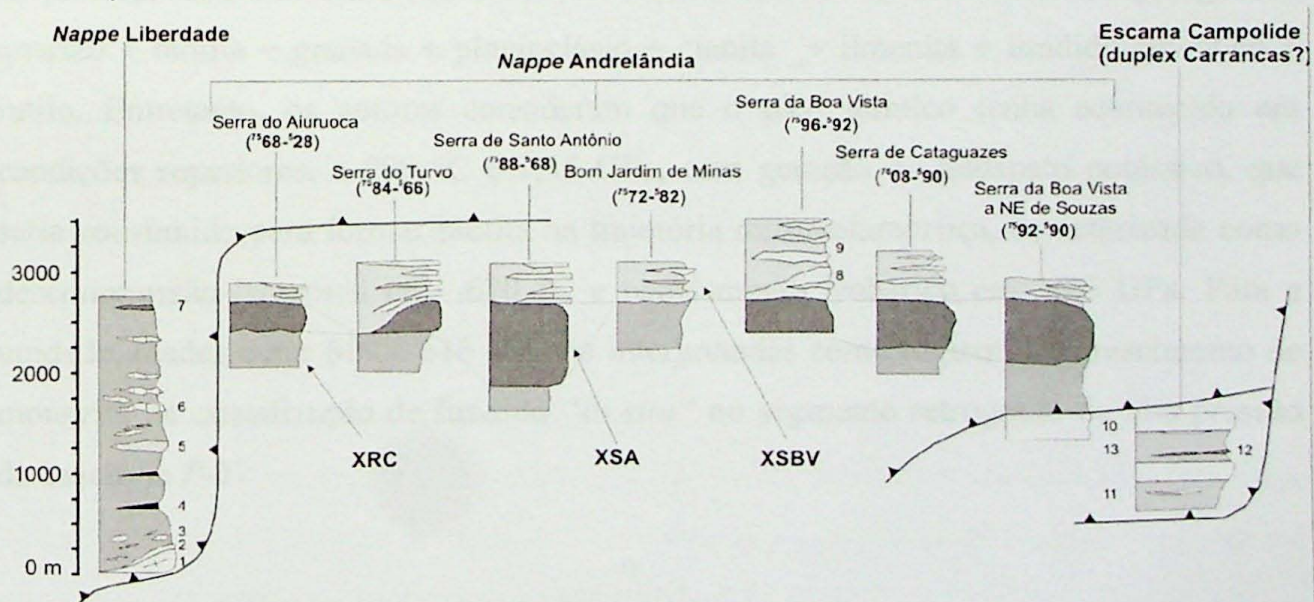


Figura 3 - Quadro de correlação estratigráfica. Extraído de Campos Neto *et al.*, 2007.

Reno *et al.* (2011), em seu trabalho sobre a evolução retrógrada de alta temperatura de granulitos de alta pressão no sudeste da Faixa Brasília, apresenta idades de monazitas obtidas “*in situ*” com microsonda eletrônica para rochas das *Nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira, além da *Klippe* Carvalhos. Neste estudo os autores analisaram amostras dos níveis inferior (correspondente à pedreira IC-05, considerada no presente estudo), intermediário e superior da *Nappe* Três Pontas-Varginha. A trajetória *P-T* pós-pico, retrógrada, compreende segmento de resfriamento isobárico de alta pressão/alta temperatura, segmento de descompressão quase isothermal (~750 °C), e novo segmento de resfriamento quase isobárico de baixa pressão (~0,65 GPa). Para cada uma das pseudosseções que caracterizam estas trajetórias há uma temperatura diferente para o *solidus* em alta temperatura/alta pressão dos granulitos residuais de alta pressão entre 780 e 850 °C, sendo mais baixas as temperaturas reconhecidas para os leucossomas relacionados. A descompressão em alta temperatura seria consistente com a ocorrência de cianita primária ao longo da *nappe*; formação de foliação com sillimanita em gnaisses miloníticos na base e topo da *nappe*; e temperaturas calculadas pela quantidade de Ti em cristais de quartzo da matriz milonítica (Reno *et al.*, 2009 *apud* Reno *et al.*, 2011). A idade calculada para o pico metamórfico desta unidade foi entre 662 e 655 Ma para os resíduos granulíticos de alta pressão.

Para a *Nappe* Carmo da Cachoeira, Reno *et al.* (2011) analisam amostras da pedreira INCOPE (mesma localidade aqui estudada e identificada como IC-03), uma das principais unidades consideradas na pesquisa aqui apresentada, obtendo condições de pico metamórfico entre 700 e 820 °C e 1,1 a 1,35 GPa, considerando a paragênese quartzo + biotita + granada + plagioclásio + cianita + ilmenita + fundido silicático + rutilo. Entretanto, os autores consideram que o pico térmico tenha acontecido em condições superiores, a 900 °C e 1,35 GPa, com geração de feldspato potássico, que seria consumido para formar biotita na trajetória retrometamórfica, caracterizada como descompressão isothermal em ~670 °C e resfriamento isobárico em ~0,6 GPa. Para a unidade, idades entre 619 e 616 Ma são interpretadas como registro do crescimento de monazita na cristalização de fundido “*in situ*” no segmento retrógrado de alta pressão da trajetória *P-T*.

## 4.2 – Migmatitos: conceitos e características

### *Definição e uso do termo*

A primeira classificação sistemática de migmatitos foi elaborada por Mehnert (1968), que os dividiu em doze tipos estruturais, levando em conta a porcentagem de leucossoma, representante da porção fundida, presente na rocha. O modelo gerador de migmatitos apresentado pelo autor considera o sistema fechado, em que o paleossoma, porção da rocha pouco afetada pela fusão, seria quimicamente equivalente à soma do leucossoma, produto quartzo-feldspático já cristalizado da fusão da rocha, com o melanossoma, resíduo sólido da fusão. Estas duas últimas partes constituem o neossoma. Embora a classificação seja popular até os dias atuais, sua aplicação no campo não auxilia na produção de mapas geológicos de regiões dominadas por migmatitos e rochas associadas. Assim, Brown (1973) propôs a subdivisão dos migmatitos em apenas dois tipos, metatexito e diatexito, termos que já existiam, mas que tiveram redefinição para uso mais homogêneo a partir de sua proposta. Como o nome sugere, metatexito é a rocha em que as estruturas metamórficas ainda encontram-se preservadas e apresentam coerência e continuidade mapeável, mesmo após a fusão, enquanto no diatexito a proporção de fusão é alta o suficiente para que a movimentação do líquido gerado perturbe e destrua as estruturas prévias, de modo que qualquer porção remanescente perca a coerência de orientação.

Sawyer (2008) em seu *Atlas of Migmatites* atribui ao termo migmatito implicação genética, definindo-o como a rocha que sofreu fusão parcial *in situ*, de forma que se distinga o neossoma, composto pelo leucossoma (fundido cristalizado) e pelo resíduo, que não necessariamente será melanocrático; e o paleossoma, representante da porção da rocha não (ou pouco) afetada pela fusão. O autor destaca a importância da composição da rocha na geração do neossoma e da influência da perda e/ou ganho de fluidos durante o processo, demonstrando, assim, que dificilmente a soma entre neo e paleossoma resulta, de fato, na composição do protólito, sendo apenas representante da porção que resistiu à fusão.

### *Classificação e feições diagnósticas*

Para Sawyer (2008), o neossoma da rocha pode ser classificado em duas categorias: não-segregado, no qual as frações líquida e sólida estão juntas; e segregado, quando há separação entre leucossoma e resíduo (figura 4).

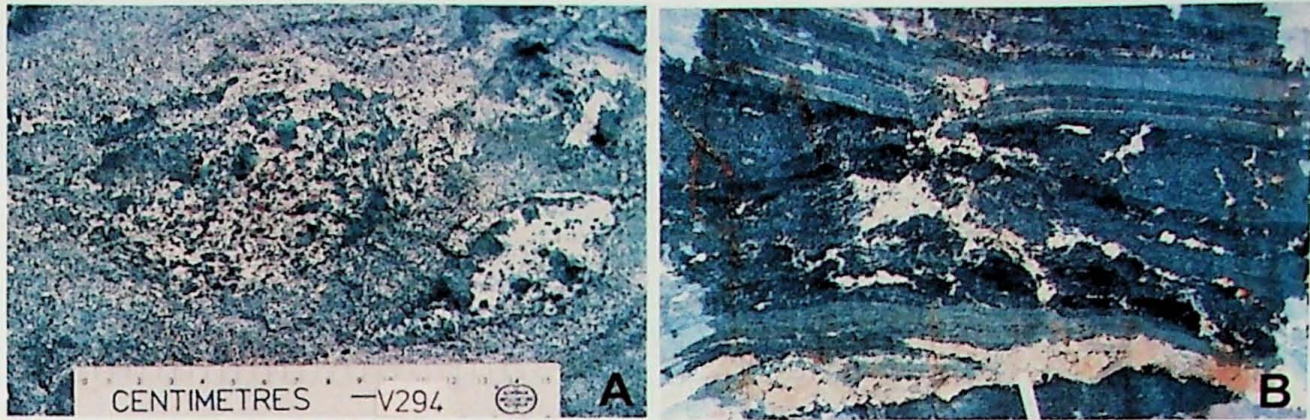


Figura 4 - A: neossoma não segregado (protólito metabasáltico); B: neossoma segregado. Extraídas de Sawyer, 2008.

Segundo o autor, o leucossoma também se apresenta sob diferentes formas, sendo classificados como: *in situ*, quando o líquido permanece onde foi gerado; *in source*, quando o líquido sofre migração, mas permanece na rocha geratriz; e veios ou diques, representados pelo líquido que sofreu migração, chegando a intrudir outras rochas, mas ainda se contextualiza na região de influência da anatexia (figura 5). Vale ressaltar que esta classificação se baseia no reconhecimento da existência de fusão e não se aplica a corpos intrusivos sem correlação genética.

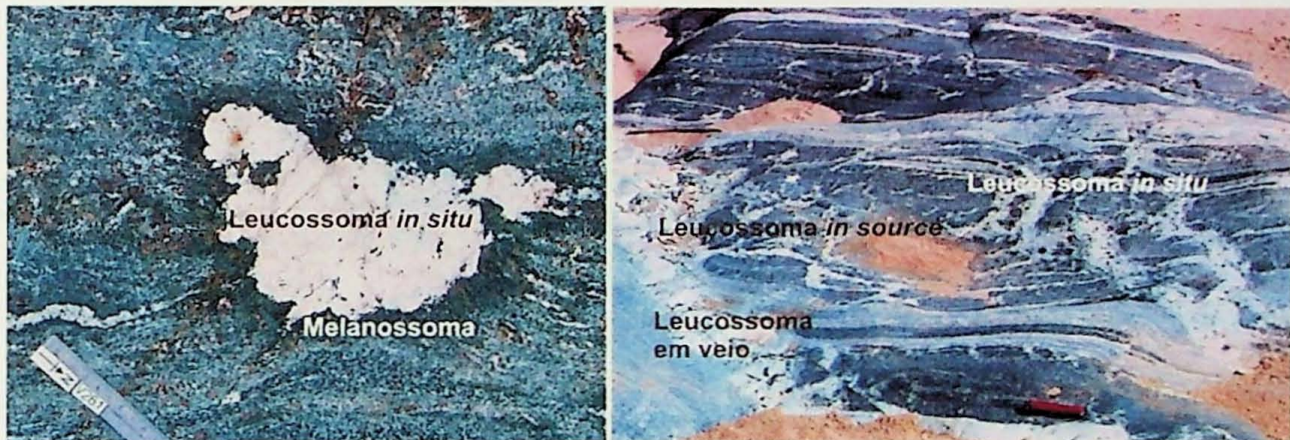


Figura 5 - Leucossoma *in situ* (à esquerda); leucossoma *in situ*, *in source* e em veios (à direita). Extraídas de Sawyer, 2008.

Outros termos utilizados na descrição de feições de migmatitos são: *selvedges*, que consistem em filmes de rocha com diferente cor e associação mineral, separado duas partes do migmatito (e.g. filmes de biotita nas bordas de leucossomas); e *schliere*, fina camada de minerais tabulares, placóides ou prismáticos alinhados em diatexitos (figura 6).

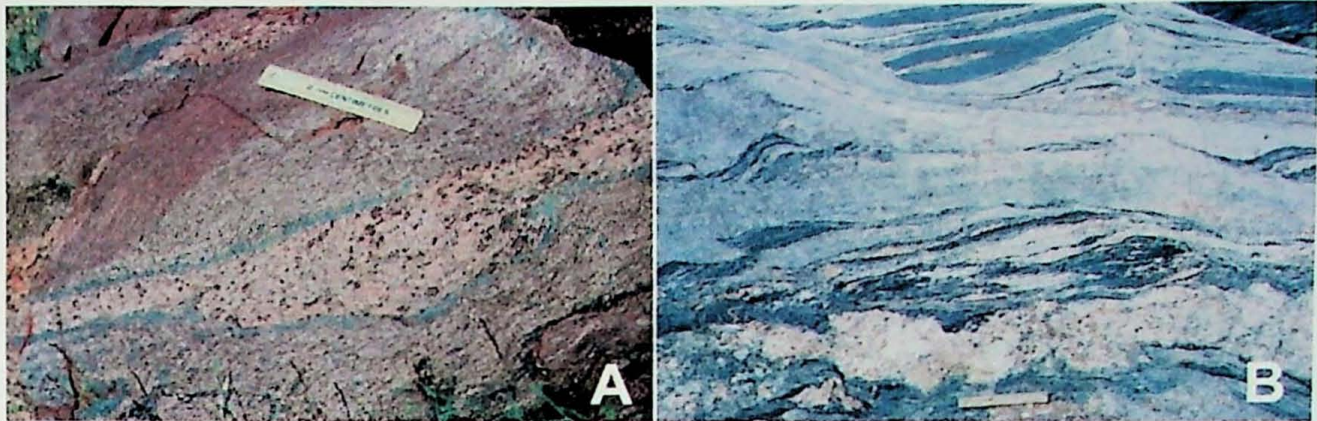


Figura 6 - A: *Selvadge*; B: *Schlieren*. Extraídas de Sawyer, 2008.

Em relação à classificação dessas rochas, Sawyer (2008) divide as feições morfológicas dos migmatitos em dois tipos: de primeira ordem, relacionadas à mudança na estrutura com o aumento do grau metamórfico e à quantidade de líquido produzido; e de segunda ordem, relacionadas não só à quantidade de líquido gerada, mas também à deformação sofrida durante o metamorfismo (figura 7). Além disso a superimposição de deformação pode gerar feições como veios e dobras, classificados como morfologia de terceira ordem dos migmatitos. Os principais tipos definidos pelo autor são apresentados na figura 8.

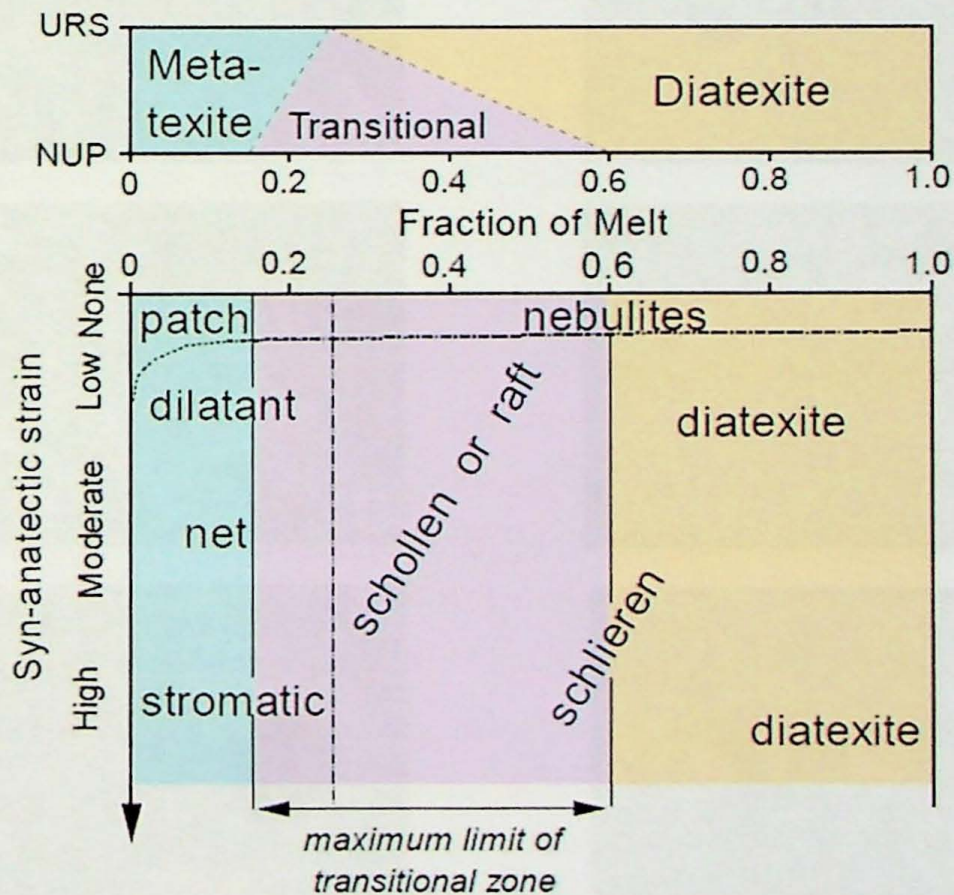


Figura 7: Classificação dos migmatitos em relação à quantidade de fundido e taxa de deformação. Extraída de Sawyer, 2008.

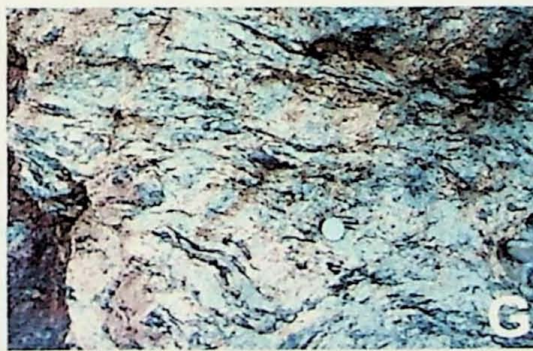
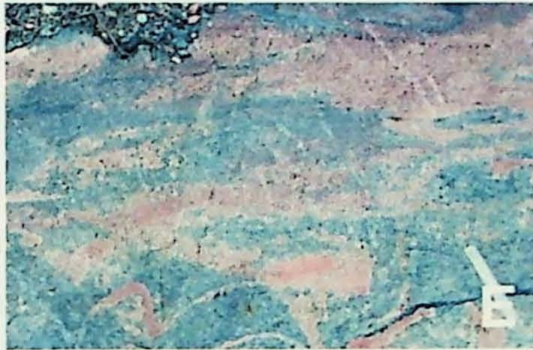
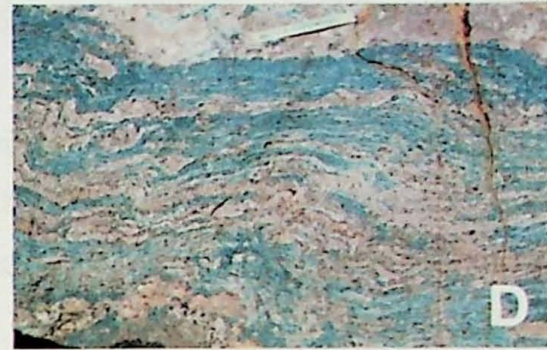
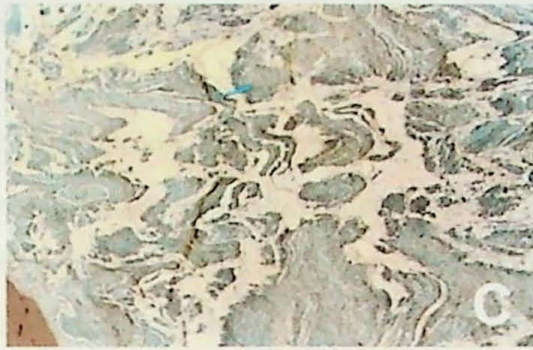
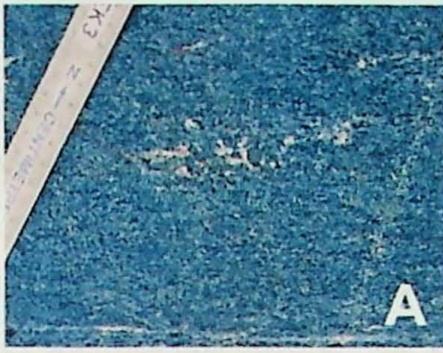


Figura 8 - Tipos de migmatitos. A: metatexito tipo *patch*; B: metatexito dilatacional (*boudins*); C: metatexito em rede; D: metatexito estromático; E: diatexito nebulítico; F: migmatito transicional tipo *schollen*; G: diatexito tipo *schlieren*; H: diatexito uniforme; I: metatexito dobrado; J: diatexito estruturado em veios. Extraídas de Sawyer, 2008.

### *Aspectos genéticos: influências estruturais e a preservação de paragêneses*

Estudos realizados desde o final da década de 1980 (e.g. Sawyer and Barnes, 1988) mostram que o processo de formação de migmatitos é acompanhado por reações progressivas e formação de fases ricas em vapor d'água. Kriegsman (2001) aponta como modelo mais aceito para o processo corresponde à fusão parcial, com ou sem influxo de fluidos. A partir desta base, o autor mostra que as texturas migmatíticas, moda e química dos minerais são governadas por fusão parcial progressiva e segregação em pequena escala, com extração parcial do fundido, reações retrógradas entre fundido e restito, e cristalização do fundido remanescente com liberação de voláteis. O modelo de Kriegsman (2001) resume as idéias mais da literatura, além de trazer novas para a formação de parte do melanossoma durante o resfriamento, o que questiona o processo de fusão em sistema fechado, que é a base para manter a equivalência composicional do paleossoma e o neossoma.

Sawyer (2001) em seu estudo a respeito da geração, segregação, distribuição, movimentação e perda do fundido, desde escala de grão até afloramento, discute as diferenças de todo o processo em rochas de fácies anfíbolito superior e granulito. Dois tipos de redes de canais de fundido foram identificados: a rede de drenagem do fundido, que o redistribui nas camadas com a progressão da fusão; e a rede de transferência do material, pela qual o volume coletado deixa a camada fonte. Enquanto que nas rochas da fácies anfíbolito parte significativa do fundido permanece na fonte geradora, em granulitos, o fundido produzido escapa em quase sua totalidade.

Para White & Powell (2002), a geração, segregação e movimentação do líquido em rochas de fácies granulito interferem diretamente na preservação de minerais característicos do pico metamórfico. Assim, a segregação deste líquido, ou seja, seu isolamento do resíduo sólido e sua perda parcial ou total são fundamentais para a preservação da paragênese do pico metamórfico, que é gradualmente destruída durante o resfriamento, graças à reação com o fundido. Na figura 9, a pseudosseção do sistema NCKFMASH é calculada pelos autores relacionando temperatura ( $T$ ) e a proporção de líquido removida ( $X_{melt\ loss}$ ) considerando um evento de perda sob temperatura constante, já que a composição do líquido muda de acordo com esta. Eles demonstraram trajetórias de resfriamento que ilustram a evolução do retrometamorfismo de associação característica de fácies granulito, grt+sill+crd+ksp, em presença do líquido silicático gerado na fusão, cuja maior quantidade resulta em maior potencial para a destruição da associação de pico metamórfico. Com base nessa relação, pode-se estabelecer a

quantidade necessária de líquido removido para preservação, ainda que parcial, da paragênese de pico. Deve-se ressaltar que o modelo é o mais simples apresentado pelos autores, sendo que pseudosseções calculadas para múltiplos eventos de extração do fundido devem representar melhor o processo da fusão na natureza.

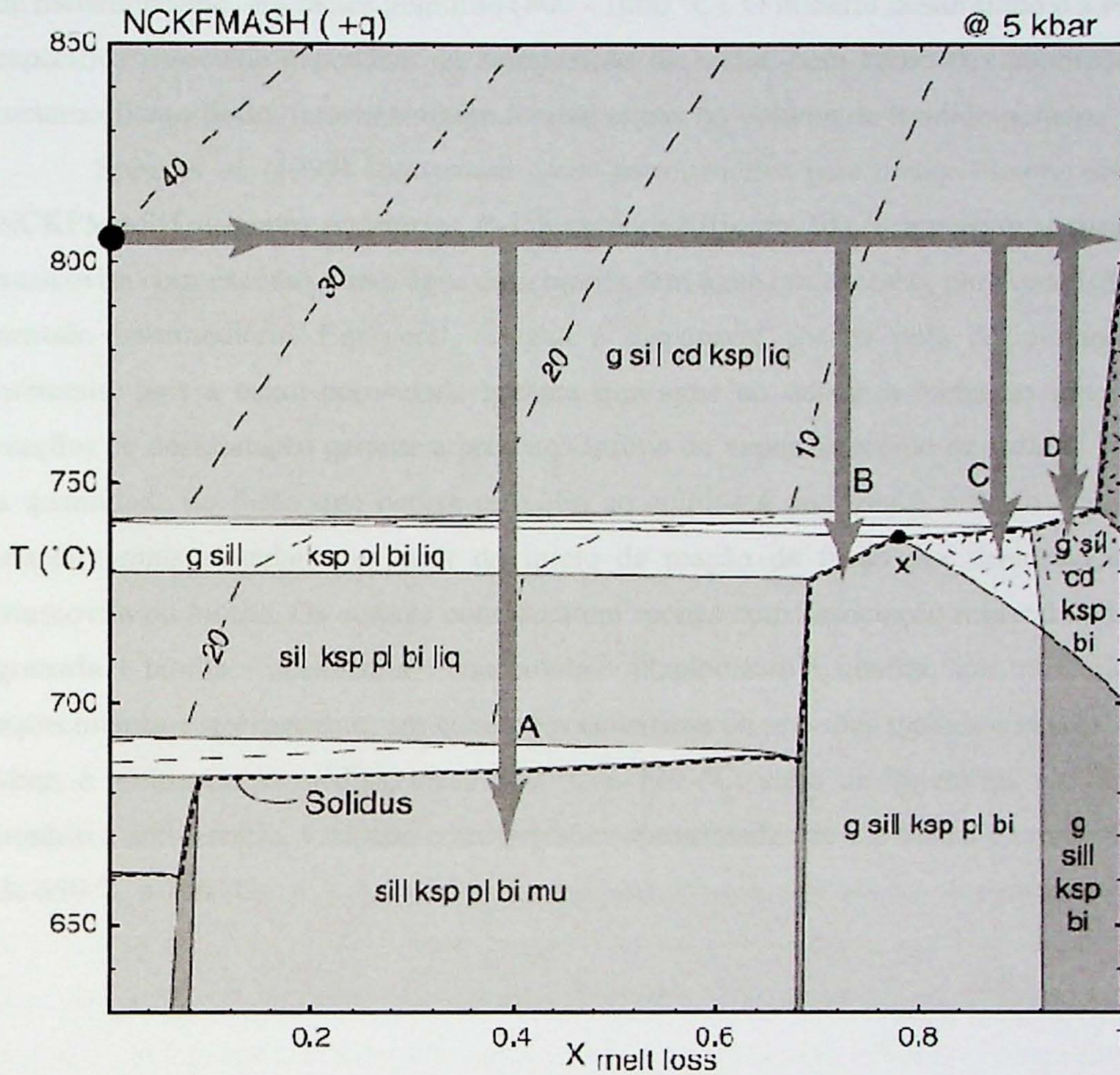


Figura 9 - Pseudosseção T-X melt loss para metapelito aluminoso a 805 °C com 40% modal de fusão. As setas de A a D representam distintas trajetórias de resfriamento e suas respectivas associações minerais ao alcançar o *solidus*. X' representa a mínima quantidade de líquido removido para a preservação da paragênese de pico metamórfico. Extraído de White & Powell (2002).

### Sistema físico-químico: reações de fusão e a influência da composição

Em relação ao processo de fusão parcial, Vernon & Clarke (2008) classificam dois tipos de reações: a) *reações de fusão saturadas em água*, em que a fusão ocorre em presença de água livre; e b) *reações de fusão insaturadas em água*, quando a fusão se dá sem a presença de fluido e a água é gerada pela quebra de minerais hidratados. No primeiro caso as reações de fusão são congruentes, de forma que todos os componentes vão para o líquido gerado, sem formação de novos produtos sólidos. Em contrapartida,

as reações insaturadas são incongruentes, com consumo de fases minerais hidratadas que liberam água para a formação do fundido insaturado em água, e geração de resíduo sólido, novos minerais, através de reações peritéticas. Segundo os autores, este é o tipo de reação de fusão mais comum para rochas crustais, ocorrendo em condições intensas de metamorfismo, em fácies granulito (800 - 1000 °C). O mineral desidratado e a reação específica associada dependem da composição da rocha, bem como das condições do metamorfismo/fusão, fatores também fundamentais no volume de fundido gerado.

Spear *et al.* (1999) apresentam grade petrogenética para metapelitos no sistema NCKFMASH e quatro trajetórias *P-T* hipotéticas (figura 10), e analisam a fusão da muscovita com excesso e sem água e da biotita sem água em excesso, para condições de pressão intermediária. Em geral, a água é disponível apenas pela desidratação de minerais, pois a baixa porosidade garante que água ao deixar a rocha ao longo das reações de desidratação garante a presença ínfima de vapor na região de *solidus*. Assim a quantidade de fusão que ocorre próximo ao *solidus* é pequena e a fusão ocorre de maneira mais abundante a partir do início da reação de fusão por desidratação de muscovita ou biotita. Os autores consideraram rochas com associação mineral dada por granada + biotita + sillimanita + muscovita + plagioclásio + quartzo sob trajetórias de aquecimento e resfriamento, em condições isobáricas de pressões médias e baixas, 5 e 3 kbar, e temperaturas médias, entre 530 °C e 730 °C, além de trajetórias em sentido horário e anti-horário, variando entre pressões aproximadas de 2 a 6 kbar e temperaturas de 650 °C a 750 °C.

