

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MODELAMENTO METAMÓRFICO DE ROCHAS DAS FÁCIES XISTO-VERDE E
ANFIBOLITO COM O USO DE PSEUDOSSEÇÕES: EXEMPLO DAS ROCHAS DA
*KLIPPE CARRANCAS, SUL DE MINAS GERAIS***

Mauricio Pavan Silva

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2010

Mauricio Pavan Silva

**MODELAMENTO METAMÓRFICO DE ROCHAS DAS FÁCIES XISTO-VERDE E
ANFIBOLITO COM O USO DE PSEUDOSSEÇÕES: EXEMPLO DAS ROCHAS DA
KLIPPE CARRANCAS, SUL DE MINAS GERAIS**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em
Geologia

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2010

Silva, Mauricio Pavan

Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto-verde e anfibolito com uso de pseudosseções: exemplo das rochas da *Klippe* Carrancas, sul de Minas Gerais / Mauricio Pavan Silva – São Paulo, 2010.

Ix, 144 fls.: il.

=

Dissertação (Mestrado): IGC/USP – 16.04.2010

Orient.: Moraes, Renato

1. pseudosseções, 2. THERMOCALC, 3. modelamento metamórfico, 4. *Klippe* Carrancas I. Título

CDD 552.3^T^S586^MP.mo



MODELAMENTO METAMÓRFICO DE ROCHAS DAS FÁCIES XISTO-VERDE E ANFIBOLITO COM O USO DE PSEUDOSSEÇÕES: EXEMPLO DAS ROCHAS DA KLIPPE CARRANCAS, SUL DE MINAS GERAIS

MAURICIO PAVAN SILVA

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome	Assinatura
Presidente: Prof. Dr. Renato de Moraes	
Examinadores: Prof ^a . Dr ^a . Carla Cristine Porcher	
Prof ^a . Dr ^a . Monica da Costa P. Lavalley Heilbron	

*A minha esposa, Cíntia,
pelo apoio, companheirismo e compreensão em todos os momentos*

Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de agradecer à minha família, em especial meus pais, Francisco e Sônia, por sempre acreditarem em mim, e me apoiarem durante o mestrado;

À Cíntia que sempre esteve ao meu lado, ajudando-me para que esta dissertação ficasse “apresentável”;

Ao Professor Renato, que além de acreditar que esse projeto iria render bons frutos, se mostrou um grande amigo, apresentando-me a uma quantidade infundável de bandas com sons “meio malucos”;

Ao Professor Mário da Costa Campos Neto pela ajuda nos trabalhos de campo e que com sua empolgação com as pseudosseções, me animava mais a trabalhar com os diagramas;

Aos Professores Gergely Szabó, Fábio Ramos, Giana Garda, entre outros, pela ajuda e discussão de assuntos petrológicos;

Ao Prof. Marcos Egydio pela companhia nas viagens de campo a Carrancas;

Ao Prof. André Ribeiro pela disponibilização da cópia de seu mestrado;

Ao pessoal da gráfica, em especial Henrique e Claudionor sempre solícitos pra ajudar com as cópias dos trabalhos e apostilas;

Aos funcionários do instituto, em especial Ana Paula, Magali e Tadeu, os técnicos Marcos e Angélica, pessoal do laboratório de química e pessoal da laminação;

Aos colegas da pós-graduação: Rafael (vivih), um grande amigo e companheiro de turma e de sala; Felipe (banherão), sempre aparecia pra contar alguma história; Frederico (jaú), amigão e companheiro de “franguinho”; Elder (noku), grande amigo e companheiro de turma; Camila (rasga), Bruna (rabo d’galo), Gabriel (rã), Carlos Mário, John, Luana, Cauê (carrapato) e Renato (lesmah). Aos agora Professores :Adriana (bisteka); Lucelene (val), Carlos (guano) e Rogério (valentino).

Aos amigos que sempre estiveram presentes: André Calado (chauvinista) e André Paoliello (phelado), Maurício (retardado), Júlio (Capitão), Gustavo, Gabriel (zorzi), Saulo (gorfo), Laércio (rasgadinho), Leandro (xubaca), Fabrício (passivo), Maria Elisa (kcilda).

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) Aos colegas da CPRM, Frederico e Vidyã, Fabrizioo, Sérgio, Luiz Gustavo, Felipe, Márcio e Viviane.

Muito Obrigado

“...e eu, uma pedra”.
Charlie Brown (Minduim)

Resumo

Silva, M. P. **Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto-verde e anfibolito com o uso de pseudosseções: exemplo das rochas da *Klippe* Carrancas, sul de Minas Gerais**. 2010. 142 pp. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

A *Klippe* Carrancas, frente do Sistema de *Nappes* Carrancas, está posicionada na borda sul do Cráton do São Francisco. A *klippe* é composta por rochas do Grupo Carrancas e estruturada da base para topo por quartzitos puros a micáceos, gradando verticalmente para estauroлита-granada-cloritóide-clorita filito ou cianita-estauroлита-granada xisto cinza porfiroblástico, dependendo das condições do metamorfismo. O metamorfismo gravado nas rochas aumenta para sudeste, da fácies xisto verde superior, na Serra da Estância, até a transição das fácies anfibolito-eclogito na Serra das Bicas, próximo a cidade de Carrancas. Os mapas metamórficos precedentes indicam a posição da isógrada da estauroлита nas proximidades de Itutinga, extremo leste da Serra do Pombeiro, e a ausência de biotita na Serra de Carrancas. A presente investigação reconheceu, a sudoeste de Itumirim, rochas com paragêneses da fácies xisto verde (cianita + clorita + cloritóide + muscovita + quartzo) e na Serra da Estância da fácies anfibolito inferior, zona da estauroлита, que é alcançada com a quebra do cloritóide em presença de cianita (granada + estauroлита + clorita + muscovita + quartzo ± cloritóide ± cianita). Na Serra do Galinheiro as condições da fácies anfibolito médio são alcançadas com o desaparecimento da clorita. Nas Serras de Carrancas e das Bicas ocorre paragênese da fácies anfibolito médio formada por cianita + estauroлита + granada + quartzo + muscovita. A influência da composição química da rocha no desenvolvimento das paragêneses foi avaliada em modelagem usando pseudosseções nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH. O Mn aumenta consideravelmente o campo de estabilidade da granada. A previsão das associações minerais presentes no restante da região foi examinada a partir da composição química de algumas amostras, havendo boa concordância com os dados de campo. Aliadas às pseudosseções, técnicas de geotermobarometria, via razões catiônicas e geotermobarometria otimizada, permitiram determinar com boa confiabilidade as condições de metamorfismo para rochas dos dois extremos metamórficos descritos na *Klippe* Carrancas. Os resultados obtidos da comparação dos campos de estabilidade das paragêneses das amostras no sistema MnKFMASH, com os intervalos *P-T* da geotermobarometria otimizada forneceram condições de pico metamórfico para a Serra da Estância em $10,0 \pm 1,7$ kbar e $577 \pm 8^\circ\text{C}$. Para a Serra das Bicas o pico metamórfico foi alcançado em $12,9 \pm 1,0$ kbar e $608,5 \pm 19,5^\circ\text{C}$, com paragênese retro-metamórfica estabilizada em $7,0 \pm 2,2$ kbar e $541,5 \pm 25,5^\circ\text{C}$. As associações minerais das amostras estudadas (estauroлита-granada-clorita-cloritóide-muscovita-quartzo - Serra da Estância; cianita-estauroлита-granada-quartzo-cianita - Serra das Bicas) são paragêneses típicas das fácies xisto-verde superior e anfibolito, respectivamente. No entanto, os resultados da geotermobarometria otimizada indicam que as rochas foram expostas a regimes mais elevados de pressão, colocando-as na transição com a fácies eclogito. Como as rochas são pelitos verdadeiros, de composição química restrita, as associações minerais de fácies anfibolito persistem em condições de maior pressão.

Abstract

Silva, M. P. **Metamorphic modelling of greenschist and amphibolite facies rocks using pseudo-sections: example of rocks from Carrancas *Klippe*, south Minas Gerais**. 2010. 142pp. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

The Carrancas *Klippe*, front of the Carrancas *Nappe* System, is positioned at the southern edge of the São Francisco Craton. The *klippe* is composed of rocks from Carrancas Group and is structured from base to top by a pure to micaceous quartzite, grading vertically to a staurolite-garnet-chloritoid-chlorite phyllite or a gray porphyroblastic kyanite-staurolite-garnet schist, depending on the conditions of metamorphism. The metamorphism recorded in these rocks increases to the southeast, from upper greenschist facies in the Serra da Estância to the transition to eclogite facies on Serra das Bicas, nearby Carrancas town. Previous metamorphic maps indicate the position of the staurolite-in isograd near Itutinga town, at far east of the Serra do Pombeiro, and the absence of biotite in the Serra de Carrancas. In this research it was recognized that to the southwest of Itumirim town, the rocks bear greenschist facies paragenesis (kyanite + chlorite + chloritoid + muscovite + quartz) and in Serra da Estância a low amphibolite facies, in the staurolite zone, which is achieved with the breakdown of chloritoid in the presence of kyanite (garnet + staurolite + chlorite + muscovite + quartz \pm chloritoid \pm kyanite). At Serra do Galinheiro conditions of intermediate amphibolite facies are reached with the disappearance of chlorite. On Serra de Carrancas and Bicas occurs intermediate amphibolites facies paragenesis, formed by kyanite + staurolite + garnet + quartz + muscovite. The influence of bulk composition in the development of some parageneses was evaluated using pseudo-section modelling in KFMASH and MnKFMASH systems. Mn increases the stability field of garnet. The prediction of mineral associations present in the rest of the region was done using the bulk composition of some samples, which show good agreement with field data. Allied to pseudo-sections, isopleth-geothermobarometry and optimal geothermobarometry allowed to determine, with good reliability, the metamorphic peak conditions for rocks of the two metamorphic extremes described in the Carrancas *Klippe*. The results of comparing the stability fields of the parageneses in the MnKFMASH system of the samples, with P - T intervals from optimal geothermobarometry, provide reliable conditions for the metamorphic peak. In Serra da Estância, peak metamorphic conditions were at 10.0 ± 1.7 kbar and $577 \pm 8^\circ\text{C}$. For Serra das Bicas, metamorphic peak conditions were reached at 12.9 ± 1.0 kbar and $608.5 \pm 19.5^\circ\text{C}$, with retro-metamorphic paragenesis stabilized at 7.0 ± 2.2 kbar and $541.5 \pm 25.5^\circ\text{C}$. The mineral associations of the studied samples (staurolite-garnet-chlorite-chloritoid-muscovite-quartz – Serra da Estância; kyanite-staurolite-garnet-quartz-kyanite – Serra das Bicas) are typical parageneses of the greenschist facies and upper amphibolites facies, respectively. However, the results of optimal geothermobarometry indicate that the rocks were exposed to higher pressure regimes, reaching the transition to eclogite facies. Since the rocks are true pelites, with restricted bulk composition, the mineral associations of amphibolite facies persist through conditions of greater pressure.

ÍNDICE DE TABELAS

<u>Tabela 4-1</u> : Resultados (em %) das determinações modais em amostras da <i>Klippe</i> Carrancas _____	39
<u>Tabela 4-2</u> : Quadro de blastese mineral para as rochas da <i>Klippe</i> Carrancas _____	53
<u>Tabela 6-1</u> : Análises químicas em rocha total de filito e xisto grafitoso porfiroblástico da <i>Klippe</i> Carrancas. Valores em % peso _____	61
<u>Tabela 7-1</u> : Identificação das amostras analisadas, qual fácies representa e minerais que foram analisados _____	62
<u>Tabela 7-2</u> : Fórmula estrutural média para as muscovitas analisadas. _____	64
<u>Tabela 7-3</u> : Fórmula estrutural média para o cloritóide. _____	67
<u>Tabela 7-4</u> : Fórmula estrutural média para clorita _____	68
<u>Tabela 7-5</u> : Fórmula estrutural aproximada da estauroлита. _____	70
<u>Tabela 7-6</u> : Fórmula estrutural aproximada e proporções moleculares em porfiroblastos de granada _____	73
<u>Tabela 8-1</u> : Quadro comparativo entre as composições químicas utilizadas nas pseudosseções. Dados originais (FRX) e com exclusão dos núcleos de granada. Teor de H ₂ O não é quantificado uma vez que é admitido em excesso _____	99
<u>Tabela 8-2</u> : Condições <i>P-T</i> obtidas através da geotermobarometria otimizada _____	112
<u>Tabela 8-3</u> : Temperaturas obtidas para grãos de rutilo da amostra SC-09 a 10 kbar de pressão, através das calibrações apresentadas. Análises: 17, 20 e 21 = grãos da matriz, 24 = grão associado ao cloritóide _____	117
<u>Tabela 8-4</u> : Temperaturas obtidas para grãos de rutilo da amostra SC-30B a 12 kbar de pressão, através das calibrações apresentadas. Análises: 2, 7 e 7.1 = grãos inclusos em granada, 4 = grão associado a mineral opaco, 6 e 9 = grãos da matriz _____	117

ÍNDICE DE FIGURAS

<u>Figura 1-1:</u> Mapas de localização da área de estudo. (A) Mapa simplificado do Brasil; (B) Mapa rodoviário simplificado do sul do estado de Minas Gerais e fronteiras com Rio de Janeiro e São Paulo (limites estaduais demarcados com linha tracejada cinza)	25
<u>Figura 3-1:</u> Compartimentação tectônica do território brasileiro (figura adaptada da base SIG – Brasil ao Milionésimo – CPRM-SGB, 2004)	30
<u>Figura 3-2:</u> Mapa tectônico do Orógeno Tocantins Meridional (modificado de Campos Neto <i>et al.</i> , 2007)	31
<u>Figura 3-3:</u> Coluna estratigráfica simplificada da Megassequência Andrelândia (modificado de Paciullo <i>et al.</i> , 2003)	35
<u>Figura 3-4:</u> Mapa metamórfico da região de Carrancas Itumirim. Notar que o metamorfismo na <i>klippe</i> e da unidade autóctone são concordantes (figura modificada de Peternel <i>et al.</i> , 2005)	36
<u>Figura 4-1:</u> Determinação da proporção modal de Granada a partir de foto-micrografia. (a) imagem da lâmina SC-36(1) com polarizadores cruzados; (b) a mesma imagem tratada no software COREL PHOTO-PAINT X4®, realçando os porfiroblastos de granada; (c) histograma mostrando a variação nos valores tonais da figura (b) - em vermelho: área que representa os pixels escuros e sua porcentagem na imagem	40
<u>Figura 4-2:</u> Cristas de quartzito e dobras isoclinais com vergência para Norte na Serra da Estância	41
<u>Figura 4-3:</u> Porfiroblasto de cianita com cloritóide associado em muscovita quartzito (amostra CAR-IV-28) – lado maior da foto: 1,30 mm	42
<u>Figura 4-4:</u> Foto-micrografias da amostra rica em óxido de ferro. (a) composição das foto-micrografias a luz transmitida com polarizadores paralelos e luz refletida – lado maior da foto: 1,30 mm; (b) foto-micrografia de detalhe da matriz com grão idiomórfico de zircão e quartzo intersticial - notar as lamelas de ilmenita nos grãos de hematita – lado maior da foto: 0,26 mm	43
<u>Figura 4-5:</u> Disposição da foliação S2 com dobras intrafoliais da S1. Lado maior da foto 5,0 mm. Amostra CAR-II-149	45
<u>Figura 4-6:</u> Micro-porfiroblastos de cloritóide em matriz de muscovita e quartzo. Notar o estiramento do cloritóide veja observação acima. Lado maior da foto 2,0 mm	46
<u>Figura 4-7:</u> Porfiroblasto de estauroлита com trilhas de inclusão no centro do grão. Lado maior da foto 0,2 mm	47
<u>Figura 4-8:</u> Porfiroblasto de granada com textura "bola-de-neve". Lado maior da foto 5,0 mm	47
<u>Figura 4-9:</u> Foliação principal (S2) crenulada pelo desenvolvimento de S3 (destacada em vermelho). Lado maior da foto 2,0 mm	49
<u>Figura 4-10:</u> Foto-micrografias com nicóis paralelos e cruzados. Cloritóide porfiroblástico retro-metamórfico pos-cinematóico crescendo sobre grão de estauroлита e matriz. Lado maior da foto 0,5 mm	51
<u>Figura 4-11:</u> Fotomicrografia da amostra CAR-VII-141B. Detalhes em (a) e (b) de grãos de sillimanita/fibrolita associados a muscovita e estauroлита. Lado maior da foto principal 0,6 mm	51

<u>Figura 4-12:</u> Detalhe de inclusão de estauroлита reabsorvida por granada. Lado maior da foto: 1,26 mm _____	52
<u>Figura 5-1:</u> Distribuição dos principais minerais metamórficos na região de Lavras - Carrancas - Minduri; abreviações: b - biotita, t - cloritóide, c - cianita, g - granada, e - estauroлита, s - sillimanita; em amarelo: Klippe Carrancas (modificado de Ribeiro & Heilbron, 1982). _____	55
<u>Figura 5-2:</u> Mapa metamórfico da porção central e sudeste da <i>Klippe Carrancas</i> (adaptado de Trouw <i>et al.</i> , 2008) _____	55
<u>Figura 5-3:</u> Mapa metamórfico da porção central da <i>Klippe Carrancas</i> _____	57
<u>Figura 5-4:</u> Detalhe do mapa geológico (A) e metamórfico (B) à sul do município de Itumirim. Seção geológica NNE-SSW na Serra do Campestre (C), mostrando a disposição aproximada das linhas de aparecimento mineral. Abreviações minerais segundo (Kretz, 1983), indicam mineral índice estável com a paragénese cloritóide + clorita + muscovita + quartzo. Legenda da figura (B), vide figura 5-3. Seção geológica sem sobre-elevação da escala vertical _____	59
<u>Figura 7-1:</u> Gráficos binários relacionando Si vs. Na, Mg e Fe ²⁺ em muscovita. O segundo gráfico Mg vs. Si mostra a relação entre os cátions no centro (símbolo vazio) e borda (símbolo cheio) dos cristais. Concentrações dos cátions em a.p.f.u. _____	64 Erro! Indicador não definido.
<u>Figura 7-2:</u> Diagramas binários Fe ²⁺ , Mg e Mn vs. $\Sigma(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn})$ _____	67
<u>Figura 7-3:</u> Perfis X _{Mg} em porfiroblastos de estauroлита da amostra CAR-IX-26 (barra de escala nas fotomicrografias: st6 e st5: 0,5mm; st2: 0,2mm) _____	71
<u>Figura 7-4:</u> Perfil composicional em granada da amostra SC-36(1). Eixo x do diagrama corresponde às análises pontuais marcadas na fotomicrografia _____	73
<u>Figura 7-5:</u> Perfil composicional em granada da amostra SC-36(2). Legenda do diagrama igual à da figura anterior -eixo x do diagrama corresponde às análises pontuais marcadas na fotomicrografia _____	74
<u>Figura 7-6:</u> Perfis composicionais em granada da amostra SC-30B (eixo X do diagrama corresponde as análises pontuais marcadas na fotomicrografia) _____	75
<u>Figura 7-7:</u> Perfis composicionais para granada da amostra CAR-IX-26 (eixo X do digrama corresponde as análises pontuais marcadas na fotomicrografia) _____	76
<u>Figura 7-8:</u> Mapa composicional de Mn em porfiroblasto de granada rotacionado da Serra da Estância. A barra de escala em ambas as imagens representa 0,2mm. (Modificado de Trouw <i>et al.</i> , 2008) _____	77
<u>Figura 8-1:</u> (A) Pseudosseção nos sistema KFMASH com quartzo em excesso, extraído de White <i>et al.</i> , 2001)– abreviações minerais vide referência; (B) grade petrogenética no sistema KFMASH, modificado de (Spear, 1999)– abreviações minerais segundo (Kretz, 1983) _____	83
<u>Figura 8-2:</u> Amostras da Serra da Estância (em verde) e da Serra das Bicas (em azul) representadas no diagrama AFM modificado de (Thompson, 1957). _____	86
<u>Figura 8-3:</u> (A) Pseudosseção P-T para a amostra SC-07 da Serra da Estância no sistema químico KFMASH, com muscovita, quartzo e H ₂ O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada. Linhas mais espessas indicam as reações (i) à (iv); (B) Diagrama de compatibilidade projetado a partir da muscovita, mostrando a variação composicional das principais das fases minerais	

das rochas da klippe Carrancas e a posição das composições químicas determinadas por FRX e pelo THERMOCALC; (C) Diagramas de compatibilidade mostrando a variação das paragêneses observadas na pseudosseção. A estrela verde indica a composição química efetiva para determinada paragênese _____ 89

Figura 8-4: Pseudosseção P-T para a amostra SC-07 da Serra da Estância no sistema químico MnKFMASH, com muscovita, quartzo e H₂O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada. Em detalhe campos de estabilidade na região de quebra da estauroлита e formação de granada e cianita _____ 91

Figura 8-5: Comparação do campo de estabilidade da granada nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH para a rocha da Serra do Campestre _____ 92

Figura 8-6: Pseudosseção P-T para amostra SC-30B da Serra das Bicas no sistema químico KFMASH, com muscovita, quartzo e H₂O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada. Linhas mais espessas indicam as reações (i) à (iv)); (B) Diagrama de compatibilidade projetado a partir da muscovita, mostrando a variação composicional das principais das fases minerais das rochas da Klippe Carrancas e a posição das composições químicas determinadas por FRX e pelo THERMOCALC; (C) Diagramas de compatibilidade mostrando a variação das paragêneses observadas na pseudosseção. A estrela verde indica a composição química efetiva para determinada paragênese _____ 95

Figura 8-7: Pseudosseção P-T para a amostra SC-30B da Serra das Bicas no sistema químico MnKFMASH, com muscovita, quartzo e H₂O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada _____ 97

Figura 8-8: Comparação do campo de estabilidade da granada nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH para a rocha da Serra das Bicas _____ 97

Figura 8-9: Quadro comparativo entre as pseudosseções nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH da Serra da Estância para composições químicas determinadas por FRX (A e C) e com extração do núcleo dos porfiroblastos de granada (B e D) _____ 100

Figura 8-10: Quadro comparativo entre as pseudosseções nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH da Serra das Bicas para composições químicas determinadas por FRX (A e C) e com extração do núcleo dos porfiroblastos de granada (B e D) _____ 101

Figura 8-11: Valores de X_{Fe} para cloritóide e estauroлита da amostra SC-08 (Serra da Estância) na pseudosseção do sistema químico KFMASH. Intervalo de valores referente à margem de erro do programa THERMOCALC. _____ 103

Figura 8-12: Valores de X_{Fe} para cloritóide, clorita e granada da amostra SC-36 (Serra da Estância) em pseudosseção do sistema químico KFMASH. Intervalo de valores referente à margem de erro do programa THERMOCALC _____ 103

Figura 8-13: Pseudosseção simplificada no sistema químico KFMASH para a amostra da Serra das Bicas, com valores de X_{Fe} dos principais minerais. _____ 105

Figura 8-14: Pseudosseção simplificada no sistema químico KFMASH para a amostra da Serra das Bicas, com valores de X_{Fe} para as fases minerais retrometamórficas _____ 105

Figura 8-15: Diagrama P-T mostrando a variação de X_{Mg} em estauroлита na pseudosseção KFMASH da amostra SC-30B e caminamento metamórfico hipotético (em amarelo) de estauroлита. Para identificação dos campos de estabilidade vide figura 8-6 _____ 106

- Figura 8-16: Razões catiônicas X_{Fe} e X_{Mn} para cloritóide e granada da amostra SC-36 e estaurolita da amostra SC-08, ambas da Serra da Estância, plotadas na pseudosseção do sistema MnKFMASH (vide figura 8-4) _____ 109
- Figura 8-17: Razões catiônicas X_{Fe} e X_{Mn} para granada, cloritóide e clorita da amostra CAR-IX-26, plotadas nas pseudosseções do sistema MnKFMASH (vide figura 8-10C e D). Eixo x e y representam respectivamente temperatura em °C e pressões em kbar _____ 110
- Figura 8-18: Comparação das condições *P-T* de pico metamórfico calculadas pelo método de geotermobarometria otimizada com as pseudosseções no sistema MnKFMASH para as amostras da Serra da Estância. _____ 113
- Figura 8-19: Comparação das condições *P-T* de pico metamórfico e retro-metamorfismo calculadas pelo método de geotermobarometria otimizada com as pseudosseções no sistema MnKFMASH para as amostras da Serra das Bicas _____ 114
- Figura 8-20: Detalhe de grão de cloritóide envolto por muscovita, estaurolita e glómerulos de rutilo (amostra SC-09). Lado maior da foto: 0,65mm. _____ 116
- Figura 8-21: Valores de temperatura em diferentes pressões para cada amostra analisada. (A) Serra da Estância e (B) Serra das Bicas _____ 118
- Figura 9-1: Intervalos *P-T* do metamorfismo da Klippe Carrancas. Condições de metamorfismo da Serra da Estância em laranja e em tons de verde condições da Serra das Bicas (escuro – pico metamórfico, claro – retro-metamorfismo). Linha tracejada indica o gradiente metamórfico de campo da klippe. Fácies metamórficas segundo Winter (2010) _____ 122
- Figura 9-2: Trajetória metamórfica para as rochas da Klippe Carrancas na região da Serra de Carrancas e das Bicas. Pseudosseção no sistema MnKFMASH construída a partir da composição química da amostra SC-30B _____ 123
- Figura 9-3: Diagrama *P-T-Profundidade* com as condições de metamorfismo da Klippe Carrancas (caminhamento aproximado em laranja e verde) e das Nappes Liberdade (LB = base, LI = intermediária; LT = topo) e Andrelândia (AB = base e AT = topo). Regimes de metamorfismo de Alta *P/T* e Média *P/T* marcados em laranja-claro (Turner, 1981); limites das fácies metamórficas segundo Winter, 2001. Caminhamento metamórfico das Nappes Liberdade e Andrelândia extraído de Motta, 2009 _____ 126
- Figura 9-4: Diagrama com modelos para geração de gradiente metamórfico invertido no “Higher Himalayan Crystalline Sequence”. Modificado de Jamieson et al., 2004) _____ 127

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	23
1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	24
1.2. OBJETIVOS DO PROJETO	25
1.3. RELEVÂNCIA DO PROJETO	26
2. MÉTODOS ANALÍTICOS	27
2.1. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	27
2.2. ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL	27
2.3. CONFECÇÃO DO MAPA METAMÓRFICO DA <i>KLIPPE</i> CARRANCAS	27
2.4. QUÍMICA MINERAL	28
2.5. CONFECÇÃO DAS PSEUDOSSEÇÕES	28
2.6. TERMOMETRIA EM RUTILO	28
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	29
3.1. ORÓGENO TOCANTINS MERIDIONAL	30
3.2. MEGASSEQUÊNCIA ANDRELÂNDIA	33
3.3. <i>KLIPPE</i> CARRANCAS	36
4. PETROGRAFIA	38
4.1. ANÁLISES MODAIS	38
4.2. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES	40
5. MAPA METAMÓRFICO	54
6. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	60
6.1. COMINUIÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	60
6.2. RESULTADOS	61
7. QUÍMICA MINERAL	62
7.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	62
7.2. MUSCOVITA	63
7.3. CLORITÓIDE	66

7.4. CLORITA	68
7.5. ESTAUROLITA	69
7.6. GRANADA	71
8. MODELAGEM METAMÓRFICA E GEOTERMOBAROMETRIA	78
8.1. THERMOCALC	80
8.2. PSEUDOSSEÇÕES	81
8.3. TERMOBAROMETRIA VIA RAZÕES CATIÔNICAS	84
8.4. MODELAGEM METAMÓRFICA - PSEUDOSSEÇÕES PARA AS ROCHAS DA <i>KLIPPE</i> CARRANCAS	85
8.4.1. SERRA DA ESTÂNCIA	86
8.4.2. SERRA DAS BICAS	93
8.4.3. MODELAGEM A PARTIR DO FRACIONAMENTO QUÍMICO DE GRANADA	98
8.5. GEOTERMOBAROMETRIA	101
8.6. TERMOMETRIA EM RUTILO	114
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	119
9.1. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	119
9.2. IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS	124
9.3. AVALIAÇÃO DA MODELAGEM METAMÓRFICA	128
9.4. CONCLUSÕES	129
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	132
11. APÊNDICES	143
APÊNDICE A	143
APÊNDICE B	143
APÊNDICE C	143
APÊNDICE D	143
APÊNDICE E	143

1. INTRODUÇÃO

A Petrologia Metamórfica evoluiu muito nas últimas décadas, em virtude do desenvolvimento de técnicas mais aprimoradas que possibilitam com maior precisão a determinação das condições do pico metamórfico, da forma e posição dos caminhamentos P - T , sua relação com o tempo, o cálculo de grades petrogenéticas e pseudosseções (grades calculadas para composições específicas). A combinação dessas técnicas permite o estudo e o entendimento do metamorfismo de forma mais ampla, acurada e dinâmica.

Os trabalhos pioneiros de England & Thompson (1984), e Thompson & England (1984), trouxeram grande avanço para modelagem das trajetórias P - T - t de terrenos metamórficos, a qual é feita com modelamento matemático da influência e interação dos parâmetros envolvidos na geração e evolução do metamorfismo, tais como taxa de erosão, velocidade de soterramento, produção e fluxo de calor, em diferentes ambientes tectônicos, tais como zonas de subducção ou de colisão continental.

Avanços significativos no estudo do metamorfismo surgiram com os bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes acoplados a programas como THERMOCALC (Holland & Powell, 1998) ou Perple_X (Connolly 1990), que permitem calcular as condições P - T e grades petrogenéticas em diversos sistemas químicos e pseudo-seções (Powell *et al.*, 2005). O modelamento da evolução metamórfica é dinâmico, sendo que a interpretação textural feita em conjunto com pseudosseções torna-se ferramenta muito poderosa, permitindo o traçado de trajetórias P - T complexas (Johnson & Brown, 2004).

A determinação da idade do pico metamórfico é possível através da aplicação de métodos geocronológicos em minerais que façam parte da paragênese de mais alta temperatura. O estudo do contexto textural desses minerais, para seleção dos grãos a serem datados isotopicamente com métodos *in situ* (microsonda, LA-ICP-MS ou SHRIMP - Moller *et al.*, 2000 e Montel *et al.*, 1996) ou de alta resolução (datação de mono cristais com ID-TIMS - Baldwin *et al.*, 2004), veio adicionar o ingrediente que faltava no estabelecimento das trajetórias P - T - t .

Em terrenos com rochas das fácies anfibolito, granulito e eclogito, a aplicação dessas técnicas conjugadas gera resultados interessantes e que ajudam no estabelecimento da evolução tectono-metamórfica. Entretanto, o resfriamento lento ao qual estas rochas são submetidas, pode mudar a composição dos minerais do pico metamórfico e permitir que os sistemas isotópicos fiquem abertos em temperaturas significativamente mais baixas do que as do pico. Isso pode gerar incertezas nas condições *P-T* calculadas e em idade bem mais nova do que a do pico. No entanto, para rochas submetidas a metamorfismo nas condições da fácies xisto verde superior até anfibolito médio, as condições para modelamento são quase ideais, pois o resfriamento, mesmo lento, não deverá influenciar muito na difusão e nem nos sistemas isotópicos, pois a temperatura máxima, muitas vezes, é menor do que a temperatura de fechamento dos sistemas químicos e isotópicos nos minerais.

As rochas do Grupo Carrancas (Trouw *et al.*, 1983) apresentam-se sob estas condições ideais, em suas exposições nas Serras do Campestre, Estância, Pombeiro, Carrancas e Bicas. Lá as rochas apresentam condições de pico metamórfico entre fácies xisto-verde superior a anfibolito médio, entre as zonas do cloritóide e cianita + biotita (Heilbron 1983). A unidade é representada por rochas metassedimentares, cujos sedimentos foram depositados em margem passiva e depois metamorfisados e deformados contra a Placa São Franciscana. Essas rochas serão o alvo do estudo, que apresenta o refinamento sobre as versões prévias dos mapas metamórficos disponíveis (Heilbron 1983; Trouw *et al.*, 2000a; Trouw *et al.*, 2000b; Peternel *et al.* 2005 e Trouw *et al.*, 2006), e o modelamento do metamorfismo com pseudosseções nos sistemas químicos modelos KFMASH e MnKFMASH.

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada localiza-se no sul do estado de Minas Gerais, na meso-região do Campo das Vertentes, entre os paralelos 21° 15'S - 21° 30'S e meridianos 44° 30'W - 45° W (figura 1-1) compreendendo os municípios de Itumirim, Itutinga e Carrancas.

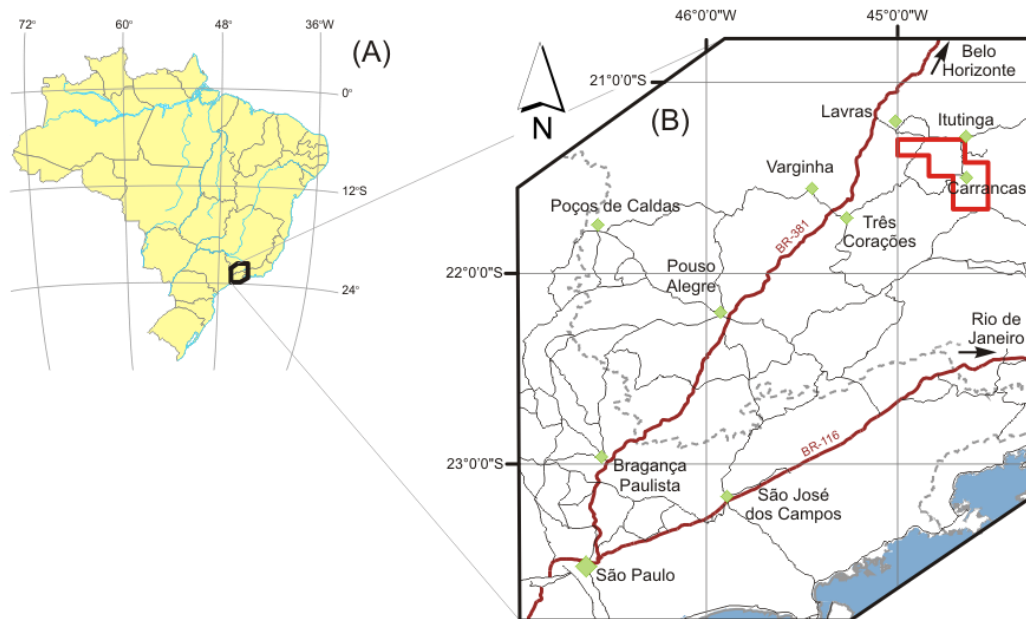


Figura 1-1: Mapas de localização da área de estudo. (A) Mapa simplificado do Brasil; (B) Mapa rodoviário simplificado do sul do estado de Minas Gerais e fronteiras com Rio de Janeiro e São Paulo (limites estaduais demarcados com linha tracejada cinza)

O acesso para a região a partir de São Paulo é feito através da rodovia BR-381 (Fernão Dias) até a cidade de Lavras, seguindo-se então no sentido Leste pela rodovia BR-265 até Itumirim. Para Carrancas, deve-se seguir para a direção sul a partir de Itutinga.

1.2. OBJETIVOS DO PROJETO

O presente trabalho tem como objetivos:

- aprimorar o mapa metamórfico existente da região;
- modelar o metamorfismo das rochas da *Klippe* Carrancas, nas regiões de Itumirim e Carrancas, usando pseudosseções nos sistemas KFMASH e MnKFMASH;
- avaliar o controle da composição química das rochas sobre as associações minerais geradas durante o metamorfismo em diferentes partes das unidades investigadas;
- correlacionar a evolução metamórfica com a deformação;

- determinar as condições e trajetória P - T das rochas da *Klippe* Carrancas.

1.3. RELEVÂNCIA DO PROJETO

A área em questão vem sendo estudada desde o final da década de 1970 e grande parte dos trabalhos tiveram como foco principal a análise estrutural da *Klippe* Carrancas (Chripim 1983; Ribeiro 1980; Trouw 1983; Trouw *et al.*, 1982a; Trouw *et al.*, 1980; Trouw *et al.*, 1982b; Trouw *et al.*, 1983; Trouw *et al.*, 1984a; Trouw *et al.*, 1984b) e dos terrenos adjacentes. Os trabalhos de Ribeiro (1980), Ribeiro & Heilbron (1982) e Heilbron (1985) foram responsáveis pela caracterização estratigráfica e metamórfica das rochas da região, descrevendo as paragêneses principais e apresentando mapa metamórfico. No entanto, as condições metamórficas reconhecidas para essas rochas indicam apenas as fácies de pico metamórfico (*i.e.* fácies xisto verde superior e anfíbolito), a partir das associações minerais, sendo possível fornecer apenas valores relativos de pressão e temperatura. A ausência de determinadas fases minerais nestas rochas, (*i.e.* biotita e feldspatos), dificulta a aplicação da termobarometria convencional. O uso de pseudo-seções facilita as determinações P - T , pois com as descrições petrográficas e análises químicas de rocha total, é possível construir pseudo-seções P - T , T vs. composição para as amostras investigadas.

2. MÉTODOS ANALÍTICOS

O trabalho foi embasado por quatro levantamentos de campo, efetuados nos meses de maio e setembro de 2007 e março e julho de 2008, totalizando vinte e seis dias. Foram efetuados perfis perpendiculares a estrutura da *klippe*, para coleta de dados estruturais (atitude de foliações e lineações e indicadores cinemáticos), amostras orientadas e amostragem sistemática para descrição petrográfica e análise química de rocha total.

As etapas analíticas desenvolvidas neste trabalho estão citadas sucintamente a seguir. A descrição completa de cada etapa encontra-se no capítulo referente.

2.1. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Consistiu na descrição macroscópica e microscópica (seções delgadas) e contagem modal (Hutchison 1974) de amostras do quartzito micáceo e do filito / xisto grafitoso, visando determinar as paragêneses metamórficas existentes nas rochas da *Klippe* Carrancas e sua relação com as feições estruturais, identificar as variações texturais e selecionar as melhores amostras para estudos termobarométricos.

2.2. ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

A determinação das concentrações dos elementos maiores em amostras que representam os extremos de condições *P-T* das rochas da região estudada foi efetuada para o cálculo das pseudosseções com o programa THERMOCALC. A preparação das amostras e análises químicas foram feitas nos laboratórios de Tratamento de Amostras (LTA-GMG), Química e ICP-AES e Fluorescência de raios-X, localizados no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc – USP).

2.3. CONFECÇÃO DO MAPA METAMÓRFICO DA *KLIPPE* CARRANCAS

Com base nas descrições petrográficas das amostras coletadas e utilizando o programa ArcGIS® 9.2 foi desenhado novo mapa metamórfico da *klippe* em escala

1:55.000 identificando as isógradas de entrada de estauroлита, granada, cianita e de quebra da cianita, cloritóide e clorita.

2.4. QUÍMICA MINERAL

Uma vez concluídos os trabalhos petrográficos, foram selecionadas sete amostras dos litotipos mais representativos nas quais foram efetuadas análises de química mineral por meio da microsonda eletrônica (*“Electron Micro-Probe Analysis” - EPMA*).

2.5. CONFECÇÃO DAS PSEUDOSSEÇÕES

De posse das análises químicas de rocha total e dos minerais e utilizando os programas THERMOCALC e Perplex, foram construídas pseudosseções *P-T* nos sistemas KFMASH e MnKFMASH, com os campos de estabilidade das paragêneses observadas e a variação de X_{Fe} e X_{Mn} em estauroлита, granada, cloritóide e clorita.

2.6. TERMOMETRIA EM RUTILO

Aliada às pseudosseções, a técnica de termometria de Zr-rutilo (Zack *et al.*, 2004; Watson *et al.*, 2006; Ferry & Watson, 2007 e Tomkins *et al.*, 2007) mostra-se extremamente útil neste trabalho. Como os valores de temperatura calculados com esse método são independentes do método de cálculo das pseudosseções, eles servem como excelente método comparativo, fornecendo subsídio para embasar as informações oriundas das pseudo-seções.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

A região central do país é constituída por um grande cinturão de dobramentos denominado por Almeida *et al.*, (1977), como Província Tocantins (figura 3-1). Estende-se desde o norte do Tocantins até o estado de Goiás, onde se ramifica nas direções sudeste e sudoeste, seguindo para Minas Gerais e Mato Grosso – Mato Grosso do Sul, respectivamente. A unidade formou-se durante o Neoproterozóico, a partir da colagem de três blocos cratônicos, Amazonas, São Francisco-Congo e Paranapanema, o último sendo o embasamento da Bacia do Paraná (Mantovani & Brito Neves, 2005 e Mantovani *et al.*, 2005). A Província Tocantins é compartimentada em três faixas de dobramentos: (i): Araguaia - porção norte; (ii) Brasília – porção central e sudeste; (iii) Paraguai – porção sudoeste.

A Faixa Brasília (Marini *et al.*, 1981 e Dardenne 2000) limita o Cráton do São Francisco à oeste e sul - sudoeste, sendo caracterizada como conjunto de terrenos e *nappes*, com vergência para o Cráton do São Francisco. Com base nos estilos metamórficos-deformacionais a unidade foi dividida em Faixa Brasília Setentrional e Faixa Brasília Meridional (Fuck *et al.*, 1993).

A Faixa Brasília Meridional recebeu outras denominações, tais como Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira, 1984). No entanto Trouw *et al.*,(1984b), mostraram que as deformações observadas neste orógeno eram similares ou cogenéticas às existentes no restante da Faixa Brasília, apresentando porém, deformações posteriores associadas com o desenvolvimento e amalgamação da Faixa Ribeira. Dessa forma a região foi descrita como zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira.

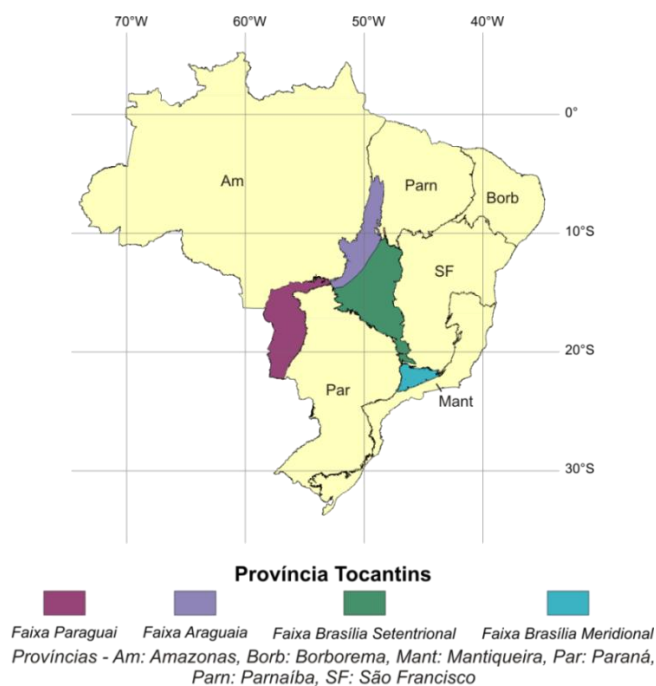


Figura 3-1: Compartimentação tectônica do território brasileiro (figura adaptada da base SIG – Brasil ao Milionésimo – CPRM-SGB, 2004)

3.1. ORÓGENO TOCANTINS MERIDIONAL

A Província Tocantins foi renomeada por Brito Neves *et al.*, (1999) como Sistema Orogênico Tocantins, dada a compartimentação da unidade em diversos terrenos e sua complexa história evolutiva. A Faixa Brasília Meridional por sua vez foi renomeada como Orógeno Tocantins Meridional. A origem deste orógeno está relacionada ao fechamento do paleo - oceano Goianides, posicionado entre as placas São Franciscana e Paranapanema. O fechamento do oceano Goianides começou há aproximadamente 1 Ga, no período Toniano do Neoproterozóico (Campos Neto & Caby, 2000). Hoje o orógeno é representado por cinturão de dobramentos em forma de cunha (figura 3-2), sendo estruturado como pilha de *nappes*, com transporte de WSW para ENE, que representam três conjuntos tectônicos principais, formados em contexto de margem ativa (Brito Neves *et al.*, 1999 e Campos Neto & Caby, 1999).