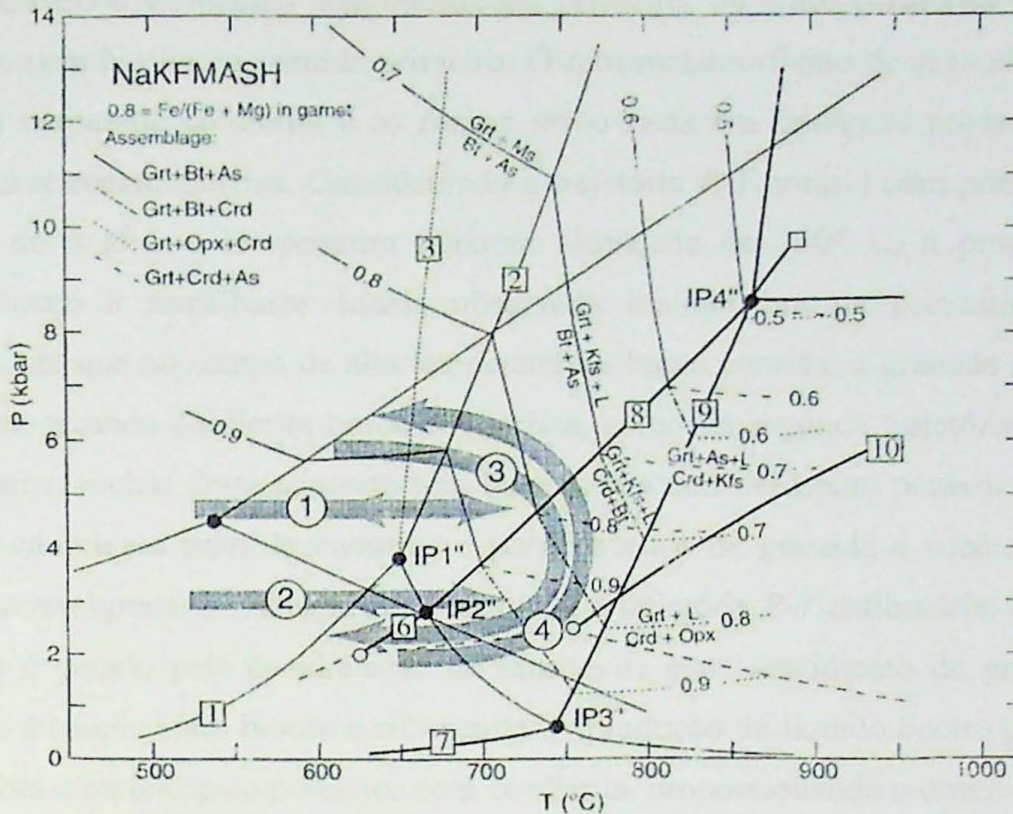


Figura 10 - Trajetórias  $P$ - $T$  hipotéticas para metapelitos compatíveis com o sistema NCKFMASH. Extraído de Spear *et al*, 1999.

A primeira reação de fusão importante sob aquecimento isobárico em pressões próximas a 5 kbar será a desidratação da muscovita em presença de plagioclásio, gerando aluminossilicato, feldspato potássico e líquido, com assimilação, pelo fundido, da água produzida. A progressão do aquecimento resulta em crescimento de granada por meio de reação contínua entre biotita e sillimanita; em contrapartida, o resfriamento nestas condições faz com que a reação opere reversamente, com granada sendo consumida para a geração de biotita e sillimanita retrometamórficas. Isto é possível graças à cristalização do fundido, que fornece a água necessária para a reação inversa, responsável pela geração de *selvedges*, acumulações de minerais retrometamórficos nas bordas do leucossoma ou dispersos na matriz da rocha, como proposto pelo modelo de Kriegsman (2001). A cristalização total do fundido liberaria a água remanescente formando muscovita retrometamórfica e assim rochas neste contexto seriam caracterizadas por leucossoma abundante e disperso, com *selvedges* de biotita e sillimanita, e núcleos com muscovita tardia ou mesmo cortando toda a foliação. Ainda em trajetória isobárica, porém em condições de pressão de 3 kbar, o início da fusão se dá por quebra de muscovita, granada é produzida pela reação entre biotita e sillimanita, porém a progressão do aquecimento resulta, neste caso, na produção de cordierita. A partir desse momento, o desenvolvimento de granada se dá por reação entre biotita e

cordierita, caso a sillimanita seja consumida primeiro, ou entre cordierita e feldspato potássico, com biotita consumida primeiro. O retrometamorfismo de granada pode dar origem a coroas de cordierita e as rochas serão ricas em feldspato potássico e sem muscovita retrometamórfica. Considerando a trajetória  $P$ - $T$  horária com pressão inicial próxima de 6 kbar e temperatura máxima alcançada de 750° C, a progressão do metamorfismo é semelhante àquela observada inicialmente na primeira trajetória isobárica, até que no campo de alta temperatura e baixa pressão, a granada passa a ser consumida gerando cordierita retrometamórfica, como na segunda trajetória isobárica. Dessa forma, rochas deste contexto têm leucossoma com feldspato potássico, relações texturais complexas entre leucossoma e porfiroblastos de granada e cordierita e sem muscovita retrógrada. Finalmente, considerando a trajetória  $P$ - $T$  antihorária, o feldspato potássico é gerado pela desidratação de muscovita e o crescimento de granada está associado à reação entre biotita e sillimanita. A produção de líquido ocorre pela reação entre biotita e/ou feldspato potássico com cordierita, proporcionando o desenvolvimento da granada. Com o aumento da pressão, a cordierita é consumida e biotita e sillimanita são produzidas pelo retrometamorfismo de granada através da liberação de água pela cristalização do líquido, até a geração de muscovita diretamente do fundido remanescente. Estas rochas apresentam feldspato potássico disperso na matriz e muscovita tardia no leucossoma e cortando as estruturas prévias, além de granada de várias gerações e cordierita reliquiar.

O volume de líquido produzido por uma reação de desidratação é função de dois fatores: quantidade de água liberada pela reação (dependente da estequiometria) e quantidade de água no fundido nas condições de interesse. Em quantidades modais, rochas com 10 a 20% de muscovita produzem de 7 a 14% de líquido. Sob altas pressões e temperaturas moderadas, rochas com esta composição podem produzir apenas 1 a 2% de fundido, o que pode ser de difícil identificação. Em relação à quebra da biotita, rocha com composição modal entre 10 e 20% do mineral pode produzir entre 7 e 14% de líquido, enquanto sob condições de altas pressões e temperaturas esta composição pode gerar até 26% de fundido (Spear *et al.*, 1999).

## **5 – Geologia local**

O mapeamento na região de Cambuquira permitiu identificar quatro litotipos relacionados em cinco unidades distintas: cianita-granada-muscovita-quartzo-

plagioclásio-biotita gnaissé, correlacionado ao Xisto Santo Antônio (Trouw, 1983), biotita ortognaissé, interpretado como infraestrutura regional, muscovita-quartzo xisto com lentes de rochas metabásicas associadas, cavalgando o gnaissé, e muscovita quartzito associado à margem passiva do Cráton São Francisco, em contato transcorrente com o gnaissé. Neste item, apresenta-se a descrição de cada unidade, da base para o topo estrutural, bem como das pedreiras selecionadas para petrografia e análise química. O anexo 1 apresenta o mapa de pontos e estrutural, e o mapa geológico confeccionados.

#### *Biotita ortognaissé*

O biotita ortognaissé é caracterizado por cor cinza clara, granulação média, composta por quartzo, plagioclásio, biotita e epidoto. A estrutura principal é gerada por bandamento composicional alternando bandas centimétricas quartzo-feldspáticas granoblásticas e bandas de biotita, lepidoblásticas, ocorrendo também lentes monominerálicas de quartzo. Em geral, as exposições da unidade são intensamente alteradas, observadas em cortes/barrancos de saibro de cor vermelha.

Esta unidade é interpretada como componente da infra-estrutura regional e ocorre como lentes imbricadas cavalgadas por metassedimentos relacionados ao Xisto Santo Antônio. A estrutura principal (N020E/17SE) é planoaxial de dobras isoclinais intrafoliais e redobrada em formas assimétricas. São conspícuas lineações de estiramento de quartzo (N085E/00) e *mullions*, além de injeções graníticas que acompanham a deformação ou truncam o bandamento, o que evidencia o caráter polideformacional desta unidade.

#### *Cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita gnaissé*

Com estrutura finamente bandada gerada pela alternância entre lâminas de textura lepidoblástica definida por biotita, e lâminas quartzo-feldspáticas que definem porções granoblásticas subordinadas, com granulação fina a média, a unidade do cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita-gnaissé é a que apresenta maior distribuição na área mapeada. Nestas rochas, cianita e granada associam-se às bandas lepidoblásticas de biotita, com muscovita subordinada, em quantidades e tamanhos variáveis ao longo do pacote, ocorrendo desde porções onde a cianita é fina e escassa (<0,3mm, <05%) até zonas em que este mineral encontra-se homoganeamente distribuído, bem formado, com cristais euédricos de até 02 mm. A granada ocorre como

porfiroblastos que variam entre 0,5 mm e 01 cm de diâmetro, variando entre quantidades de 5 a 15%. Quartzo e plagioclásio perfazem de 20 a 40% da rocha em proporção de 1,5:1, respectivamente. Esta variação, associada à variação na quantidade de biotita, entre 30 e 45%, condiciona a estrutura destes gnaisses bem como condiciona a ocorrência de afloramentos desta unidade: nas encostas e topos das serras mapeadas, ocorre ky-grt-ms-qtz-pl-bt-gnaissse com estrutura homogênea e granoblástica, devido à grande quantidade de quartzo (em média 25%), formando lajes decamétricas continuamente expostas; nas porções mais basais do terreno, com menor quantidade de quartzo (em média 15%), a estrutura é definida pela biotita, que atribui ao litotipo aspecto textural “placoso”, dificilmente aflorante, associado a pastos e áreas cobertas por gramíneas.

Lentes e veios pegmatóides paraderivados, compostos por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e granada, descontínuos, paralelos ou levemente oblíquos à foliação, são comuns e apresentam contatos abruptos. Também são comuns megacristais de plagioclásio dispersos na matriz, por vezes sigmoidais; porfiroblastos de granada com feições de coalescência, envoltas por coroas/filmes de plagioclásio, interpretadas como cristalização de filmes de fusão *in situ*, ou com coroas de biotita, interpretadas como possível retrometamorfismo durante a crisalização de fusão *in situ*. Veios de quartzo de espessura centimétrica e comprimentos decamétricos, em geral concordantes com a estrutura principal da rocha, embora a truncando localmente, muitas vezes em dobras intrafoliais ou formas sigmoidais, são penetrativos em todo o pacote. A ocorrência destas intrusões concordante e discordantemente da estrutura principal evidenciam a diacronicidade das injeções, contemporâneas e posteriores à fase de deformação principal.

O bandamento é paralelo a S2, foliação anastomosada, com pares SC recorrentes em todos os afloramentos, e planoaxial de dobras intrafoliais e de crenulação penetrativa, com orientação média de N40E/25SE. Localmente observa-se a transposição desta segundo crenulação caracterizada por dobras assimétricas com planoaxial de alto ângulo (S3), gerando foliação posterior com orientação média de N10W/60SW. A lineação de estiramento *down dip* associada à S2, juntamente com a presença de dobras intrafoliais isoclinais recumbentes (ponto 50, mapa de pontos – anexo 1) permite interpretar estrutura principal como cavalgamento dos metassedimentos sobre o embasamento, reconhecido como lascas intercaladas imbricadas em meio à unidade. *Mullions* e lineações de intersecção marcam a interação

S2 e S3, esta responsável pelo estiramento dos eixos de D2 e contato das unidades marcada pela movimentação lateral dextral. Lineações de intersecção são paralelas ao eixo de dobras abertas e suaves e interpretadas como interação entre S3 e uma quarta fase deformacional.

#### *Muscovita-quartzo-xisto*

O muscovita-quartzo xisto é rocha de cor amarela, composta por muscovita e quartzo, com minerais opacos e turmalina associados, de granulação fina e estrutura foliada, alternando lâminas lepidoblásticas definidas por muscovita e lâminas granoblásticas definidas por quartzo estirado. Subordinadamente pode ocorrer biotita, além de sericitização sugerindo a presença de feldspato. As quantidades de muscovita e quartzo são variáveis no pacote, gerando alternância entre porções de domínio granoblástico e porções lepidoblásticas.

Esta unidade ocorre sotoposta ao cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita gnaiss e o caráter abrupto do contato entre os pacotes, associado à lineação de estiramento lateral penetrativa, permite interpretá-la como cavalgamento dos sedimentos de caráter proximal, associados à margem passiva do Cráton São Francisco e posterior transcorrência. A xistosidade é penetrativa (N10W/15SW) e lentes ricas em quartzo destacam microdobras isoclinais intrafoliares, com lineações de eixo evidenciadas pelo estiramento de quartzo em *mullions*.

#### *Unidade de rochas metabásicas*

Nas zonas de contato com o cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita gnaiss, o muscovita-quartzo xisto apresenta intercalações de lentes imbricadas compostas por rochas máficas cuja mineralogia principal é dada por anfibólio, epidoto, plagioclásio e granada, muito alterada, de cor variando entre preto esverdeado nas porções sãs, e ocre, quando intemperizadas. Estas lentes são interpretadas como intercalações composicionais calciossilicáticas representantes de porções plataformais associadas aos sedimentos de margem passiva que cavalgam o cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita gnaiss.

#### *Muscovita-quartzito*

A Serra de São Domingos, a sudeste da área, é composta por muscovita-quartzito granoblástico, com foliação marcada por planos lepidoblásticos de muscovita

e pelo estiramento dos grãos de quartzo. A estrutura de alto ângulo com mergulho para NW (N54E/58NW), contrário ao observado nas demais unidades, e a lineação lateral de estiramento (N52E/08), penetrativa em todo o pacote, evidenciam o contato transcorrente com o cianita-granada-muscovita-plagioclásio-quartzo-biotita gnaiss. O muscovita-quartzito, bem como o muscovita-quartzo xisto, é correlacionado aos sedimentos de margem passiva do Cráton São Francisco.

A estrutura principal reconhecida regionalmente como S2 (vide mapa de pontos e estruturas, anexo 1) apresenta orientação geral leste oeste, subhorizontal, e deve representar o plano de cavalgamento das unidades no evento deformacional de colisão. Cisalhamento lateral é reconhecido pelo estiramento NE-SW (vide mapa de estruturas, anexo 1), condicionando os contatos e a continuidade das unidades. Pares S-C e sigmóides com topo para ENE permitem interpretar esta movimentação lateral como dextral (vide mapa geológico, anexo 1).

## **6 – Pedreiras estudadas em detalhe**

Associadas à unidade do cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita gnaiss são as pedreiras IC-01, IC-02, representantes homogêneos e sem feições macroscópicas de fusão, e IC-03, afetada por fusão parcial com geração de leucossoma *in situ*, utilizadas como objetos de comparação química e petrográfica.

### *IC-01: Pedreira abandonada estrada Cambuquira-Caxambú*

Na estrada entre Cambuquira e Caxambú, próximo ao ponto de intersecção entre as rodovias BR-267 e MG-456 ocorre pedreira abandonada, em que afloram rochas de cor cinza escura, com foliação anastomosada, homogênea, com lentes ou veios de quartzo com pouco plagioclásio associado. A textura da rocha é lepidogranoblástica (figura 11). A rocha é composta por quartzo, plagioclásio e biotita, compondo a matriz, enquanto que muscovita está associada a veios de quartzo ou em planos preferenciais paralelos ao bandamento; cianita, como cristais incolores de até 04 mm, e porfiroblastos de granada, com diâmetro médio de 05 mm e máximo de 06-08 mm, ocorrem dispersos na rocha. Localmente variações na proporção de biotita pode imprimir à rocha bandamento composicional discreto. Os grãos de cianita estão dispostos no plano da foliação, mas nem sempre acompanham a direção da lineação mineral definida por muscovita e biotita, paralelas aos eixos de crenulação da estrutura principal. Grãos

maiores de plagioclásio são comuns e podem ser ou remanescentes de grãos detríticos, ou porfiroblastos, o que é mais provável, pois se apresentam recristalizados. Tais relações minerais e estruturais permitem classificar a rocha como cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita-paragnaisse. A paragênese observada no campo é quartzo + muscovita + plagioclásio + cianita + biotita, típica da zona da cianita, acima das condições de quebra da estauroлита.

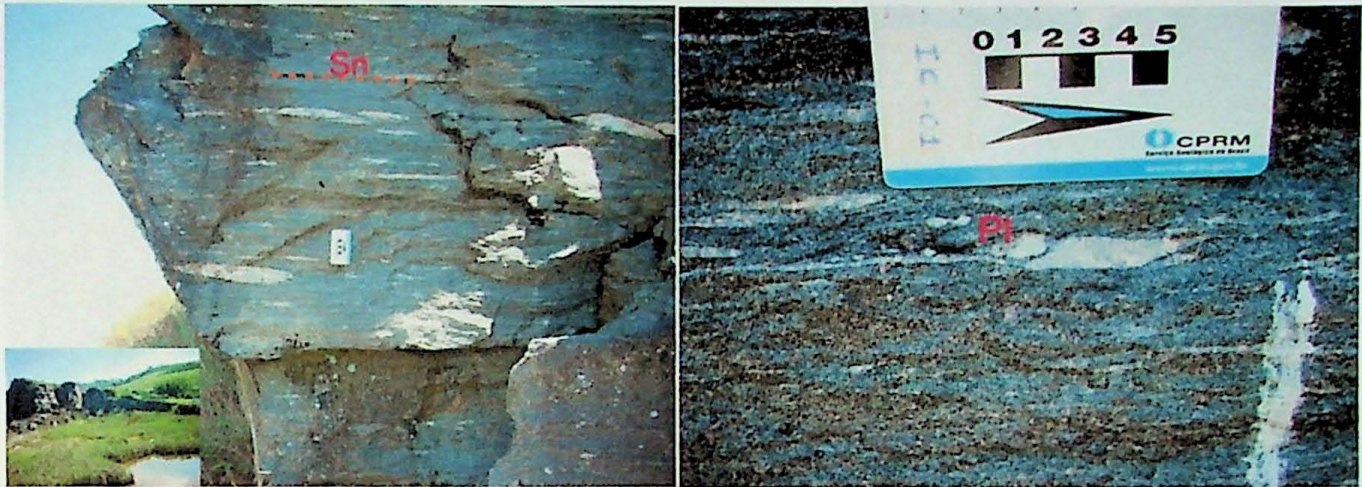


Figura 11 - Aspecto geral da pedreira (à esquerda); porfiroclasto de plagioclásio (à direita).

O plano principal de foliação tem orientação N55E-21NW e três lineações de crenulação são reconhecidas: a mais antiga, subhorizontal N60E/00, e duas outras posteriores (N16E/15 e N296E/20NW), todas acompanhadas por orientação das micas. Veios, bolsões e porfiroclastos sigmoidais indicam transporte de topo para NE. Os veios de quartzo, com espessura máxima de 5 cm, podem alcançar 15 a 20% do volume, o que é significativo. Podem se orientar segundo estruturas variadas, ora concordantes com a foliação, subparalelos ou dobrados, além de variações em formas boudinadas e sigmoidais (Figura 12a, b, c, d, e). Além dos veios, ocorrem bolsões com até 60 cm de espessura (Figura 12f), compostos por quartzo, com feldspato e megacristais de muscovita associados, mas subordinados. Eventualmente, estes bolsões estão deformados em formas sigmoidais.

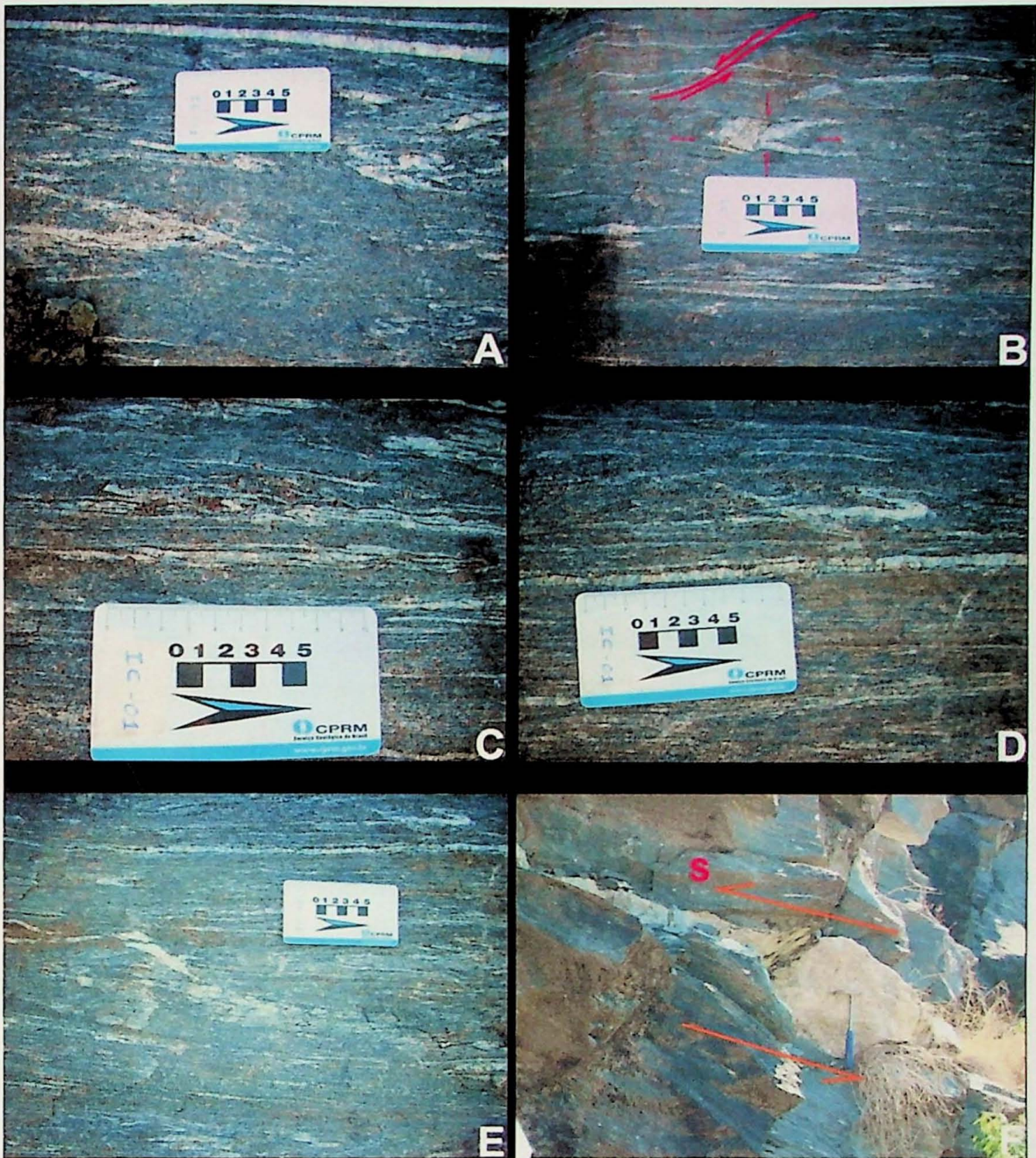


Figura 12 - Distribuição dos veios e relações com a encaixante. A: dobras intrafoliais; B: *boudin*; C e D: dobras transpostas concordantemente à foliação; E: veios oblíquos à foliação; F: indicador cinemático gerado por bolsão quartzo-feldspático deformado.

Ao microscópio a rocha apresenta plagioclásio (20 – 35%), quartzo (10 – 20%), biotita (25 - 40%), granada (5 – 15%), cianita (2 – 10%), muscovita (2 – 8%), e rutilo, zircão, monazita, sillimanita, turmalina e apatita como minerais acessórios; cloritóide reliquiar, incluso em cristais de granada foi observado em uma lâmina e carbonato ocorre em veios cortando a foliação. A estrutura é definida por foliação anastomosada, em que a biotita está concentrada em leitos que refinem a foliação e contornam domínios sigmoidais ou amendoados de quartzo e plagioclásio; a sillimanita é muito

fina, ocorrendo como fibrolita nos contatos entre os cristais de quartzo e plagioclásio. A textura é granolepidoblástica, localmente protomilonítica.

A quantidade de quartzo na matriz condiciona a estrutura observada nas amostras, de forma que nos exemplares onde este mineral é abundante na matriz (IC-01-A2 – Figura 13– IC-01-C2 e IC-01-D2), a biotita apresenta-se subordinada às porções granoblásticas, em placas finas, e a rocha é granoblástica e homogênea; nas amostras em que o gnaiss apresenta quartzo subordinado na matriz (IC-01-B2 – Figura 13 – IC-01-E3 e IC-01-F3), a estrutura é anastomosada, definida por pares “SC”, o que evidencia a atuação de deformação não coaxial. Este comportamento deve ser atribuído à relação de reologia entre quartzo e biotita, de forma que o quartzo, de maior dureza, deve dificultar a deformação nas rochas ricas granoblásticas, enquanto a biotita, mais representativa nos gnaisses “placosos”, é facilmente reorientada, atribuindo a este litotipo estrutura protomilonítica.

O plagioclásio da matriz apresenta zonação óptica bem desenvolvida, concêntrica ou não, e bordas recristalizadas. Esses cristais com extinção concêntrica muito intensa são interpretados como sendo de origem ígnea. Nos veios de quartzo, o plagioclásio pode ocorrer como megacristais isolados de provável origem ígnea, ou como pequenos bolsões nas bordas, ou na porção interna dos veios (Figura 13). Dentro dos veios, é comum que vários grãos de quartzo se apresentem em continuidade óptica (Figura 13 – IC-01-D2), o que sugere que sejam ígneos, cristalizados com os de plagioclásio que estão associados. A muscovita é abundante macroscopicamente, mas sua ocorrência nas lâminas é subordinada à biotita, podendo ocorrer também nas bordas dos veios de quartzo com plagioclásio. Tais feições podem ser consideradas como indicativas do alcance do campo de fusão, de forma que quartzo e plagioclásio ígneos representariam a cristalização de leucossoma “*in situ*”.

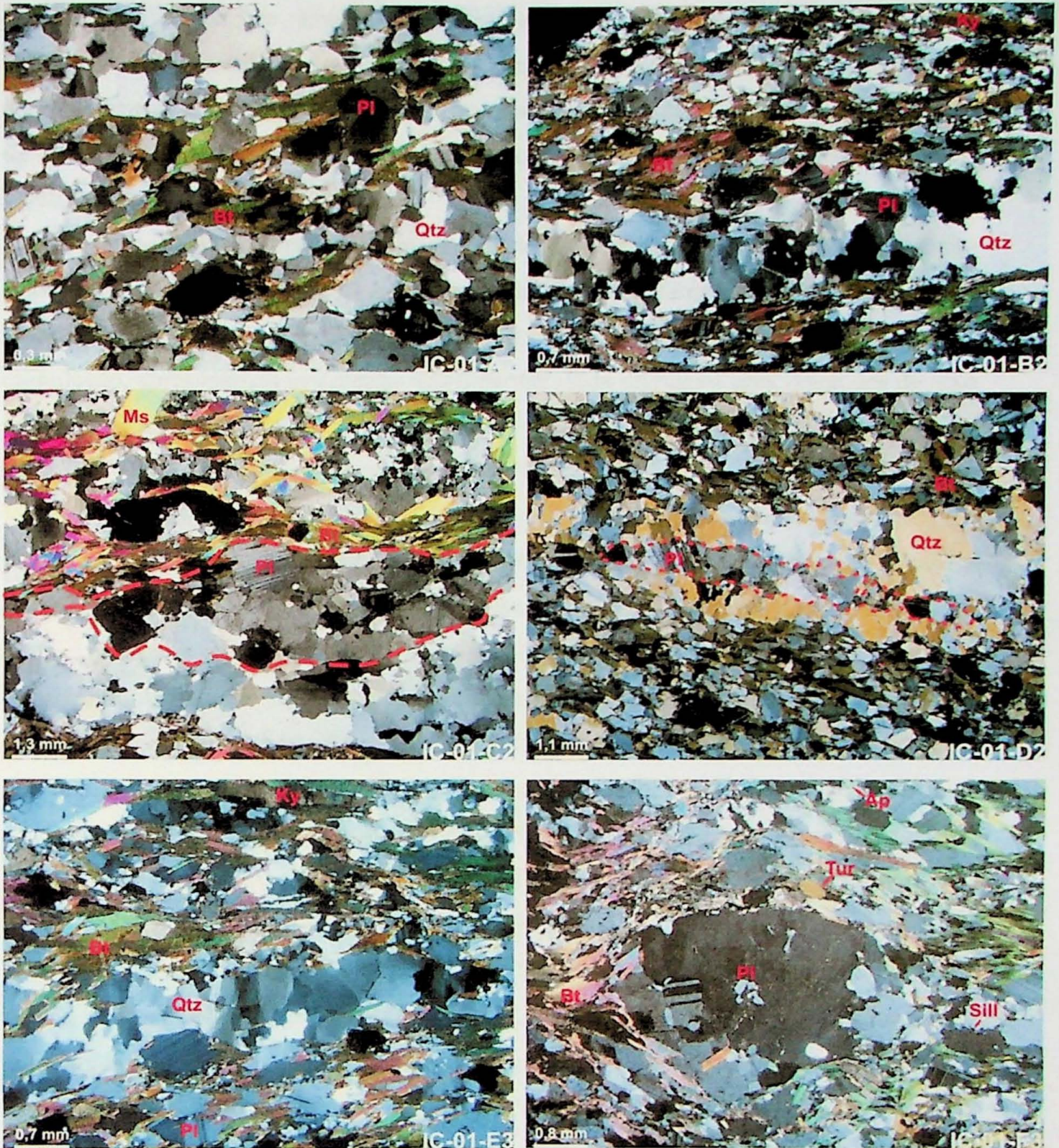


Figura 13 - Feições de fusão associadas às rochas de IC-01: condicionamento da estrutura relacionado à quantidade de quartzo na matriz (A2 e B2); geração de lentes e acumulações de plagioclásio ígneo em borda (C2) e plano interno ( D2) de veios, com presença de quartzo em continuidade óptica (D2); geração de plagioclásio ígneo em borda de veio (E3); e bolsão de plagioclásios ígneos na matriz (E3).

#### *IC-02: Pedreira de Lambari*

A pedreira de Lambari, abandonada, localizada-se na periferia sul da cidade, e foi cortada na serra de mesmo nome. A rocha de cor cinza escura é composta por quartzo, granada, muscovita, biotita, plagioclásio e cianita, além de turmalina; veios centimétricos de quartzo ou, eventualmente, quartzo-feldspático. Os veios se

distribuemna rocha de forma aleatória, mas com volume significativo, e são subparalelos à foliação, eventualmente cortando a mesma, dobrados ou não, e com contato brusco com a encaixante. A estrutura é xistosa, com textura lepidoblástica, definida por micas, além de cristais de cianita e granada que podem formar porfiroblastos.

A rocha é semelhante àquela observada na primeira pedreira (cianita-granadamuscovita-biotita-xisto, zona da cianita), também rica em muscovita, sem indicações macroscópicas de fusão. O plano principal de foliação é planoaxial de clivagem de crenulação, apresentando orientação N64E/88NW. Esta clivagem gera lineações de eixo subhorizontais N58E/02.

#### *IC-03: Pedreira Santo Antônio (INCOPE)*

A Pedreira Santo Antônio (INCOPE) fica localizada na saída leste de Três Corações, na estrada para Cambuquira. A rocha é cinza clara, de granulação grossa a muito grossa, com veios de quartzo ou quartzo-feldspático subparalelos à foliação e lentes pequenas quartzo-feldspática disformes com contatos transicionais para a encaixante. A textura é lepidogranoblástica, gerada pelo notável aumento na quantidade de feldspato em relação às pedreiras IC-01 e IC-02, bem como pela maior granulação, embora porções mais finas ainda preservem bandamento fino, que é paralelo à estrutura principal, a xistosidade de atitude N44E/47SE. A foliação em todo o pacote é anastomosada, com leitos lepidoblásticos ricos em biotita ou muscovita, que envolvem domínios ricos em quartzo ou quartzo + plagioclásio, destacando pares SC. Os porfiroblastos de granada apresentam foliação interna discordante mas com continuação com a foliação externa, o que evidencia que foram rotacionados; suas bordas foram substituídas por biotita, quando próximas às porções quartzo-feldspática, que por sua vez destacam a deformação não coaxial por bolsões sigmoidais e porfiroclastos de plagioclásio. Muitos dos bolsões quartzo-feldspático apresentam biotita nas bordas.

Granada e cianita são abundantes e os cristais são maiores que em IC-01 e IC-02, com até 2 cm e ocorrem na matriz. A muscovita, em contrapartida, apresenta menor proporção modal, subordinada as bandas com textura lepidoblástica, em que é concentrada paralela ou sub-paralela à foliação, na forma de porfiroblastos grossos, que podem ser tardios, por causa da granulação, chegam a 5 cm, e sua orientação levemente discordantes.

Os veios de quartzo apresentam contato retilíneo com a encaixante, enquanto aqueles quartzo-feldspáticos, bem como as acumulações lenticulares de mesma

composição, exibem contatos transicionais com a matriz. Neste caso, filmes milimétricos de biotita (até 5 mm), além de cristais de cianita e granada, podem se associar às bordas destas estruturas, envelopando-as. Estas porções estão dispersas na rocha de forma aleatória (figura 14), formando veios, bolsões e/ou lentes de um a oito centímetros de espessura, contínuos ou descontínuos, com 1 a 50 centímetros de comprimento, paralelos à foliação. Em alguns casos, a presença de cristais de plagioclásio de 1 a 2 cm nas bordas dos veios de quartzo indicam o aproveitamento destes para a nucleação dos veios quartzo-feldspáticos. Estas feições se enquadram no tipo descrito por Sawyer (2008) como *patch migmatite*, ou migmatito incipiente, correspondente à rochas que alcançaram o início das condições de anatexia, gerando leucossoma *in situ*.

Na porção inferior da pedreira ocorre gnaiss fino pobre em muscovita e rico em quartzo, com presença de cianita e granada, e estrutura definida por bandamento composicional fino. A textura é lepidogranoblástica, definida pela orientação de biotita, e a composição mais rica em quartzo é diferente da rocha que predomina na pedreira. Veios quartzo-feldspáticos, com espessura máxima de 3 cm, são paralelos à xistosidade, comportando cristais de feldspato com até 5 cm.



Figura 14 - Distribuição do leucossoma e veios quartzo-feldspáticos em blocos do patamar superior (à esquerda) e inferior (à direita).

Em outra pedreira abandonada, próxima à IC-03, denominada IC-07, pode-se notar que o volume de leucossoma é mais maior nas camadas ricas em muscovita, o que justifica a interpretação deste mineral como principal reagente na fusão. No entanto deve-se notar que em nenhum leucossoma estudado foi detectada a presença de feldspato potássico..

Dez exemplares foram selecionados para petrografia (Pranchas de fotos de amostras, anexo 2) e podem ser definidos em quatro grupos: 1) amostras alternando porções de gnaiss e porções com desenvolvimento de leucossoma incipiente (IC-03-I2, IC-03-K2, e IC-03-L2); 2) gnaiss homogêneo, sem leucossoma segregado (IC-03-H2), interpretado como paleossoma; 3) metatexito com leucossoma incipiente distribuído homogeneamente no pacote (IC-03-A2, IC-03-D2, e IC-03-F2); e 4) metatexito com leucossoma incipiente e veios graníticos ou leucossoma na fonte (IC-03-B5, IC-03-C7, IC-03-E3, e IC-03-J2). Todos os exemplares apresentam foliação anastomosada, definida por pares S-C, que são marcados pela orientação de micas e domínios de quartzo + plagioclásio, e cristais sigmoidais de plagioclásio. Isso gera a alternância de bandas com textura granoblástica e lâminas de textura lepidoblástica, dominada por biotita, mas com granada e cianita associadas.

No paleossoma a distribuição do plagioclásio é homogênea e os cristais acompanham a foliação anastomosada, na forma de grãos sigmóides, com cristais tipo “fish”. São minerais bem formados e embora estejam majoritariamente deformados, localmente ocorrem cristais em continuidade óptica com aspecto ígneo e zonação (IC-03-A2, IC-03-I2, IC-03-L2, figura 15), concêntrica ou não, bordas recristalizadas e contatos irregulares, podendo apresentar pequenos ângulos diedrais.

O leucossoma se apresenta na forma de lentes em contatos transicionais com o paleossoma, na forma de bolsões com maior volume de segregação e veios quartzo-feldspáticos que estão na fonte, mas não *in situ*. É composto por megacristais de plagioclásio soldados por quartzo intersticial (IC-03-K2, figura 15), que é subordinado em volume, ocorrendo tanto na matriz envolvendo os grãos de plagioclásio, bem como inclusões goticulares nos mesmos. Lâminas de biotita envelopam o leucossoma e apresentam deformação concordante com a observada na matriz. Os veios quartzo-feldspáticos mais espessos (e.g. IC-03-J2, figura 15) são interpretados como leucossoma, originado a partir de maior volume em relação às outras estruturas, o que sugere que estes correspondem aos locais de acúmulo de líquido silicático. Tal hipótese é sustentada pela alta taxa de deformação, característica destas rochas, que proporcionou a migração e concentração do líquido, mesmo sem produção de grandes volumes, em sítios dilatacionais.

O metatexito é composto por plagioclásio (25-45%), quartzo (10-20%), biotita (20-30%), granada (10-15%), muscovita (2-5%), cianita (2-5%), e sillimanita (2%), além de zircão, rutilo, apatita, monazita e turmalina como minerais acessórios. Embora

a mineralogia seja semelhante a das rochas observadas em IC-01 e IC-02, as relações estruturais apresentadas, em conjunto com a diminuição da muscovita e aumento na quantidade de feldspato e biotita, permitem considerar a rocha como metatexito submetido a maior grau metamórfico e maiores taxas de fusão. A quebra de muscovita gerou o cianita-granada-muscovita-biotita-plagioclásio metatexito, com leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma de biotita, com cianita e granada associadas.

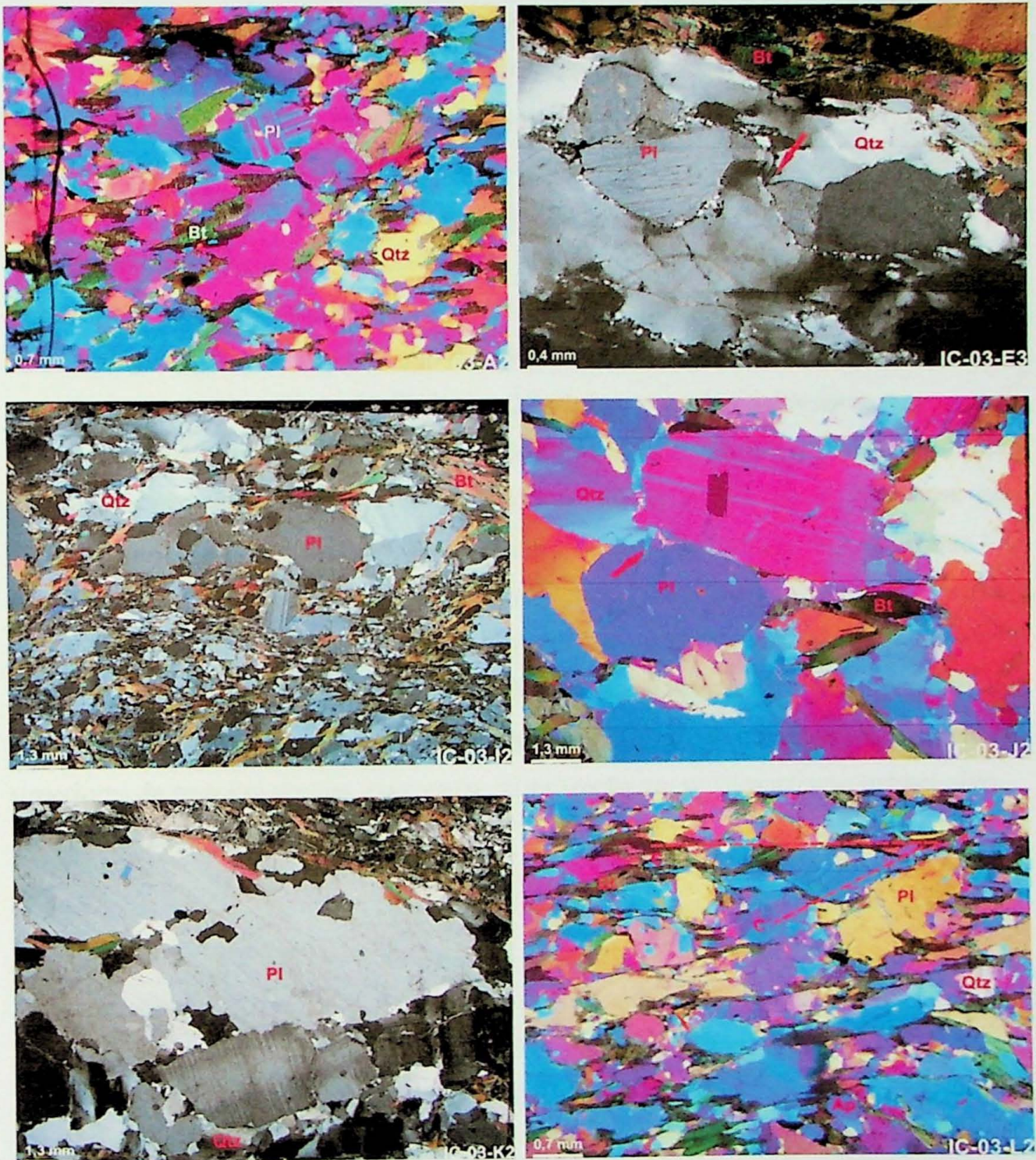


Figura 15 - Feições de fusão em IC-03: cristais de plagioclásio zonado e em continuidade óptica na matriz (A2, L2); plagioclásio ígneo com quartzo associado (E3), megacristais de plagioclásio na matriz (J2); leucossoma thondjemítico-tonalítico na fonte, com quartzo intersticial apresentando pequeno ângulo diedral (J2); e aglomerado de plagioclásios ígneos com quartzo soldando os contatos (K2).

Para comparação com os semipelitos das pedreiras IC-01, IC-02 e IC-03, foram analisados pelitos verdadeiros relacionados à *Nappe* Três Pontas-Varginha, de maior grau metamórfico.

*IC-05: Pedreira próxima ao aterro sanitário de Varginha*

A pedreira localiza-se na porção noroeste da cidade, próxima à BR-167, onde se instala antigo aterro sanitário. As rochas apresentam cor variável entre tons de rosa e cinza e são compostas por quartzo, feldspato potássico, granada, biotita, cianita rutilo e sillimanita, em proporções variáveis e com granulação grossa. A estrutura é definida pela alternância entre três bandas distintas: duas quartzo-feldspáticas, distintas pela predominância de um destes minerais sobre o outro; e banda com aumento na quantidade modal de biotita e menor granulação, com quartzo e feldspato potássico subordinados; todas com porfiroblastos de granada, além de cianita. Maiores concentrações de sillimanita e biotita ocorrem em planos paralelos aos da foliação. A textura é granoblástica dada a grande quantidade de quartzo e feldspato, embora naquelas porções mais finas a biotita defina leitões de textura lepidoblástica.

Nas bandas em que feldspato potássico é o mineral dominante, os porfiroblastos de granada ocorrem em grande quantidade e alcançam até 02 cm de diâmetro, com biotita disposta nas bordas destes minerais e nos limites das próprias bandas, o que leva a interpretação de que é retrometamórfica. Cianita é incolor, menor em relação à granada e é abundante. Sillimanita, com biotita associada é confinada aos planos de foliação, mas apresenta distribuição aleatória e é associada ao retrometamorfismo. Em contrapartida, megacristais de sillimanita (figura 16) observados em patamares superiores da pedreira podem representar cristalização em metamorfismo progressivo.

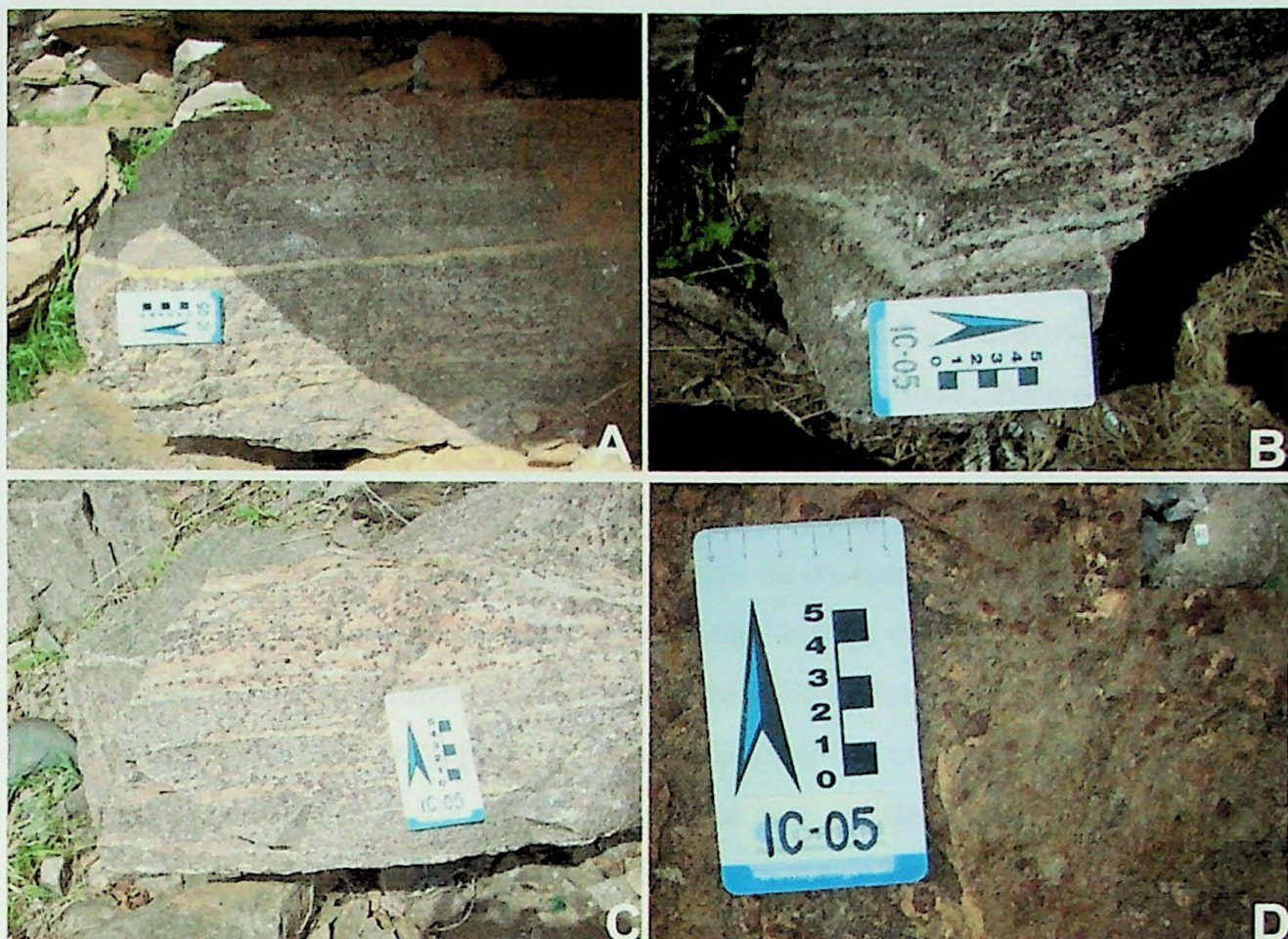


Figura 16 - A: aspecto geral; B: relação entre os distintos tipos de bandas; C: contraste entre porções mais e menos grossas do neossoma; D: plano de concentração de sillimanitas centimétricas, atamar superior da pedreira.

As bandas leucocráticas, onde o quartzo é mais abundante, também apresentam granada com coroa de biotita retrometamórfica e feldspato potássico subordinado, muitas vezes associado às bordas da estrutura, que por sua vez são delineadas por filmes milimétricos de biotita. Eventualmente observam-se possíveis cristais de plagioclásio. No caso das bandas de granulometria mais fina, a biotita ocorre em maior quantidade e a associação mineral é a mesma observada nas demais bandas, com proporções intermediárias entre uma e outra. Deve-se ressaltar que os contatos entre as bandas têm caráter transicional, o que deve refletir herança da variação composicional do protólito. O plano principal de foliação desta rocha tem orientação N100E/20SW e lineações de estiramento de quartzo N208E/30SW e orientação de biotita N244E/25SW.

A paragênese feldspato potássico + cianita + granada + rutilo indica condições de metamorfismo em fácies granulito de alta pressão. A associação mineral observada nas diferentes bandas e suas inter-relações permitem classificar a rocha como metatexito estromático, acima das condições de quebra da muscovita e biotita. Assim, as bandas dominadas por feldspato potássico representam o resíduo da fusão; aquelas ricas em quartzo, o leucossoma; e, finalmente, as que apresentam menor granulometria, também

afetadas pela fusão, devem corresponder a locais onde a fusão alcançou estágio menos avançado, sendo o mais próximo do esperado para o paleossoma.

*IC-06: Pedreira na saída leste de Varginha para Três Pontas*

As rochas aflorantes nesta pedreira, semelhantes àquelas do ponto IC-05, são caracterizadas por diatexito deformado, apresentando schlieren e estrutura estromática, além de camadas e lentes decimétricas a decamétricas de rochas máficas. Pode-se dividi-la em três domínios: patamar inferior – topo e base – e patamar superior. Na base do patamar inferior ocorrem lentes leucograníticas peraluminosas, compostas por quartzo, feldspato, muscovita, biotita e granada, com leitos de comprimento métrico e espessura de até 15 cm, compostos por granada e biotita, com bordas ora difusas, ora retilíneas, e também lâminas de comprimento decimétrico a métrico compostas por granada, com até 5 cm de espessura. Sobre este pacote, ainda no patamar inferior, intercalam-se lentes de leucogranito peraluminoso, de até 70 cm e leitos máficos de até 45 cm de espessura, compostos por biotita e granada, quartzo e feldspatos subordinados.

No patamar superior, em outro corte da pedreira, afloram rochas de cor cinza clara, com estrutura estromática milimétrica, em que se alternam bandas de textura granoblástica, com plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, o último subordinado, e bandas de textura lepidoblástica, com biotita e com granada associada (Figura 17 – B).

O leucogranito é deformado, apresenta textura granoblástica, de granulação grossa, com bandamento gerado por alternância entre leitos de até 2 mm de espessura de quartzo, em “*ribbons*”, e leitos de até 5 mm de feldspatos, estes na forma de sigmoidais, além de lâminas monominerálicas, milimétricas de comprimento decimétrico, formadas por granada (Figura 17 – D). As lentes máficas são compostas por biotita, exclusivamente, ou com porfiroblastos de granada e feldspato potássico com até 5 mm de diâmetro, exibindo texturas de coalescência, localmente envoltos por filmes quartzo-feldspáticos e coroas de biotita (Figura 17 – E/F). Em porções residuais (*e.g.* IC-06-07b) intercalam-se lentes de rocha máfica, composta por hornblenda e plagioclásio (Figura 17 – A).

Tendo em vista as relações entre as bandas descritas, é possível sugerir que as rochas expostas neste ponto representem o produto de alta taxa de fusão de rocha pelítica a semi-pelítica, em que o leucogranito representa o leucossoma, com granaditos e biotititos com granada caracterizando o resíduo. A alternância entre estas duas porções ocorre em diversas escalas e não há nenhum litotipo que possa corresponder à rocha

original ou ao paleossoma, o que permite classificá-la como granada-biotita-plagioclásio-feldspato potássico-diatexito estromático. Sillimanita ocorre como porfiroblastos sem orientação dispostos em planos preferenciais (Figura 17 – C).



Figura 17 - IC-06: a) porção anfibolítica intercalada no resíduo; b) porção félsica com lâminas de granaditos; c) ocorrência de sillimanita em planos preferenciais; d) porfiroblastos de plagiogioclásio tipo phi; e) alternância entre bandas de leucossoma e resíduo com megacristais de k-feldspato e granada associada; f) resíduo com porfiroblastos de granada e k-feldspato com filmes de fusão associados.

O bandamento é paralelo à foliação anastomosada, com orientação N42W/05SW, formada por cristais sigmoidais de feldspato, fitas de quartzo (N90E/15S) e porfiroblastos de granada com quartzo e feldspato granular na sombra de pressão. A deformação é penetrativa em todas as porções, porém não é possível estabelecer relação precisa de contemporaneidade entre o processo de anatexia e a geração das estruturas miloníticas.

Onze amostras foram selecionadas para petrografia (Prancha de fotos de amostras, anexo 2), representando alternância entre porções residuais e leucossoma (IC-06-01B, IC-06-04B, IC-06-05B, IC-06-07B, IC-06-08B, IC-06-10B e IC-06-11C), resíduo (IC-06-12B e IC-06-06B), e leucossoma (IC-06-09B) do patamar inferior; e uma amostra com estrutura estromática centimétrica do patamar superior (IC-06-B2). A finalidade da descrição destes litotipos reside na comparação entre as estruturas e texturas indicativas de fusão observadas nesta pedreira e aquelas identificadas nas rochas de IC-01 e IC-03, a fim de comparar a geração e preservação das feições de cristalização do leucossoma, ou do possível líquido, em diferentes taxas de fusão. Vale ressaltar que as rochas de IC-06 não são pertencem à unidade do Xisto Santo Antônio, sendo relacionada a metapelitos da *Nappe* Três Pontas-Varginha. A escolha destas

rochas como comparativo reside na dificuldade em encontrar representantes do Xisto Santo Antônio em alto grau de fusão.

O leucossoma é composto por quartzo (25%), granada (15%), plagioclásio (25%) e feldspato potássico (35%). Estes minerais organizam-se em bandamento composicional (Figura 18 – IC-06-01B) alternando porções com plagioclásio, feldspato potássico e granada, e porções com predomínio de quartzo, em “*ribbons*”. A segregação pode ser reflexo de cristalização fracionada no leucossoma, ou refletir a separação entre porções mais e menos residuais, já que parte da granada e dos feldspatos pode ter geração peritética.

O resíduo é composto por biotita (40%), granada (20%), quartzo (10%), plagioclásio (10%) e feldspato potássico (10%). A estrutura é definida pela biotita e quartzo e feldspato ocorrem como bandas descontínuas ou trapeadas em contatos de cristais, sobretudo de granada. Nas porções com estrutura estromática milimétrica, as bandas com textura granoblástica são quartzo-feldspáticas, com maior quantidade de plagioclásio que o leucossoma do patamar inferior, apresentando a mesma proporção entre plagioclásio e feldspato potássico, e a granada restringe-se às bandas de textura lepidoblástica, definida pela biotita. Cianita é rara e ocorre associada às porções residuais, como cristais irregulares, fragmentados, reliquiares inclusos em granada, o que pode sugerir sua participação como reagente durante a fusão. A presença de quartzo e plagioclásio nestas porções é associada filmes e pequenas acumulações de líquido apresionado, enquanto o feldspato potássico é interpretado como peritético nestas porções.

A paragênese da rocha é constituída por cianita + granada + feldspato potássico + quartzo + rutilo evidencia condições da fácies granulito em alta pressão.

A foliação é localmente milonítica, com porfiroblastos sigmoidais de feldspato potássico e “*ribbons*” de quartzo. Apesar da deformação intensa, localmente são observadas texturas caracterizadas ou como associadas à fusão ou pela cristalização de cristais que mimetizaram o líquido aprisionado (Figura 18 – IC-06-05B). Inclusões arredondadas de quartzo e biotita em granada e cianita, inclusões de feldspato potássico idiomórfico dentro da granada, filmes de quartzo e feldspatos com contatos em terminações em cúspide (Figura 18 – IC-06-04B, IC-06-10B), com pequeno ângulo diedral nos contatos, mirmequitas associadas às bordas de megacristais de feldspato potássico com plagioclásio associado em leucossomas (Figura 18 – IC-06-07B) e

simplectitos de biotita + quartzo + feldspatos que substituíram as bordas de granada e cianita.

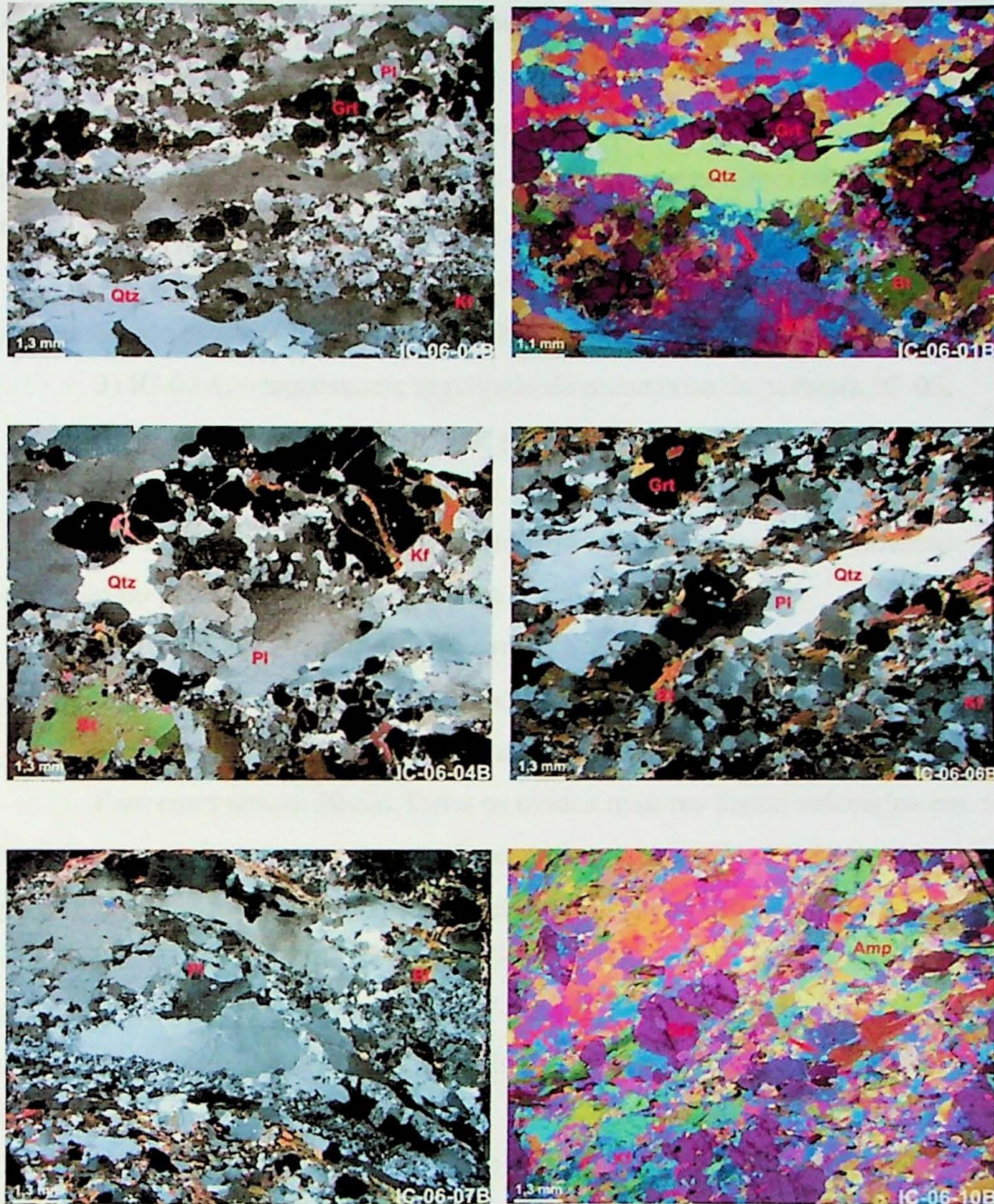


Figura 18 - Feições de fusão em IC-06: bandamento composicional no leucossoma (01B); canáliculos de migração associado a *ribbon* de quartzo (01B); quartzo e feldspato pseudomorfo de fusão com pequenos ângulos diedrais (04B e 05B); leucossoma com megacristais de feldspato potássico e plagioclásio e mirmequitas associados às bordas; filmes de fusão preservados em lente anfibolítica (10B).