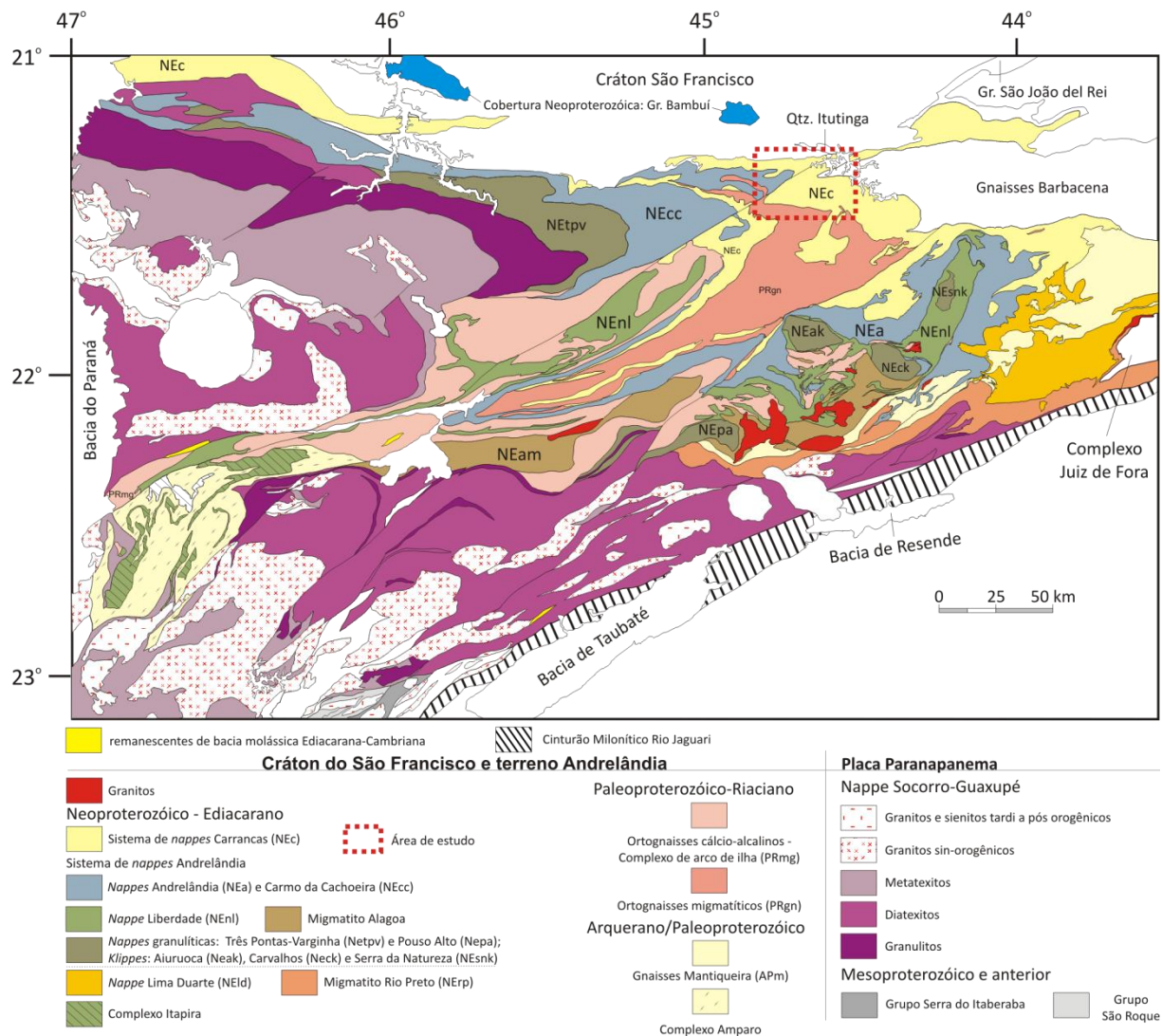


Figura 3-2: Mapa tectônico do Orógeno Tocantins Meridional (modificado de Campos Neto *et al.*, 2007)

A unidade superior é representada pela *Nappe* Socorro – Guaxupé e retrata o domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema. A *nappe* foi jogada sobre o Sistema de *Nappes* Andrelândia, interpretado como domínio continental subductado. Sotoposto a este terreno ocorre o domínio de provável margem passiva constituído pela *Nappe* Lima Duarte e pelo Sistema de *Nappes* Carrancas (Campos Neto *et al.*, 2004). A *Nappe* Socorro - Guaxupé é compartimentada em três unidades (Campos Neto & Caby, 2000), geradas em crosta continental profunda:

- (i) *Unidade granulítica basal* – composta por granada–biotita–ortopiroxênio (\pm clinopiroxênio–anfíbólio) granulito – gnaiss e enderbítico a charnoenderbítico bandado, com intercalações locais de gnaiss gabronorítico;

(ii) *Unidade diatexítica intermediária* – agrega biotita e biotita–granada diatexitos granítico rosado derivado da fusão de quebra da biotita em fontes meta a peraluminosas. Faixas kinzigíticas intercaladas representam enclaves metassedimentares;

(iii) *Unidade migmatítica superior* – é constituída por migmatito estromático com mesossoma com assinatura geoquímica de metagrauvas e metapelitos.

O metamorfismo neste domínio é caracterizado como de alta temperatura com geração de enorme volume de granitóides. Na Unidade diatexítica intermediária (Negri 2002 e Campos Neto *et al.*, 2004), determinaram condições de pico metamórfico de $900 \pm 50^\circ\text{C}$ a $6,5 \pm 2$ kbar.

O Sistema de *Nappes* Andrelândia compreende *nappes* e *klippen* com rochas de alta pressão da fácies anfíbolito e granulito, com ocorrências esporádicas de retro – eclogitos (Campos Neto *et al.*, 2007); o transporte de topo foi para ENE e NE. A compartimentação do sistema (figura 3-2) se dá em *nappes* superiores (Três Pontas – Varginha e *klippen* Pouso Alto, Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza), *nappe* intermediária (Liberdade) e *nappes* inferiores (Carmo da Cachoeira e Andrelândia). As *nappes* superiores e intermediária são compostas por (sillimanita)-rutilo–cianita–granada granulito bandado, com intercalações de (cianita–granada–biotita) quartzito, gnaiss calciossilicático e granulito máfico. A unidade inferior é representada por quartzito com intercalações de micaxisto e, subordinadamente, de gnaiss calciossilicático, rutilo–cianita–granada–biotita–muscovita xisto com faixas de rutilo–granada–biotita–plagioclásio–quartzito xisto/gnaiss, quartzito impuro e sequência rítmica xisto-quartzítica. No metapelito são frequentes os corpos lenticulares, pouco espessos e boudinados de rochas máficas e gnaiss calciossilicático.

A *Nappe* Lima Duarte consiste em metatexitos pelíticos e quartzitos, com lentes de ortognaisses polimetamórficos (Campos Neto *et al.*, 2004). Granada – granulitos com a paragênese: granada + plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio + quartzo, analisados por (Vilela 2000) forneceram valores de pico metamórfico de 9 a 10 kbar a 750°C , com retrometamorfismo entre 675 e 740°C entre 7 e 8 kbar.

O Sistema de *Nappes* Carrancas (Campos Neto *et al.*, 2004), é formado por um conjunto de 4 escamas de cavalgamento, sendo essas *Nappe* Luminárias, *Klippe* Carrancas, Alóctone Serra da Bandeira e Alóctone Madre de Deus. A coluna estratigráfica do sistema é constituída por rochas metassedimentares do Grupo Carrancas (Trouw *et al.*, 1980). Da base para o topo temos magnetita–muscovita–biotita–quartzito gnaiss, muscovita quartzito, (granada)–quartzito–muscovita xisto, geralmente grafitoso e com intercalações de quartzito e metacalcáreo. Esta sequência cavalga biotita gnaisses granodioríticos listrados e biotita-hornblenda gnaisses.

3.2. MEGASSEQUÊNCIA ANDRELÂNDIA

Inicialmente os metassedimentos da Megassequência Andrelândia compunham os grupos São João Del Rei e Andrelândia de Ebert (1956), e Carrancas de Trouw *et al.*, (1980), este último interpretado como uma associação intermediária entre os dois primeiros grupos.

O grupo Carrancas aflora na região estudada e foi inicialmente dividido em duas formações, São Tomé das Letras e Campestre. A primeira caracteriza-se como quartzitos laminados puros gradando para quartzitos micáceos esverdeados até termos francamente micáceos. A Formação Campestre é constituída por intercalações de quartzito e filitos ou xistos, a depender do grau metamórfico local.

O mapeamento de detalhe da região de Lavras – Carrancas veio com o trabalho de Ribeiro (1980), fornecendo informações importantes acerca da estratigrafia das litofácies metassedimentares que compõem as rochas da região entre Iturimim e Carrancas. A caracterização estrutural e metamórfica das unidades foi efetuada por (Ribeiro 1980; Ribeiro *et al.*, 1995; Ribeiro & Heilbron, 1982; Heilbron 1983; Trouw 1983; Trouw *et al.*, 2000a; Trouw *et al.*, 1982a; Trouw *et al.*, 1980; Trouw, *et al.*, 1984a; Trouw *et al.*, 1986; Moraes *et al.*, 2003; Peternel 2000 e Peternel *et al.*, 2005).

A evolução dos conhecimentos sobre a distribuição e empacotamento das unidades metassedimentares permitiu que as rochas dos grupos Andrelândia e Carrancas fossem agrupadas e redefinidas como “Ciclo Deposicional Andrelândia”

(Ribeiro *et al.*, 1995), e posteriormente renomeadas para “Megassequência Andrelândia” (Paciullo *et al.*, 2003).

A Megassequência Andrelândia caracteriza-se como grande sucessão metassedimentar, de idade neoproterozóica, composta por associações de litofácies distintas, além de meta-ígneas associadas. As associações de litofácies foram separadas em seis unidades de mapeamento, denominadas da base para o topo como, Na₁ – paragneisses com anfibolito associado, Na₂ – paragneisse com quartzito, xisto e anfibolito intercalados, Na₃ – mica verde quartzito e xisto subordinado, Na₄ – filito/xisto cinza e quartzito subordinado, Na₅ – biotita xisto e Na₆ – biotita xisto/gnaiss com rochas calciossilicáticas e anfibolito intercalado (figura 3-3).

A existência de uma descontinuidade estratigráfica permitiu que fossem reconhecidas duas sequências deposicionais. A primeira é a sequência Carrancas que engloba as unidades Na₁, Na₂, Na₃ e Na₄, caracterizando o domínio considerado alóctone, o qual é representado pelas *nappes* Luminárias e São Tomé das Letras e pela *Klippe* Carrancas. A sequência Serra do Turvo é composta por biotita xisto porfiroblásticos da unidade Na₅, representando o domínio autóctone que repousa sobre a margem do Cráton do São Francisco. Ambas as sequências gradam para sucessões distais similares, agrupadas na unidade Na₆ (Paciullo *et al.*, 2003).

Os eventos deformacionais D₁ e D₂ estão relacionados com o transporte tectônico do pacote, com indicadores cinemáticos do tipo “mica-fish”, porfiroblastos rotacionados e lineações minerais, que indicam movimento tectônico de topo no sentido ENE a SE (Trouw *et al.*, 1982a). O evento D₂ gerou a foliação principal (S₂), que varia entre clivagem ardosiana, paralela ao acamamento, até xistosidade ou foliação gnáissica, com direção ENE-WSW e mergulho suave para SE. A superfície S₂ transpõe a S₁ quase que por completo, sendo possível identificar alguns raros arcos poligonais em micas e dobras intrafoliais em lentes de quartzo. Macroscopicamente o evento gerou dobras isoclinais com eixo de orientação E-W com suave caimento para SE (Trouw *et al.*, 1982a). O evento D₃ foi responsável pelo desenvolvimento de grandes dobras abertas, com eixo N-S, e S₃ formando clivagem de crenulação sobre S₂ (Trouw *et al.*, 1982a).

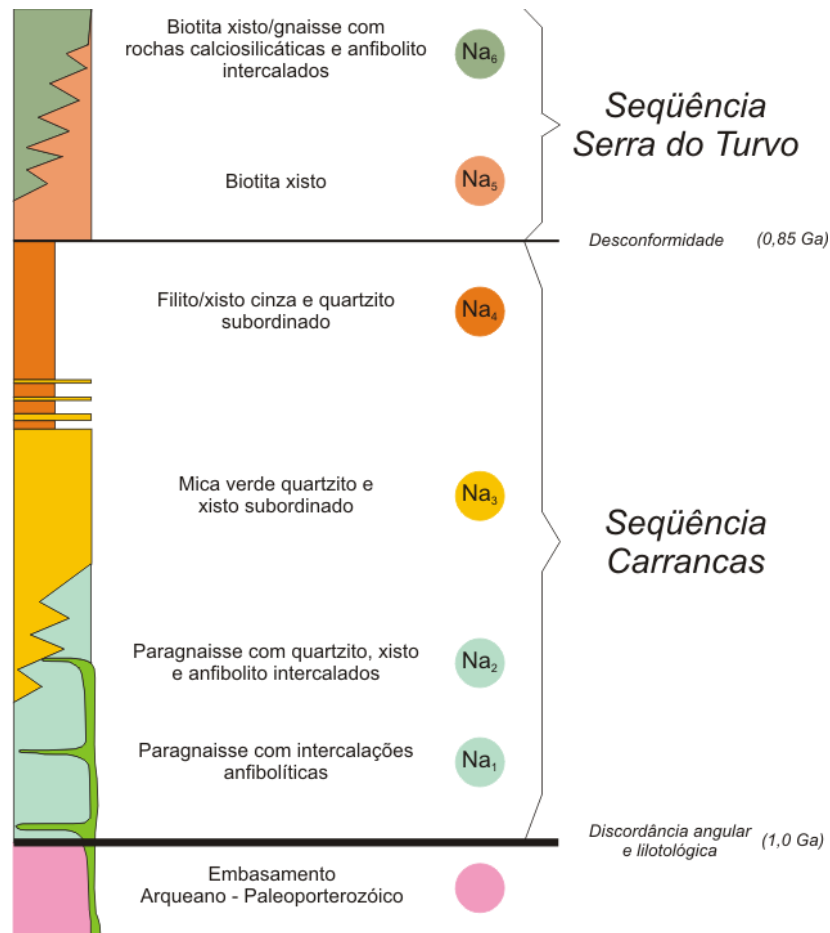


Figura 3-3: Coluna estratigráfica simplificada da Megassequência Andrelândia (modificado de Paciullo *et al.*, 2003)

As condições metamórficas nas rochas da Megassequência Andrelândia variam entre as fácies xisto - verde e anfibolito, sendo que apenas a unidade Na₆ apresenta lentes de retro-eclogito metamorfizadas em fácies anfibolito superior a granulito (Ribeiro & Heilbron, 1982; Heilbron 1983 e Paciullo *et al.*, 2000 identificaram duas paragêneses metamórficas na região de Itutinga-Carrancas, a primeira diz respeito ao metamorfismo progressivo, contemporâneo à D₂, caracterizada pela associação muscovita + quartzo + cloritóide + granada + estauroлита ± cianita, além de turmalina, opacos e zircão/monazita. O segundo evento metamórfico é tardi-D₃, com paragênese retrógrada, com desenvolvimento de muscovita e clorita, superimpostos às paragêneses do metamorfismo principal. A disposição das isógradas de entrada de estauroлита e de granada e a da quebra do cloritóide na região foi mostrada inicialmente no mapa metamórfico de Heilbron (1983). Peternel *et al.*, (2005) e Trouw *et al.*, (2006) apresentaram mapa mais atualizado abrangendo as *nappes* e *klippen* localizadas nas proximidades de Três Corações (figura 3-4).

Valores aproximados para o pico metamórfico das sequências quartzíticas e metapelíticas foram apresentados em (Campos Neto & Caby, 1999). Nas intercalações de estauroлита-ilmenita-granada-muscovita-quartzo xisto dos quartzitos ao sul de Lavras o par granada-muscovita forneceu temperaturas entre 620 – 636°C para 7,0 kbar. Para a unidade e filito / xisto grafitoso porfiroblástico, teores de Si em fengita e valores de X_{cel} forneceram pressões de aproximadamente 7,0 kbar para 500°C.

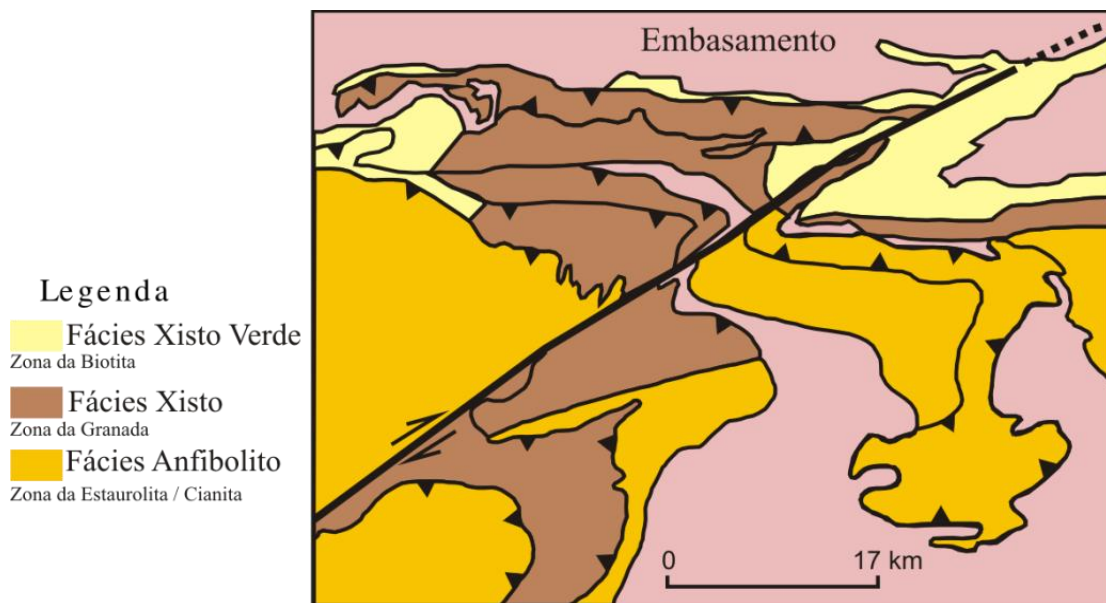


Figura 3-4: Mapa metamórfico da região de Carrancas Itumirim. Notar que o metamorfismo na *klippe* e da unidade autóctone são concordantes (figura modificada de Peternel *et al.*, 2005)

Dados geocronológicos obtidos para as rochas metassedimentares da *Klippe* Carrancas baseiam-se em idades Pb/Pb de zircões detríticos do quartzito da unidade Na₄, a sul de Itutinga e na própria *klippe*. Os sedimentos originais apresentam fontes meso a paleoproterozóicas, com idade máxima de sedimentação de 1047 Ma (Valladares *et al.*, 2004)

3.3. KLIPPE CARRANCAS

A *Klippe* Carrancas, localizada entre os municípios de Lavras e Minduri, no sul do estado de Minas Gerais, representa a frente alóctone e dobrada da *nappe* Luminárias. É composta pelas unidades Na₃ e Na₄ da Megassequência Andrelândia, com algumas lascas tectônicas de rochas meta-ultramáficas, demarcando limites de cavalgamento. Sua estrutura forma um grande “Z” ou “M”, posicionado sobre os biotita xistos da unidade

Na5. É caracterizada internamente por dobras sinformais isoclinais com vergência para NW. A foliação principal é a mesma descrita para Megassequência Andrelândia (S_2), variando entre clivagem ardosiana e clivagem de crenulação contínua a espaçada. A foliação comumente encontra-se crenulada devido o desenvolvimento de ao menos um evento deformacional posterior (D_3).

4. PETROGRAFIA

Foram selecionadas 68 amostras de quartzito micáceo e filito / xisto grafitoso porfiroblástico, coletadas ao longo da área de estudo. A descrição mesoscópica das amostras foi efetuada durante os trabalhos de campo. A determinação das fases minerais presentes na matriz, assim como suas relações texturais, foi feita através de descrições petrográficas de lâminas delgadas e delgado-polidas, utilizando microscópio óptico, marca Olympus - modelo BX40, que possibilita a realização dos trabalhos empregando tanto luz transmitida como refletida.

A documentação foto-micrográfica das fases presentes, texturas e microestruturas relacionadas foi feita utilizando-se câmera *Olympus* modelo C5050Z acoplada ao microscópio *Olympus* modelo BXP-50

4.1. ANÁLISES MODAIS

Análises modais foram efetuadas em 18 amostras distribuídas ao longo da área estudada (Apêndice A). A contagem de pontos foi feita em microscópio Leitz Wetzlar, modelo Ortholux, com charriot acoplado e contador de pontos manual Clay-Adams. Em cada seção delgada foram selecionadas áreas com 1 ou 1,5 cm² na matriz, dependendo da granulometria das amostras, totalizando 1650 pontos. O resultado é apresentado na tabela 4-1.