## 7 – Litogeoquímica e química de plagioclásio

### *Litogeoquímica de elementos maiores, menores e traço*

Visando comparar a composição das rochas estudadas e avaliar se o metamorfismo e fusão ocorreram em sistema fechado, ou se houve perdas e ganhos de

elementos entre os diferentes litotipos reconhecidos nas pedreiras IC-01, IC-03 e IC-06, dezenove amostras foram selecionadas para análise química de rocha total por Fluorescência de Raios X e de elementos traço por ICP-MS. As amostras foram agrupadas em sete séries:

1) IC-01 – amostras do cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita-gnaiss homogêneo, interpretadas como correspondentes a rochas sem ou com a menor taxa de fusão dos litotipos observados;

2) IC-03-MH – cianita-granada-quartzo-muscovita-quartzo-biotita-plagioclásio-metatexito da pedreira IC-03, com distribuição homogênea de leucossoma incipiente;

3) IC-03-L – leucossoma segregado do metatexito da pedreira IC-03;

4) IC-03-MF – metatexito da pedreira IC-03 com granulação e bandamento finos;

5) IC-06-R – resíduo do granada-biotita-plagioclásio-feldspato potássico-diatexito do patamar inferior da pedreira IC-06;

6) IC-06-BE – exemplar de amostra com estrutura estromática com bandas centimétricas do patamar superior da pedreira IC-06; e

7) IC-06-L – leucossoma do diatexito do patamar inferior da pedreira IC-06.

Para comparação inicial, todos os óxidos maiores foram colocados em diagramas binários contra  $\text{SiO}_2$ , que se mostra bom índice para avaliar a fusão e a segregação das partes da rocha, já que o leucossoma em todas as áreas de amostragem é a porção mais rica neste óxido (Figura 19). Para interpretação dos dados, consideram-se dois aglomerados de dados: as rochas de IC-01 e IC-03, representantes de mesmo protólito sob diferentes graus de fusão; e as rochas de IC-06, entre as quais são comparados os diferentes componentes do diatexito.

No primeiro aglomerado, IC-01 e IC-03, nota-se diminuição progressiva nas quantidades de  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  dos exemplares com menor taxa de fusão, IC-01, para aqueles com maior geração de fundido, IC-03 (Figuras 19 e 20). Entre os componentes do metatexito de IC-03, estas proporções diminuem no leucossoma em relação às amostras do metatexito, onde matriz e leucossoma são homogêneamente distribuídos. Estas relações refletem a maior quantidade de apatita (P), granada (Mg, Fe), biotita (K, Fe, Mg), cianita (Al), rutilo (Ti) e opacos (Fe, Mn) nas amostras menos fundidas, IC-01, e na matriz do metatexito de IC-03 (símbolos MH e MF). Ao contrário, pode-se observar aumento na quantidade de  $\text{Na}_2\text{O}$  no leucossoma de IC-03 em relação aos metatexitos (símbolos MH e MF) e às amostras menos afetadas

pela fusão, IC-01, o que reflete a predominância de plagioclásio com maior proporção de albita nestes leucossomas. A variação na quantidade de CaO entre as amostras não é significativa, enquanto as concentrações de MgO e K<sub>2</sub>O no leucossoma de IC-03, apresentam correlação positiva, refletindo as pequenas quantidades de biotita presentes nestes, além de muscovita. A correlação negativa entre Na e K apresentada na figura 20 aponta a preferência de biotita pelo resíduo e de plagioclásio pelo leucossoma.

O aglomerado definido pelas amostras de IC-06 indica perda de óxidos de P, Ti, Fe, Mn e Mg no leucossoma em relação ao resíduo e ao exemplar com estrutura estromática com bandas milimétricas, este com composição intermediária entre os demais componentes. A variação reflete, como nas amostras de IC-01 e IC-03, a concentração de minerais como apatita, rutilo, minerais opacos, granada e biotita em porções residuais ou com menor quantidade de líquido. Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O apresentam maior concentração no leucossoma que no resíduo de IC-06, enquanto a quantidade de CaO é menor no leucossoma. A amostra com estrutura estromática com bandas centimétricas apresenta composição intermediária entre resíduo e leucossoma, além de enriquecimento em CaO e Na<sub>2</sub>O e perda em K<sub>2</sub>O em relação ao leucossoma. Estas relações refletem, respectivamente, a maior quantidade de feldspato potássico presente no leucossoma em relação ao resíduo e a maior concentração de plagioclásio na rocha com estrutura estromática que no leucossoma, o que pode sugerir que a rocha do patamar superior tenha sido menos afetada pela fusão ou que represente variação composicional com menor disponibilidade de potássio.

Em relação aos elementos traço, destacam-se Rb, Sr e Zr, analisados por FRX, e elementos terras raras, analisados por ICP-MS. No aglomerado que reúne as amostras de IC-01 e IC-03, nota-se aumento na quantidade de Sr no leucossoma em relação às amostras de gnaiss (IC-01) e os exemplares homogêneos do metatexito, o que reflete a maior concentração de plagioclásio no fundido em detrimento à matriz e aos correspondentes em menor grau de fusão. Nas amostras da pedreira IC-06, a relação entre as concentrações deste elemento e os componentes do diatexito não é clara.

As concentrações de Rb e Zr no leucossoma de IC-03 são menores em relação ao conteúdo destes elementos nas amostras com menores taxas de fusão, IC-01, e nos representantes homogêneos do metatexito, IC-03-MH e MF (Figuras 20 e 21). A diminuição sugere que a taxa de segregação foi mais eficiente que a taxa de dissolução, sem tempo hábil para dissolução de fases acessórias como zircão, indicando que a fusão não ocorreu em temperaturas excessivamente altas, enquanto o Rb ficou aprisionado na

biotita, o que também reflete fusão em baixas temperaturas. Nas amostras da pedraira IC-06, estes elementos ocorrem em quantidades iguais ou superiores no diatexito estromático e no leucossoma em relação ao resíduo, o que mostra que nesta unidade a fusão ocorreu em condições de temperatura suficiente para que a taxa de dissolução de fases acessórias superasse a taxa de segregação, possibilitando o enriquecimento do leucossoma nesses elementos (Figuras 20 e 21).

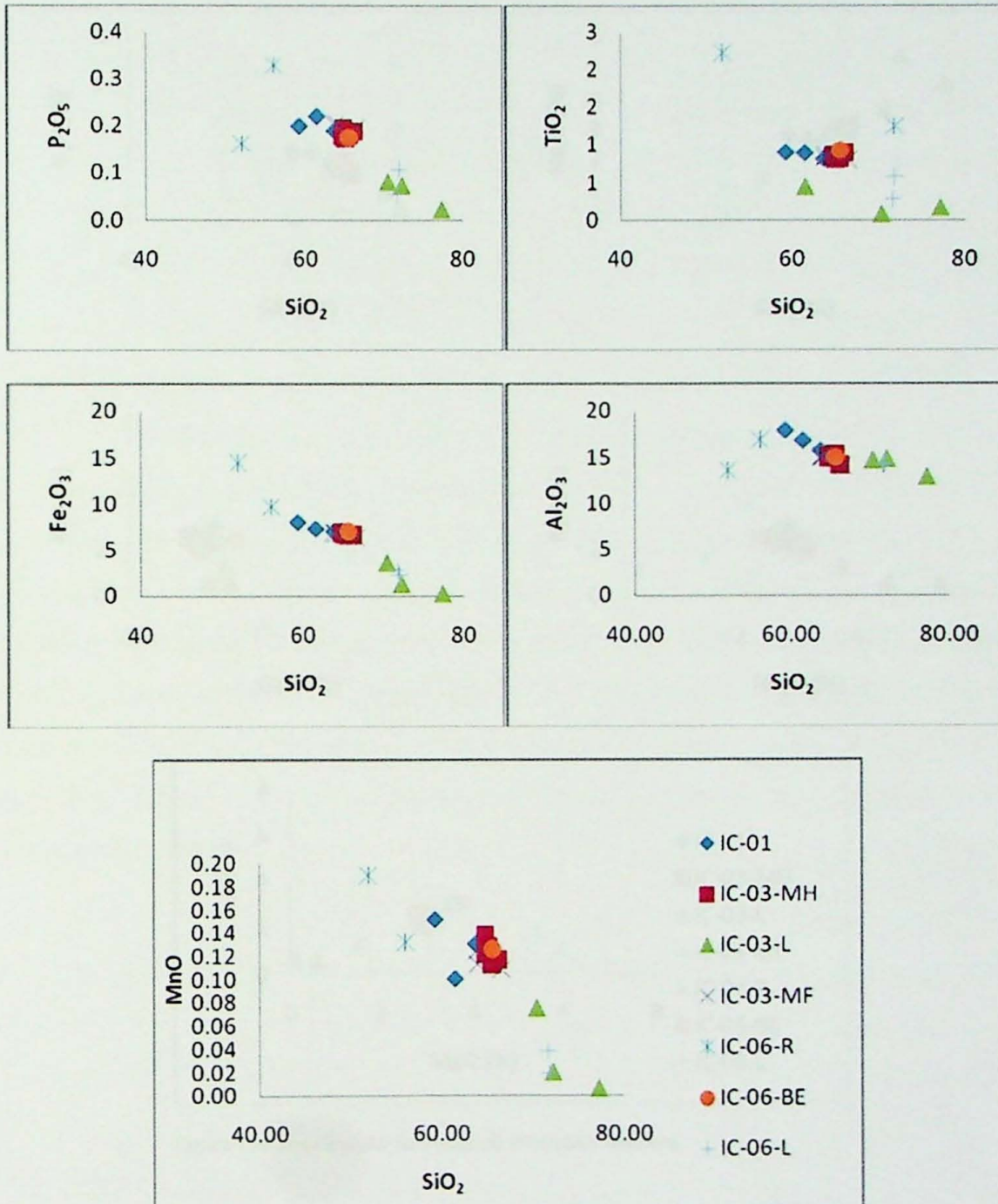


Figura 19 - Distribuição de óxidos de elementos maiores *versus* sílica.

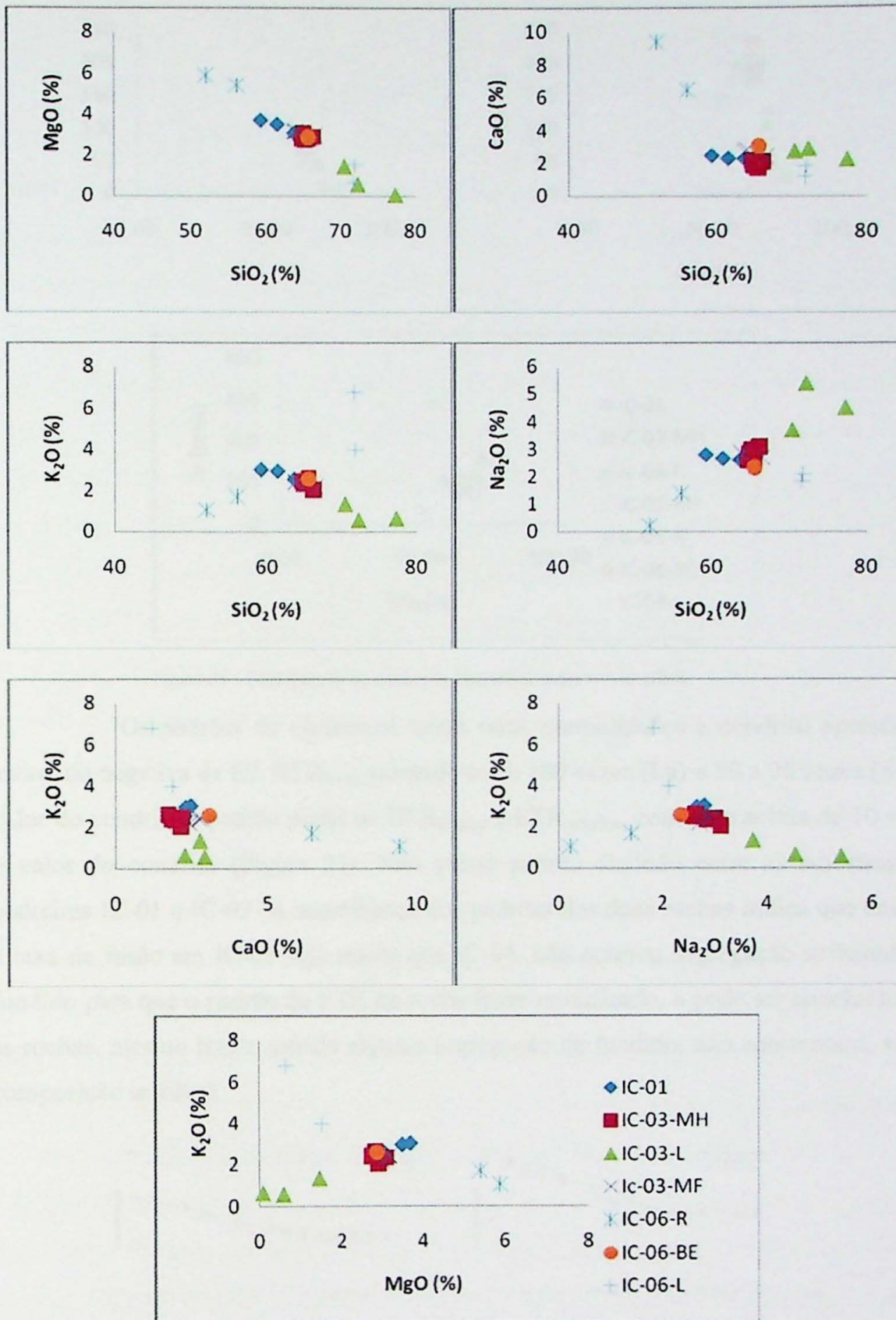


Figura 20 - Distribuição de óxidos de elementos maiores.

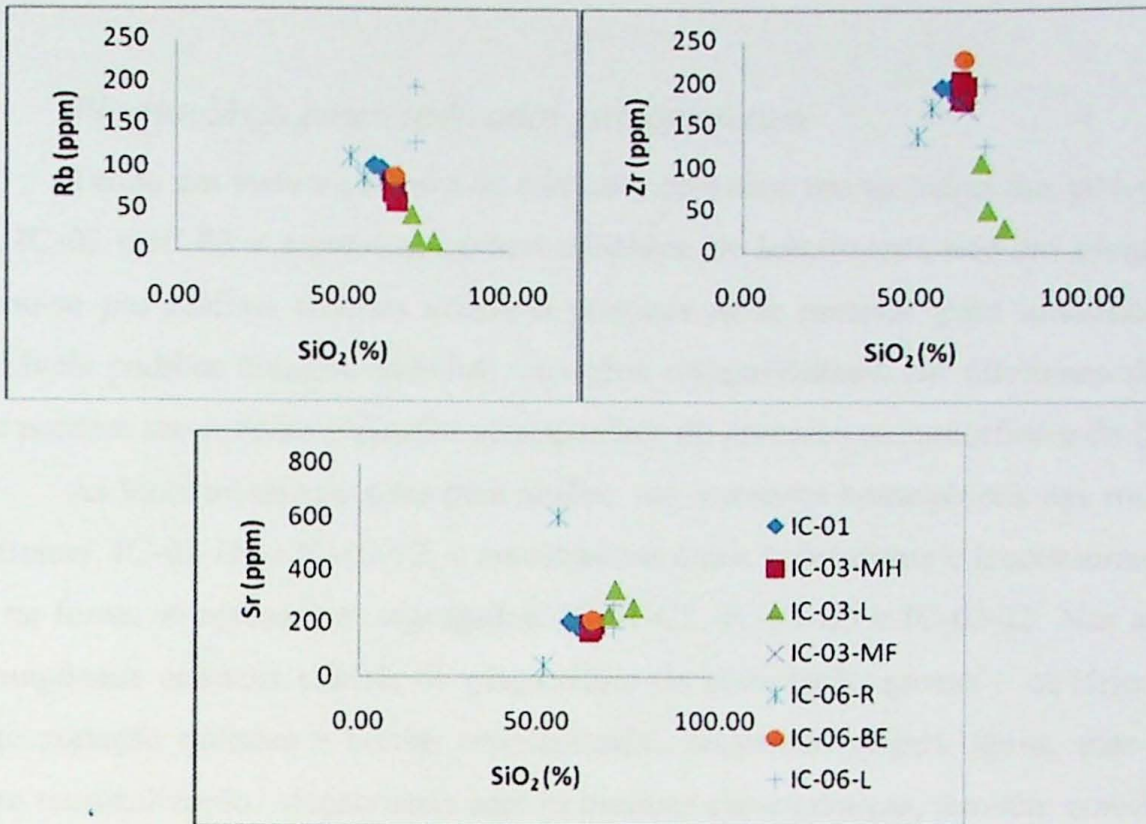


Figura 21 - Distribuição de óxidos de elementos traço *versus* sílica.

Os padrões de elementos terras raras normalizados a condrito apresentam anomalia negativa de Eu,  $ETR_{leves}$  variando entre 100 vezes (La) e 50 a 30 vezes (Sm) o valor do condrito e padrão plano de  $ETR_{médios}$  e  $ETR_{pesados}$ , com algo acima de 10 vezes o valor do condrito (Figura 22). Não existe padrão distinto entre as amostras das pedreiras IC-01 e IC-03. A semelhança dos padrões das duas rochas indica que embora a taxa de fusão em IC-03 seja maior que IC-01, não ocorreu segregação suficiente do fundido para que o padrão de ETR da rocha fosse modificado, e pode ser concluído que as rochas, mesmo tendo sofrido alguma segregação de fundido, não apresentam, ainda, composição residual.

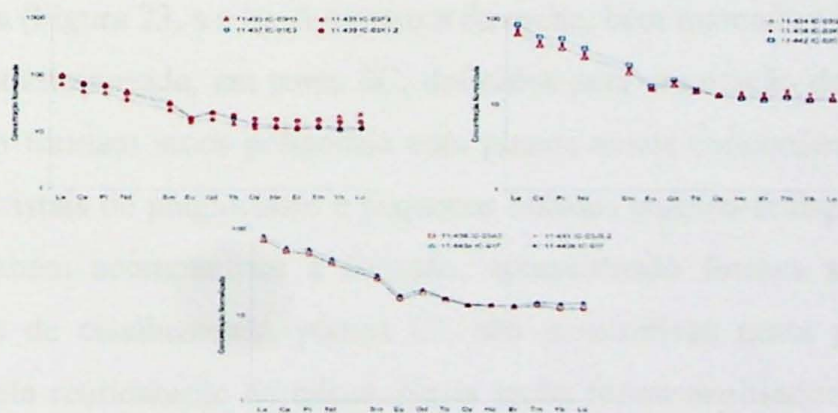


Figura 22 - Distribuição elementos terras raras leves em amostras homogêneas de IC-01 e IC-03.

### *Plagioclásio como indicador petrogenético*

Tendo em vista a ausência de feldspato potássico nas amostras das pedreiras IC-01, IC-02 e IC-03 e a presença, nestas unidades, de leucossoma rico em plagioclásio, optou-se por realizar análises químicas pontuais neste mineral, para identificação de possíveis padrões zonação química, variações composicionais em diferentes domínios que possam servir como indicador petrogenético do processo metamórfico e de fusão.

As lâminas selecionadas para análise são membros homogêneos das rochas das pedreiras, IC-01-D2 e IC-03-F2, e amostras nas quais paleossoma e leucossoma, *in situ* ou na fonte, se apresentam segregados, IC-01-C2, IC-03-B5 e IC-03-J2. Nas amostras homogêneas ocorrem cristais de plagioclásio de granulação grossa e euédricos, com forte zonação química e bordas recristalizadas, sugerindo origem ígnea, mas já com certa recristalização. Megacristais com as mesmas características, também considerados ígneos, associam-se às bordas de veios de quartzo em IC-01, formando aglomerados, dispostos em planos preferenciais, ou estão presentes no leucossoma incipiente de IC-03. A possível existência de cristais ígneos de plagioclásio, dissolução e reprecipitação em bordas de cristais metamórficos, justificam a investigação da variação composicional do mineral, usada como indicador petrogenético dos migmatitos investigados.

A lâmina IC-01-C2 representa o contato transicional entre o cianita-granadamuscovita-quartzo-plagioclásio-biotita-gnaïsse com veio de quartzo com espessura de 20cm. A porção intercala lâminas de até 0,5 cm do gnaïsse, sem cianita e com pequenos grãos de granada, subordinadas a leitos de quartzo de granulação média, com até 2,0 cm de espessura (Figura 23, a e b). A estrutura da rocha, bem marcada nos leitos do gnaïsse, é foliação anastomosada, em pares SC, definidos pela orientação de cristais de biotita, que também formam arcos poligonais com planos axiais concordantes com a foliação principal. Cristais de plagioclásio e pequenos bolsões quartzo-feldspáticos, contidos no gnaïsse também acompanham a foliação, apresentando formas sigmoidais. Bandas extensionais de cisalhamento, planos C', são penetrativas nesta porção da rocha e marcadas pela reorientação de micas. Nesta seção foram analisados cristais zonados e recristalizados da matriz (figura 23c) e cristais associados aos veios, interpretados como ígneos e que também apresentam zonação óptica (figura 23d).

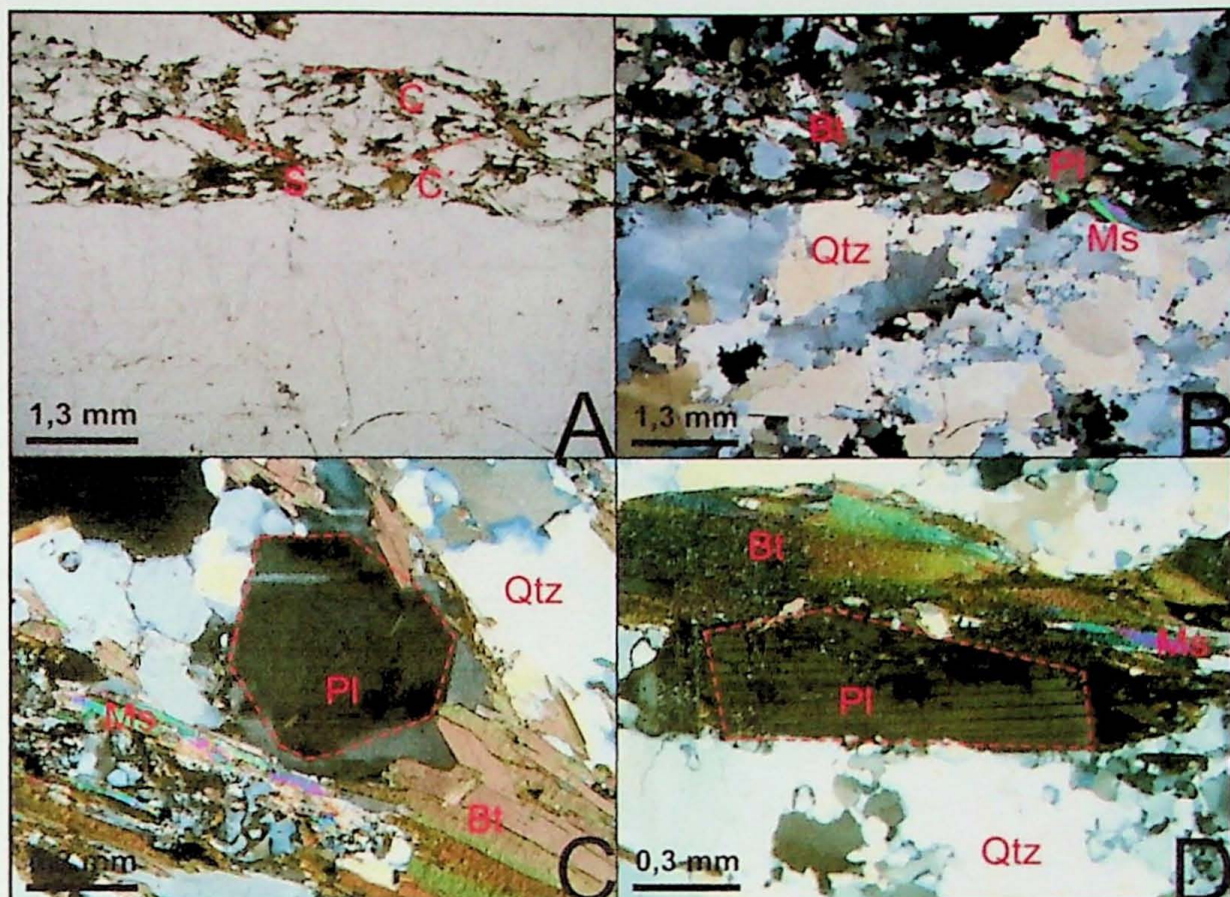


Figura 11 - A e B: alternância entre porção gnáissica com estrutura anastomosada e leitos de quartzo, com nicóis paralelos (A) e cruzados (B). C e D: Plagioclásios zonados na matriz (C) e em borda de veio de quartzo (D - destaque para aspecto ígneo).

O teor de anortita em grãos de plagioclásio localizados nos veios de quartzo varia entre  $An_{14}$  e  $An_{25}$ , enquanto na matriz a variação é da mesma ordem, mas envolve composições mais cálcicas, entre  $An_{20}$  e  $An_{31}$ . Embora as mudanças composicionais em cristais individuais sejam discretas, observam-se padrões de aumento ou diminuição do teor de anortita dos núcleos para as bordas, como exemplificado nas figuras 24 e 25.

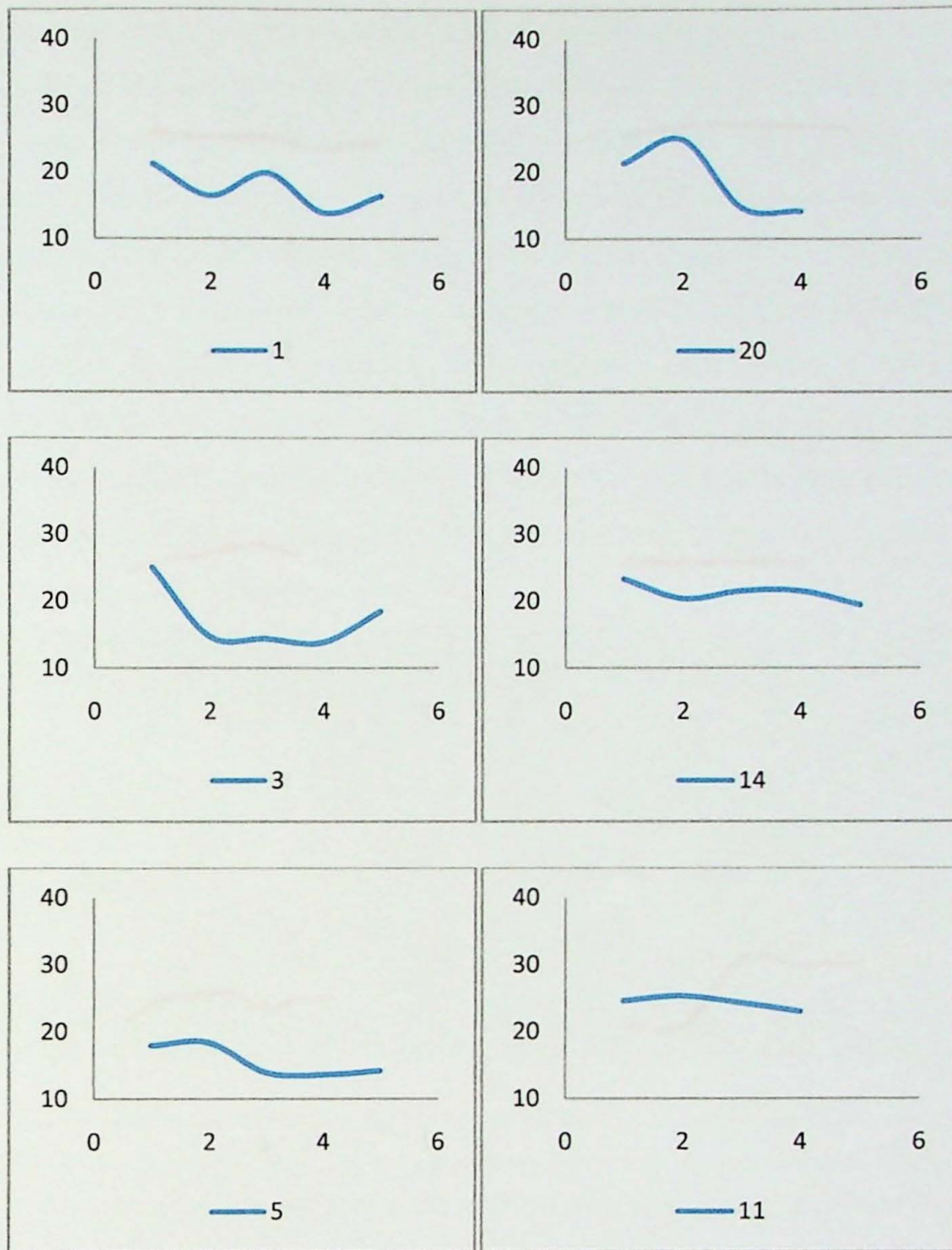


Figura 24 - Variação do teor de anortita em cristais de plagioclásio em veios da amostra IC-01-C2. O eixo x representa o número da análise ao longo do grão e o eixo Y o teor de anortita. Os números referem-se à identificação dos cristais analisados.