Tabela 4-1: Resultados (em %) das determinações modais em amostras da *Klippe Carrancas*

Mineral	SC-07	SC-08	SC-36	CAR-I-17	CAR-I-48A	CAR-I-92	CAR-IV-28	CAR-IV-31	CAR-IV-154
muscovita	50,3	51,3	36,55	36,21	38,4	86,24	4,6	87,17	18,6
quartzo	40,9	26,4	39,31	22,3	25,1	-	93,4	0,83	-
cloritóide	1	12,1	16,1	29,88	32,3	-	traço	traço	5,78
granada	traço	-	3,67	-	-	2,57	-	12	7,1
estaurolita	-	7	-	-	-	3,9	-	-	61,69
cianita	-	-	-	-	-	-	1,9	-	-
clorita	5,6	1,8	3,23	11,7	4,1	traço	-	-	4,83
opacos	2,1	1,3	1,14	-	traço	7,08	-	-	2
biotita	-	-	-	-	-	-	-	-	-
rutilo	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço
monazita/zircão	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço
turmalina	traço	Traço	traço	traço	Traço	traço	traço	traço	traço

Mineral	CAR-V-2	CAR-VI-10	CAR-VI-26	CAR-VI-45	CAR-VII-10	CAR-VII-42A	CAR-IX-26	SC-28A	SC-30B
muscovita	93,8	31,73	33,79	31,35	29,1	27,92	61,85	56,48	78,01
quartzo	5	0	26,66	5,72	13,79	41,71	5,15	3,44	1,59
cloritóide	traço	59,83	traço	53,74	traço	traço	traço	traço	0,1
granada	-	-	5,4	-	21	13,88	12,38	8,75	11,26
estaurolita	-	4,62	20,99	6,03	24,89	5,93	15,46	25,32	3,38
cianita	-	-	-	-	-	-	2,06	traço	traço
clorita	-	1,21	12,17	2,01	10,08	2,59	2,06	5	3,38
opacos	1,2	2,61	0,99	1,15	1,13	-	1,03	1,01	1,79
biotita	-	-	traço	-	-	7,98	-	-	-
rutilo	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço
monazita/zircão	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço
turmalina	traço	traço	traço	traço	traço	traço	Traço	traço	traço

Nas amostras com porfiroblastos de granada, a proporção do mineral foi calculada adotando-se técnica similar à utilizada por Gualda (2001) e Vilalva (2007) na reconstituição composicional de grãos de feldspato exsolvidos. O cálculo “indireto” da proporção modal de granada foi feito utilizando-se fotografias de lâminas com polarizadores cruzados (figura 4-1a). As imagens foram tratadas no *software* COREL PHOTO-PAINT X4®, de modo que os porfiroblastos de granada ficassem em tons escuros e o restante da lâmina o mais claro possível (figura4-1b). Com a imagem já tratada, utilizou-se a ferramenta “histograma” para calcular a porcentagem de píxeis em tons escuros, que pode ser utilizada como porcentagem aproximada de granada na lâmina estudada (figura 4-1c).

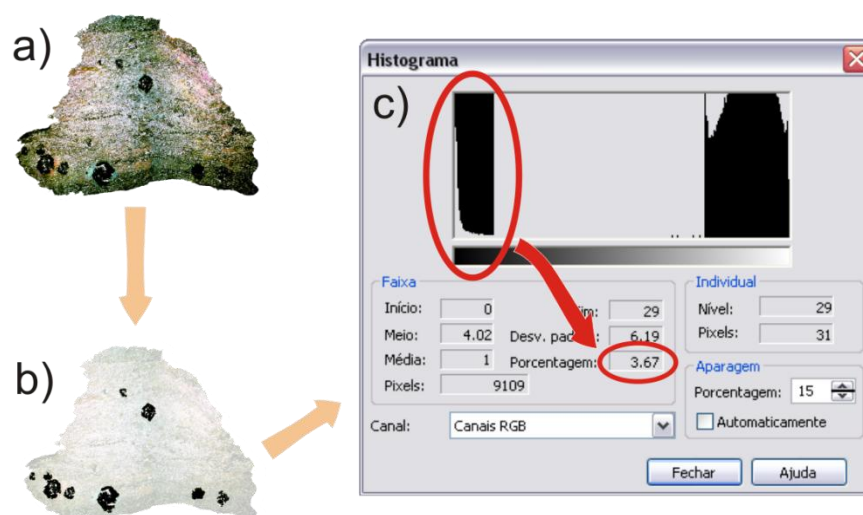


Figura 4-1: Determinação da proporção modal de Granada a partir de foto-micrografia. (a) imagem da lâmina SC-36(1) com polarizadores cruzados; (b) a mesma imagem tratada no *software* COREL PHOTO-PAINT X4®, realçando os porfiroblastos de granada; (c) histograma mostrando a variação nos valores tonais da figura (b) - em vermelho: área que representa os píxeis escuros e sua porcentagem na imagem

4.2. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES

4.2.1. UNIDADE NA3 – QUARTZITO E QUARTZITO MICÁCEO

A unidade de quartzito e quartzito micáceo tem suas maiores e melhores exposições posicionadas nas faces norte das serra do Campestre e Carrancas. Caracterizam-se como leitos decamétricos alongados, por vezes lenticulares, com intercalações de filito micáceo de cor verde. Em direção ao topo da unidade, as

intercalações métricas a decamétricas de filito / xisto grafitoso porfiroblástico (unidade Na₄) tornam-se mais frequentes, caracterizando contato gradacional entre os dois litotipos. No topo das serras o quartzito aflora como cristas alongadas segundo direção E-W (figura 4-2).



Figura 4-2: Cristas de quartzito e dobras isoclinais com vergência para Norte na Serra da Estância

A foliação predominante nas rochas é a superfície S₂, plano axial de dobras isoclinais, recumbentes a inclinadas, com vergência para Norte e de amplitude entre centenas de metros a milimétricas (observadas em lâminas delgadas). Eventos deformacionais posteriores afetam a foliação principal dobrando a S₂ e a lineação associada, além de gerar fortes lineações de intersecção. Entretanto, estas feições são reconhecidas mais claramente na unidade Na₄. No “*front*” da Serra de Carrancas são observadas dobras intrafoliais com plano axial paralelo à foliação principal e faixas de granulação bastante fina, de caráter milonítico, com estruturas S-C e veios pegmatóides com muscovita e quartzo de granulação média a grossa associados.

A muscovita presente na matriz exibe cor verde, o que sugere presença de cromo em sua composição (fuchsita –Deer *et al.*, 1982a). No entanto, análises químicas em muscovita na região de Itumirim (Trouw *et al.*, 2000b) mostraram ausência de Cr no mineral.

4.2.1.1. DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A unidade é composta por quartzito com textura lépido-granoblástica equi- a inequigranular, de granulometria fina (<1,0 mm), com pequena quantidade de muscovita, que por vezes forma agredados lenticulares com tamanho variando entre milimétrico até centimétrico. Dobras intrafoliais da S₁ ocorrem com a foliação principal

S₂ em posição plano axial e são principalmente observadas nas lentes de muscovita. Quartzo ocorre como grãos xenoblásticos, com contatos retos a curvos, textura granoblástica poligonizada, extinção ondulante e formação de subgrãos. As placas de muscovita geralmente formam agregados lenticulares, orientados e dobrados segundo a S₂. Granada ocorre esporadicamente como porfiroblastos isolados em meio à matriz quartzítica. Na serra da Estância e do Galinheiro (amostras CAR-I-33 E CAR-IV-28, respectivamente) existem leitos restritos de cianita com cloritóide (figura 4-3). Turmalina, zircão e possivelmente monazita (detríticos) ocorrem como fases acessórias.

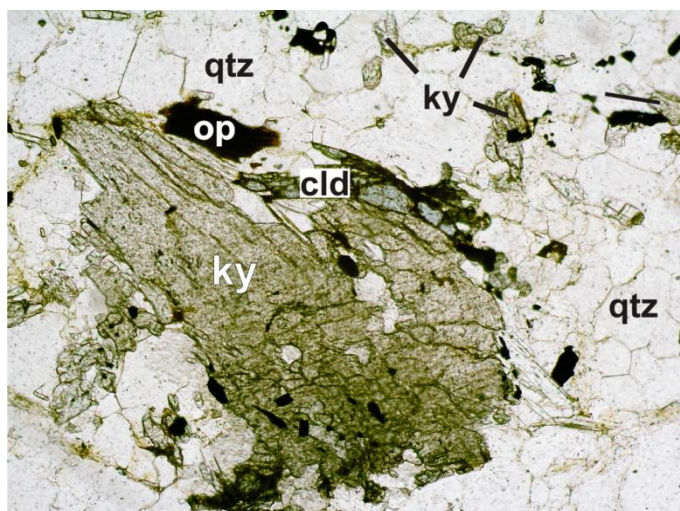


Figura 4-3: Porfiroblasto de cianita com cloritóide associado em muscovita quartzito (amostra CAR-IV-28) – lado maior da foto: 1,30 mm

Ao longo da *klippe* lentes dobradas e boudinadas de quartzito ferroso estão presentes, de cor cinza escura e bastante denso. A ocorrência destas lentes ricas em minerais metálicos já havia sido destacada por Trouw *et al.*, (1980), onde foram descritas sucintamente sendo constituídas por quartzo, ilmenita, hematita e magnetita, entre outros. Além de ocorrer como lentes, são observados diversos fragmentos dispersos pelos afloramentos. A análise petrográfica mostrou que essas rochas exibem dobras intrafoliais (S₁ dobrada pela S₂), e são constituídas por grãos detríticos de zircão e rutilo, envoltos em matriz hematítica com ilmenita exsolvida, aparentemente sem magnetita (figura 4-4).

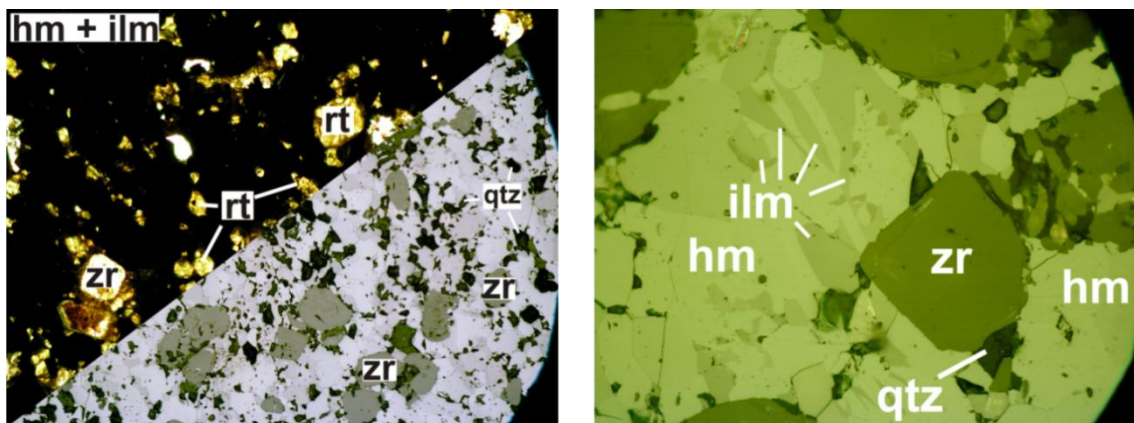


Figura 4-4: Foto-micrografias da amostra rica em óxido de ferro. (a) composição das foto-micrografias a luz transmitida com polarizadores paralelos e luz refletida - lado maior da foto: 1,30 mm; (b) foto-micrografia de detalhe da matriz com grão idiomórfico de zircão e quartzo intersticial - notar as lamelas de ilmenita nos grãos de hematita - lado maior da foto: 0,26 mm

4.2.2. UNIDADE NA_4 – FILITO / XISTO GRAFITOSO

O filito / xisto grafitoso porfiroblástico exibe pouca variação textural e estrutural ao longo da área estudada. No extremo Nordeste, Serra da Estância e oeste da Serra do Pombeiro, a rocha caracteriza-se como filito cinza grafitoso, de matriz fina a muito fina, granulometria inferior a 1,0 mm, com porfiroblastos milimétricos de cianita, granada e/ou estaurolita. Exibe bandamento diferenciado, com leitos de espessura milimétrica. No extremo Sudeste, Serra do Galinheiro, Serra de Carrancas e Serra das Bicas, a rocha pode apresentar tanto bandamento composicional fino a muito fino, espessura das bandas inferior a 1,0 mm, como estrutura homogênea, xistosidade, com a matriz constituída por muscovita. Na região central da estrutura, centro e leste da Serra do Pombeiro, a rocha é muscovita filito porfiroblástico, com bandamento composicional milimétrico, com alternância rítmica de camadas com maior ou menor quantidade de matéria orgânica.

O filito / xisto grafitoso porfiroblástico apresenta certa variação textural e mineralógica ao longo da área estudada. Essa característica permitiu que a unidade fosse separada em domínios metamórfico-texturais, nas quais foi levada em conta a entrada e quebra de algumas fases minerais, além é claro, de mudanças nas texturas das rochas.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

DOMÍNIO METAPELÍTICO / METAPSAMÍTICO – FÁCIES XISTO-VERDE ALTO / ANFIBOLITO

No extremo noroeste da área estudada, na região da Serra da Estância e do Campestre, as rochas apresentam textura nemato-lepido-granoblástica porfiroblástica, com matriz de granulação fina a muito fina, < 0,1 mm, de cor cinza, bandamento composicional rítmico, com alternância de leitos de espessura milimétrica de quartzo + muscovita ± opacos e muscovita + cloritóide ± clorita ± opacos ± quartzo. A dimensão dos porfiroblastos de estaurolita e granada varia entre 0,4 e 1,5 mm. Parte significativa dos porfiroblastos de granada estão substituídos por aglomerados de clorita, formando pseudomorfos.

A orientação dos minerais é definida pela foliação principal S_2 , caracterizada como clivagem de crenulação espaçada, gradando localmente para clivagem ardosiana. Tem caráter anastomosado, onde as placas de muscovita e grãos de cloritóide tendem a se amoldar a microlithons de quartzo e muscovita, a lentes alongadas e dobradas de quartzo e aos porfiroblastos de granada e estaurolita.

Nos termos em que S_2 define superfície contínua, clivagem ardosiana, e com bandamento composicional regular, fica nítida a deformação da foliação principal pelo desenvolvimento da S_3 , clivagem de crenulação espaçada responsável pela formação de micro-dobras com geometria variada, desde assimétricas a tipo *kinks* e *chevron* na S_2 ,

A foliação S_1 é reconhecida em algumas das rochas devido a existência de dobras intrafoliais com plano axial paralelo a S_2 . As feições indicam a transposição e paralelização da foliação pretérita à S_2 (figura 4-5).

A muscovita constitui a maior fração da matriz e ocorre orientada segundo S_2 , podendo formar peixes de mica (*mica-fish*), ou estando presente com quartzo em microlithons. O desenvolvimento da clivagem de crenulação S_3 é responsável pela deformação da muscovita nos eixos de crenulação.

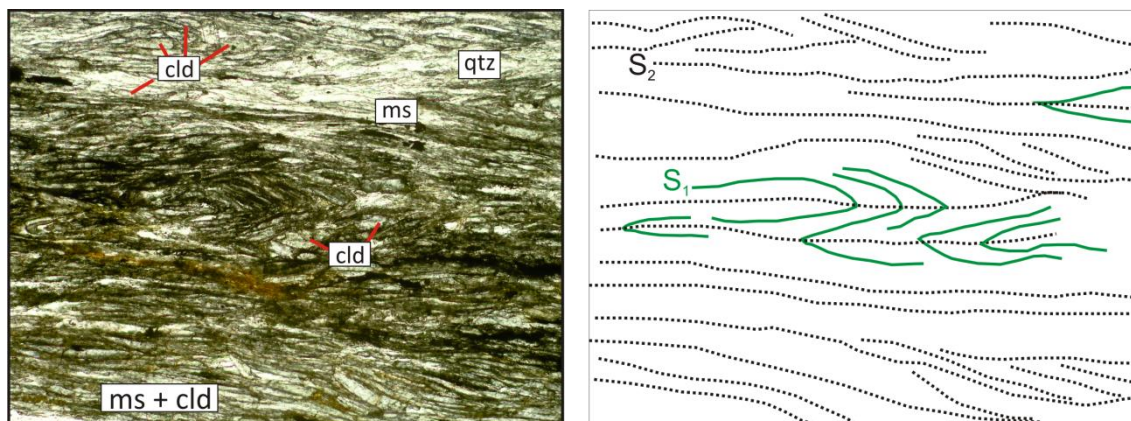


Figura 4-5: Disposição da foliação S2 com dobras intrafoliais da S1. Lado maior da foto 5,0 mm. Amostra CAR-II-149

Grãos de quartzo encontram-se distribuídos em camadas de espessura milimétrica e em lentes alongadas, dobradas, ou sigmoidais, às quais a foliação tende a se amoldar. Os grãos exibem extinção ondulante e feições de *bulging* e em menor escala de sub-grão, evidenciando recristalização em temperaturas baixas.

O cloritóide ocorre como cristais alongados segundo a foliação S₂, ou como grãos fraturados nos eixos de dobras D₃. O estiramento dos grãos, tipo (*“pinch and swell”*) indica que a fase mineral desenvolveu-se antes da deformação D₂, sendo de caráter sin a pós-S₁. O pleocroísmo varia nas cores verde-pálido a verde-azulado, e apresenta pequenas inclusões de opacos e de mineral de cor amarela que não pode ser identificado, mas que pode ser monazita ou mesmo rutilo. Cloritóide ocorre incluso em porfiroblastos de granada. Os porfiroblastos de cloritóide são restritos às amostras CAR-II-108 e SC-36, ocorrendo respectivamente na matriz composta por muscovita e por quartzo e muscovita. No segundo caso, os grãos de cloritóide são maiores na transição entre o filito / xisto grafitoso e os leitos de quartzito micáceo (figura 4-6).

Em amostras coletadas a oeste Serra do Campestre (NESG-161C e 161E – Campos Neto & Caby, 1999) são observados cristais de cianita em paragênese com cloritóide + muscovita + quartzo ± clorita ± estauroлита ± granada. Os grãos de cianita são sub-idioblásticos, com aspecto “turvo” e são bordejados por muscovita. No extremo oeste da Serra da Estância, foram observadas amostras de metapelito

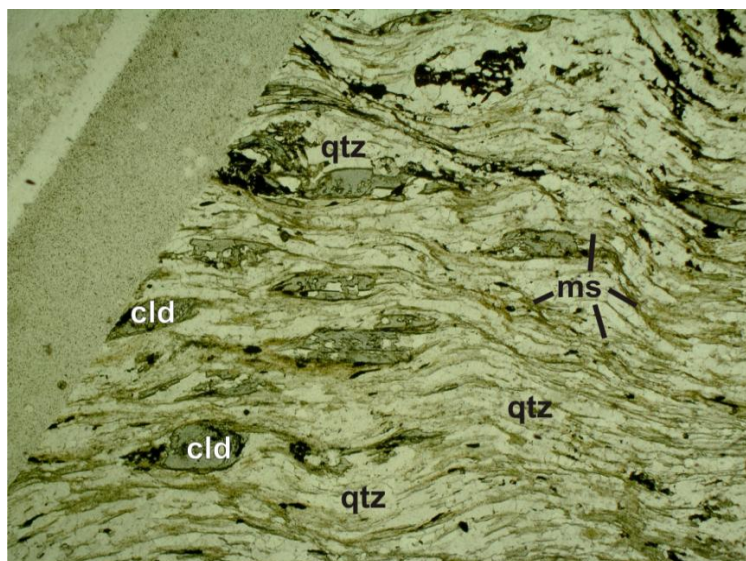


Figura 4-6: Micro-porfiroblastos de cloritóide em matriz de muscovita e quartzo. Notar o estiramento do cloritóide veja observação acima. Lado maior da foto XX mm

com a paragênese cloritóide + cianita + muscovita + quartzo. Nestas amostras a cianita é porfiroblástica, exibe trilhas de inclusão de grafita, está dobrada segundo a foliação principal e é bordejada por cloritóide de cor verde-azulada. Grãos opacos são em maioria cristais de hematita, com alguma ilmenita exsolvida. São alongados segundo a S_2 , podendo estar dobrados pela S_3 . Aparecem inclusos em granada, estaurolita e cloritóide. Os porfiroblastos de estaurolita são retangulares, alguns com aspecto sigmoidal, exibem trilhas de inclusões que podem ou não estar definindo dobras e em alguns casos restritas ao centro do grão (figura 4-7). As formas das trilhas de inclusão indicam que o mineral teria se formado durante o desenvolvimento da S_2 , pois as dobras definidas pelas inclusões são apresentadas em plano axial paralelos à S_2 e como os grãos são alongados, é pouco provável que tenham rotacionado. As bordas dos grãos apresentam quantidade bem menor de inclusões ou são totalmente límpidas. Essa variação textural centro-borda pode ser explicada a partir de reações distintas gerando o mineral (ver capítulo 8 – Modelamento metamórfico e geotermobarometria). Na amostra SC-08 observam-se grãos de cloritóide e muscovita bordejando a estaurolita (figura 4-7).

A granada ocorre como porfiroblastos maiores do que os de estaurolita, geralmente sub-idioblástica; as inclusões de minerais opacos, muscovita, quartzo e

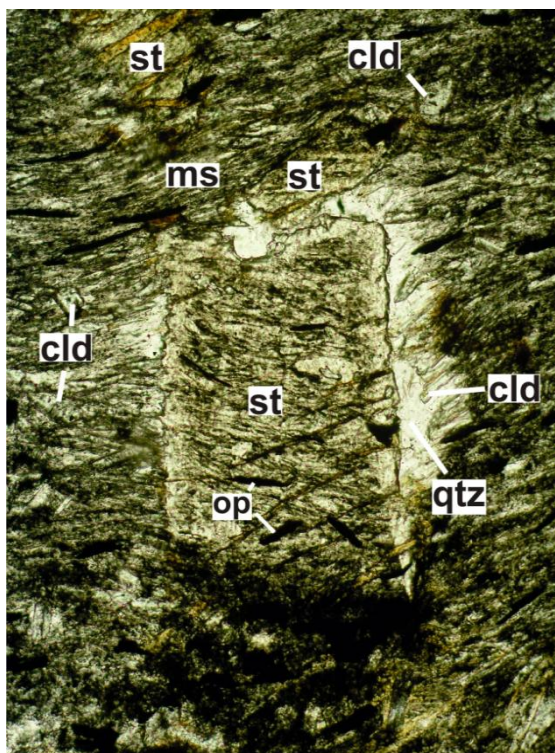


Figura 4-7: Porfiroblasto de estauroлита com trilhas de inclusão no centro do grão. Lado maior da foto 0,2 mm cloritóide, com padrão em “S” ou “Z” e estruturas tipo bola-de-neve – “snowball” (figura 4-8), indicam que o crescimento foi sin-cinemático. A foliação interna (S_i) é concordante com a foliação externa (S_e), o que indica desenvolvimento sin- S_2 . (Trouw *et al.*, 2008) consideram que o crescimento da granada é sin- $D_{1/2}$.

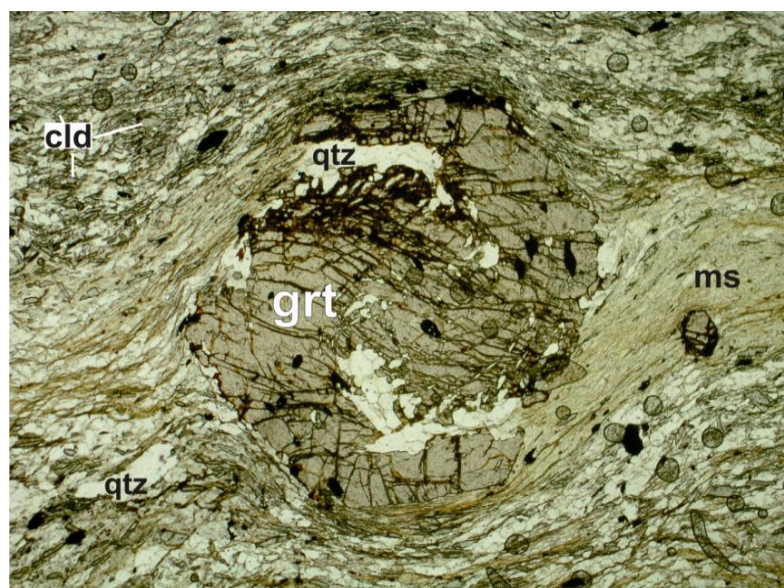


Figura 4-8: Porfiroblasto de granada com textura "bola-de-neve". Lado maior da foto 5,0 mm

Assim como na estaurolita, as bordas da granada tendem a ser mais limpas. A interpretação adotada para a origem dessa feição é a mesma descrita para estaurolita. As fases acessórias são turmalina, zircão, monazita e rutilo. Turmalina ocorre dispersa pela rocha com grãos exibindo bordas arredondadas, ou mesmo com grãos fraturados, tem cor verde, sempre com zonamento interno centro-borda; por estarem arredondados ou fraturados, alguns grãos podem ser detríticos. Zircão e monazita aparecem esporadicamente na matriz como grãos sub-arredondados. O rutilo concentra-se em algumas amostras, formando glomérulos alongados, constituídos por quatro ou mais grãos irregulares e de coloração amarelada.

DOMÍNIO METAPELÍTICO – FÁCIES ANFIBOLITO

A partir do extremo norte até o centro da Serra do Pombeiro, as rochas estudadas apresentam cor cinza escura a vermelha, exibem destacado bandamento rítmico, assim como nas amostras descritas anteriormente, com leitos de espessura sub-milimétrica a milimétrica, em sua maioria ausentes de porfiroblastos. Texturalmente as rochas são grano – lepidoblásticas e porfiroblásticas, muito finas ($<<1,0\text{mm}$); são constituídas essencialmente por muscovita e quartzo, com algum cloritóide e quando presentes, os porfiroblastos são retangulares e opacos.

A estrutura das rochas é a mesma observada no domínio anterior, com a foliação S_2 (clivagem contínua) como superfície principal, havendo microlithons sigmoidais de quartzo e muscovita preservando parcialmente a foliação S_1 , em dobras intrafoliais, e ainda a S_2 pode estar crenulada pelo desenvolvimento da S_3 (figura 4-9).

Muscovita ocorre como porfiroblastos pós-cinemáticos em algumas amostras. O mineral cresceu sobre a matriz, composta por muscovita fina e grafita, preservando a orientação da foliação principal através de inclusões de grafita.

Ocorrem porfiroblastos de hábito retangular, muito alterados intempericamente impedindo sua identificação, mas podem ser de cloritóide ou estaurolita. Sua orientação é oblíqua a S_2 , com a foliação principal se amoldando aos porfiroblastos.



Figura 4-9: Foliação principal (S2) crenulada pelo desenvolvimento de S3 (destacada em vermelho). Lado maior da foto 2,0 mm

DOMÍNIO METAPELÍTICO / METAPSAMÍTICO - FÁCIES ANFIBOLITO

O domínio metapelítico / metapsamítico é delimitado entre as Serras do Galinheiro e das Bicas, onde o cloritóide do metamorfismo progressivo se torna ausente da matriz, ocorrendo apenas como inclusões em granada ou como grãos idioblásticos a sub-idioblásticos que sobrecreceram granada e estaurolita durante o retro-metamorfismo.

As rochas mantêm as mesmas características texturais já descritas, sendo grano-nemato – lepidoblásticas porfiroblásticas de granulação fina a média (0,5 a > 1,0 mm). A matriz é constituída por muscovita + quartzo + opacos ± clorita ± cianita ± biotita ± cloritóide com porfiroblastos milimétricos de estaurolita e granada. Alguns porfiroblastos de granada são substituídos por clorita formando pseudomorfos.

A foliação S₂ é clivagem de crenulação contínua, perturbada pelos porfiroblastos e lentes de quartzo alongadas e dobradas com plano axial paralelo à S₂. O caráter cisalhante da superfície principal é identificado pela formação de pares S-C. Junto às

lentes de quartzo dobradas, podem-se observar as crenulações da S_1 pela S_2 . A deformação da foliação principal pelo desenvolvimento da S_3 é caracterizada pela ocorrência de micro-dobras de diversos estilos como *chevron* e *kinks* assimétricos.

A muscovita compõe a maior fração da matriz, com placas orientadas segundo a S_2 , dobradas pela S_3 , comumente apresentando extinção ondulante. O mineral ocorre também associado às bordas de reação nos porfiroblastos, podendo mimetizar grãos de estaurolita.

Quartzo está presente em lentes alongadas, dobradas e sigmoidais, com extinção ondulante, com contatos retos a irregulares, indicando o estiramento dos grãos. Associado aos porfiroblastos de granada e estaurolita, o mineral ocorre como pequenas inclusões ameboidais (xenoblásticas) e em sombras de pressão.

Dois fases de cloritóide são identificadas. A primeira caracteriza-se como inclusões retangulares bastante finas e orientadas em grãos de granada. A segunda fase é formada por grãos idioblásticos a xenoblásticos em sombras de pressão de granada e estaurolita, comumente associada à clorita, também retrometamórfica. Em algumas amostras, porfiroblastos de granada e estaurolita são completamente substituídos pela associação clorita + cloritóide, este último de caráter pós-cinemático, crescido sobre a foliação, exibindo geminação polissintética (figura 4-10). A cristalização abundante dessa fase sobre os minerais do pico metamórfico indica que retrometamorfismo intenso afetou determinadas regiões nas Serras do Galinheiro, Carrancas e Bicas.

Como fases essencialmente retrometamórficas têm-se cloritóide, clorita, biotita e sillimanita (fibrolita). A clorita ocorre em sua maioria de forma similar ao cloritóide retrometamórfico, formando placas, de granulação muito fina, associada aos porfiroblastos de granada e estaurolita, estando tanto em sombras de pressão ou sobre estas fases, indicando que as sobrecreceu. Em algumas amostras observa-se na matriz agregados micro-granulares de clorita orientados segundo a S_2 , associados a fraturas. Biotita ocorre como pequenas placas de coloração marrom clara, posicionadas próxima aos porfiroblastos de granada e estaurolita, orientadas segundo a foliação principal.

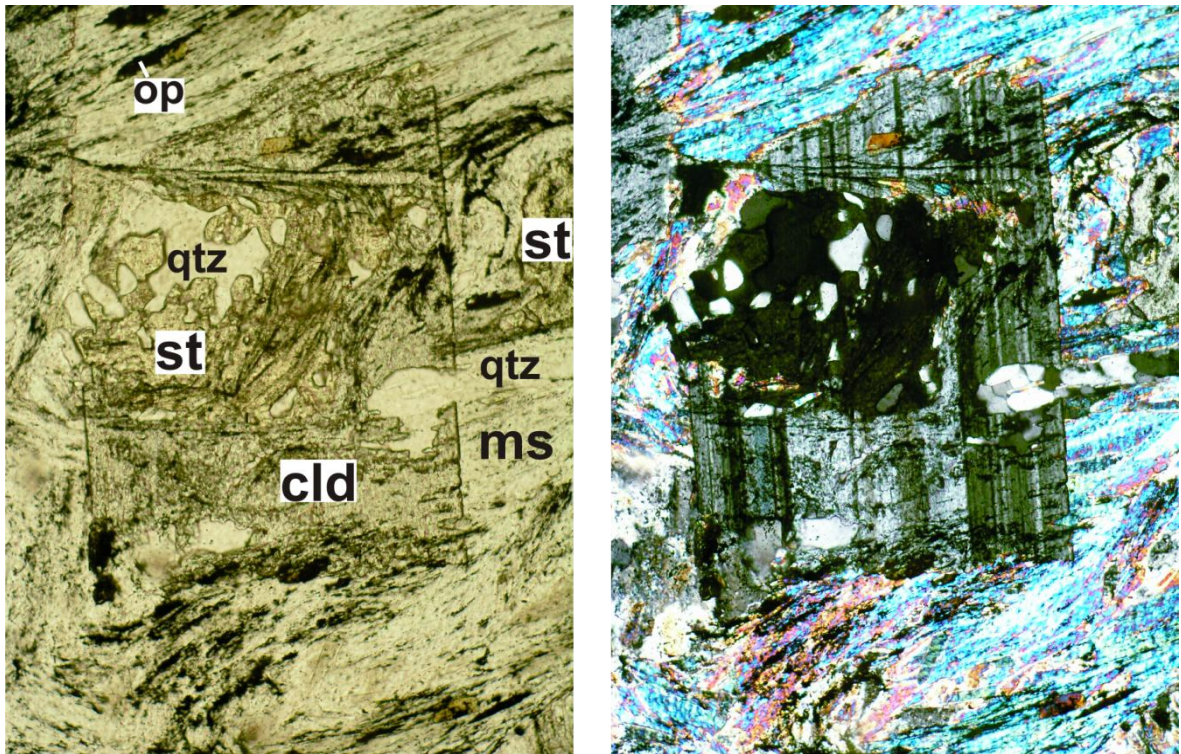


Figura 4-10: Foto-micrografias com nicóis paralelos e cruzados. Cloritóide porfiroblástico retrometamórfico pos-cinemático crescendo sobre grão de estaurolita e matriz . Lado maior da foto 0,5 mm

Sillimanita, ou fibrolita, foi identificada na lâmina CAR-VII-141B, ocorrendo como pequenos agregados de grãos aciculares micro-granulares associados à muscovita e estaurolita (figura 4-11).

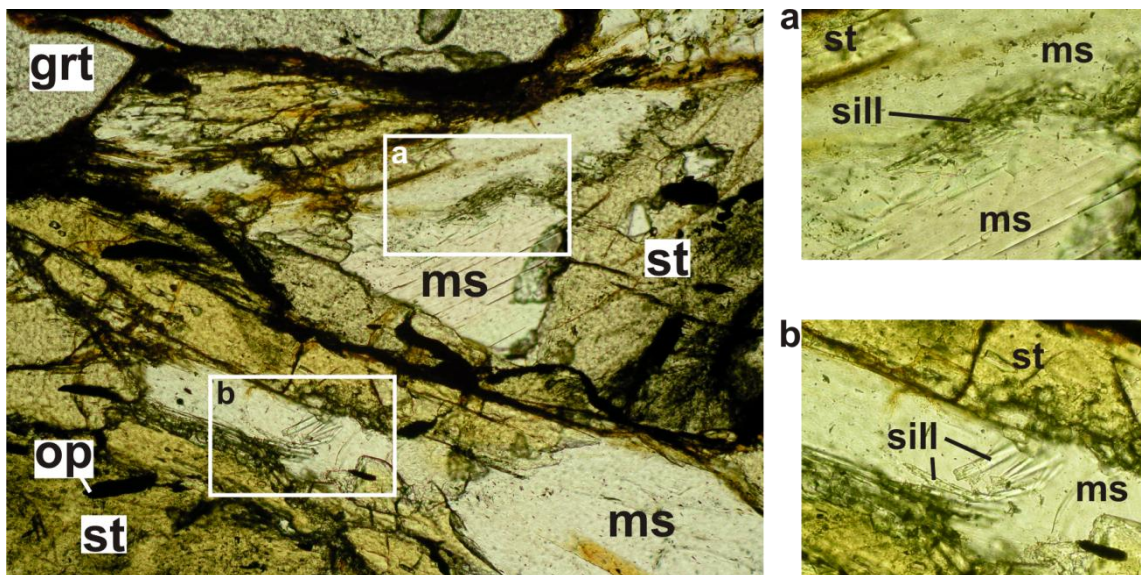


Figura 4-11: Fotomicrografia da amostra CAR-VII-141B. Detalhes em (a) e (b) de grãos de sillimanita/fibrolita associados a muscovita e estaurolita. Lado maior da foto principal 0,6 mm

Os porfiroblastos de granada são idioblásticos a hipidioblásticos, com contatos retos a curvos, exibem grande quantidade de inclusões de quartzo, muscovita, cloritóide, estaurolita, opacos e rutilo, podendo ou não estar orientadas, com distribuição heterogênea dentro do grão. Em alguns casos o centro do grão é rico em inclusões com a borda praticamente limpa. O padrão das inclusões espiraladas mostra que ao menos o centro da granada teve crescimento sin a inter-cinemático. Em um dos grãos de granada pode-se ver que inclusões de estaurolita foram parcialmente reabsorvidas pelo mineral hospedeiro (figura 4-12).

A estaurolita ocorre como grãos idioblásticos, orientados segundo a S_2 , com inclusões orientadas de quartzo, muscovita e minerais acessórios, como zircão, turmalina e rutilo. Assim como na granada, em alguns grãos as inclusões concentram-se no núcleo do mineral. As trilhas de inclusões mostram que o mineral cresceu durante as deformações D_1 e D_2 , havendo grãos nos quais a foliação interna apresenta mudança brusca em sua inclinação preservando a S_1 e o desenvolvimento da S_2 .

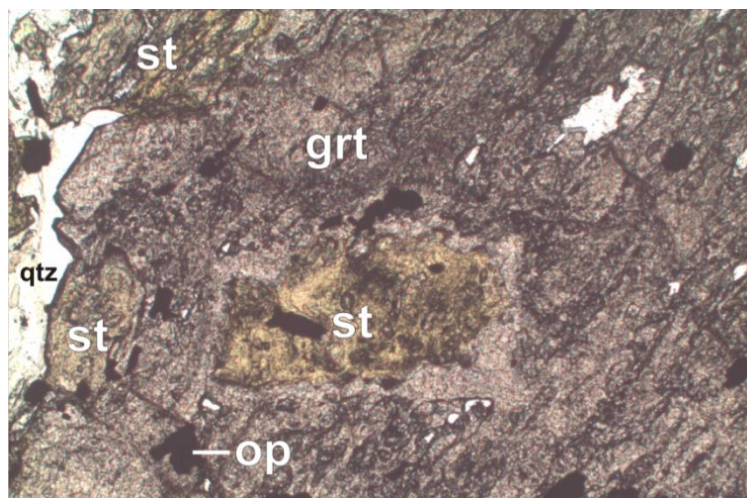


Figura 4-12: Detalhe de inclusão de estaurolita reabsorvida por granada. Lado maior da foto: 1,26 mm

Clorita, cloritóide e muscovita ocorrem geralmente bordejando a estaurolita, havendo pseudomorfos do mineral, que foi totalmente substituído por muscovita.

As fases acessórias são rutilo, turmalina, zircão e monazita. Rutilo ocorre como pequenos grãos hipidioblásticos a xenoblásticos, dispersos pela matriz ou inclusos em estaurolita e principalmente granada. Turmalina está presente sob a forma de grãos com bordas arredondadas, constituindo prováveis grãos detríticos, com bordas

arredondadas ou irregulares, com zonação composicional centro-borda, refletido pela variação da cor de vermelha no centro, a verde na borda. Zircão ocorre como pequenos grãos detríticos dispersos na matriz.

4.2.3. BLASTESE MINERAL E DEFORMAÇÃO

A relação entre o crescimento das fases minerais, blastese, e a deformação das unidades mostra-se bastante íntima, com a maior parte dos grãos preservando características de crescimento sin-deformacional. As relações descritas neste trabalho concordam com o que foi apresentado por Ribeiro & Heilbron (1982), Heilbron (1983), e Trouw *et al.*, (1980). A seguir é apresentada a síntese do crescimento das fases minerais associado com os eventos deformacionais (tabela 4-2).

Tabela 4-2: Quadro de blastese mineral para as rochas da *Klippe* Carrancas

mineral \ evento	D_1	D_2	D_3
quartzo	—————		
muscovita	—————		—
cloritóide	—————		—
clorita	—————		—————
granada	? ————— ?		
estaurolita	—————	?	
cianita	—————	—————	
biotita			—————
sillimanita			—

5. MAPA METAMÓRFICO

Para se fazer o estudo completo do metamorfismo de uma região, existe a necessidade de identificar como as paragêneses metamórficas se distribuem na área em questão. O modo clássico utilizado até hoje é a determinação de isógradas minerais, que são representações em mapa de linhas que delimitam regiões metamorfizadas em mesmas condições de P - T (Tilley 1924). Carmichael (1970) usou o termo isógrada para denominar linhas nos mapas que representassem mudanças mineralógicas.

Bucher & Frey (2002), discutem o uso de isógradas como representações de iguais condições de metamorfismo argumentando que seu uso seria incorreto, uma vez que as reações minerais não são restritas a valores específicos P - T - X . Além disso, para que uma linha representasse valores iguais P - T , as condições originais do metamorfismo (i.e. espessura de crosta, gradiente geotérmico, entre outros) deveriam estar preservadas. Dessa forma indicam que seja utilizado o termo isógrada de reação ou “*reaction-isograd*” (Winkler 1979), para definir espacialmente reações de formação ou consumo de minerais. Recentemente Ghent & Simony (2005), apresentaram nova interpretação para o termo, que seria a intersecção de uma superfície que separaria associações minerais representando reações metamórficas, com a topografia.

A variação da composição química das rochas e a complexidade estrutural da *klippe* não nos permitiram identificar corretamente a disposição das reações metamórficas, mas apenas quais paragêneses minerais encontravam-se em equilíbrio. Dessa maneira, o mapa de isógradas deste trabalho remete ao termo definido por Carmichael (1970), onde são separadas zonas a partir do aparecimento e/ou desaparecimento de algumas fases minerais.

A confecção de um “novo” mapa metamórfico da *klippe* não tem como objetivo contestar os trabalhos já existentes, mas refiná-lo a partir de um mapeamento mais detalhado.

Mapas metamórficos da *Klippe* Carrancas e adjacências foram apresentados por Trouw *et al.*, (1980), Ribeiro & Heilbron (1982), Heilbron (1983), Heilbron (1985), Peternel *et al.*, (2005) e Trouw *et al.*, (2006) - figuras 5-1 e 5-2.

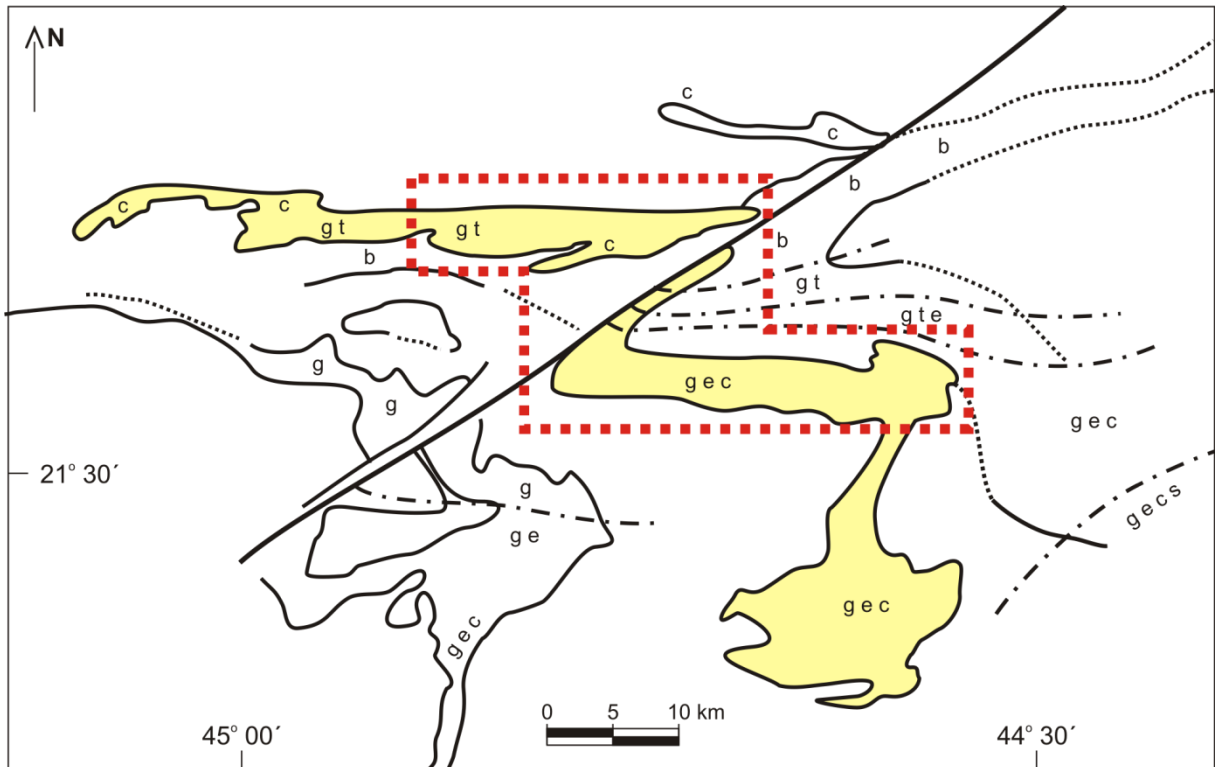


Figura 5-1: Distribuição dos principais minerais metamórficos na região de Lavras - Carrancas - Minduri; abreviações: b - biotita, t - cloritóide, c - cianita, g - granada, e - estaurólita, s - sillimanita; em amarelo: *Klippe Carrancas* (modificado de Ribeiro & Heilbron, 1982). Área de estudo delimitada pela linha tracejada em vermelho

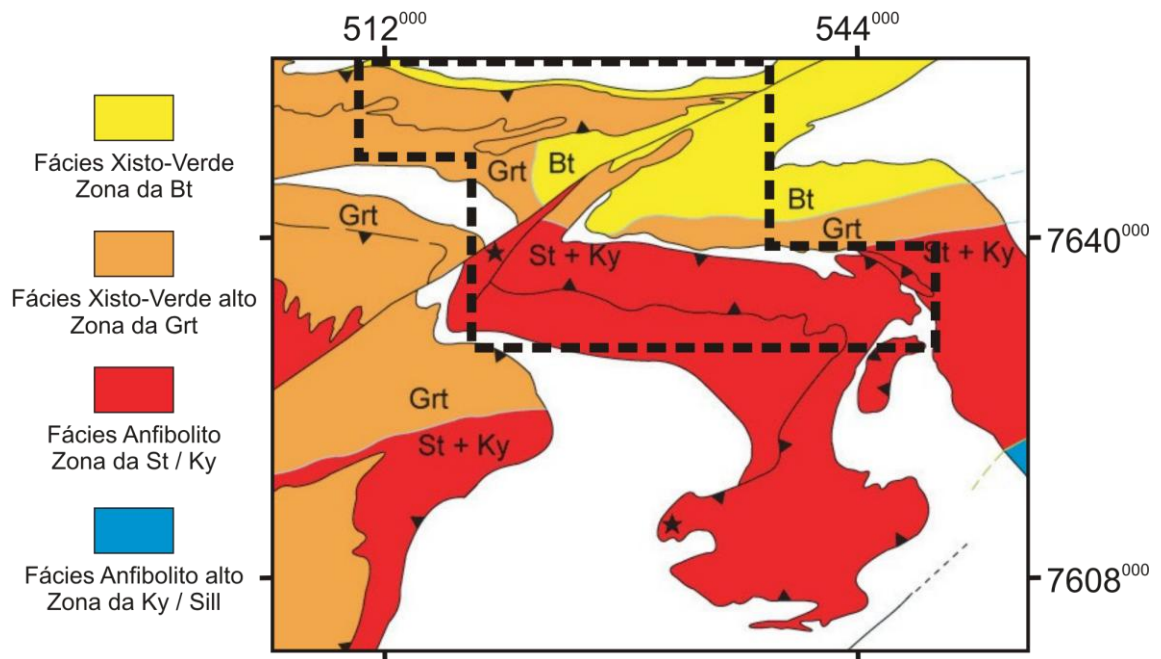


Figura 5-2: Mapa metamórfico da porção central e sudeste da *Klippe Carrancas* (adaptado de Trouw *et al.*, 2008). Área de estudo delimitada pela linha tracejada em preto

Existem poucas diferenças entre os mapas já publicados. Em Trouw *et al.*, (2006), a mudança principal é na variação metamórfica das unidades posicionadas sob a *klippe*.