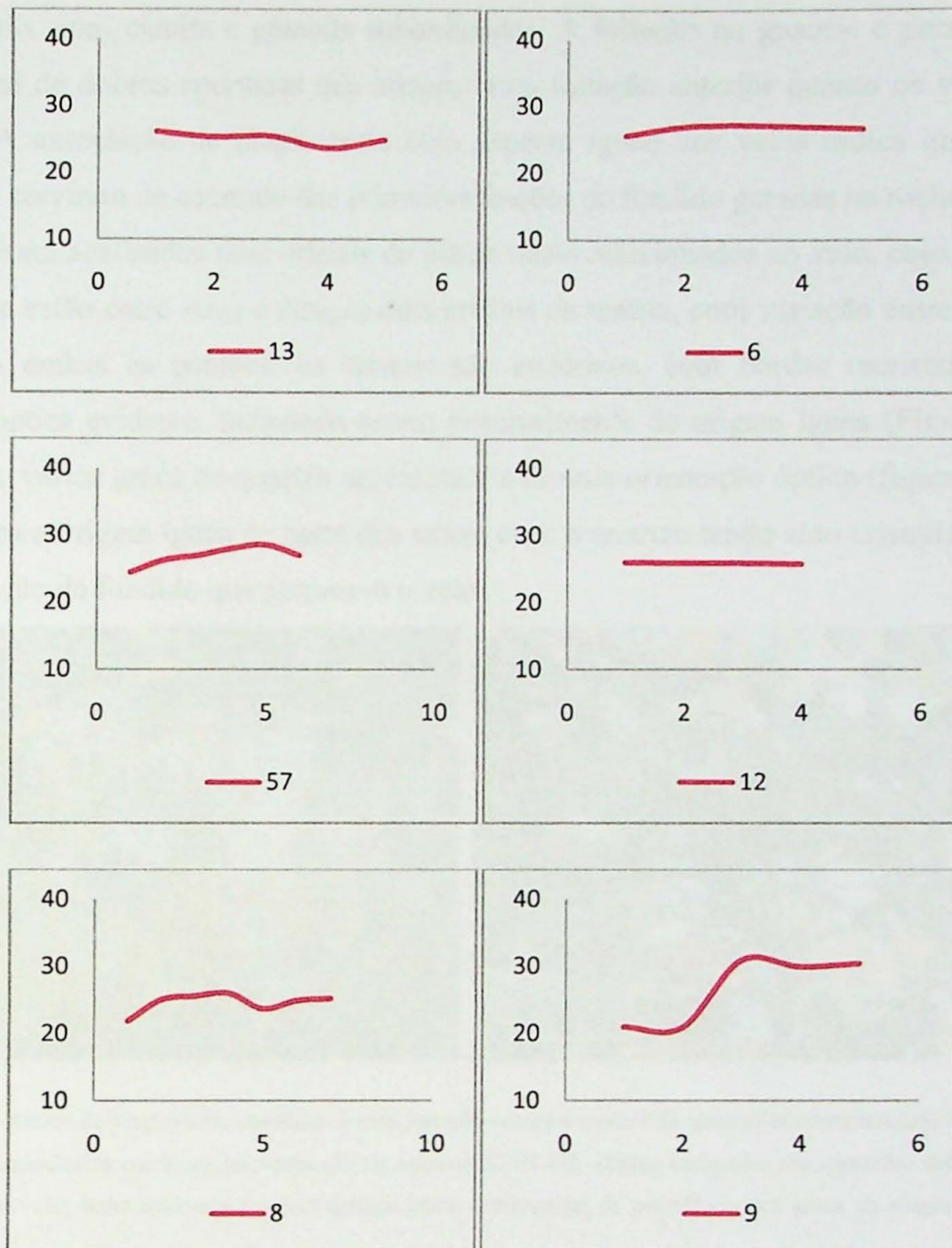


Figura 25 - Variação do teor de An em grãos de plagioclásio na matriz do gnaíse - amostra IC-01-C2.

Ainda que sutis, pode-se notar que a zonação química identificada em cristais de plagioclásio dos veios de quartzo (*e.g.* grãos 1 e 3, figura 25) representam aumento no teor de anortita do núcleo para as bordas, enquanto os da matriz apresentam bordas ligeiramente mais ricas em albita, em relação ao núcleo dos cristais (*e.g.* grãos 3, 6 e 57, figura 26).

Na amostra IC-01-D2, ocorre bandamento composicional em que porções de textura granoblástica, compostas por quartzo e plagioclásio, em quantidades subordinadas e que foram caracterizadas macroscopicamente como veios, alternam-se com bandas de textura granolepidoblástica do gnaíse, as quais são ricas em biotita e

plagioclásio, com cianita e granada subordinadas. A foliação no gnaiss é paralela ao plano axial de dobras apertadas que afetam tanto foliação anterior quanto os veios de quartzo. A associação de plagioclásio com aspecto ígneo nos veios indica que estas estruturas serviram de acúmulo das primeiras frações de fundido geradas na rocha.

Foram analisados dois cristais de plagioclásio relacionados ao veio, cujos teores de anortita estão entre  $An_{37}$  e  $An_{40}$ , e dois cristais da matriz, com variação entre  $An_{28}$  e  $An_{35}$ . Em ambas as porções, os cristais são euédricos, com bordas recristalizadas, zonação óptica evidente, indicando serem possivelmente de origem ígnea (Figura 27). Nos veios, vários grãos de quartzo apresentam a mesma orientação óptica (figura 27), o que reforça a origem ígnea de parte dos veios, com o quartzo tendo sido cristalizado da última fração de fundido que permeava o veio.

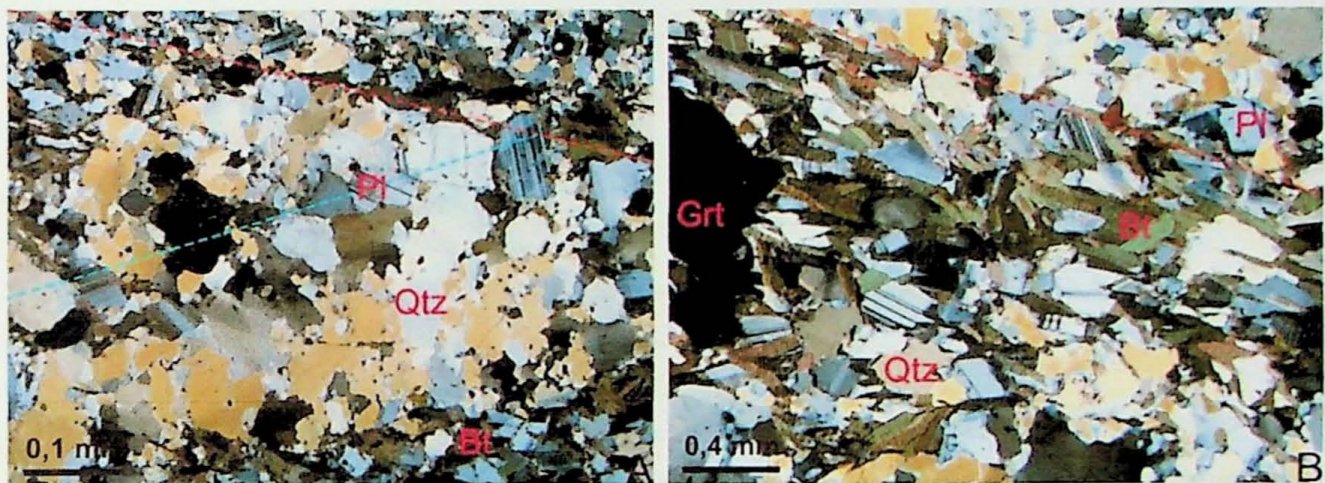


Figura 2712 - Grãos de plagioclásio euédricos e com zonação óptica e cristais de quartzo em continuidade óptica em veio (A) e plagioclásios euédricos na matriz (B) da amostra IC-01-D2. Linhas tracejadas em vermelho delimitam o contato matriz/veio; linha tracejada em azul destaca plano preferencial de ocorrência dos grãos de plagioclásio do veio.

A variação no teor de anortita do plagioclásio associado aos veios evidencia discreto enriquecimento das bordas na molécula albita, enquanto na matriz os cristais têm bordas sutilmente enriquecidas em anortita (Figura 28).

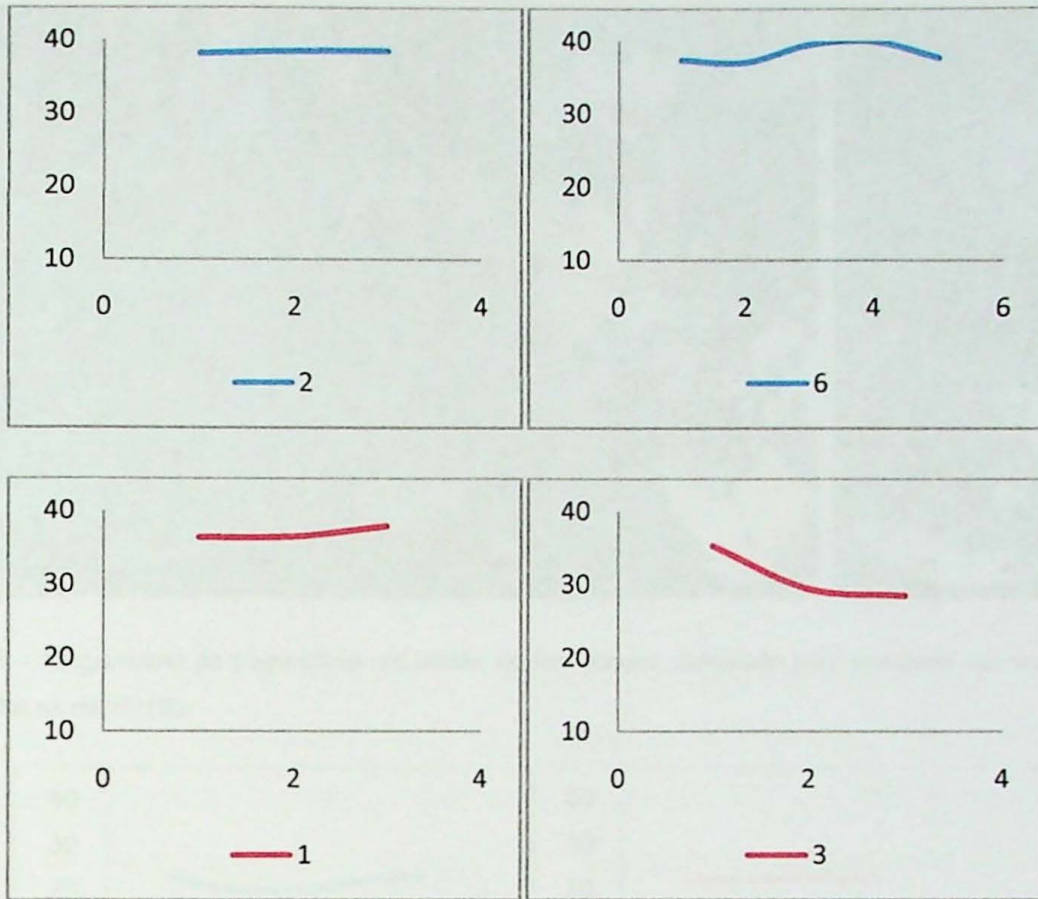


Figura 28 - Variação no teor de anortita em plagioclásio da matriz (vermelho) e dos veios (azul) da amostra IC-01-D2. Os números indicam a identificação do cristal analisado.

A amostra IC-03-B5 representa o cianita-granada-muscovita-quartzo-biotita-plagioclásio metatexito com leucossoma segregado, sendo possível separar a amostra em duas porções de interesse: o metatexito homogêneo, com distribuição uniforme de megacristais de plagioclásio com quartzo associado (Figura 29B), além de biotita e granada, compondo matriz de foliação anastomosada; e bolsões quartzo-feldspáticos isolados da matriz, com biotita e muscovita subordinadas, envelopando megacristais de plagioclásio, também deformados, formando lentes de leucossoma *in situ* ou na fonte, já que devem representar o acúmulo de fundido (Figura 29A). No plagioclásio relacionado ao leucossoma, o teor de anortita aumenta em direção às bordas dos cristais, enquanto comportamento inverso é observado nos cristais da matriz (Figura 30).

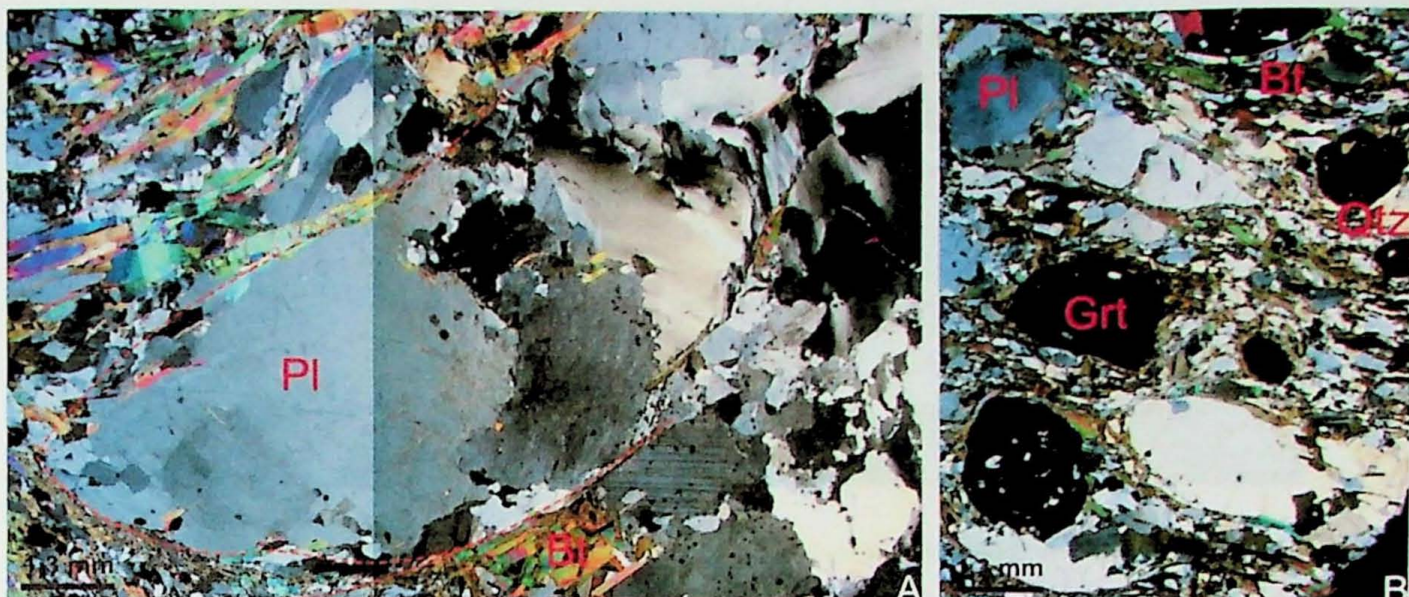


Figura 29 - Megacristais de plagioclásio em bolsão de leucossoma, destacado pelo tracejado em vermelho (A) e distribuídos na matriz (B).

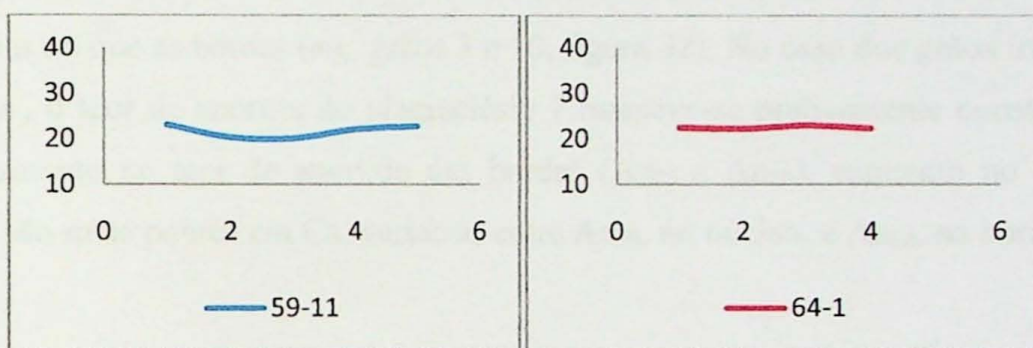


Figura 30 - Variação no teor de anortita do plagioclásio de leucossoma (azul) e da matriz (vermelho) da amostra IC-03-B5. Os números na legenda dos gráficos referem-se à identificação dos cristais.

A lâmina IC-03-F2 representa o cianita-granada-muscovita-quartzo-biotita-plagioclásio metatexito, com leucossoma quartzo-feldspático distribuído homogeneamente como bolsões centimétricos envelopados por lâminas de biotita com granada associada, típico de migmatização incipiente. Onze cristais de plagioclásio de leucossomas distintos foram analisados. Os teores de anortita variam entre  $An_{17}$  e  $An_{26}$ , além de dois cristais inclusos em porfiroblastos de granada, com variação entre  $An_{24}$  e  $An_{30}$  (Figura 31).

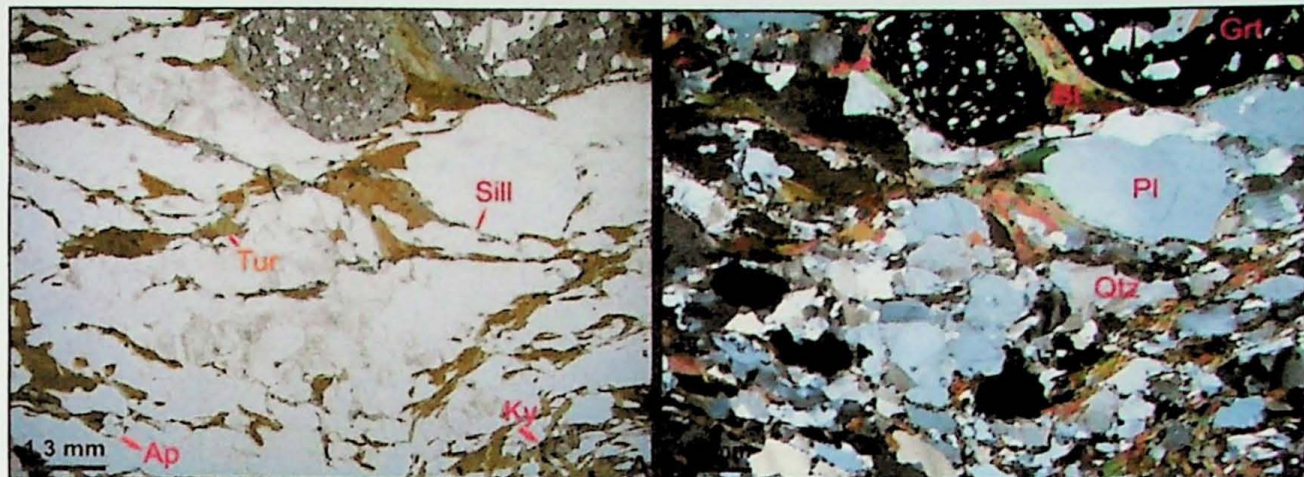


Figura 31 - Grãos de plagioclásio no metatexito e inclusos em granada da amostra IC-03-F2. A) nicóis paralelos, B) cruzados.

Como nas análises anteriores, a variação do teor de anortita ao longo dos cristais de plagioclásio do leucossoma é sutil ou inexistente, às vezes com núcleos mais ricos em albita do que as bordas (*e.g.* grãos 3 e 10, figura 32). No caso dos grãos inclusos em granada, o teor de anortita do plagioclásio 7 manteve-se praticamente constante, com sutil aumento no teor de anortita das bordas ( $An_{25}$  a  $An_{26}$ ), enquanto no grão 6 as bordas são mais pobres em Ca, variando entre  $An_{29}$ , no núcleo, e  $An_{26}$ , na borda (Figura 33).

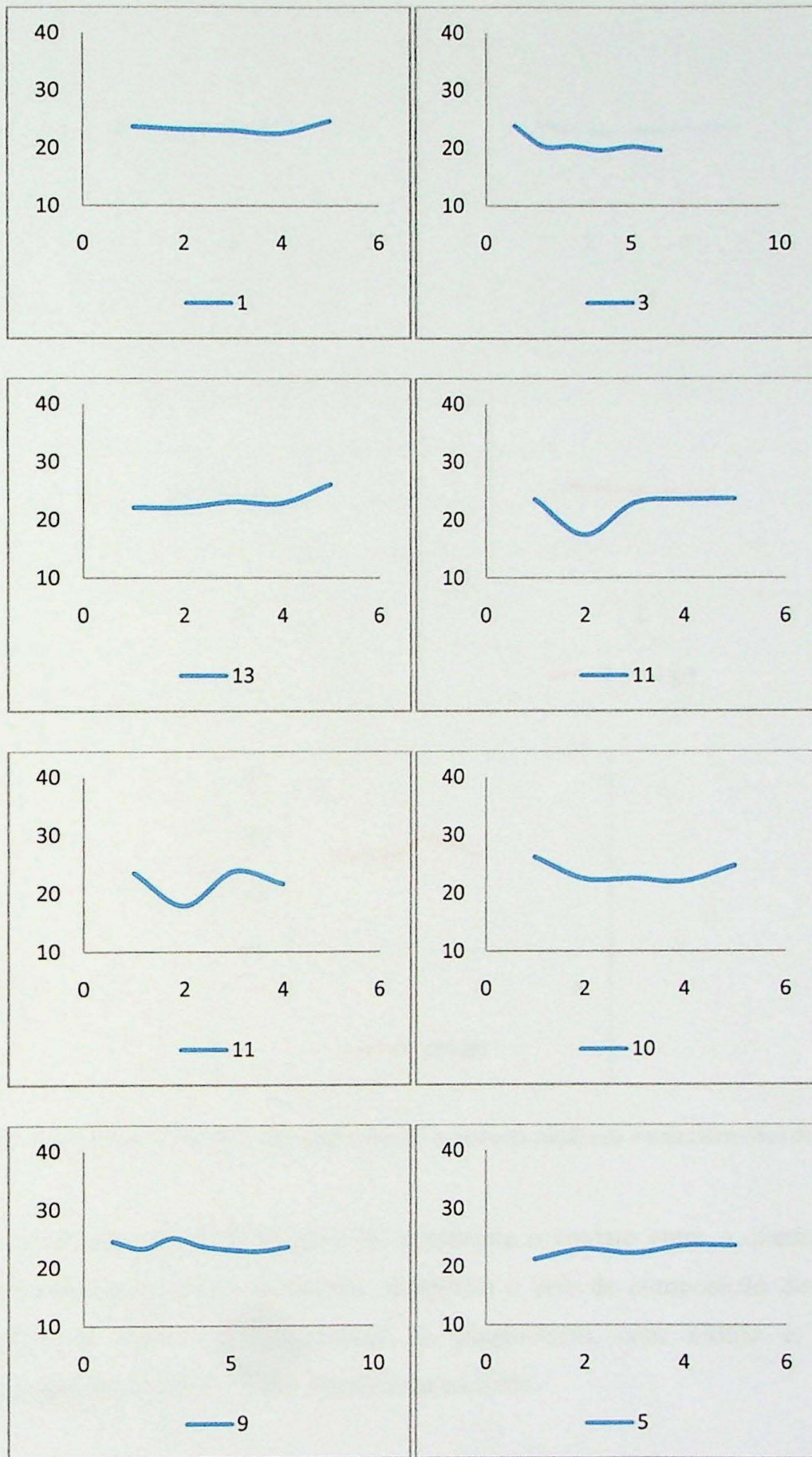


Figura 32 - Variação no teor de anortita de plagioclásios do leucossoma da amostra IC-03-F2. Os números nas legendas dos gráficos referem-se à identificação das amostras

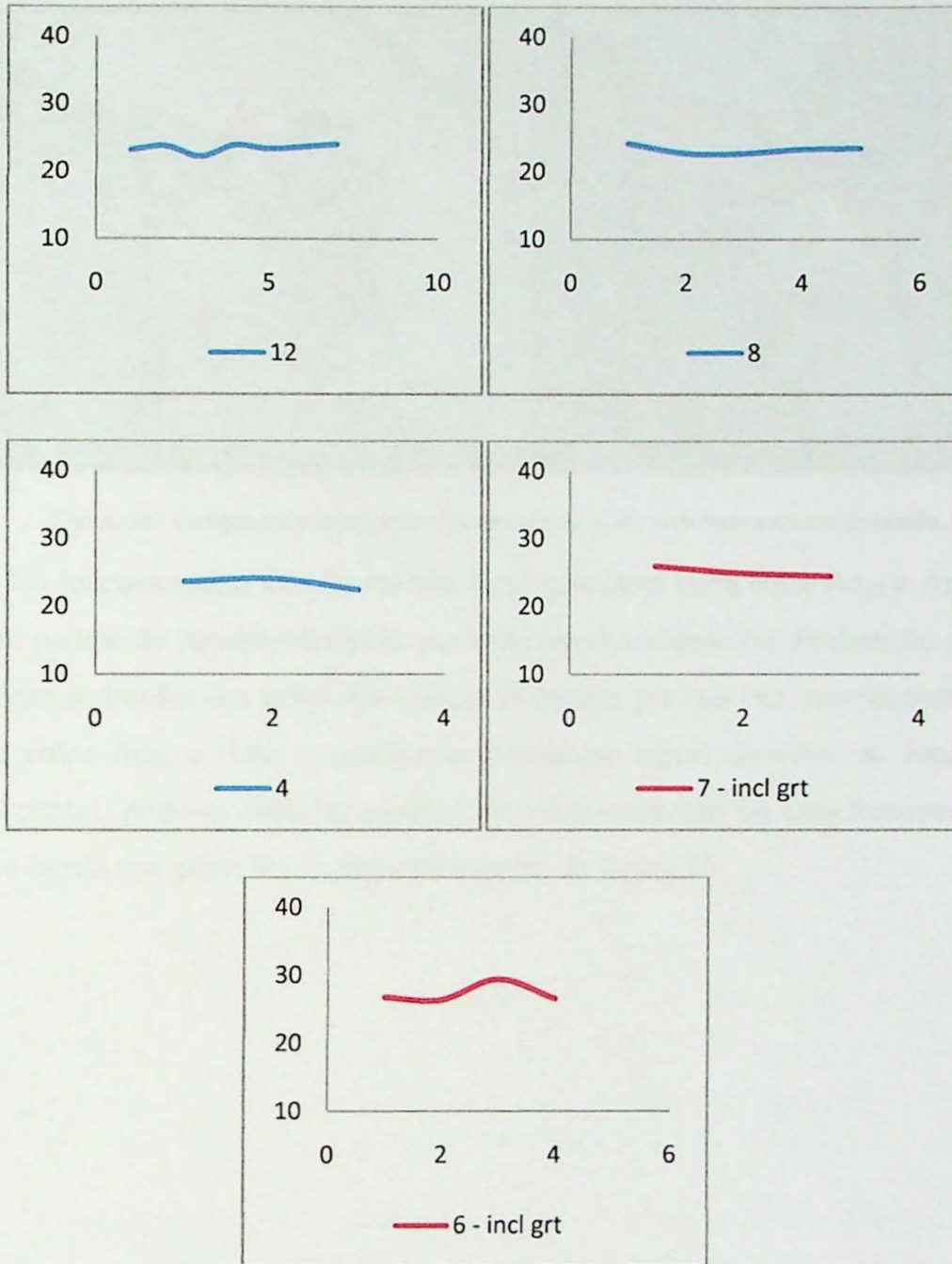


Figura 13 – Variação no teor de anortita de plagioclásio do leucossoma (azul) e da matriz (vermelho) da amostra IC-03-F2.

A amostra IC-03-J2 (Figura 34) representa o contato entre o cianita-granada-muscovita-biotita-quartzo-plagioclásio metatexito e veio de composição de tonalítica, composto por quartzo e megacristais de plagioclásio, com biotita e muscovita subordinadas, interpretado como leucossoma na fonte.