Ao sul da Serra do Pombeiro, a isógrada de entrada de granada na unidade Na₅ é posicionada perpendicularmente à estruturação regional. Ao sul da Serra de Carrancas o domínio de fácies anfíbolito, zona da estauroлита/cianita é ampliado para rochas da unidade Na₁₊₂ e Na₃ posicionadas abaixo da *Klippe* Carrancas.

No trabalho de Rocha & Trouw (2001), os autores discutem o metamorfismo registrado na Serra do Pombeiro, ao sul de Itutinga. Feição importante destacada neste trabalho é a posição relativa da isógrada de entrada da estauroлита em relação à foliação principal, intersectando-a com baixo ângulo

Os principais minerais metamórficos das paragêneses foram representados no mapa geológico (Apêndice B), permitindo identificar as posições aproximadas das isógradas de entrada da estauroлита, quebra da cianita, cloritóide e clorita e reaparecimento da cianita em presença de granada e estauroлита.

O mapa (figura. 5-3) foi confeccionado no programa ARCGIS® 9.2 utilizando-se como base as folhas topográficas 1:50.000 SF-23-X-C-I-3 (Itumirim) e SF-23-X-I-4 (Itutinga) e a carta geológica Lavras (SF-23-X-C-I), na escala 1:100.000, do projeto Sul de Minas (Pedrosa Soares *et al.*, 2003).

À sudoeste e sul da cidade de Itumirim, na Serra do Campestre, as rochas apresentam paragêneses de fácies xisto-verde superior, com cloritóide + granada + muscovita + quartzo ± cianita em ausência de estauroлита. No extremo oeste da Serra da Estância observa-se que o aumento nas condições de metamorfismo com aumento da topografia (figura 5-4). A paragênese cianita + cloritóide + muscovita + quartzo dá lugar a associação cloritóide + muscovita + clorita + quartzo ± estauroлита ± granada, de fácies xisto-verde superior a anfíbolito inferior.

O desaparecimento de cloritóide seguido de clorita, gerando a associação estauroлита + granada + muscovita + quartzo, ocorre na Serra do Galinheiro.

Nas Serras de Carrancas e das Bicas a paragênese de fácies anfíbolito médio, formada por granada + estauroлита + cianita + muscovita + quartzo, com muscovita, cloritóide, clorita e biotita retrometamórficos, envolvendo ou substituindo porfiroblastos de granada e estauroлита.

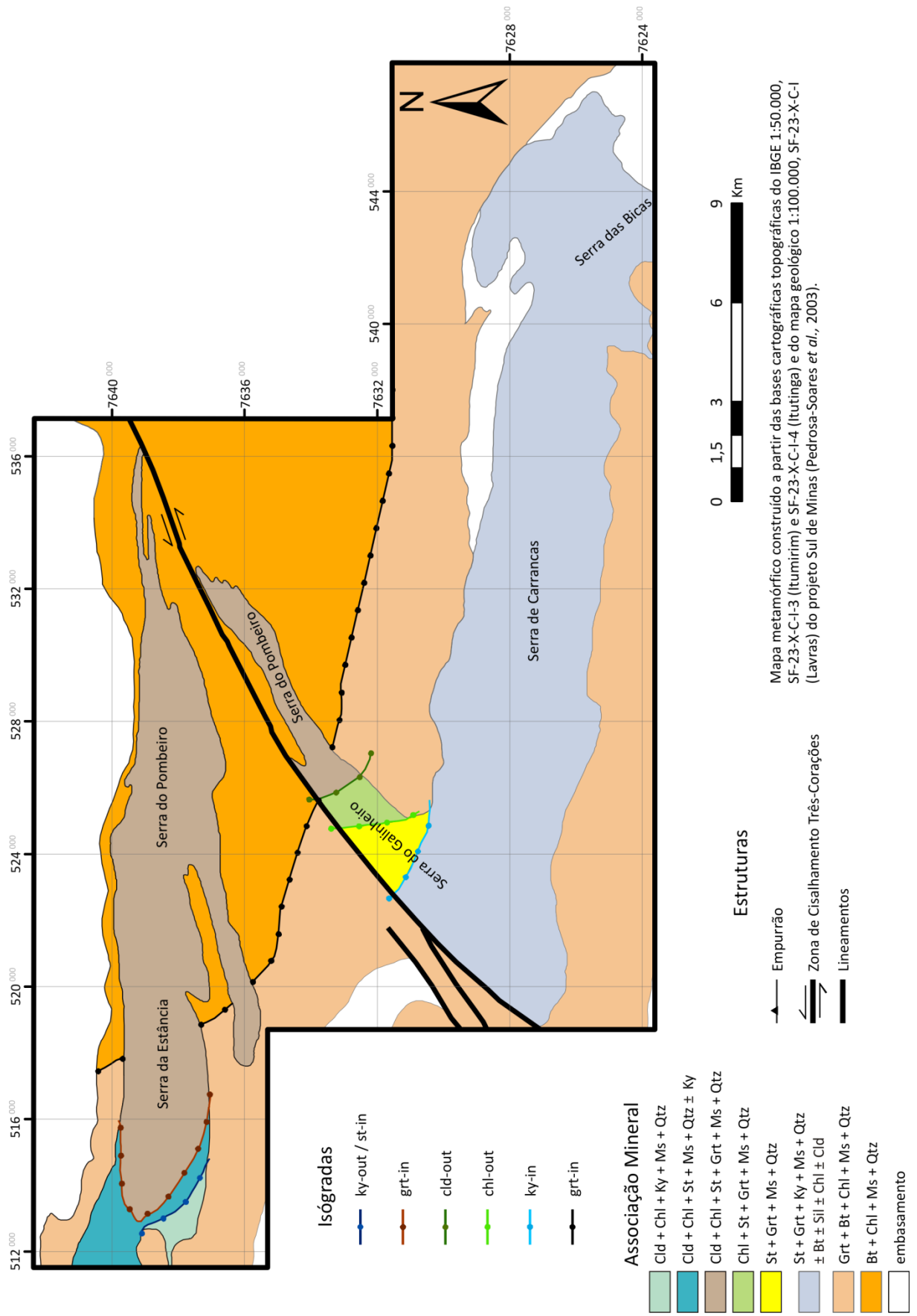


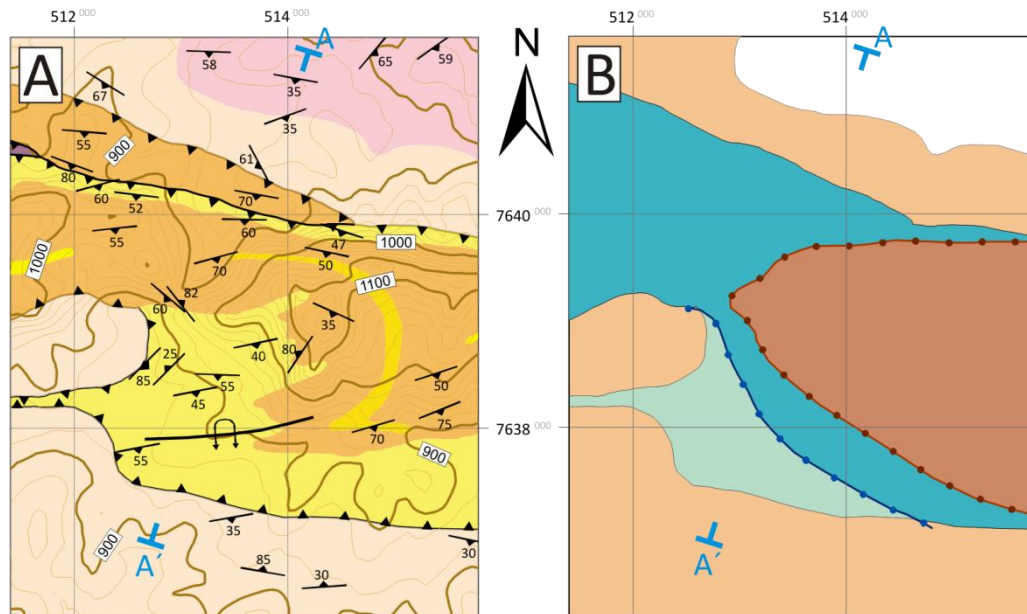
Figura 5-3: Mapa metamórfico da porção central da Klippe Carrancas

Pela descrição das lâminas de amostras da região sul da Serra das Bicas, à leste da cidade de Carrancas foi observada a presença de biotita. Isso sugere que o mineral pode ser estável na associação com cianita + estaurolita + granada + muscovita + quartzo, indicando a fácies metamórfica continua a aumentar em direção ao extremo sul da *klippe*. Entretanto essa é ocorrência isolada e para leste desse ponto praticamente não ocorre biotita nas outras amostras descritas, sendo comum nas rochas da Serra das Bicas e para sul desta.

A unidade Na₅, descrita como terreno autóctone e posicionada sob a *klippe* Carrancas registra metamorfismo de temperatura mais baixa, em fácies xisto-verde com a associação mineral muscovita + quartzo + clorita + biotita ± granada. A diferença entre as fácies metamórficas da unidade Na₅ e da *klippe* Carrancas expõe em alguns locais um “salto metamórfico”, colocando lado a lado rochas em fácies xisto-verde e anfibolito alto. Essa característica indica que as rochas foram expostas a regimes térmicos distintos.

O mapa metamórfico apresentado neste trabalho visou complementar as informações já existentes na bibliografia sobre a *Klippe* Carrancas. Os principais avanços sobre o conhecimento do metamorfismo na região foram:

- As rochas na Serra da Estância ao sul de Itumirim encontram-se na fácies anfibolito inferior, dada a presença de estaurolita nas associações minerais (característica descrita por Rocha & Trouw, 2001 na Serra do Pombeiro);
- Presença de cianita na associação muscovita + cloritóide + quartzo na Serra da Estância (fácies xisto-verde);
- Presença de biotita e sillimanita retrometamórficos na Serra de Carrancas.



Legenda - Mapa Geológico

Unidades Litológicas

- Ultramáficas
- Na₅ - Biotita xisto (Sequência Serra do Turvo)
- Na₄ - Filito / xisto cinzento, quartzito, cloritóide filito que passa a estaurólita xisto
- Na₃ - Quartzito com muscovita esverdeada
- Embasamento - Indiviso

Estruturas

- foliação S₂
- Falha de empurrão
- Antiforma com flanco invertido

Escala

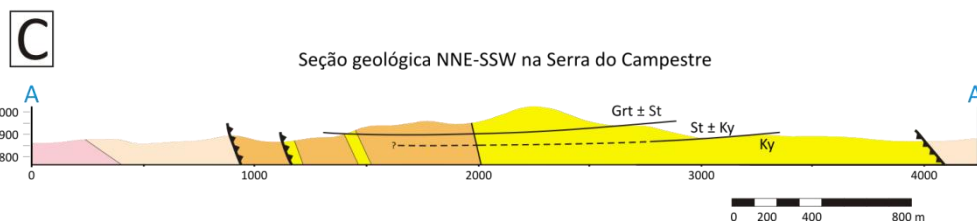
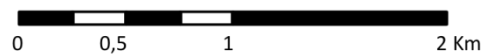


Figura 5-4: Detalhe do mapa geológico (A) e metamórfico (B) à sul do município de Itumirim. Seção geológica NNE-SSW na Serra do Campestre (C), mostrando a disposição aproximada das linhas de aparecimento mineral. Abreviações minerais segundo (Kretz, 1983), indicam mineral índice estável com a paragênese cloritóide + clorita + muscovita + quartzo. Legenda da figura (B), vide figura 5-3. Seção geológica sem sobre-elevação da escala vertical

6. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

A determinação de elementos maiores e traços foi feita no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP, utilizando-se espectrômetro de Fluorescência de raios X da marca Philips, modelo PW2400, de acordo com a metodologia descrita em Mori *et al.*, (1999).

As amostras analisadas foram escolhidas levando-se em conta critérios texturais, metamórficos e composicionais, de forma que representassem os extremos de condições metamórficas observados na região estudada. As amostras SC-07 e 08 são de filito bandado porfiroblástico de fácies xisto-verde e anfibolito respectivamente, enquanto que SC-30B e C são de xisto porfiroblástico homogêneo, de fácies anfibolito.

6.1. COMINUIÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

O material selecionado foi fragmentado inicialmente com marreta de 3 kg seguido de britagem em prensa hidráulica para redução dos fragmentos até tamanho inferior a 0,5 cm. Durante a cominuição das amostras, fragmentos de crosta de alteração e limonitizados foram descartados. Na etapa final o material foi moído em panela de ágata até atingir granulometria inferior a 200 mesh.

A preparação das pastilhas prensadas e fundidas foi executada nos Laboratórios de Tratamento de Amostras (LTA) e Laboratório de Química e ICP, ambos do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP.

Para a confecção das pastilhas prensadas foram micronizados de 7,5 a 8,0 g de amostra, seguidos de secagem em estufa. A fração foi então homogeneizada manualmente com 20% de ligante em pó (parafina) e colocada em prensa hidráulica.

As pastilhas fundidas foram preparadas através da fusão de 1,0 g de amostra moída para 9,0 g de tetraborato de lítio (75%) e metaborato de lítio (25%), durante aproximadamente 20 minutos.

6.2. RESULTADOS

Os resultados obtidos são apresentados na tabela 6-1. Nota-se que o caráter homogêneo e rico em muscovita da matriz nas amostras SC-30B e C fica evidente na redução do teor de SiO₂ em até 16% e significativo aumento nos teores de Al₂O₃ e K₂O. Para os demais óxidos as variações nos teores são pequenas e sem padrão definido. Como Fe+2 não é determinado em espectrometria de fluorescência de raios-X, os teores de FeO foram determinados de forma direta segundo Andrade *et al.*, (2002).

6-1 Análises químicas em rocha total de filito e xisto grafitoso porfiroblástico da *Klippe* Carrancas. Valores em % peso

Óxidos	SC-07	SC-08	SC-30B	SC-30C
SiO₂	58,17	54,65	42,93	43,79
TiO₂	1,00	1,06	1,23	1,14
Al₂O₃	22,77	27,71	33,75	33,97
FeO	5,45	5,00	3,34	3,27
Fe₂O₃	0,80	0,55	2,48	1,26
MnO	0,11	0,07	0,04	0,05
MgO	1,37	0,84	0,88	0,97
CaO	0,04	0,14	0,14	0,08
Na₂O	0,99	1,63	0,91	1,03
K₂O	4,07	3,31	8,15	8,21
P₂O₅	0,09	0,09	0,15	0,15
Loi	4,04	3,86	4,98	4,61
TOTAL	98,90	98,91	98,98	98,53

7. QUÍMICA MINERAL

7.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS

As análises químicas pontuais em minerais foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências - USP, utilizando-se a Microsonda JEOL JXA - 8600S. Os trabalhos foram realizados utilizando padrões reconhecidos internacionalmente, sob as seguintes condições analíticas: voltagem de aceleração de 15 kV, corrente do feixe de elétrons de 20,1 nA, diâmetro do feixe de 5 µm, tempo médio de contagem de 20 segundos e correções do tipo PROZA (Bastin *et al.*, 1984).

Foram escolhidas sete amostras de rochas que representam a variação metamórfico-textural da região. A relação das amostras e minerais analisados consta da tabela 7-1.

Tabela 7-1: Identificação das amostras analisadas, qual fácies representa e minerais que foram analisados

Amostra	Fácies	Minerais analisados
SC-36 (1)	xisto-verde	muscovita, cloritóide e granada
SC-36 (2)	xisto-verde	muscovita, cloritóide, clorita e granada
SC-08	anfíbolito	muscovita, cloritóide e estauroлита
SC-09	anfíbolito	cloritóide e rutilo
SC-30B	anfíbolito	muscovita, granada, estauroлита e rutilo
CAR-IX-26	anfíbolito	muscovita, cloritóide, clorita, granada e estauroлита
CAR-VII-106B	anfíbolito	rutilo

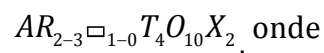
A fórmula estrutural dos minerais foi obtida a partir do tratamento dos dados químicos com o software "AX" de Tim Holland (<http://rock.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/ax.html>). A descrição das fases minerais analisadas e os resultados são apresentados a seguir.

7.2. MUSCOVITA

Nas rochas estudadas muscovita é a principal fase da matriz, definindo a foliação S₂. Foram analisadas placas de muscovita em quatro amostras, sendo duas da fácies xisto-verde e duas da anfibolito. Os resultados encontram-se no Apêndice C.

A estrutura das micas é baseada na intercalação de uma folha com sítios de coordenação octaedral com duas com sítios tetraedrais formando camadas, as quais são separadas das demais por cátions entre-camadas (“*interlayer cations*”). Detalhes sobre a cristaloquímica das micas podem ser encontrados em Fleet (2003), Guidotti & Sassi (2002) e Mottana *et al.*, (2002).

Sua fórmula estrutural segundo Fleet (2003) é:



o sítio *A* representa o cátion entre-camadas e é preenchido por K, Na, Ca, Ba, Cs e NH₄; *R* (sítio de coordenação octaedral) é preenchido por Al, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Li, Ti, Mn²⁺, Mn³⁺, Zn, Cr V e Na; \square é a “vacância” da camada octaedral; *T* representa cátions tetraedrais sendo preenchido por Si, Al, Fe³⁺, além de Be e B; *O* representa oxigênio e *X* o ânion não ligado aos tetraedros (OH, F, Cl, O e S). A presença dessa vacância entre os sítios octaedrais classifica a muscovita como mica di-octaédrica (Fleet 2003).

A classificação das micas brancas analisadas baseou-se no diagrama feal (Fe+Mg+Mn-Al^{vi}) vs. mgli (Mg-Li) de Tischendorf *et al.*, (2004). Todos os grãos analisados são classificados como muscovita e sua fórmula estrutural média (tabela 7-2) foi calculada em base anidra contendo 11 átomos de oxigênio.

O comportamento dos cátions Na, Mg e Fe²⁺ em relação ao teor de Si (em a.p.f.u.), é apresentado na figura 7-1.