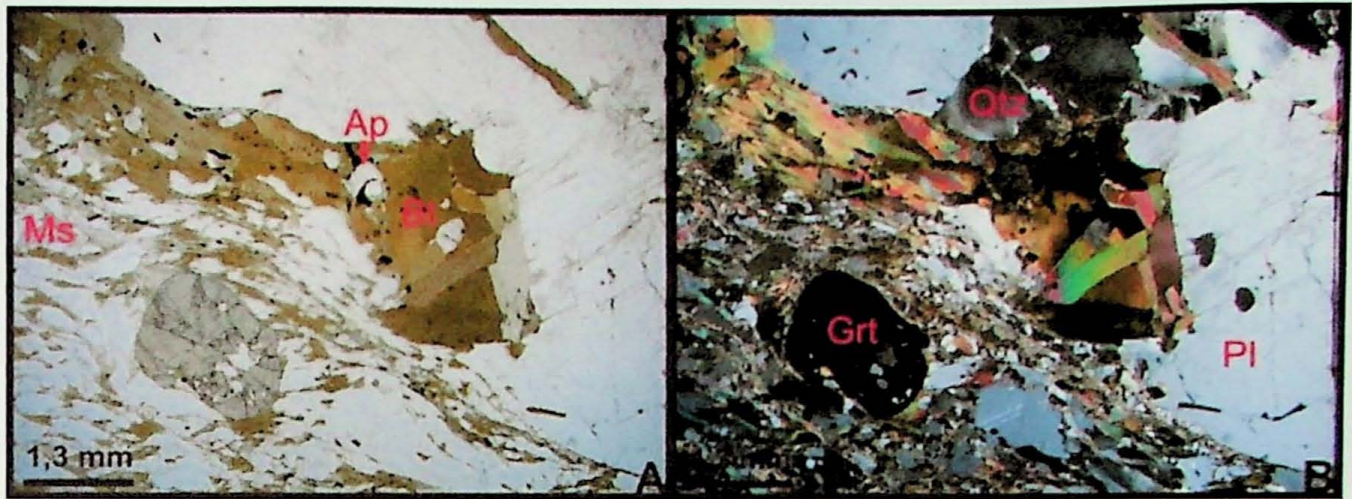


Figura 34 - Contato entre metatexito e leucossoma da IC-03 com melanossoma de biotita.

No leucossoma, o teor de anortita do plagioclásio varia entre  $An_{22}$  e  $An_{28}$  (Figura 35), sem padrão de zonação definido, podendo haver aumento ou diminuição de anortita em direção as bordas dos grãos. Os cristais da matriz, por sua vez, apresentam teores de anortita entre  $An_{26}$  e  $An_{32}$  e, embora as mudanças sejam discretas ao longo de um mesmo cristal, pode-se observar padrões de enriquecimento ou empobrecimento entre núcleo e borda nos grãos 8 e 9, respectivamente, da figura 35.

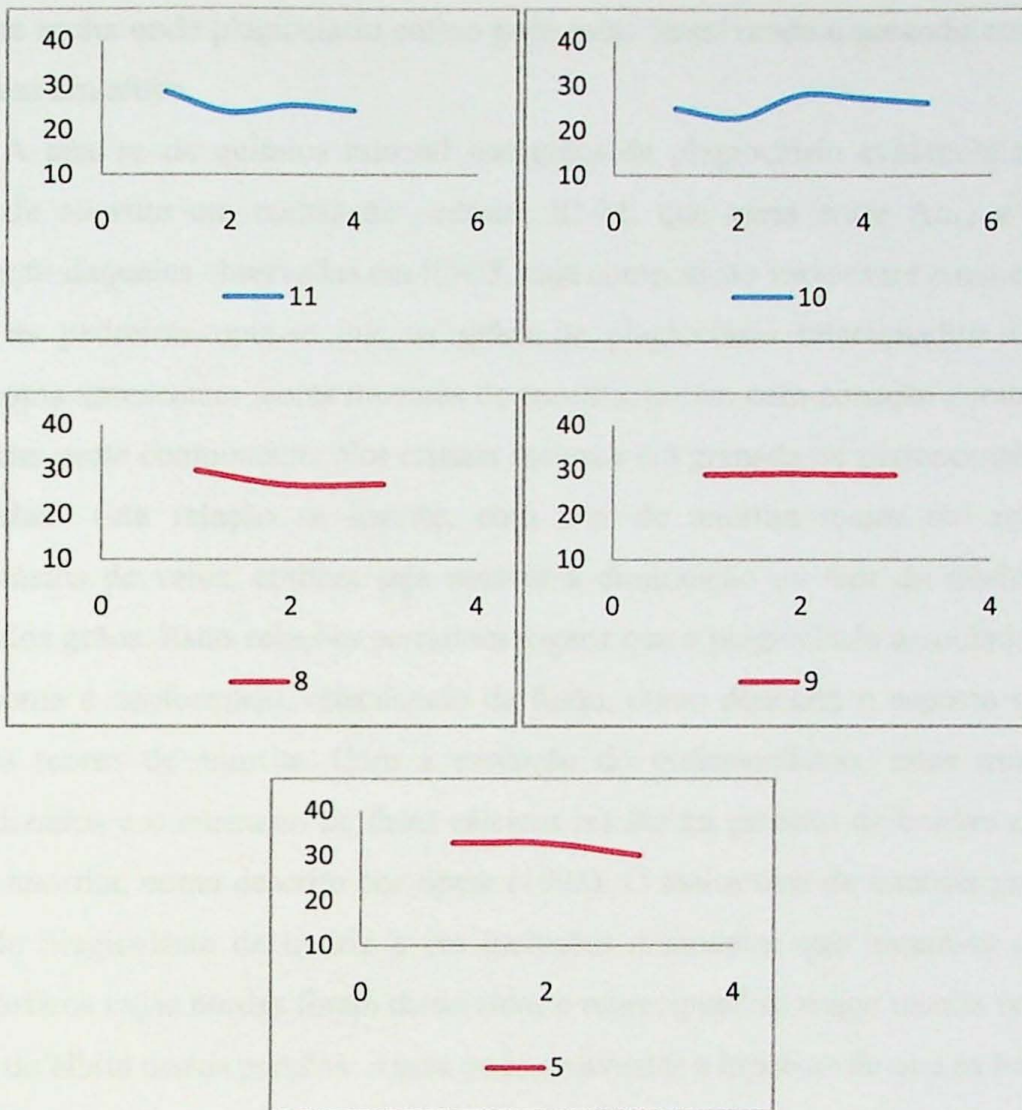


Figura 35 - Variação no teor de anortita de plagioclásios do leucossoma (azul) e matriz (vermelho) da amostra IC-03-J2. Os números nas legendas dos gráficos referem-se à identificação dos cristais.

De acordo com Spear (1993), uma vez que o plagioclásio é produzido, seja por metamorfismo ou por cristalização de magma, mudanças de composição não ocorrem facilmente, exceto por dissolução e reprecipitação, graças às baixas taxas de difusão características deste mineral. Em rochas cálcio-pelíticas, com associações contendo fases cálcicas como clinozoisita, epidoto, calcita ou dolomita, o alcance de condições mais intensas de metamorfismo resulta no consumo destas fases e produção do componente grossulária na granada e de anortita no plagioclásio, cujas variações composicionais podem ocorrer devido a restrições no balanço de massa envolvendo  $\text{Na}_2\text{O}$ . Assim, pequena parte do  $\text{Na}_2\text{O}$  pode ter origem em reações envolvendo o componente paragonita da muscovita, mas o  $\text{Na}_2\text{O}$  adicional para produzir novas moléculas de albita só pode ser gerado por dissolução de plagioclásio antecessor. Portanto, mesmo com maior quantidade modal de plagioclásio e composição de equilíbrio mais rica em anortita com o aumento das condições do metamorfismo, haverá

locais na rocha onde plagioclásio antigo pode estar dissolvendo e gerando composições mais ricas em albita.

A análise de química mineral nos grãos de plagioclásio evidencia maior teor médio de anortita em rochas da pedreira IC-01, que varia entre An<sub>14</sub> e An<sub>40</sub>, em detrimento daquelas observadas em IC-03, cuja composição varia entre An<sub>17</sub> e An<sub>32</sub>. Em ambas as pedreiras nota-se que os grãos de plagioclásio relacionados a veios ou leucossoma apresentam teores menores de anortita, porém com zonação gerando bordas mais ricas neste componente. Nos cristais inclusos em granada ou pertencentes à matriz das rochas, esta relação se inverte, com teor de anortita maior em relação aos plagioclásios de veios, embora seja notável a diminuição do teor do núcleo para as bordas dos grãos. Estas relações permitem sugerir que o plagioclásio associado a veios e leucossoma é neoformado, cristalizado da fusão, como denotam o aspecto ígneo e os menores teores de anortita. Com a evolução do metamorfismo, estes minerais são recristalizados e o consumo de fases cálcicas resulta na geração de bordas com maior teor de anortita, como descrito por Spear (1993). O maior teor de anortita presente em grãos de plagioclásio da matriz e em inclusões demonstra que tratam-se de cristais metamórficos cujas bordas foram dissolvidas e reprecipitadas, o que resulta no aumento do teor de albita nestas porções. Ainda pode-se aventar a hipótese de que as bordas mais ricas em albita foram cristalizadas do fundido, nas bordas de grãos metamórficos, as quais foram aproveitadas como ponto de nucleação do fundido aprisionado.

## 8 –Discussão

As rochas das pedreiras IC-01 e IC-03 apresentam composição química e associação mineral semelhantes, o que demonstra que ambas pertencem à mesma unidade. Na pedreira IC-01, o plagioclásio em veios de quartzo é euédrico e apresenta zonação química, sendo mais rico em albita do que o da matriz, indicando sua origem ígnea. Isso indica, que mesmo de forma muito incipiente, as rochas da unidade alcançaram o campo de fusão com geração de leucossoma thronjemitico-tonalítico, rico em plagioclásio e sem geração de feldspato potássico, o que coaduna com a pequena quantidade de potássio reconhecida nas análises químicas.

O aumento na quantidade de plagioclásio, presente em todas as porções da rocha de IC-03, paleossoma e neossoma, com menor teor médio de anortita, presença de leucossoma incipiente formado *in situ* ou mobilizado, mas ainda na fonte, indicam que o

litotipo corresponde à porção do pacote onde a fusão parcial alcançou a sua maior taxa na região em estudo.

Ainda que semelhantes, a composição global (*bulk composition*) das rochas de IC-01 e IC-03 apresentam diferenças. Mesmo constatada a fusão parcial em pequenas taxas, envolvendo segregação do fundido em leucossoma, *in situ* e na fonte, as duas rochas não apresentam composições residuais, o que implica em pequena taxa de fusão, pouca segregação e, principalmente, pouca ou nenhuma perda de fundido. O empobrecimento do leucossoma em elementos como Zr, Ti e P, por exemplo, demonstra que as condições de metamorfismo/fusão vigentes não correspondem a temperaturas excessivamente elevadas, de forma que a temperatura de fusão e conseqüentemente a taxa de fusão não foram altas suficientes para dissolver minerais acessórios como zircão, rutilo, apatita e monazita.

A associação de grãos ígneos de plagioclásio às bordas e planos específicos internos em veios de quartzo, observados nas amostras de IC-01, sugere que o início da fusão está associado a estas estruturas, que devem corresponder a zonas de percolação de água, abaixando o ponto de fusão das rochas próximo aos veios e possibilitando o processo em condições de temperaturas relativamente baixas, sem consumo de fases acessórios ou produção de feldspato potássico. A associação de muscovita às zonas onde a fusão é mais eficaz permite sugerir que este mineral é reagente no processo de fusão hidratada. Provavelmente a reação de fusão que essas rochas cruzaram é próxima da fusão da muscovita com excesso de H<sub>2</sub>O em presença de plagioclásio e quartzo, com produção de biotita, cianita e fundido, mas sem produção de feldspato potássico. A biotita é produzida pelo consumo dos componentes celadonita e Fe-celadonita da muscovita, gerados pela substituição inversa da de *tschermak*, envolvendo aumento de Fe, Mg e Si e diminuição de Al na muscovita. A pseudosseção de White *et al.* (2007) calculada para composição semi-pelítica, no sistema NCKFMASH, prevê reações desse tipo em condições mínimas de 7 kbar e 630 °C, ou seja, fácies anfíbolito de alta pressão (figura 36).

O cálculo de pseudosseção para a composição com a menor taxa de fusão possível da área investigada, IC-01, seria uma estimativa melhor das condições do início da fusão, o que está programado para trabalhos futuros. As observações feitas aqui não suportam a proposta de que essas rochas sofreram fusão em temperaturas muito mais elevadas com produção de feldspato potássico, como defendido por Reno *et*

al., (2011), que superestimaram as condições  $P$ - $T$  da fusão dessas rochas sem qualquer sustentação.

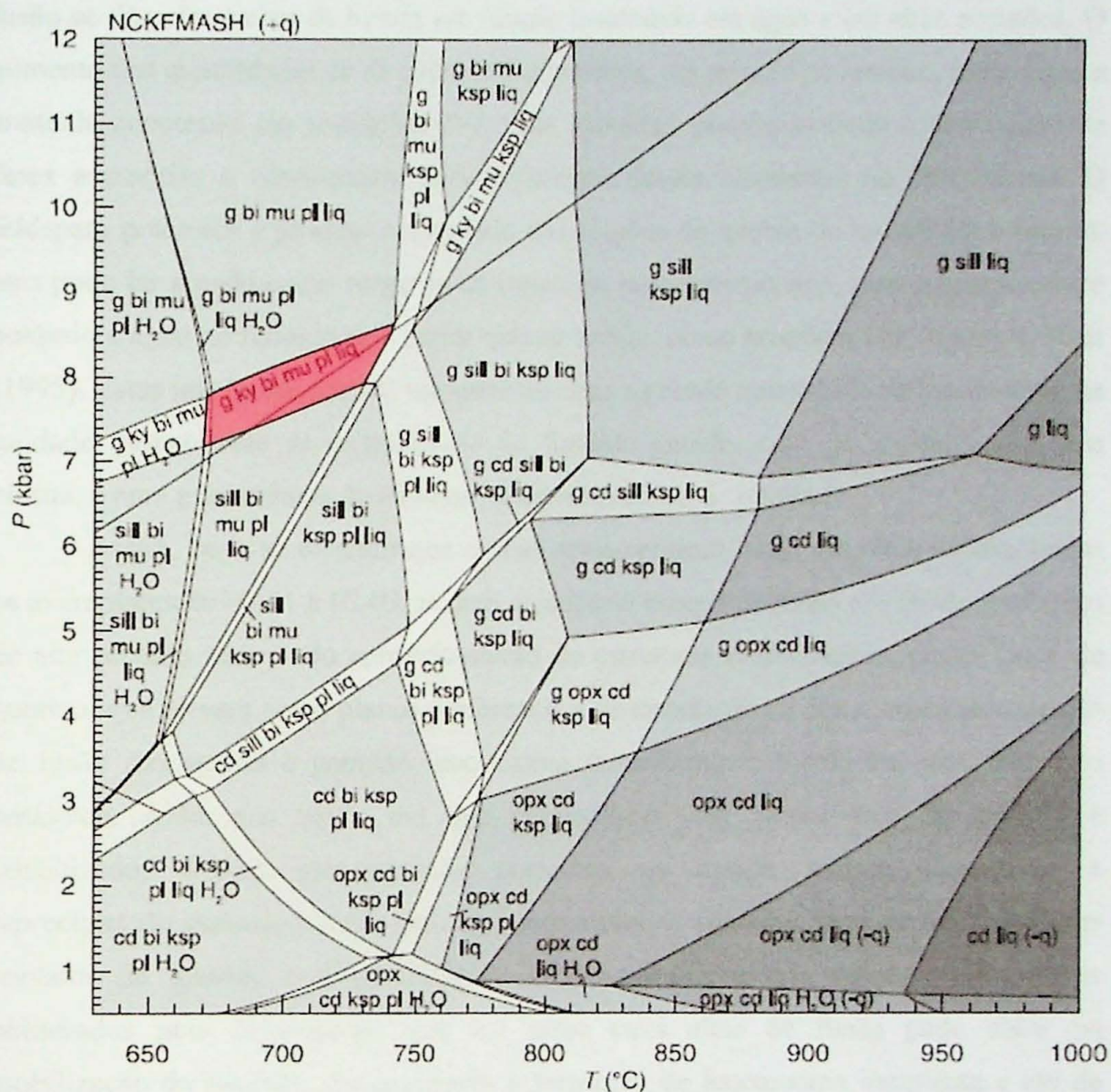


Figura 14 – Pseudosseção da grade NCKFMASH calculada para metapelitos sub-aluminosos (White *et al.*, 2007). Em vermelho o campo de estabilidade interpretado para as rochas de IC-01 e IC-03.

Em IC-01, as feições de fusão são sutis, caracterizadas pela ocorrência de cristais ígneos em planos preferenciais de ocorrência dentro dos veios de quartzo, zonação química dos cristais de plagioclásio e, no pacote mais afetado pela anatexia, IC-03, cristais com pequenos ângulos diedrais indicando migração de líquido e maior volume de leucossoma. Embora afetadas pela deformação, muitas vezes intensa, com formação de foliação até protomilonítica, texturas indicativas de cristalização de fundido aprisionado e mesmo preservação de cristais euédricos de plagioclásio e vários de quartzo com continuidade óptica são indicadoras do evento anatético.

A grande quantidade de feldspato potássico presente no leucossoma das amostras de IC-06 e os resíduos ricos em granada, com cianita associada, indicam que fusão se dá pela quebra de biotita em reação insaturada em água e em altas pressões. O aumento nas quantidades de Zr e Rb no leucossoma, em relação ao resíduo, indica que a anatexia aconteceu em condições *P-T* mais elevadas, proporcionando a dissolução de fases acessórias e consequente enriquecimento desses elementos no leucossoma. O feldspato potássico é produto acumulado das reações de quebra de muscovita e biotita, mas pode ter atuado como reagente na trajetória retrometamórfica, caso a relação entre potássio e água no fundido seja maior que na biotita, como propõem Carrington & Watt (1995). Estas interpretações são compatíveis com a grande quantidade de leucossoma na unidade, proveniente da cristalização do fundido gerado, com os resíduos ricos em biotita, e com a ocorrência de lâminas monominerálicas de biotita.

Assim, pode-se concluir que rochas semi-pelíticas, ricas em plagioclásio, como os exemplares de IC-01 e IC-03, podem alcançar o campo de fusão em fácies anfibolito de alta pressão através do aproveitamento de estruturas preexistentes, como veios de quartzo, que servem como planos preferenciais de circulação de água, baixando o ponto de fusão das rochas e gerando leucossoma throndjemítico-tonalítico, sem feldspato potássico. Além dos veios, em que plagioclásio com menor teor de anortita é cristalizado, cristais metamórficos presentes na matriz sofrem dissolução e reprecipitação gerando bordas mais ricas em albita. O processo gera texturas sutis em contatos de quartzo e plagioclásio, e zonação química dos grãos, muitas vezes obliterados pela deformação, que em taxas mais altas de fusão pode atuar na mobilização do fundido, dando origem a formação de leucossoma incipiente e até de veios de leucossoma na fonte, como observado em IC-03. As condições moderadas de temperatura que caracterizam este tipo de fusão decorrem na não dissolução de fases acessórias, gerando empobrecimento em Zr, Rb, Ti e P no leucossoma, além de aumento na quantidade de Sr observada no leucossoma, produto do líquido cristalizado, e que se deve à cristalização de plagioclásio.

Em pelitos verdadeiros submetidos a condições *P-T* da fácies granulito, como os da pedreira IC-06, a composição mais fértil permite a geração de maiores volumes de fundido, o que decorre em melhor preservação de texturas de fusão “*in situ*”. A geração de feldspato potássico, granada e rutilo no leucossoma sugere fusão por quebra da biotita e o aumento nas quantidades de Zr, Rb e Ti destas porções, demonstrando que as

condições de metamorfismo/fusão eram suficientes para dissolver fases minerais como zircão, apatita e monazita.

## 9 – Conclusões

O presente trabalho permite concluir que o alcance do campo de fusão em rochas semi-pelíticas pode se dar pela disponibilização de água através de estruturas favoráveis à percolação de fluidos, como os veios de quartzo observados em IC-01. Neste caso, as bordas e planos de fraqueza destas estruturas servem como planos de infiltração de água, que baixa o ponto de fusão da rocha permitindo a geração de líquido thondjemítico-tonalítico em fácies anfíbolito de alta pressão. Este processo, por estar subordinado às áreas com água disponível, resulta em feições de fusão sutis e localizadas, facilmente obliteradas por deformação, e não dissolução de fases acessórias como zircão e rutilo, mas preservam variações no teor de anortita de cristais metamórficos e ígneos de plagioclásio. Ainda, a comparação entre os veios de quartzo de IC-01 e IC-03 permite inferir que a fusão como se inicia nesses sítios e portanto o leucossoma resultante é muito mais rico em sílica do que o líquido anatético gerado. Estas características e a ausência de composições verdadeiramente residuais indicam que o gnaiss e metatexito que caracterizam IC-01 e IC-03 não foram submetidos a condições intensas de metamorfismo e fusão, com geração de feldspato potássico, como sugerem Reno *et al.* (2011).

Em comparação, os metapelitos verdadeiros observados em IC-06 apresentam paragênese residual de fácies granulito (granada + cianita + feldspato potássico + rutilo) e aumento nas quantidades de Zr e Ti no leucossoma, indicando condições suficientes para fusão por quebra de biotita e dissolução de fases acessórias como monazita e zircão. O grande volume de fundido gerado nesta unidade, propiciado pela anatexia em altas condições *P-T* permite a preservação de estruturas e texturas indicativas em todo o pacote, a despeito da deformação milonítica penetrativa.

## Referências bibliográficas

- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., FUCK, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155–166.
- BROWN, M., 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.* 84, 371–382.
- CAMPOS NETO, M.C. & CABY, R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the Sao Francisco Craton, Southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.

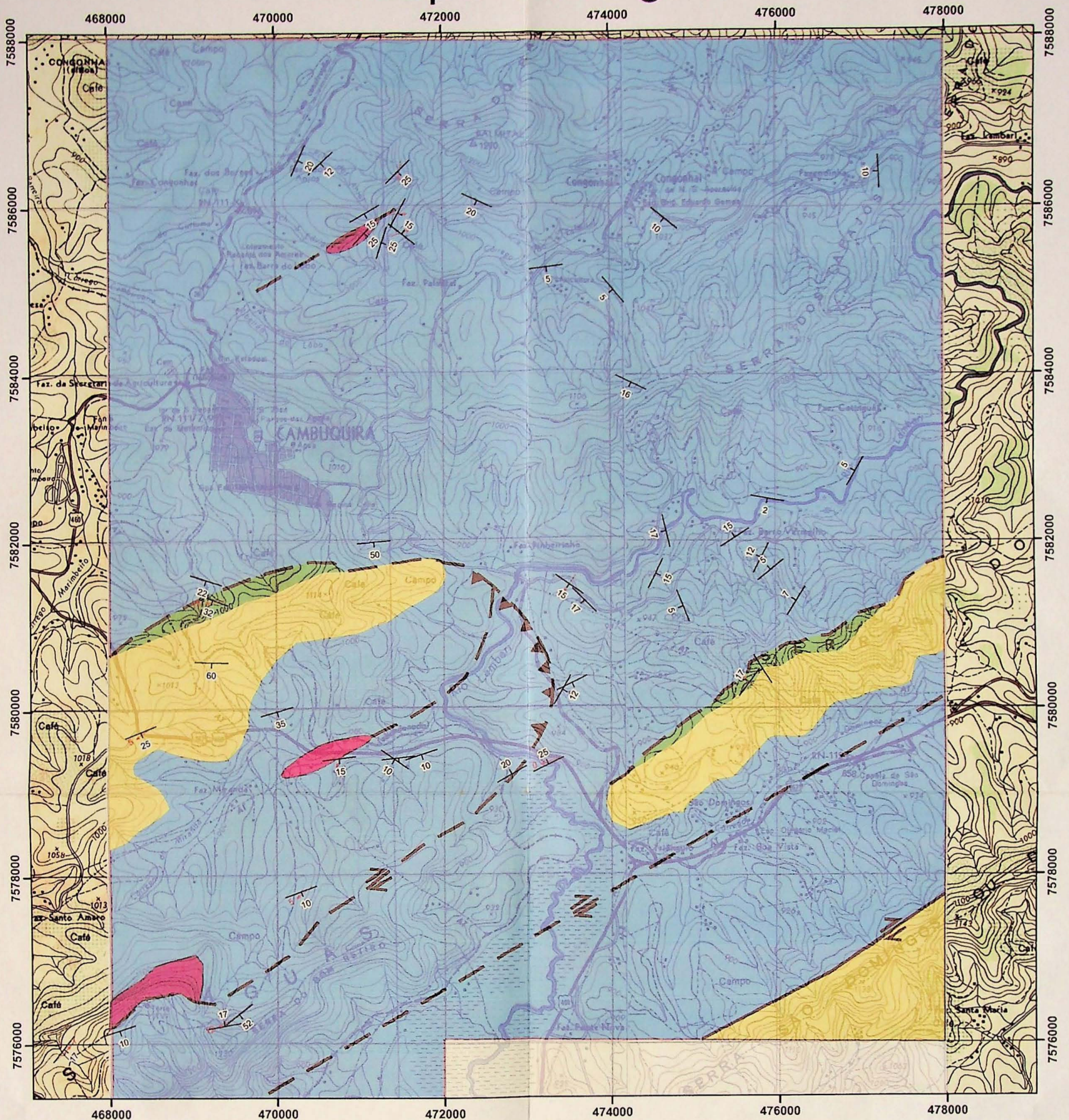
- CAMPOS NETO, M.C. & CABY, R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil; petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19, 669-687.
- CAMPOS NETO, M.C., 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31th International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S., VLACH, S.R.F., CABY, R., SZABO, G.A.J., VASCONCELOS, P., 2004. Migração de orógenos e superposições, ao de orógeneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do Craton do São Francisco, SE – Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP, Geologia USP, Serie Científica*, 4, 13-40.
- CAMPOS NETO, M.C., JANASI, V.A., BASEI, M.A.S., SIGA JUNIOR, O. 2007. Sistema de Nappes Andrelandia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 37 (4-suplemento), 47-60.
- CAMPOS NETO, M.C., CIOFFI, C.R., MORAES, R., MOTTA, R. G., SIGA JR., O., BASEI, M.A.S. 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelandia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, 180 (2010) 125-142.
- CARRINGTON DP, WATT GR (1995) A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chemical Geology*, 122:56-79.
- DRAKE, A.A., Jr. 1980. Tectonic studies in the Brazilian shield. The Serra de Caldas window, Goiás. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1119A:1-11.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano belt: a reappraisal. *J. South Am. Earth Sei.*, 5:77-96.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro. As Orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo. 367 p. (Tese de Doutorado, IG-USP).
- FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M. & SILVA, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, SBG, 1: 215 - 216.
- HARTNADY, C.; JOUBERT, P; STONE, C. 1985. Proterozoic crustal evolution in Southwestern África. *Episodes*, 8:236-244.
- Holmquist, P.J. 1916. Swedish Archaean structures and their meaning. *Bulletin Geological Institute Uppsala*, 15: 125-148.
- JOHANNES, 1983. W. JOHANNES, On the origin of layered migmatites. In: M.P. Atherton and C.D. Gribble, Editors, *Migmatites, Melting and Metamorphism*, Shiva, Nantwich (1983), pp. 234-248.
- KRIEGSMAN, L.M. 2001. Partial melting, partial melting extraction and partial back reaction in anatexic migmatites. *Lithos*. 56: 75 - 96.
- MARCHILDON, N. & BROWN, M. 2002. Grain-scale melt distribution in two contact aureole rocks: implications for controls on melt localization and deformation. *Journal of Metamorphic Geology* 20,.
- MANTOVANI M.S.M. & BRITO NEVES B.B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent theories. *Gondwana Res.*, 8(3):303-315.
- MEHNERT, K.R. 1968. *Migmatites and the origin of the granitic rocks*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 393 p.
- MOTTA, R.G. 2006. Estudo comparativo das condições do metamorfismo e trajetórias P-T na *nappe* de Liberdade e *klippe* de Carvalhos, Seqüência Andrelandia, MG. Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências da USP. 48pp.
- MOTTA, R.G. 2009. Evolução tectono-metamórfica do domínio Serra da Natureza, Seqüência Andrelandia, porção sul da Faixa Brasília, MG. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da USP. 158pp.
- PETERNEL R. 2000. Evolução estrutural e metamórfica de um sistema de nappes na região de Três Corações, sul de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ, 120 p.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- PIMENTEL, M.M.; HERMAN, L.; FUCK, R.A. 1991. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rocks units from southwestern Goiás, central Brazil. *J. South Am. Earth Sei.*, 4:295-305.

- RENO, B. L. ; PICCOLI, P. M. ; BROWN, M.; TROUW, R. A. J. 2011. *In situ* monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 29: 1 – 32.
- SANTOS, L.P. 2004. Trajetórias metamórficas de ambientes colisionais: Domínios frontais das Nappe Aiuruoca-Andrelândia e Lima Duarte, borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 90 p.
- SAWYER E.W. AND BARNES, S.J. 1988. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 437–450.
- SAWYER, E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatexitic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*. 19: 291 - 309.
- SAWYER, E. W. 2008. Atlas of Migmatites. Special Publications of The Canadian Mineralogist, Vol. 9. 386pg.
- SEDERHOLM, J.J. 1907. Om granit och gneiss, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, *Bulletin de la Commission Géologique de la Finlande* 23 (1907), pp. 1–110 (in Swedish).
- SPEAR, F. S., KOHN, M. J. & CHENEY, J. T. (1999). *P–T* paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 17–32.
- TEIXEIRA, A. W. 2008. Influência da pilha de *nappes* na trajetória metamórfica da nappe Andrelândia, borda Sul do Cráton São Francisco. Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências da USP. 42pp.
- TROMPETTE, R. 1994. Geology of Western Gondwana 2.000-500 Ma. *The Pan- African Brasiliano Amalgamation of South America and Adjacent África*. Rotterdam, Balkema. 366 p.
- 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, 71–85. Trouw, R.A.J., Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., 1998. Tectonic significance of Neoproterozoic high pressure granulites in southern Minas Gerais. In: International Conference on Basement Tectonics, vol. 14, Ouro Preto, pp. 69–71.
- TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F., VALERIANO., C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M. & ANDREIS, R.R. 2000a. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, 287-310.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F. & HEILBRON, M. 2000b. Interference between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira Belts, with special emphasis on high pressure granulites. 31<sup>st</sup> International Geological Congress. Field Trip Guide. Rio de Janeiro, Brazil. p.45.
- VERNON, R. H., CLARKE, G., 2008. *Principles of metamorphic petrology*. 460p. Cambridge University Press.
- WHITE, R.W. & POWELL, R. 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 621-632.
- WHITE, R. W.; POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25: 511-527.

Anexo 1

(4 mapas)

# Mapa Geológico



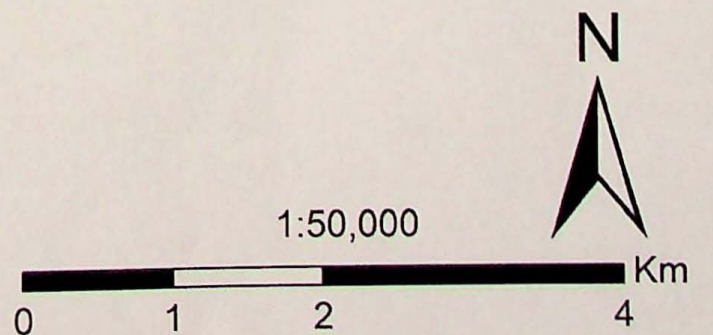
## Legenda

### Unidades\_mapeamento

- Muscovita quartzito
- Metabásica
- Cianita-granada-muscovita-plagioclasio-quartzo-biotita gnaiss
- Ortognaiss

### Estruturas

- Lineação de estiramento mineral
- Sn
- Zona de Cisalhamento dextral inferida
- Cavalgamento inferido

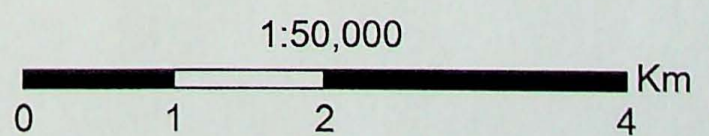


# Mapa de dados estruturais

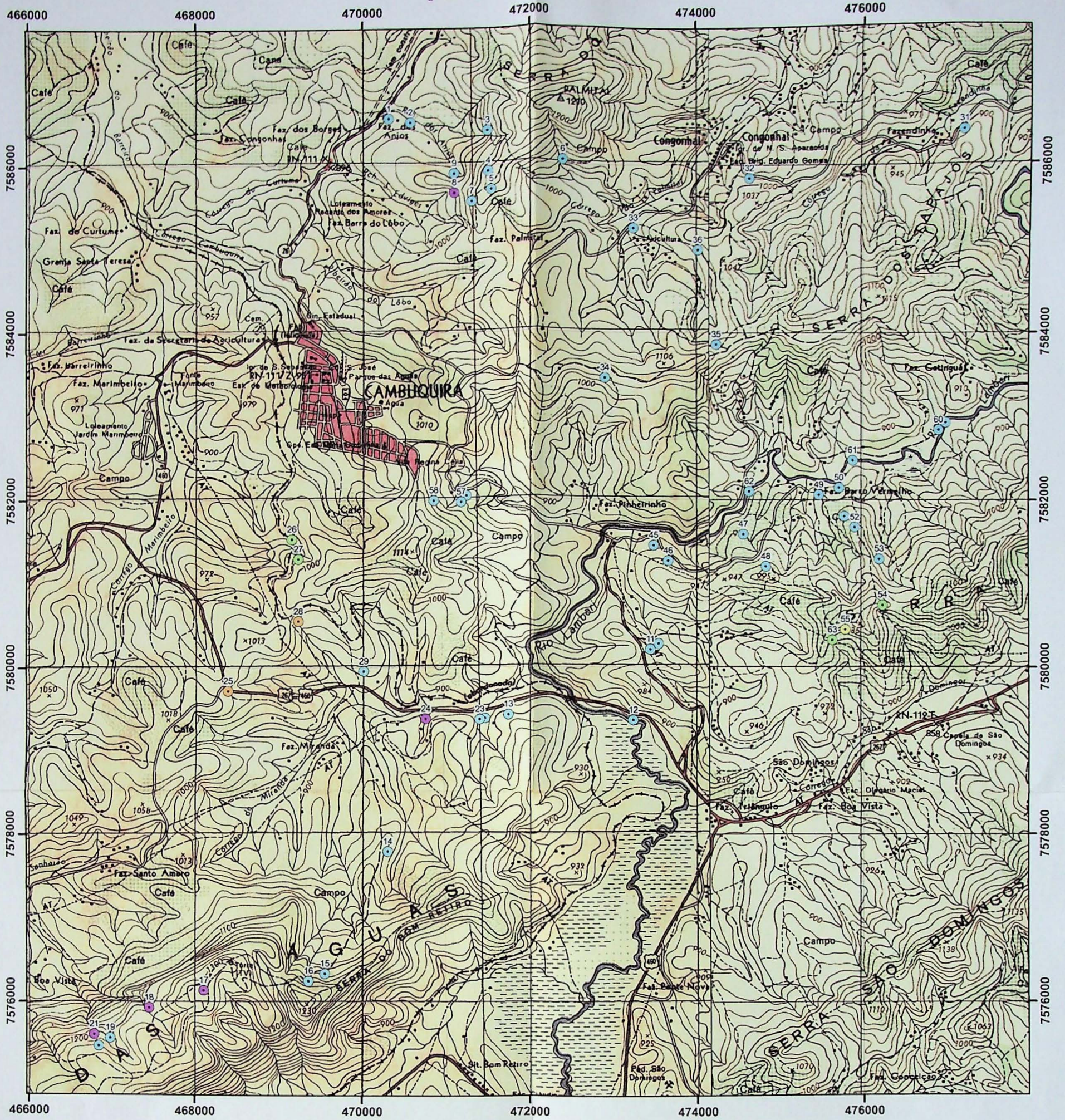


## Legenda

- ↑ Lineação de estiramento mineral
- Sn



# Mapa de Pontos

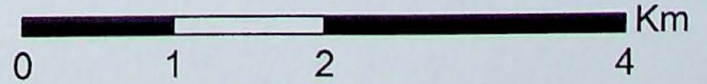


## Legenda

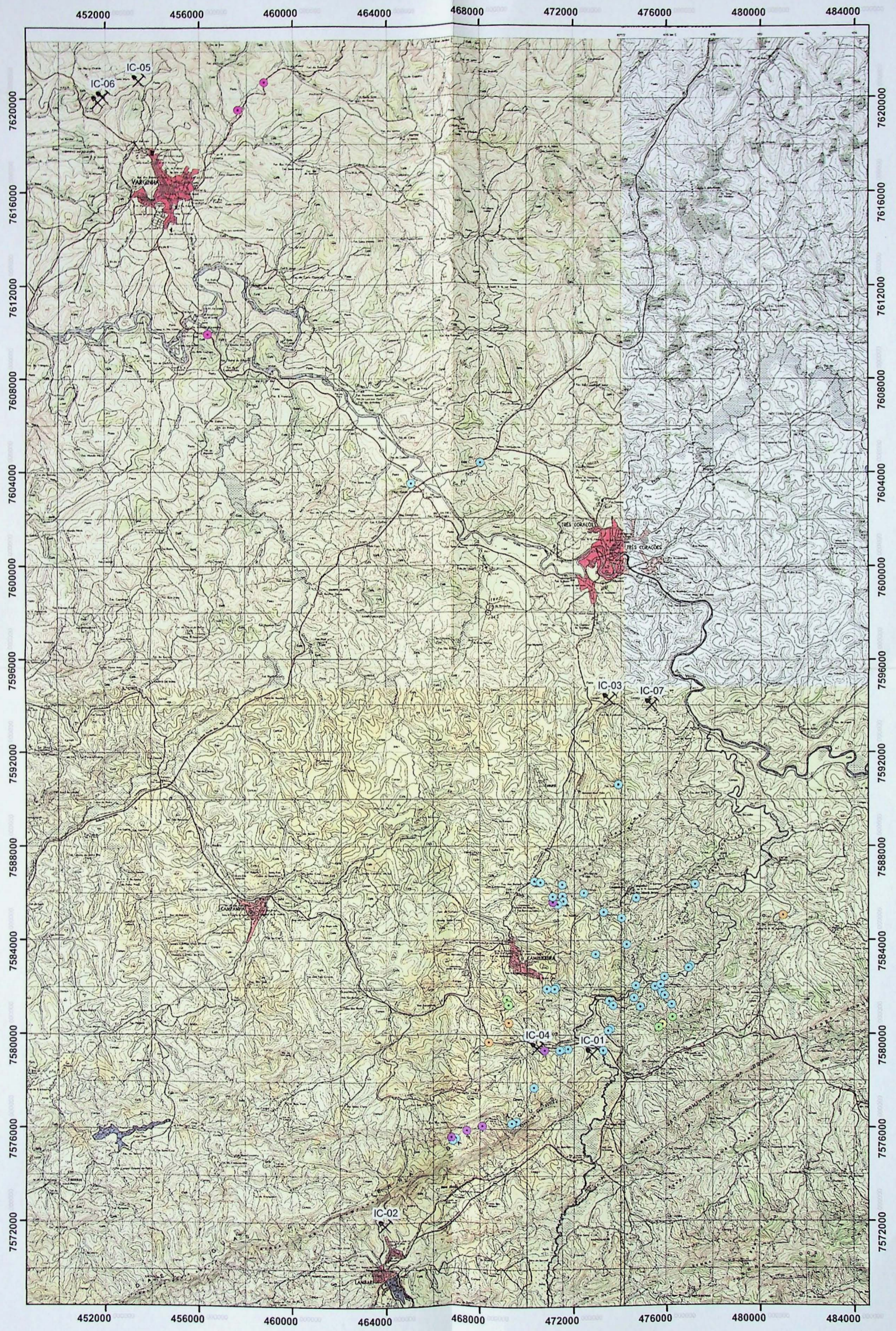
- Biotita-gnaissé
- Metabásica
- Cianita-granada-muscovita-quartzo-biotita-plagioclásio gnaissé
- Cianita-granada-quartzo-plagiocásio-biotita-k feldspato granulito
- Ortogranulito
- Leucogranito milonitizado
- Muscovita-quartzo-xisto
- Quartzito milonitizado



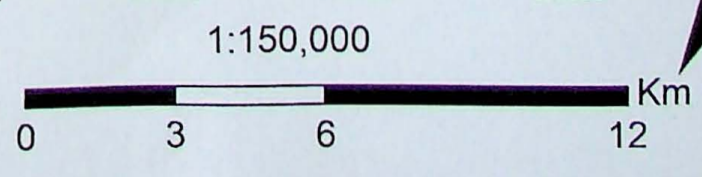
1:50,000



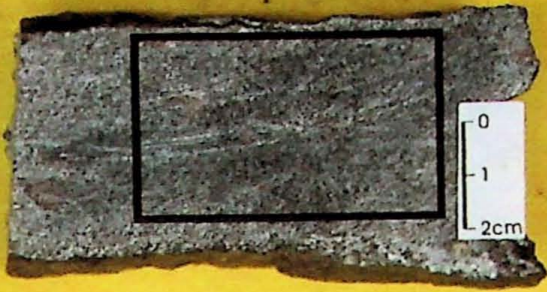
# Pedreiras estudadas em detalhe



✂ Pedreiras estudadas em detalhe



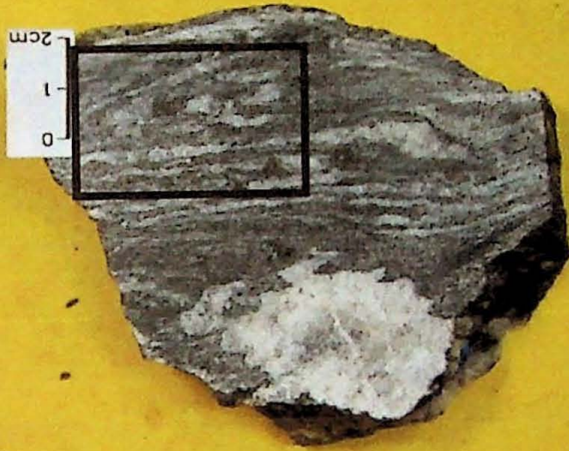
# ANEXO 2



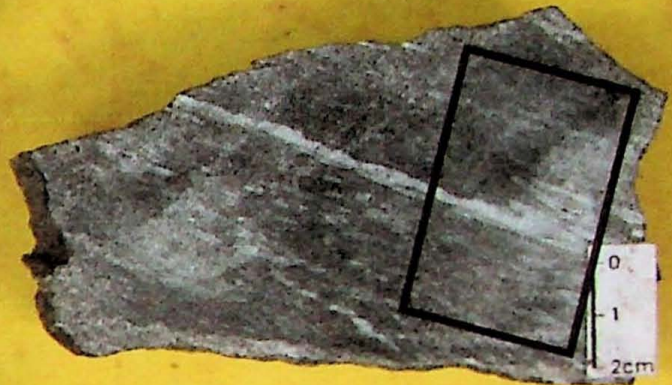
IC-01e-3



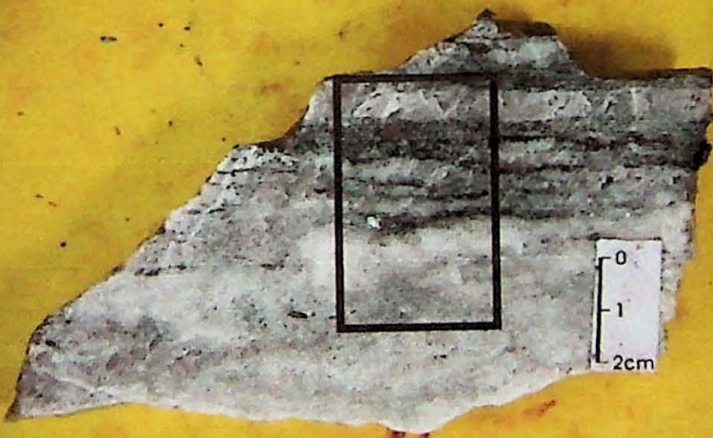
IC-01f-3



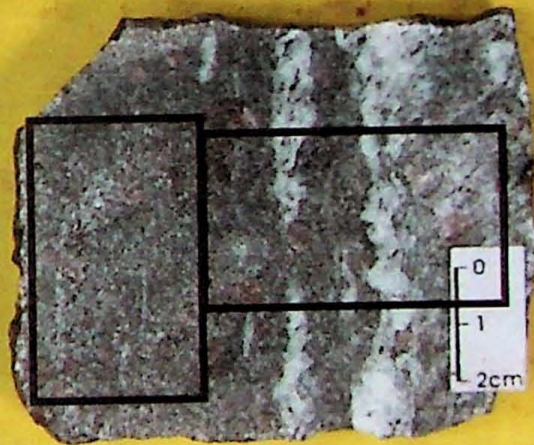
IC-01d-2



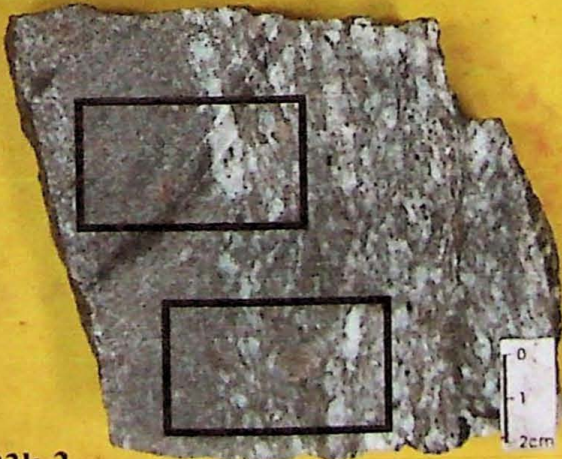
IC-01a-2



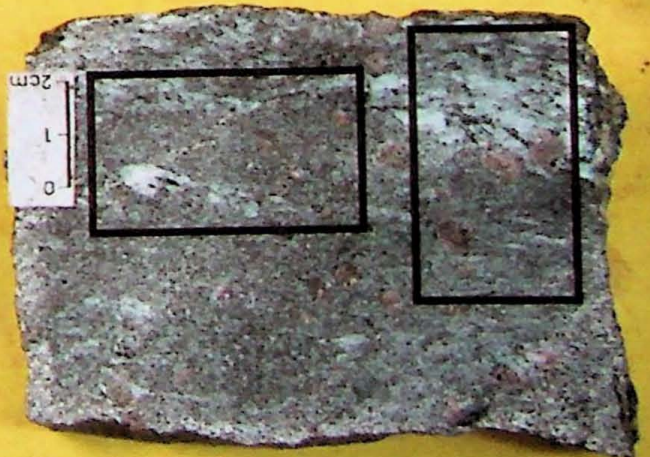
IC-01c-2



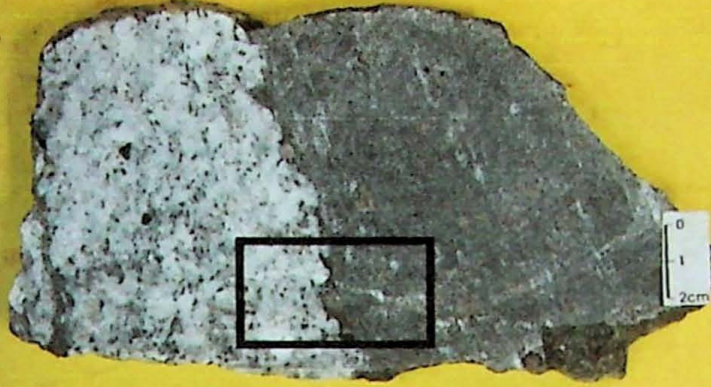
IC-03l-2



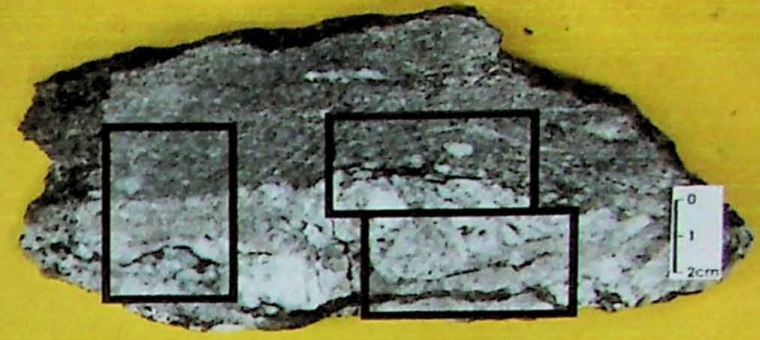
IC-03k-2



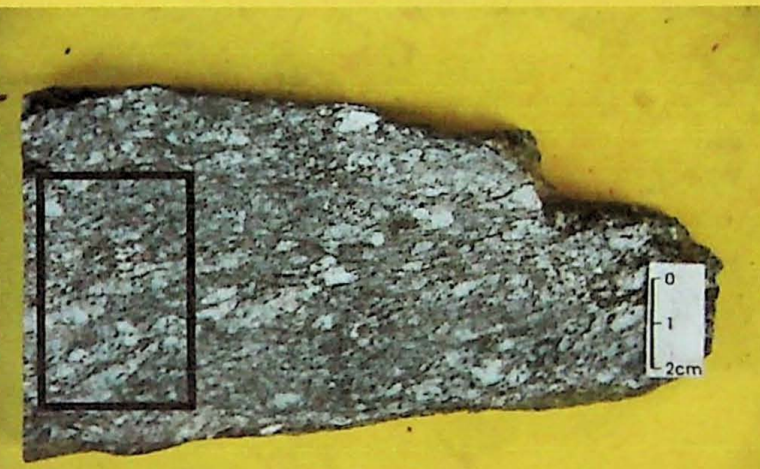
IC-03i-2



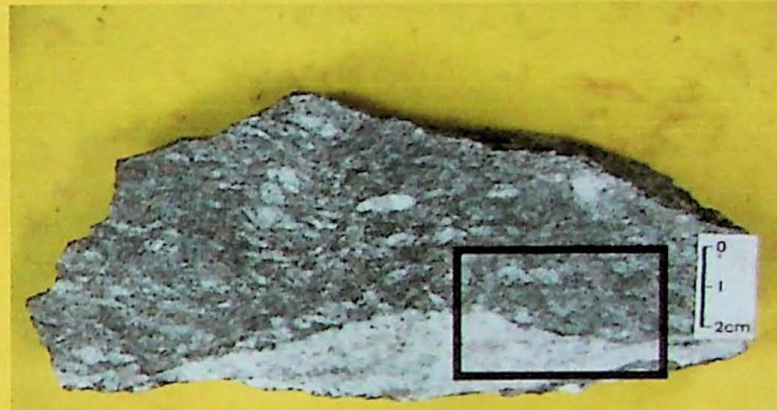
IC-03j-2



IC-03e-3



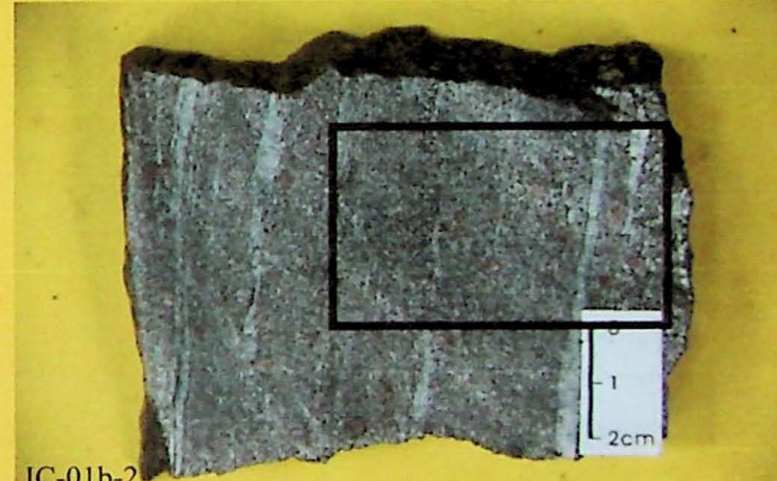
IC-03d-2



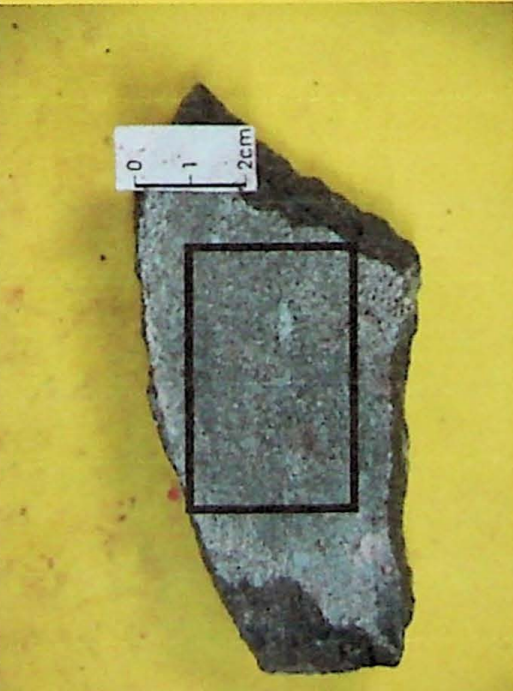
IC-03c-7



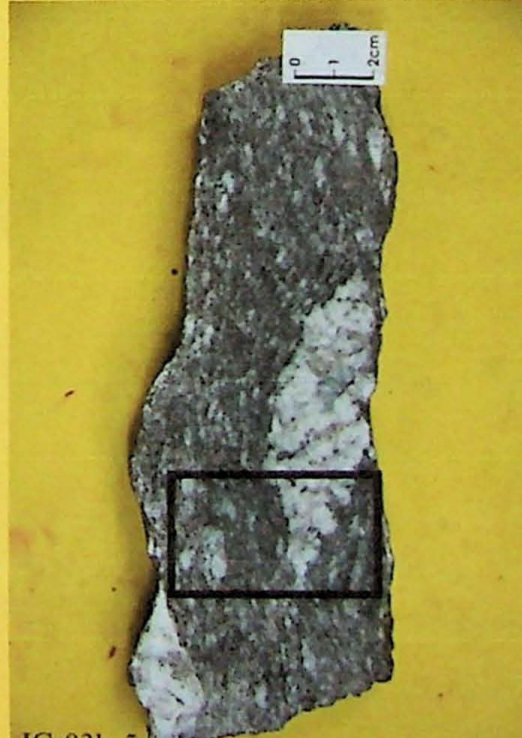
IC-03f-2



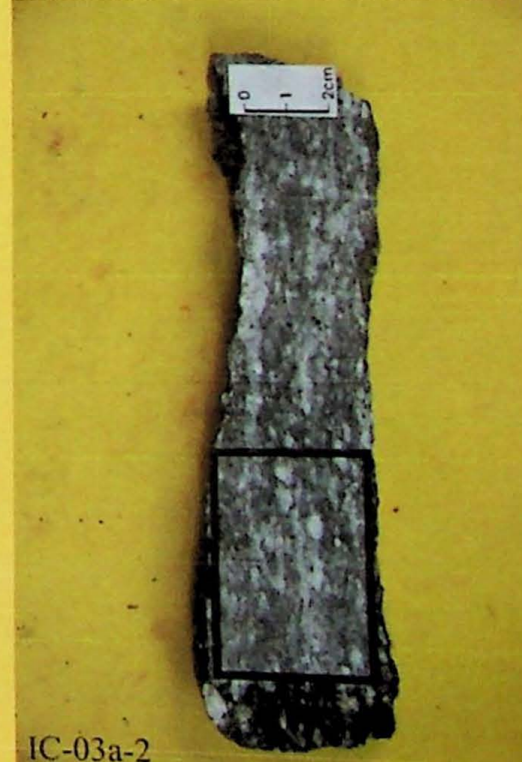
IC-01b-2



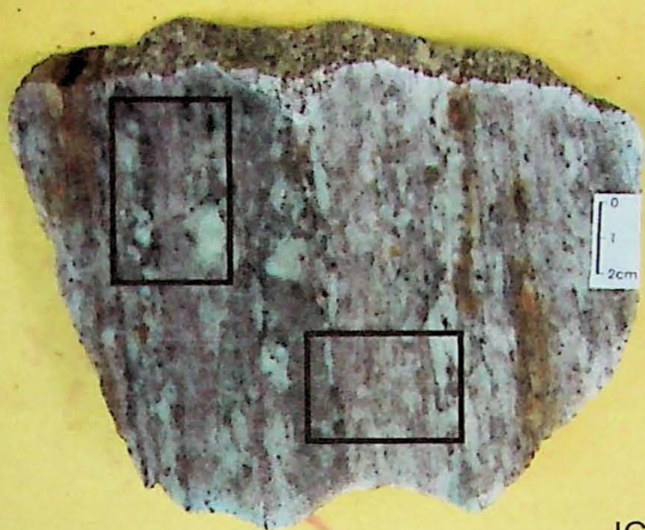
IC-03h-2



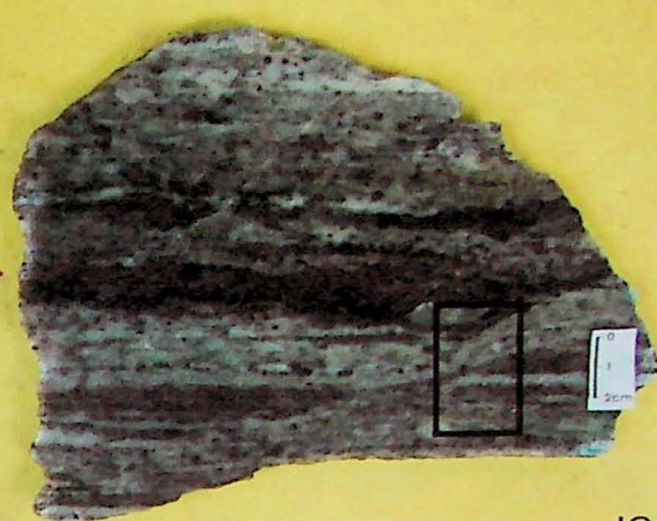
IC-03b-5



IC-03a-2



IC-06-01b



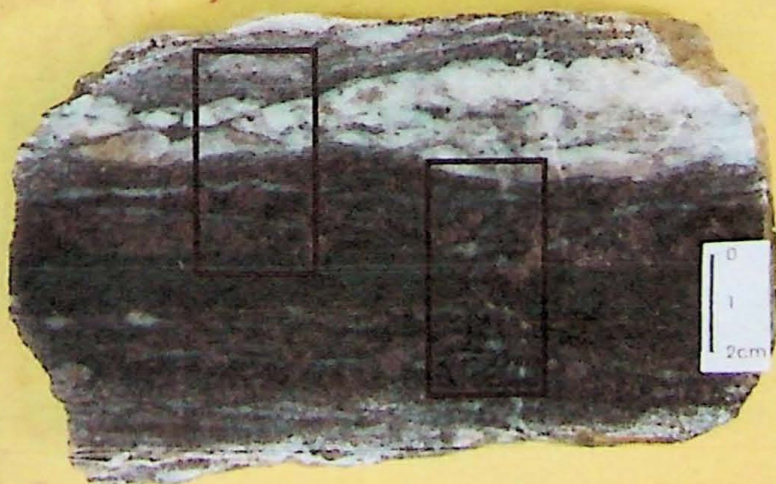
IC-06-04b



IC-06-05b



IC-06-06b



IC-06-07b



IC-06-08b



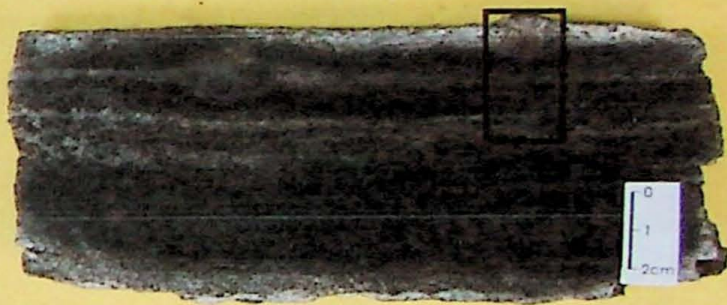
IC-06-09b



IC-06-10b



IC-06-11c



IC-06-12b



IC-06-12b'