Tabela 7-2: Fórmula estrutural média para as muscovitas analisadas

Amostra	Fórmula estrutural média	
SC-36(1)	$K_{0,77}Na_{0,23}$	$Mg_{0,08}Fe_{0,05}^{2+}Ti_{0,01}Al_{1,85} [Al_{0,92}Si_{3,08}]O_{11}$
SC-36(2)	$K_{0,80}Na_{0,20}$	$Mg_{0,08}Fe_{0,06}^{2+}Ti_{0,02}Al_{1,83} [Al_{0,91}Si_{3,09}]O_{11}$
SC-08	$K_{0,77}Na_{0,23}$	$Mg_{0,06}Fe_{0,05}^{2+}Ti_{0,01}Al_{1,88} [Al_{0,93}Si_{3,07}]O_{11}$
SC-30B	$K_{0,88}Na_{0,12}$	$Mg_{0,09}Fe_{0,06}^{2+}Ti_{0,02}Al_{1,83} [Al_{0,90}Si_{3,10}]O_{11}$
CAR-IX-26	$K_{0,81}Na_{0,19}$	$Mg_{0,05}Fe_{0,05}^{2+}Ti_{0,01}Al_{1,90} [Al_{0,95}Si_{3,05}]O_{11}$

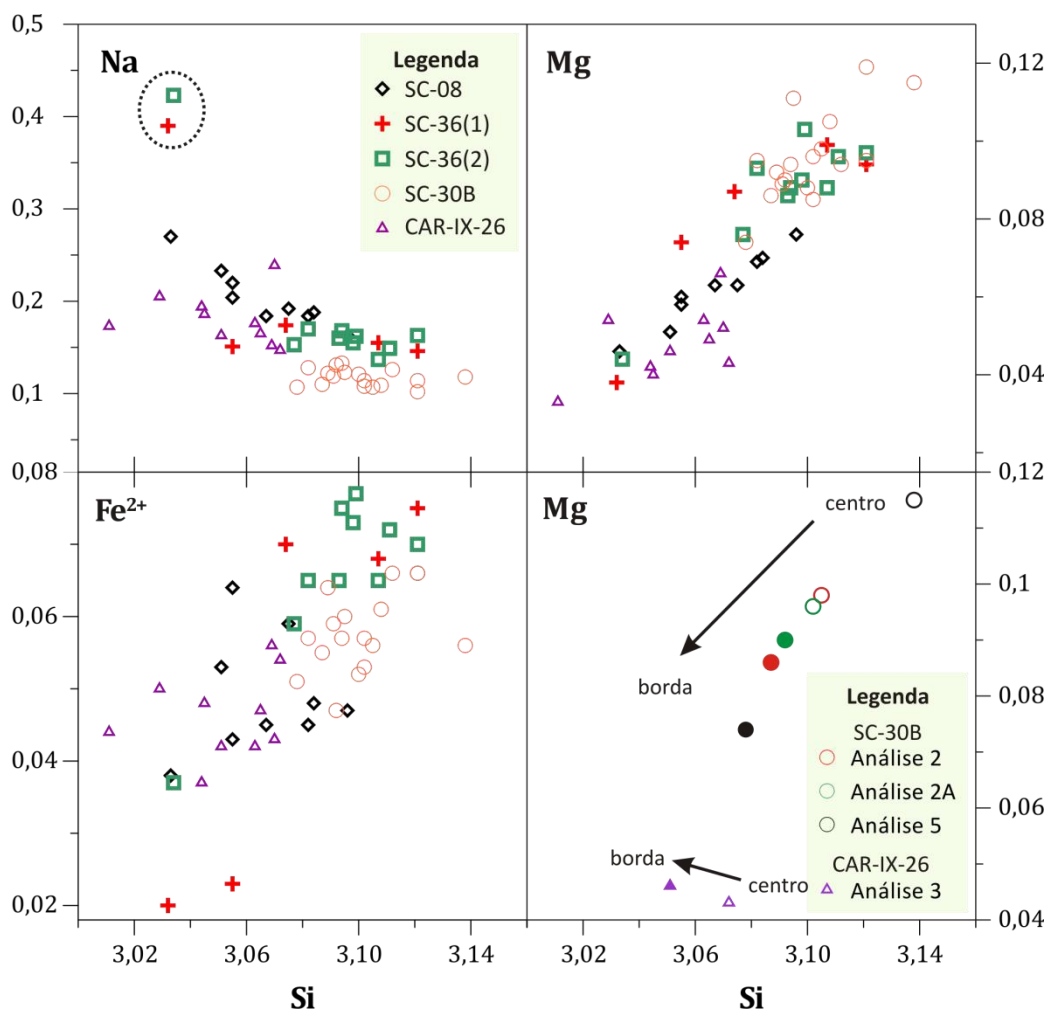


Figura 7-1: Gráficos binários relacionando Si vs. Na, Mg e Fe^{2+} em muscovita. O segundo gráfico Mg vs.Si mostra a relação entre os cátions no centro (símbolo vazio) e borda (símbolo cheio) dos cristais. Concentrações dos cátions em a.p.f.u.

Os valores de Na nas amostras têm pequena variação, estando entre 0,1 e 0,3 a.p.f.u. A amostra SC-08 (fácies anfífolito inferior) apresenta tênue correlação negativa entre Na e Si, enquanto as análises das rochas da fácies xisto verde (amostras SC-36)

exibem padrão regular. Há, porém, dois pontos (análises em destaque) com valores altos de Na (0,39 e 0,42 a.p.f.u).

O comportamento de Fe^{2+} e Mg vs. Si nas rochas das fácies xisto verde e anfibolito inferior apresenta franca correlação positiva, com teores de 0,038 a 0,103 de Mg e 0,037 a 0,077 para Fe^{2+} , mas duas análises da amostra SC-36(1) apresentam concentrações muito baixas de Fe^{2+} .

As demais amostras da fácies anfibolito (SC-30B e CAR-IX-26) mostram nítida separação com base no teor de Si. O intervalo de valores determinados para cada uma foi entre 3,01 e 3,08 para CAR-IX-26 e 3,08 a 3,14 para SC-30B. Com relação à concentração de Na vs. Si, não há correlação. Os teores de Na em SC-30B são os menores entre todas as análises (0,102 a 0,131 a.p.f.u.).

Assim como para as rochas da fácies xisto-verde, as da fácies anfibolito também apresentam correlação positiva para Fe^{2+} e Mg vs. Si. A separação observada em relação ao teor de Si é clara para estes cátions com a amostra SC-30B sendo mais enriquecida em ambos.

Os diferentes comportamentos destes cátions em muscovita têm sido discutidos e utilizados para estimar condições de P - T de metamorfismo quando não há fases minerais ferro-magnesianas (i.e. biotita, clorita, etc). Segundo os trabalhos de Velde (1967 e 1968), Massonne & Szpurka (1997) e Guidotti *et al.*, (2000), o aumento nos teores de Si, Mg e Fe^{2+} associados a redução de Na, indicariam aumento de pressão e/ou diminuição de T . A situação inversa, com aumento de Na e redução nos demais cátions, significaria além de diminuição de pressão, aumento na temperatura (Waters 2004). Admitindo-se este comportamento para os cátions analisados, algumas observações devem ser feitas:

- - as análises com teores maiores de Na e menores de Si, Mg e Fe^{2+} devem representar o pico metamórfico (térmico) das rochas;
- - no quarto diagrama é observada a variação interna de Mg vs. Si em grãos de muscovita da fácies anfibolito, em perfis com até quatro análises. Os grãos 2 e 5 apresentam redução no teor de Mg do centro para a borda. Condição esperada para formação do mineral durante a progressão do metamorfismo, com pico

bárico anterior ao pico térmico. A muscovita da análise 3 apresentou valores equivalentes de Mg para o centro e borda do grão, o que pode ser interpretado como reequilíbrio químico do mineral.

7.3. CLORITÓIDE

Os minerais do grupo do cloritóide são constituintes relativamente comuns de rochas metamórficas da fácies xisto verde até anfibolito inferior, com altos teores de Al e Fe, estando presente também em rochas de alta pressão, nas quais apresenta alta concentração de Mg. A variedade com alto teor de Mn, denominada ottrelita (Halferdahl 1961), tem seu campo de estabilidade aumentado devido à diminuição na temperatura de formação do mineral. A composição química varia de acordo com as substituições $(\text{Mn}, \text{Mg}) \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ e $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$. No magnésio-cloritóide, comum em rochas de alta pressão, a substituição de Fe^{2+} por Mg pode chegar a 74%. O Mn, que pode chegar a substituir até 60% do Fe^{2+} apresenta maior preferência pela ottrelita em rochas onde o mineral coexiste com clorita (Halferdahl 1961). Sua estrutura consiste em duas camadas de sítios octaédricos de empacotamento denso, L_1 e L_2 , dispostas paralelamente ao plano (001). A camada L_1 é uma folha trioctaédrica tipo brucita, com composição $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_4\text{Al}_2\text{O}_4(\text{OH})_8$, enquanto a folha L_2 é camada tipo coríndon com composição Al_6O_{16} (Deer *et al.*, 1982b). As camadas são ligadas por tetraedros individuais de SiO_2 e ligações de hidrogênio.

Nas rochas do Grupo Carrancas, o mineral ocorre na matriz das rochas como grãos tabulares alongados segundo a foliação principal (S_2), podendo estar fraturados pelo desenvolvimento da S_3 . Exibe coloração verde-clara nas rochas da unidade Na_4 , enquanto que nos quartzitos, associado à cianita, apresenta coloração verde-azulada escura. Quando incluso em granada, o mineral tem coloração verde-clara e geralmente apresenta forma espicular.

Foram analisados grãos de cloritóide da matriz, inclusões em granada e grãos retrometamórficos em 5 amostras, sendo 4 da fácies xisto-verde e uma da anfibolito. A fórmula estrutural do cloritóide, calculada com base em 12 oxigênios (Chopin *et al.*, 1992), é apresentada na tabela 7-3.

Tabela 7-3: Fórmula estrutural média para o cloritóide

Amostra	Fórmula estrutural média		
SC-36(1)	$Fe_{1,56}^{2+}Mg_{0,43}Mn_{0,01}$	$Al_{0,98}Fe_{0,02}^{3+}$	$Al_3O_2 \quad SiO_4 \quad OH_2$
SC-36(2) (matriz)	$Fe_{1,56}^{2+}Mg_{0,43}Mn_{0,01}$	$Al_{0,98}Fe_{0,02}^{3+}$	$Al_3O_2 \quad SiO_4 \quad OH_2$
SC-36(2) (inclusão)	$Fe_{1,55}^{2+}Mg_{0,43}Mn_{0,02}$	Al_4O_2	$SiO_4 \quad OH_2$
SC-08	$Fe_{1,54}^{2+}Mg_{0,43}Mn_{0,03}$	Al_4O_2	$SiO_4 \quad OH_2$
SC-09	$Fe_{1,52}^{2+}Mg_{0,46}Mn_{0,03}$	$Al_{0,99}Fe_{0,01}^{3+}$	$Al_3O_2 \quad SiO_4 \quad OH_2$
CAR-IX-26 (inclusão)	$Fe_{1,55}^{2+}Mg_{0,44}Mn_{0,01}$	$Al_{0,99}Fe_{0,01}^{3+}$	$Al_3O_2 \quad SiO_4 \quad OH_2$
CAR-IX-26 (retro)	$Fe_{1,67}^{2+}Mg_{0,34}Mn_{0,01}$	$Al_{0,97}Fe_{0,03}^{3+}$	$Al_3O_2 \quad SiO_4 \quad OH_2$

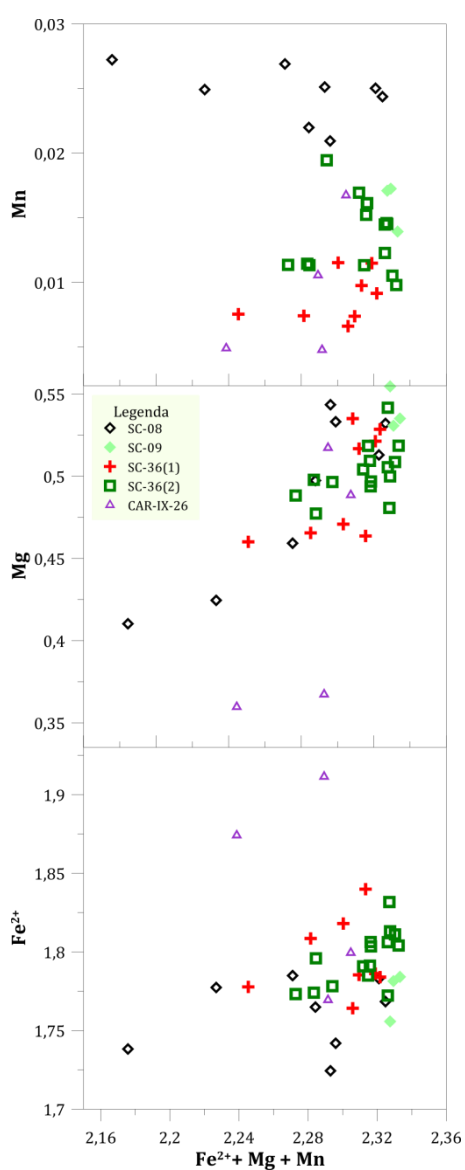


Figura 7-2: Diagramas binários Fe^{2+} , Mg e Mn vs. $\Sigma(Fe^{2+} + Mg + Mn)$

Para avaliar as substituições catiônicas nos grãos analisados, foram construídos gráficos binários Fe^{2+} , Mg e Mn vs. $\Sigma(Fe^{2+} + Mg + Mn)$ – figura 7-2.

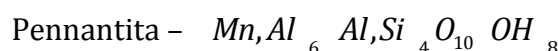
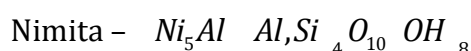
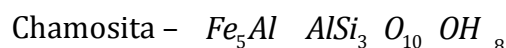
O comportamento para Fe^{2+} e Mg são similares, com tendência positiva mais acentuada para o Mg. No caso do Mg, a amostra SC-08 indica significativo aumento na concentração do cátion. As análises da amostra SC-09 concentra-se no extremo da variação composicional das amostras, o que pode indicar que nesta amostra o cloritóide foi gerado sob condições de pressões mais elevadas.

Nas amostras SC-09 e 36(1) e 36(2), os teores de Mn vs. $\Sigma(Fe^{2+} + Mg + Mn)$ não apresentam clara correlação. No entanto, a amostra SC-08, tem as maiores concentrações de Mn (acima de 0,02 a.p.f.u.), destacando-se das demais, o que indicaria condições de menores temperaturas para sua formação. Como esta amostra é de fácies anfíbolito, o cloritóide deve guardar história metamórfica com intervalo de temperatura superior à da amostra SC-36. As análises em grãos retrometamórficos da amostra CAR-IX-26 apresentam os valores mais anômalos para os cátions aqui discutidos. Durante o retrometamorfismo houve

aumento significativo no teor de Fe²⁺, com subsequente redução nos demais cátions.

7.4. CLORITA

Os minerais do grupo da clorita são filossilicatos com estrutura complexa, composta por intercalações de camadas tipo talco e brucita. A primeira é constituída pela intercalação de duas folhas, respectivamente, com sítios de coordenação tetraédrica e octaédrica. O grupo das cloritas envolve solução sólida com quatro membros finais, definidos pelos cátions Fe²⁺, Mg, Mn e Ni:



A fórmula estrutural média dos grãos de clorita analisados foi determinada com base em 14 oxigênios e encontra-se na tabela 7-4. Foram analisados grãos de clorita nas amostras SC-36(2) - fácies xisto-verde e CAR-IX-26 - fácies anfíbolito, sendo que na primeira os grãos encontravam-se orientados segundo a foliação, com caráter de metamorfismo progressivo, enquanto na segunda, formam aglomerados não orientados, ao redor de porfiroblastos de granada e estauroлита, tipicamente de metamorfismo retrógrado.

Tabela 7-4: Fórmula estrutural média para clorita

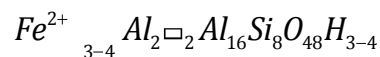
Amostra	Fórmula estrutural média
SC-36(2)	$Fe_{2,05}^{2+} Mg_{2,38} Al_{1,51} [Al_{1,41} Si_{2,59}] O_{10} OH_8$
CAR-IX-26	$Fe_{2,45}^{2+} Mg_{1,91} Al_{1,56} [Al_{1,45} Si_{2,55}] O_{10} OH_8$

A diferença entre a clorita das duas amostras reside nas concentrações de Mg e Fe²⁺. Na amostra da fácies xisto-verde, o mineral é enriquecido em Mg (2,37 a 2,48

a.p.f.u.), com teores de Fe²⁺ entre 1,9 e 2,2 a.p.f.u.. Para a amostra CAR-IX-26, o teor de Fe²⁺ encontra-se entre 2,4 e 2,55 a.p.f.u., com Mg entre 1,8 e 2,0 a.p.f.u. A maior concentração de Mg na clorita da amostra SC-36(2) indica formação sob pressões superiores às observadas em seu equivalente retrometamórfico.

7.5. ESTAUROLITA

A estaurolita é mineral constituinte da classe dos ortossilicatos, a estaurolita caracteriza-se como fase diagnóstica para metamorfismo da fácies anfibolito em rochas metapelíticas com alto teor de Al. Sua composição química e em especial sua estrutura, foram objeto de estudo ao longo de 70 anos, desde sua primeira caracterização estrutural por Naráy-Szabó (1929), até os trabalhos de (Koch-Muller *et al.*, 1999). A complexidade estrutural da estaurolita reside na variabilidade da concentração de hidrogênio no mineral, sua associação com substituições acopladas e nas diversas possibilidades de ocupação dos sítios catiônicos por uma relativa gama de elementos químicos (*e.g.* Fe, Mg, Mn, Li, Zn - Holdaway 2004). A fórmula estrutural simplificada da estaurolita com base em 48 oxigênios, segundo Hawthorne *et al.*, (1993a), seria:



De acordo com Holdaway *et al.*, (1986), o cálculo da fórmula estrutural, ou normalização da fórmula unitária da estaurolita, baseia-se em fixar o número de oxigênios ou da soma de Al + Si, dependendo da paragênese em equilíbrio com a estaurolita. Através das análises obtidas pelos autores, eles indicam que o Li está presente na composição da estaurolita, não sendo detectado através de análises por microsonda eletrônica. Discussão mais completa da distribuição catiônica da estaurolita, na qual elementos podem ocupar diferentes sítios cristalográficos, encontra-se nos trabalhos de Hawthorne *et al.*, (1993a e b), Holdaway *et al.*, (1986). No presente trabalho a fórmula estrutural foi calculada com base em 46,5 oxigênios, uma vez que não foi possível determinar a concentração de H ou Li, sendo assumido o valor de 3,0 a.p.f.u de H (tabela 7-5).

Tabela 7-5: Fórmula estrutural aproximada da estauroлита.

Amostra	Fórmula estrutural aproximada
SC-08	$Zn_{0,094}, Mn_{0,037}, Mg_{0,050}, Fe_{2,653}^{2+}_{2,834}, Ti_{0,041}, Mg_{0,502}, Al_{17,113}_{17,656}, Al_{0,317}, Si_{7,683}_8, O_{46,5}H_3$
SC-30B	$Zn_{0,158}, Mn_{0,011}, Fe_{2,831}^{2+}_3, Ti_{0,082}, Mg_{0,637}, Al_{17,574}_{17,293}, Al_{0,422}, Si_{7,578}_8, O_{46,5}H_3$
CAR-IX-26	$Mg_{0,007}, Fe_{3,067}^{2+}_{3,064}, Ti_{0,030}, Mg_{0,007}, Al_{17,082}_{17,581}, Al_{0,336}, Si_{7,664}_8, O_{46,5}H_3$

Nas rochas estudadas, estauroлита ocorre desde a fácies anfíbolito inferior, caracterizada como grãos tabulares, com foliação interna dobrada, ricos em inclusões de opacos e quartzo, sobrecrescidos por bordas sem inclusões. Nas rochas da fácies anfíbolito, o mineral pode estar incluso em porfiroblastos de granada. A composição dos grãos de estauroлита na região de Itumirim-Carrancas apresenta diferenças composicionais. As análises na amostra SC-08, fácies anfíbolito inferior, mostram que o mineral possui valores de Mg entre 0,45 e 0,55 a.p.f.u., Fe^{2+} entre 2,40 e 2,79 a.p.f.u e teores de Zn inferiores a 0,11 a.p.f.u. Para as rochas da fácies anfíbolito, cada uma possui padrão específico para os elementos Mg, Fe^{2+} e Zn. A estauroлита da amostra SC-30B tem valores de Mg entre 0,55 e 0,70 a.p.f.u., e Fe^{2+} entre 2,65 e 3,00 a.p.f.u. Na amostra CAR-IX-26, os teores de Mg são inferiores (0,38 a 0,53 a.p.f.u.) e os de Fe^{2+} superiores (2,86 a 3,24 a.p.f.u.). Das duas amostras, apenas na SC-30B a estauroлита apresenta Zn em sua composição, da ordem de 0,60 a 0,70 a.p.f.u.

Para avaliar a relação entre composição química e variação textural existente nos grãos de estauroлита da *Klippe* Carrancas foram realizados perfis composicionais ao longo da foliação interna preservada nos grãos da amostra CAR-IX-26, com granulometria maior e com franca zonação textural. As seções apresentadas na figura 7-3 mostram o perfil composicional de X_{Mg} em quatro grãos de estauroлита. Nota-se que em alguns grãos (st9, st6 e st5) há o aumento de Fe^{2+} na borda do mineral.

A correlação entre o aumento na concentração de Fe^{2+} e a ausência de inclusões na borda dos grãos poderia estar associada à mudança na reação de formação da estauroлита (ver discussão no capítulo 8 – Modelamento metamórfico e geotermobarometria).

Uma segunda hipótese para a mudança textural do mineral estaria relacionada à permanência da rocha em altas temperaturas após o pico metamórfico (térmico),

permitindo que ocorra reajuste químico e estrutural do mineral (Waters & Lovegrove, 2002).

O padrão oscilatório observado no grão st2 pode ser atribuído à zonação setorial da estaurólita, descrito em detalhe em (Hollister 1970).