IC-06-B2

# ANEXO 3



	IC-03J3.1 11/440a	IC-03J3.2 11/441	IC-02C 11/442	IC-01F 11/443	IC-03-C6 11/1092	IC-03-C5 11/1093	IC-03-E3 11/1094
<b>SiO2</b>	70,36	63,92	63,69	59,25	65,07	77,18	72,15
<b>TiO2</b>	0,444	0,868	0,813	0,900	0,815	0,076	0,165
<b>Al2O3</b>	14,69	15,04	15,68	17,87	14,90	12,88	14,84
<b>Fe2O3</b>	3,68	6,81	7,00	8,01	6,72	0,32	1,35
<b>MnO</b>	0,075	0,113	0,130	0,151	0,128	0,006	0,020
<b>MgO</b>	1,44	3,17	3,05	3,68	2,74	0,07	0,57
<b>CaO</b>	2,75	2,80	2,26	2,45	1,82	2,25	2,91
<b>Na2O</b>	3,72	2,86	2,60	2,79	3,00	4,53	5,40
<b>K2O</b>	1,34	2,43	2,56	3,03	2,40	0,64	0,56
<b>P2O5</b>	0,082	0,207	0,190	0,199	0,175	0,023	0,074
<b>Loi</b>	0,74	0,74	0,98	0,80	0,81	0,61	0,56
<b>Total</b>	99,32	98,96	98,95	99,13	98,58	98,59	98,60
<b>Ba</b>	315	505	538	647	471	196	148
<b>Ce</b>	47	< 35	50	51	44	<35	<35
<b>Co</b>	10	20	19	21	18	<6	<6
<b>Cr</b>	54	119	104	118	154	<13	30
<b>Cu</b>	56	15	38	29	32	24	44
<b>Ga</b>	15	19	19	22	16	11	12
<b>La</b>	< 28	31	< 28	31	<28	<28	<28
<b>Nb</b>	< 9	9	10	11	9	<9	<9
<b>Nd</b>	23	23	21	24	<14	<14	<14
<b>Ni</b>	28	58	59	70	56	5	12
<b>Pb</b>	12	14	23	16	8	5	7
<b>Rb</b>	43	83	84	102	71	11	14
<b>Sc</b>	< 14	17	18	21	15	<14	<14
<b>Sr</b>	230	197	180	206	186	259	327
<b>Th</b>	< 7	< 7	< 7	< 7	<7	<7	<7
<b>U</b>	5	3	< 3	3	5	<3	<3
<b>V</b>	59	152	136	164	123	23	32
<b>Y</b>	21	29	32	36	30	3	7
<b>Zn</b>	49	100	110	136	95	7	21
<b>Zr</b>	105	177	181	195	181	29	50
<b>Cl</b>	< 50	< 50	157	< 50	<50	<50	<50
<b>F</b>	526	776	1018	986	800	<500	<500
<b>S</b>	< 550	< 550	< 550	< 550	<550	<550	<550

	IC-06-02	IC-06-09	IC-06-10A	IC-06-10B	IC-06B2
	11/689	11/691	11/692	11/693	11/694
SiO2	51,88	71,65	55,99	71,81	65,55
TiO2	2,223	0,273	1,244	0,570	0,937
Al2O3	13,52	14,27	16,82	14,15	15,00
Fe2O3	14,41	2,21	9,63	2,75	7,02
MnO	0,190	0,038	0,132	0,019	0,126
MgO	5,86	0,64	5,38	1,51	2,86
CaO	9,39	1,17	6,46	1,84	3,06
Na2O	0,21	1,82	1,39	2,11	2,34
K2O	1,05	6,77	1,70	3,95	2,59
P2O5	0,162	0,054	0,329	0,108	0,176
Loi	1,10	0,54	0,88	0,72	0,44
<b>Total</b>	<b>100,03</b>	<b>99,44</b>	<b>99,96</b>	<b>99,54</b>	<b>100,10</b>
Ba	479	1523	837	855	615
Ce	59	115	239	57	83
Co	48	6	30	7	19
Cr	69	17	56	10	92
Cu	95	6	54	<5	14
Ga	21	16	22	17	17
La	<28	74	147	<28	<28
Nb	25	9	30	11	13
Nd	50	14	112	<14	22
Ni	44	5	44	5	51
Pb	18	25	15	18	23
Rb	112	194	86	128	89
Sc	38	<14	21	<14	16
Sr	39	268	599	180	214
Th	8	33	33	12	<7
U	6	4	3	3	<3
V	330	32	186	34	128
Y	43	29	52	7	36
Zn	161	23	134	56	97
Zr	137	125	171	197	229
Cl	73	<50	<50	<50	193
F	2361	<500	3754	1111	836
S	3844	<550	1746	<500	<500

	IC-03H3	IC-03G1	IC-03F3	IC-03A3	IC-01E3	IC-03K1.1	IC-03K1.2	IC-03J3.2	IC-02C	IC-01F
SiO2	66,51	66,12	64,85	65,51	61,46	63,74	64,76	63,92	63,69	59,25
Rb	94,50	70,80	81,90	85,10	109,00	101,00	92,80	94,40	94,70	109,00
Sr	233,00	229,00	216,00	171,00	178,00	180,00	159,00	183,00	167,00	184,00
Y	31,80	32,50	33,80	30,60	28,40	33,30	39,90	29,60	27,20	29,50
Zr	149,00	152,00	198,00	167,00	184,00	149,00	172,00	137,00	165,00	162,00
Nb	13,20	11,00	12,40	10,90	12,10	8,60	17,70	10,60	11,50	12,70
Cs	4,82	3,65	4,25	4,22	6,05	6,19	5,24	5,96	5,67	6,23
Ba	452,00	455,00	495,00	561,00	674,00	457,00	546,00	526,00	552,00	659,00
La	25,00	24,80	37,00	27,20	32,60	27,80	35,30	27,50	31,60	30,40
Ce	48,00	47,70	70,90	51,90	62,20	52,80	67,20	52,20	59,20	57,70
Pr	6,42	6,36	9,48	6,95	8,38	7,15	8,88	7,10	8,08	7,91
Nd	25,90	25,60	37,90	27,70	33,50	28,50	34,50	28,50	32,10	31,60
Sm	5,59	5,59	7,90	5,96	7,23	6,15	7,30	6,12	6,72	6,70
Eu	1,30	1,34	1,59	1,35	1,52	1,29	1,45	1,28	1,44	1,45
Gd	5,14	5,27	6,90	5,46	6,65	5,78	6,93	5,75	6,02	6,03
Tb	0,81	0,84	1,02	0,86	0,98	0,91	1,14	0,89	0,88	0,90
Dy	4,51	4,88	5,45	4,90	5,11	5,21	6,51	4,99	4,82	4,98
Ho	1,00	1,09	1,16	1,08	1,04	1,19	1,44	1,08	1,01	1,11
Er	2,88	3,06	3,24	3,05	2,84	3,45	3,95	3,04	2,80	3,19
Tm	0,44	0,47	0,48	0,46	0,42	0,53	0,60	0,46	0,43	0,50
Yb	2,87	2,95	3,00	2,96	2,63	3,36	3,71	2,88	2,79	3,34
Lu	0,44	0,46	0,47	0,46	0,42	0,51	0,56	0,44	0,44	0,53
Hf	3,15	3,37	4,32	3,83	4,29	3,52	4,08	3,21	3,86	3,90
Ta	1,25	0,68	0,80	0,71	0,84	0,43	1,36	0,69	0,75	1,05
Pb	15,30	13,50	14,10	14,70	17,40	18,20	17,20	17,60	17,20	18,20
Th	7,16	6,91	9,84	7,55	10,15	7,75	11,52	7,44	9,30	8,93
U	2,23	1,99	2,73	2,37	2,96	2,45	4,62	2,33	2,68	2,74

IC-03-F2

	1	2	3	4	5
Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	63.29	62.62	62.25	61.79	
TiO2	0.03	0	0	0	0
Al2O3	23.93	24 23.82		23 23.68	
Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0.02	0 0.01		0	0
MgO	0.01	0.01		0	0
CaO	5.03	4.82	4.89	5.28	
Na2O	8.93	8.91	9.3	8.92	
K2O	0.08	0.09	0.07	0.04	
Totals	100.22	100.29	99.52	99.71	

	8	8	8	8	8
Oxygens					
Si	2.751	2.765	2.764	2.775	2.748
Ti	0.001	0	0	0	0
Al	1.248	1.236 1.24		1.209	1.242
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0 0.001		0	0 0.003	
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0.001	0	0	0	0
Mg	0.001	0.001		0	0
Ca	0.238	0.228	0.234	0.252	
Na	0.766	0.763	0.804	0.769	
K	0.004	0.005	0.004	0.002	
Sum	5.009	5	5	5.025	5.015
An	2.370.517.928	232.160.804	2.300.706.357	225.433.526	2.468.168.462

#PI3	1	2	3	4	5	6
Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	62.19	62.97	62.16	63.23	61.24	
TiO2	0.02	0 0.02	0.03		0 0.01	
Al2O3	24.14		23 22.87	23.35	22.55	
Cr2O3	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0
MnO	0.01		0 0.03	0.02	0.02	
MgO	0.01	0	0 0.01		0 0.02	
CaO	5.24	4.34	4.21	4.39	4.21	
Na2O	9.25	9.4	9.53	9.55	9.56	
K2O	0.05	0.1	0.07	0.07	0.09	
Totals	100.91	99.82	98.91	100.6	97.71	

Oxygens	8	8	8	8	8	8
Si	2.737	2.787 2.79	2.784	2.784	2.782	2.777
Ti	0.001	0 0.001	0.001	0	0	0
Al	1.252	1.208	1.201	1.207	1.211	1.206
Cr	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.002	0 0.003		0 0.001	0.005	
Fe2	0	0	0	0	0	0
Mn	0.001	0	0 0.001	0.001	0.001	
Mg	0	0	0 0.001	0.001	0 0.001	
Ca	0.247	0.206	0.202	0.207	0.205	
Na	0.789	0.808	0.827	0.815	0.841	
K	0.003	0.005	0.004	0.004	0.005	
Sum	5.031	5.015	5.014	5.027	5.021 5.04	
An	2.384.169.884	2.02.955.665	2.031.558.185	1.963.070.943	2.025.440.313	1.959.847.036

#P113

	1	2	3	4	5
Min	fsp				
SiO2	61.23	61.14	61.66	60.03	
TiO2	0.01	0.01	0.01	0.01	
Al2O3	23.29	23.36	23.29	23.52	
Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0.01	0.01	0.02		0
MgO	0.01		0	0.02	
CaO	4.49	4.88	4.83	5.46	
Na2O	8.73	8.95	9.01	8.53	
K2O	0.37	0.06	0.08	0.04	
Totals	98.14	98.4	98.89	97.62	

Oxygens

	8	8	8	8	8
Si	2.979	2.763	2.754	2.763	2.728
Ti	0	0	0	0	0
Al	1.016	1.239	1.241	1.23	1.26
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0.001	0.002	0.001	0.001	0.005
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0.0001	0.001	0.001	0.001	0
Mg	0.001	0.001	0	0.001	0.001
Ca	0.186	0.217	0.235	0.232	0.266
Na	0.656	0.764	0.782	0.783	0.752
K	0.001	0.022	0.003	0.005	0.003
Sum	4.84	5.009	5.017	5.015	5.015

An 2.209.026.128 2.212.028.542 2.310.717.797 2.285.714.286 2.612.966.601

#P111

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	61.88	64.22	62.21	61.7	61.63	61.95	62.15	62.28	
TiO2	0.01	0 0.01	0.01		0	0	0	0	0
Al2O3	23.92	22.77	23.8	23.66	23.79	22.22	23.89	23.77	
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.01	0.02	0.05		0 0.01	0.02	0.01	0.01	
MgO	0	0	0	0	0 0.01	0	0	0 0.01	
CaO	5.11	3.73	5.09	5.03	5.06	3.84	5.11	4.76	
Na2O	9.16	9.78	9.13	8.97	9.06	9.71	9.01	9.51	
K2O	0.04	0.07	0.09	0.06	0.12	0.07	0.06	0.06	
Totals	100.13	100.6	100.38	99.42	99.68	97.81	100.24	100.4	

Oxygens	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.743	2.819	2.741	2.75	2.751	2.745	2.803	2.75	2.753
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.25	1.178	1.249	1.24	1.244	1.249	1.185	1.246	1.239
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.001	0	0 0.001	0.001		0 0.001	0	0	0
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0 0.001		0 0.002		0	0 0.001		0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.243	0.175	0.241	0.24	0.241	0.186	0.242	0.226	
Na	0.788	0.832	0.782	0.776	0.783	0.852	0.773	0.815	
K	0.002	0.004	0.005	0.003	0.007	0.004	0.004	0.003	
Sum	5.026	5.01	5.039	5.022	5.016	5.026	5.032	5.016	5.037

An 2.356.935.015 1.737.835.154 2.291.466.922 2.355.816.227 2.362.204.724 2.353.515.625 1.791.907.514 2.384.236.453 2.170.989.433

#PI9	Min	1	2	3	4	5	6	7
	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	62	61.62	61.8	60.01	61.79	62.57	62.77	
TiO2	0	0.01	0	0.03		0	0.02	
Al2O3	24.19	23.71	23.98	23.42	23.79	23.96	24.27	
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.02	0.01	0.01	0.03		0.04	0.01	
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5.16	5.24	5.05	5.39	5.06	5.08	5.03	
Na2O	9.24	8.91	9.19	8.89	9.02	9.35	9.39	
K2O	0.07	0.05	0.06	0.08	0.07	0.07	0.05	
Totals	100.68	99.54	100.08	97.85	99.73	101.07	101.54	

Oxygens	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.735	2.746	2.734	2.726	2.748	2.749	2.742	
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.26	1.25	1.25	1.25	1.25	1.24	1.25	
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0	0.001	0.014	0.005	0.002	0	0.003	
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.001	0	0	0	0	0.001	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.244	0.25	0.239	0.262	0.241	0.239	0.235	
Na	0.791	0.77	0.788	0.783	0.777	0.797	0.795	
K	0.004	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.003	
Sum	5.033	5.016	5.029	5.037	5.019	5.031	5.029	
An	2.357,487.923	2.450.980.392	2.327.166.504	2.507.177.033	2.367.387.033	2.306.949.807	2.281.553.398	

#PI10	1	2	3	4	5
Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	61.43	62.42	61.99	62.61	
TiO2	0	0	0	0	0
Al2O3	24.02	24.33	23.58	24.02	
Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0.04	0.01	0.01	0.01	
MgO	0	0	0	0	0
CaO	5.48	5.68	4.89	4.87	
Na2O	9.2	8.84	9.31	9.51	
K2O	0.02	0.06	0.08	0.07	
Totals	100.19	101.33	99.87	101.12	

Oxygens	8	8	8	8	8
Si	2.727	2.735	2.748	2.754	2.748
Ti	0	0	0	0	0
Al	1.257	1.257	1.238	1.235	1.243
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0.002	0	0	0	0
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0.002	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0
Ca	0.26	0.267	0.233	0.229	
Na	0.792	0.751	0.802	0.81	
K	0.001	0.003	0.004	0.004	
Sum	5.04	5.013	5.039	5.031	5.036
An	247.148.289	2.622.789.784	2.247.619.048	2.251.207.729	2.204.042.348

#PI4	1	2	3
Min	fsp	fsp	fsp
SiO2	62.3	61.69	61.69
TiO2	0.01	0	0
Al2O3	23.75	23.8	23.8
Cr2O3	0	0	0
Fe2O3	0	0	0
FeO	0	0	0
MnO	0	0.01	0.01
MgO	0.01	0.01	0.01
CaO	4.97	5.2	5.2
Na2O	9.49	9.07	9.07
K2O	0.42	0.07	0.07
Totals	100.94	99.85	99.85

Oxygens	8	8	8
Si	2.743	2.736	2.742
Ti	0	0	0
Al	1.233	1.253	1.247
Cr	0	0	0
Fe3	0.008	0.004	0.002
Fe2	0	0	0
Mn	0	0	0
Mg	0	0.001	0
Ca	0.234	0.245	0.248
Na	0.81	0.792	0.782
K	0.024	0.002	0.004
Sum	5.053	5.032	5.026

An

224.137.931 2.362.584.378 240.776.699

#PI5

Min	1	2	3	4	5
	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	61.66	62.46	62.64	62.42	
TiO2	0.02	0	0 0.05		0
Al2O3	24.39	23.96	24.09	24.08	
Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0 0.01	0.02		0 0.02	
MgO	0.02	0	0	0 0.01	
CaO	5.25	5.13	5.06	5.25	
Na2O	9.34	9.48	9.71	9.37	
K2O	0.06	0.08	0.07	0.05	
Totals	101.67	101.13	101.62	101.2	

Oxygens	8	8	8	8	8
Si	2.732	2.736	2.745	2.741	2.74
Ti	0.001	0	0 0.002		0
Al	1.255	1.232	1.241	1.243	1.246
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0.006	0.007	0	0 0.001	
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0	0 0.001		0 0.001	
Mg	0.001	0	0	0 0.001	
Ca	0.245	0.234	0.237	0.247	
Na	0.791	0.864	0.824	0.797	
K	0.003	0.002	0.004	0.003	
Sum	5.034	5.076	5.041	5.036	

An 2.364.864.865 2.131.147.541 2.304.761.905 2.233.741.753 2.365.900.383

#P16	1	2	3	4
Min	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	61.7	61.21	61.69	60.38
TiO2	0.07	0.04	0.02	0
Al2O3	24.3	24.31	24.6	24.79
Cr2O3		0	0	0
Fe2O3		0	0	0
FeO		0	0	0
MnO	0.03	0.02	0	0.01
MgO		0	0	0
CaO	5.9	5.91	5.82	6.26
Na2O	9.01	8.94	8.99	8.29
K2O	0.05	0.06	0.06	0.04
Totals	101.06	100.5	101.19	99.77

Oxygens	8	8	8	8
Si	2.714	2.709	2.706	2.692
Ti	0.002	0.001	0.001	0
Al	1.26	1.268	1.272	1.303
Cr	0	0	0	0
Fe3	0.008	0.007	0.014	0.001
Fe2	0	0	0	0
Mn	0.001	0.001	0	0.001
Mg	0	0	0	0
Ca	0.278	0.28	0.274	0.299
Na	0.769	0.767	0.764	0.717
K	0.003	0.003	0.003	0.002

Sum	5.035	5.037	5.033	5.015
An	2.655.205.349	2.674.307.545	2.639.691.715	2.942.913.386

#PI7	1	2	3
Min	fsp	fsp	fsp
SiO2	61.74	61.84	61.89
TiO2	0	0.03	0
Al2O3	24.35	24.47	24.25
Cr2O3	0	0	0
Fe2O3	0	0	0
FeO	0	0	0
MnO	0.02	0.02	0
MgO	0.01	0	0.01
CaO	5.48	5.76	5.66
Na2O	9.34	9.1	9.43
K2O	0.08	0.06	0.06
Totals	101.01	101.28	101.3

Oxygens	8	8	8
Si	2.718	2.712	2.721
Ti	0	0.001	0
Al	1.263	1.265	1.257
Cr	0	0	0
Fe3	0.006	0.01	0.002
Fe2	0	0	0
Mn	0.001	0.001	0
Mg	0.001	0	0.001
Ca	0.258	0.271	0.267
Na	0.797	0.774	0.804
K	0.004	0.004	0.003
Sum	5.048	5.037	5.054

An 244.549.763 2.593.301.435 2.492.997.199

#PI8

Min	1 fsp	2 fsp	3 fsp	4 fsp	5
SiO2	62.01	62.26	62.95	61.95	
TiO2	0	0	0	0	0
Al2O3	24.02	24.2	23.96	23.74	
Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0 0.01	0 0.03	0 0.03	0.04	0
MgO	0 0.01	0	0	0	0
CaO	5.21	5.05	5.13	5.06	
Na2O	9.04	9.5	9.64	9.15	
K2O	0.05	0.06	0.05	0.05	
Totals	100.35	101.06	101.77		100

Oxygens	8	8	8	8	8
Si	2.735	2.74	2.737	2.749	2.75
Ti	0	0	0	0	0
Al	1.25	1.251	1.254	1.234	1.242
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0.005	0.004	0.001	0	0
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0 0.001	0.001	0
Mg	0 0.001	0	0	0	0
Ca	0.245	0.247	0.238	0.24	0.24
Na	0.799	0.774	0.81	0.816	0.788
K	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003
Sum	5.038	5.02	5.042	5.043	5.024
An	2.346.743.295	2.419.196.866	2.270.992.366	2.272.727.273	233.463.035

#P 12	1	2	3	4	5	6	7
Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	62.98	62.44	62.68	61.71	61.47	61.97	
TiO2		0.03	0.05	0.01		0 0.04	
Al2O3	24.24	23.93	23.8	23.87	23.86	24.02	
Cr2O3		0	0	0	0	0	0
Fe2O3		0	0	0	0	0	0
FeO		0	0	0	0	0	0
MnO		0 0.01	0.02	0 0.01		0	0
MgO	0.01	0.01	0.02		0	0	0
CaO	5.22	5.09	4.81	5.18	5.09	5.11	
Na2O	9.15	9.37	9.36	9.13	9.27	9.13	
K2O	0.06	0.05	0.12	0.08	0.09	0.06	
Totals	101.67	100.93	100.84	99.99	99.78	100.34	

Oxygens	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.746	2.746	2.741	2.757	2.741	2.737	2.74
Ti			0 0.002		0	0 0.001	
Al	1.246	1.241 1.25		1.234 1.25		1.252	1.252
Cr	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.004	0.003	0	0	0 0.002	0.003	
Fe2		0	0	0	0	0	0
Mn		0 0.001		0	0	0	0
Mg	0.001	0.001	0 0.001		0	0	0
Ca	0.244	0.24	0.227	0.246	0.243	0.242	
Na	0.773	0.799	0.799	0.786	0.8	0.783	
K	0.003	0.003	0.007	0.004	0.005	0.004	
Sum	5.017	5.032	5.031	5.027	5.029	5.039	5.024
An	2.399.213.373	2.309.913.378	2.367.149.758	2.212.475.634	2.38.372.093	2.329.817.833	236.097.561

IC-01-C2

5

4

3

2

1

	1	2	3	4	5
Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	61.47	63.65	62.81	63.78	63.84
TiO2	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01
Al2O3	23.89	22.27	22.97	22.02	22.46
Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0.03	0.04	0.01	0.02	0
MgO	0.02	0	0	0	0.01
CaO	4.57	3.51	4.3	2.99	3.55
Na2O	9.42	9.87	9.66	10.23	9.98
K2O	0.03	0.09	0.1	0.06	0.12
Totals	99.48	99.42	99.88	99.11	99.96

	8	8	8	8	8
Oxygens	8	8	8	8	8
Si	2.742	2.827	2.787	2.839	2.822
Ti	0.002	0.0001	0.001	0	0
Al	1.256	1.166	1.201	1.155	1.17
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	0
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0.001	0.001	0.001	0.001	0
Mg	0.001	0	0	0	0.001
Ca	0.219	0.167	0.205	0.142	0.168
Na	0.815	0.85	0.831	0.883	0.855
K	0.001	0.005	0.006	0.003	0.006
Sum	5.037	5.017	5.03	5.025	5.023
An	2.117.988.395	1.642.084.562	1.978.764.479	1.385.365.854	1.642.228.739

Sample	#PI14	2	3	4	5
Min	fsp				
SiO2	61.8	61.15	61.15	62.39	
TiO2	0 0.04	0.02	0.02		0
Al2O3	23.89	24.77	24.77	23.29	
Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0.02	0	0	0	0
MgO	0.01	0	0	0 0.01	
CaO	4.65	4.59	4.59	4.24	
Na2O	9.14	9.24	9.24	9.74	
K2O	0.04	0.08	0.08	0.09	
Totals	99.92	99.84	99.84	99.76	

Oxygens	8	8	8	8	8
Si	2.765	2.735	2.717	2.717	2.773
Ti	0 0.001	0.001	0.001		0
Al	1.223	1.246	1.297	1.297	1.22
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0 0.002		0	0	0
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0.001	0	0	0	0
Mg	0 0.001		0	0	0
Ca	0.239	0.221	0.218	0.218	0.202
Na	0.787	0.865	0.796	0.796	0.839
K	0.003	0.002	0.004	0.004	0.005
Sum	5.019	5.073	5.034	5.034	5.04
An	2.329.434.698	2.034.990.792	2.149.901.381	2.149.901.381	1.940.441.883

Sample	#PI3	2	3	4	5
Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	61.34	62.63	64.51	62.92	
TiO2		0 0.01	0	0 0.03	
Al2O3	23.83	22.81	21.82	22.57	
Cr2O3		0	0	0	0
Fe2O3		0	0	0	0
FeO		0	0	0	0
MnO		0 0.01		0 0.01	
MgO	0.01	0	0 0.01		0
CaO	5.41	3.28	2.95	4.01	
Na2O	8.95	10.51	10.15	9.78	
K2O	0.09	0.24	0.1	0.1	
Totals	99.62	99.47	99.56	99.4	

Oxygens	8	8	8	8	8
Si	2.734	2.792	2.853	2.856	2.802
Ti	0	0	0	0 0.001	
Al	1.252	1.199	1.137	1.139	1.185
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0.003	0.001	0	0 0.001	
Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0 0.001		0
Ca	0.258	0.157	0.14	0.191	
Na	0.774	0.908	0.872	0.844	
K	0.005	0.013	0.006	0.006	
Sum	5.027	5.069	5.019	5.013	5.029
	25	1.474.178.404	1.438.356.164	1.383.399.209	1.845.410.628

#P18	Min	1	2	3	4	5	6	7
	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	62.37	61.52	61.53	60.87	61.96	60.98	61.09	
TiO2		0	0	0 0.03	0.02	0	0 0.03	
Al2O3	23.68	23.96	24.4	24.23	23.72	24.44	24.45	
Cr2O3		0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3		0	0	0	0	0	0	0
FeO		0	0	0	0	0	0	0
MnO		0	0 0.03		0 0.02		0 0.04	
MgO		0	0 0.02		0	0	0	0
CaO	4.71	5.34	5.54	5.61	5.1	5.39	5.39	
Na2O	9.31	8.85	8.89	8.82	9.09	8.97	8.85	
K2O	0.09	0.07	0.15	0.2	0.22	0.22	0.22	
Totals	100.16	99.74	100.55	99.76	100.13	100.01	100.06	

Oxygens	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.761	2.736	2.721	2.714	2.714	2.748	2.713	2.715
Ti	0	0	0 0.001	0.001	0.001	0	0 0.001	
Al	1.235	1.256	1.272	1.274	1.24		1.282	1.281
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0 0.005		0 0.003	0.001	0.001	0	0	0
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0 0.001	0	0 0.001	0 0.001	0	0 0.001	0
Mg	0	0 0.001		0	0	0	0	0
Ca	0.224	0.255	0.262	0.268	0.243	0.257	0.257	
Na	0.799	0.763	0.762	0.763	0.782	0.774	0.763	
K	0.005	0.004	0.008	0.011	0.013	0.012	0.012	
Sum	5.024	5.017	5.028	5.034	5.034	5.028	5.039	5.031
An	2.189.638.319	2.504.911.591	255.859.375	2.599.418.041	2.370.731.707	2.492.725.509	2.519.607.843	

#P19 1 2 3 4 5

Min	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
SiO2	62.8	63.07	60.24	60.33	60.1
TiO2		0 0.01		0 0.02	0.02
Al2O3	23.22	23.52	24.79	25.04	25.28
Cr2O3		0	0	0	0
Fe2O3		0	0	0	0
FeO		0	0	0	0
MnO	0.01	0.02		0 0.02	0.01
MgO	0.01		0 0.01		0 0.01
CaO	4.55	4.57	6.63	6.47	6.54
Na2O	9.5	9.55	8.21	8.36	8.27
K2O	0.09	0.04	0.09	0.06	0.07
Totals	100.18	100.78	99.98	100.29	100.29

Oxygens	8	8	8	8	8
Si	2.776	2.773	2.686	2.68	2.67
Ti	0	0	0 0.001		0.001
Al	1.21	1.219	1.303	1.312	1.324
Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0.004	0	0	0 0.002	
Fe2		0	0	0	0
Mn	0 0.001		0 0.001		0
Mg	0.001	0 0.001		0 0.001	
Ca	0.216	0.215	0.317	0.308	0.311
Na	0.814	0.814	0.71	0.72	0.712
K	0.005	0.002	0.005	0.003	0.004
Sum	5.026	5.025	5.021	5.025	5.024
An	2.097.087.379	2.089.407.191	3.086.660.175	2.996.108.949	3.040.078.201

DOAÇAS  
TGC-VSP  
02 02 12