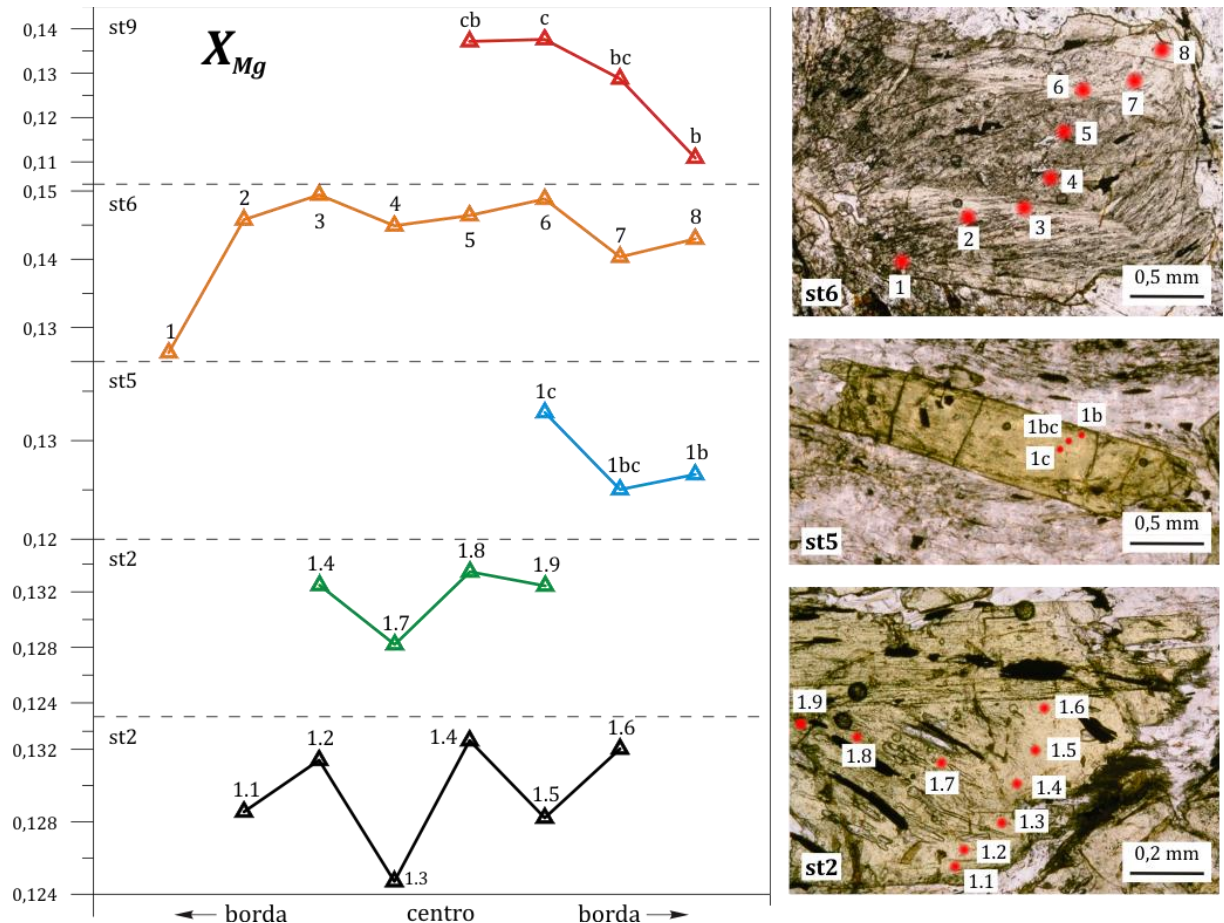
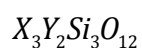


Figura 7-3: Perfis X_{Mg} em porfiroblastos de estaurólita da amostra CAR-IX-26 (barra de escala nas fotomicrografias: st6 e st5: 0,5mm; st2: 0,2mm)

7.6. GRANADA

A granada é mineral da classe dos ortossilicatos, característico de rochas metamórficas metapelíticas, sendo encontrado também em diversos tipos de rochas metamórficas e até ígneas. Sua fórmula química fundamental é representada da seguinte forma:



A estrutura da granada consiste num arranjo entre tetraedros de SiO_4 ligados pelas arestas a octaedros de composição variável YO_6 , com o sítio Y sendo preenchido por cátions trivalentes (Fe, Al, Ti e Cr). Entre os tetraedros e octaedros formam-se cavidades (sítio X), descritas como cubos distorcidos ou dodecaedros triangulares de coordenação 8 (Deer *et al.*, 1982b), que são preenchidos por cátions divalentes de Fe, Mg, Mn e Ca com 8 oxigênios compartilhados. O preenchimento dos sítios octaedrais pelos elementos descritos condiciona a formação de sete membros-finais no grupo da granada, dos quais quatro são definidos pelos cátions divalentes: almandina – $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ piropo – $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, esperssatita – $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ e grossulária – $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Os três membros-finais restantes são definidos através da ocupação do sítio Y, com Ca ocupando o sítio X: andradita – $\text{Ca}_3\text{Fe,Ti}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, uvarovita – $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ e hidrogrossulária – $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8\text{SiO}_4\text{OH}$

A importância da granada no metamorfismo de pelitos reside em sua ampla distribuição no intervalo *P-T* do metamorfismo. Sua participação em diversas reações dependentes de pressão e/ou temperatura, faz com que o mineral seja fase importante no cálculo dessas variáveis intensivas.

Nas rochas da *Klippe* Carrancas a granada ocorre como porfiroblastos, idioblásticos a hipidioblásticos, com foliação interna preservada, isolada no centro dos grãos pelo desenvolvimento de borda livre de inclusões. As inclusões são de quartzo, cloritóide, minerais opacos e alguma estauroлита. A orientação da foliação interna é oblíqua a foliação externa, indicando que a foliação interna seja pré a sin- S_2 . A borda do mineral encontra-se limonitizada em boa parte das lâminas, e nas rochas da fácies anfíbolito, o mineral é bordado por clorita e cloritóide retrometamórficos. Foram analisados cinco porfiroblastos de granada em duas amostras da fácies xisto-verde e duas da fácies anfíbolito. A fórmula estrutural média foi calculada com base em 12 oxigênios e 8 cátions (tabela 7-6). As análises químicas foram feitas em perfis ao longo dos grãos, paralelos à foliação interna.

Tabela 7-6: Fórmula estrutural aproximada e proporções moleculares em porfiroblastos de granada

Amostra	Fórmula estrutural aproximada (intervalo) e proporções moleculares
SC-36 (1)	$Fe^{2+}_{2,18-2,31}, Mn_{0,06-0,16}, Mg_{0,28-0,38}, Ca_{0,25-0,30} Ti_{0-0,001}, Fe^{3+}_{0-0,003}, Al_{1,98-2,00} Al_{0-0,04}, Si_{2,96-3,00} O_{12}$ $Alm_{75,14-78,59} Prp_{9,46-12,73} Sps_{2,15-5,33} Grs_{7,74-10,08} And_{0-1,59}$
SC-36 (2)	$Fe^{2+}_{2,20-2,29}, Mn_{0,08-0,15}, Mg_{0,26-0,35}, Ca_{0,26-0,30} Ti_{0-0,001}, Fe^{3+}_{0-0,009}, Al_{1,94-2,00} Al_{0-0,06}, Si_{2,94-3,00} O_{12}$ $Alm_{74,34-77,12} Prp_{8,89-11,75} Sps_{2,82-5,15} Grs_{4,41-9,90} And_{0-4,43}$
SC-30B	$Fe^{2+}_{2,23-2,41}, Mn_{0,02-0,19}, Mg_{0,26-0,42}, Ca_{0,12-0,27} Fe^{3+}_{0-0,02}, Al_{1,98-2,00} Al_{0-0,02}, Si_{2,98-3,00} O_{12}$ $Alm_{75,38-81,20} Prp_{9,91-14,53} Sps_{0,68-6,26} Grs_{3,94-9,08} And_{0-0,99}$
CAR-IX-26 (grt4)	$Fe^{2+}_{2,48-2,55}, Mn_{0,02-0,12}, Mg_{0,33-0,39}, Ca_{0,03-0,04} Fe^{3+}_{0-0,06}, Al_{1,94-1,99} Al_{0,01-0,06}, Si_{2,94-2,99} O_{12}$ $Alm_{83,56-85,62} Prp_{11,01-13,04} Sps_{0,67-3,95} Grs_{0-1,95} And_{0-3,06}$
CAR-IX-26 (grt7)	$Fe^{2+}_{2,42-2,56}, Mn_{0,03-0,17}, Mg_{0,32-0,40}, Ca_{0,03-0,05} Ti_{0-0,001}, Fe^{3+}_{0-0,06}, Al_{1,96-2,00} Al_{0-0,04}, Si_{2,96-3,00} O_{12}$ $Alm_{81,66-86,73} Prp_{10,90-13,38} Sps_{1,01-5,55} Grs_{0-1,55} And_{0-2,94}$

7.6.1. FÁCIAS XISTO-VERDE

A granada é sub-idioblástica, com 1,5 e 1,9 mm de diâmetro, sin a pós(?) - cinemática, com foliação interna espiralada, oblíqua à foliação externa e envolvida por borda sem de inclusões. A grande quantidade de inclusões deixa o mineral com aspecto “turvo”. Apresenta perfil composicional fortemente oscilatório. Percebe-se que em ambos os grãos analisados, Fe e Mg aumentam em direção à borda, ocorrendo o inverso para Mn e Ca (figuras 7-4 e 7-5).

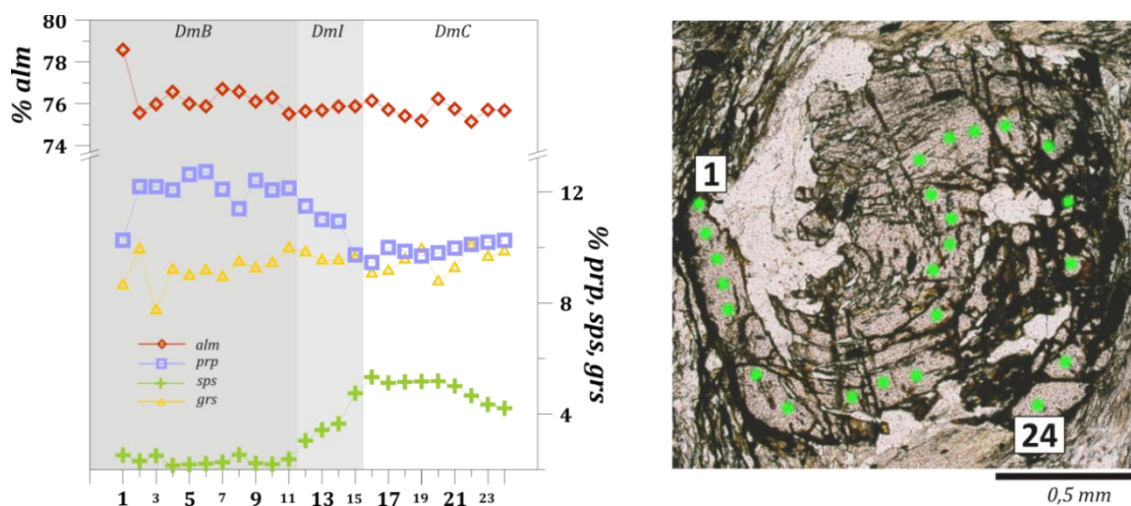


Figura 7-4: Perfil composicional em granada da amostra SC-36(1). Eixo x do diagrama corresponde às análises pontuais marcadas na fotomicrografia

A partir do perfil composicional da granada da amostra SC-36(1) é possível delimitar três domínios composicionais. O domínio central (DmC) possui patamares de espessartita e piropo bem definidos com concentrações da ordem de 5 a 5,3% para o primeiro membro final e e 9,5% para piropo. O domínio intermediário (DmI) é caracterizado por variação gradacional nos teores entre o centro e a borda do grão. Por fim, o domínio de borda (DmB), exibe concentrações de 2% para espessartita e 12% para piropo, ou seja, com diminuição de Mn e aumento de Mg. Almandina e grossulária exibem pouca variação composicional com suave aumento e decréscimo, respectivamente, de concentração em direção ao centro do grão (8,6% a 10,1% para Ca e 75,5 a 76,5% para Fe^{2+}). O decréscimo nas concentrações de Mg e Ca e aumento de Fe^{2+} na borda do mineral (ponto 1), indicam enriquecimento devido a alteração limonítica.

Na amostra SC-36(2) – figura 7-5, os perfis são oscilatórios, sendo possível delimitar domínios composicionais principalmente a partir da distribuição de Mn. A concentração de espessartita aumenta em direção ao centro do grão, com almandina e piropo exibindo padrão inverso. Fe^{2+} e Ca apresentaram perfis irregulares com uma leve tendência a aumento e redução nos teores, respectivamente, do centro para a borda do grão.

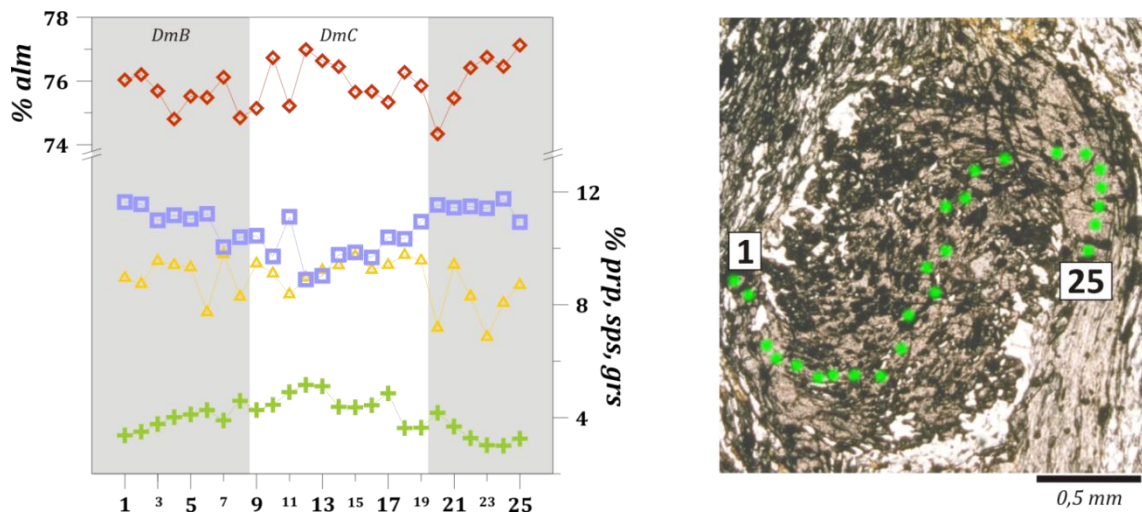


Figura 7-5: Perfil composicional em granada da amostra SC-36(2). Legenda do diagrama igual à da figura anterior -eixo x do diagrama corresponde às análises pontuais marcadas na fotomicrografia

7.6.2. FÁCIAS ANFIBOLITO

Os porfiroblastos de granada das amostras da fácies anfibolito são idioblásticos, com foliação interna ondulada preservada e oblíqua à externa ($S_i \neq S_e$), e quantidade inferior de inclusões. A borda dos porfiroblastos encontra-se limonitizada, com desenvolvimento de clorita e cloritóide retrometamórficos. Seus perfis composicionais exibem padrões em forma de sino (“*bell-shaped pattern*”), com franco enriquecimento em Fe^{2+} e Mg e redução de Mn e Ca em direção à borda dos grãos.

A granada da amostra SC-30B, a exceção da almandina, apresenta intervalo de composição dos membros-finais entre 4,5 a 6%. Ao observar o perfil 1, é possível delimitar 3 domínios composicionais (DmC, Dml e DmB), e um subdomínio (DmC1), a partir da variação de Mn, Ca e Mg (figura 7-6).

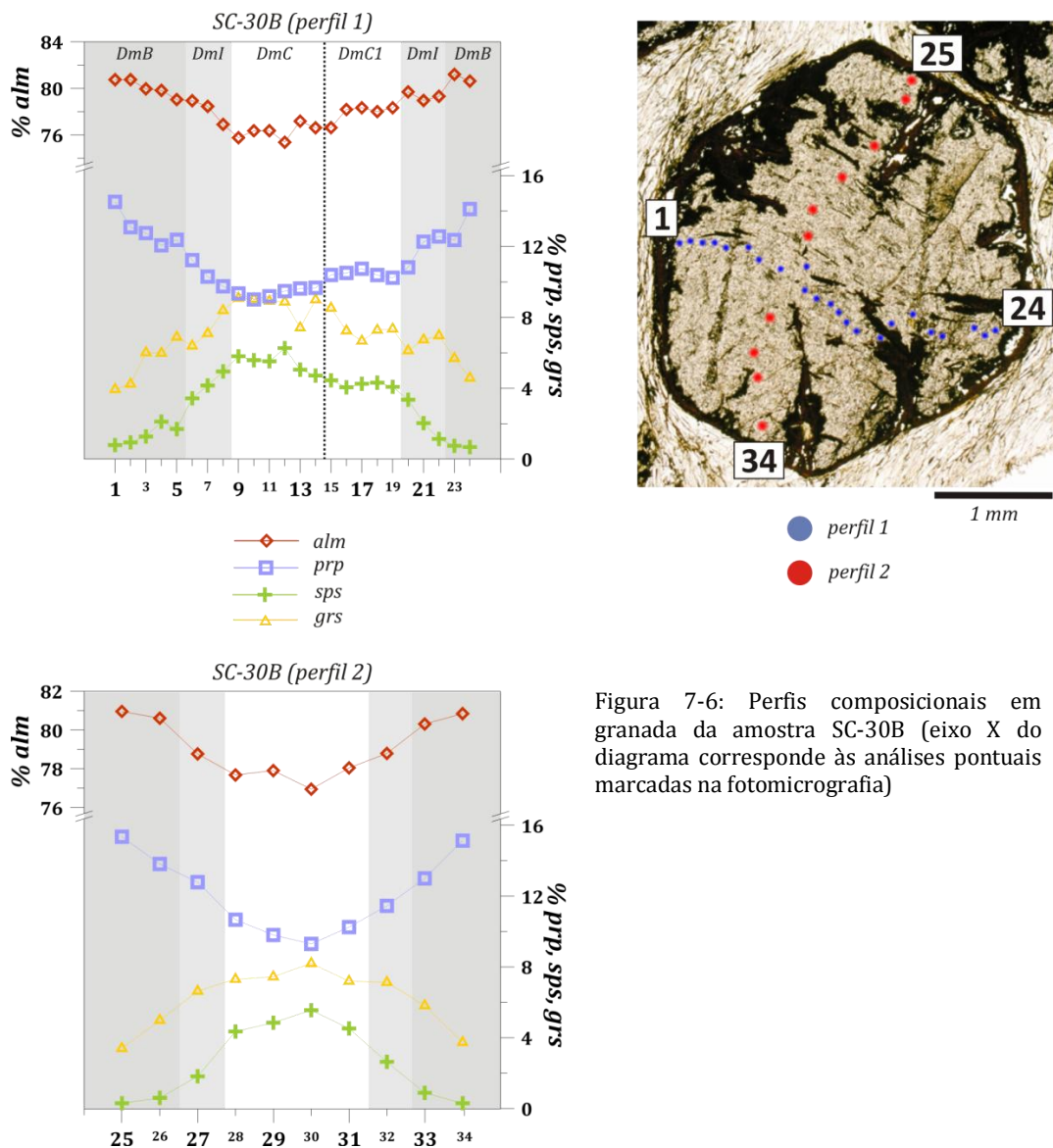


Figura 7-6: Perfis composicionais em granada da amostra SC-30B (eixo X do diagrama corresponde às análises pontuais marcadas na fotomicrografia)

De acordo com os perfis de esperssatita e piropo, ocorrem dois patamares na região central do grão, um mais rico e outro com pequena redução no teor dos membros finais.

A composição da granada é predominantemente almandínica (75,4 a 81,2%), seguida por piropo (9,9 a 14,5 %), esperssatita (0,7 a 6,3%), grossulária (3,9 a 9,1%) e andradita (0 a 0,9%).

Os porfiroblastos da amostra CAR-IX-26 contém pequenas variações na concentração dos membros finais piropo e grossulária, com o primeiro tendo aumento suave em direção à borda, com brusca redução no ponto mais extremo. O perfil de Ca nestes grãos é regular com valores muito baixos, sendo alguns negativos (não indicados no diagrama), decorrentes de problemas na calibração do equipamento. Os padrões para almandina e esperssatita são similares aos observados nos demais grãos analisados, com aumento em almandina e redução em esperssatita do centro para a borda. A partir dos perfis de esperssatita e piropo é possível delimitar dois domínios composicionais (DmC e DmB), um mais rico em Mn e pobre em Mg, e o outro mostrando variação gradativa na concentração dos elementos (figura 7-7).

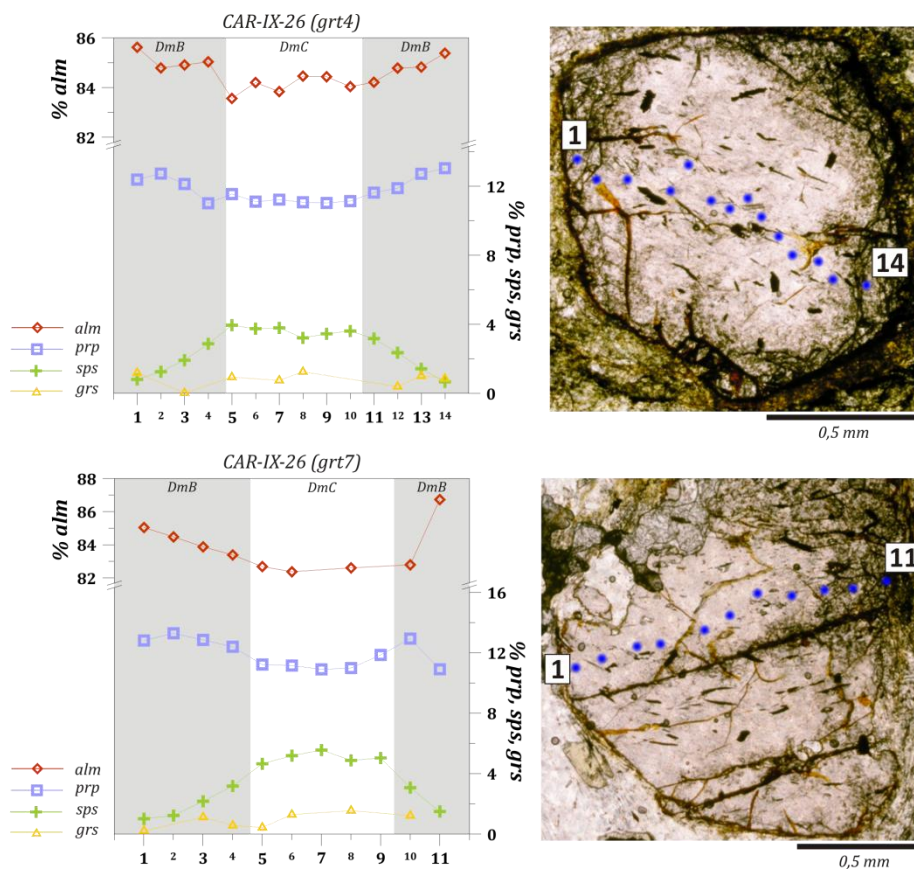


Figura 7-7: Perfis composicionais para granada da amostra CAR-IX-26 (eixo X do digrama corresponde às análises pontuais marcadas na fotomicrografia)

Em linhas gerais a granada das rochas da *Klippe* Carrancas é classificada como almandínica (X_{alm} : 74 - 86%), tendo as amostras da fácies anfibolito concentrações mais altas de Fe^{2+} . Sua zonação química preservada indica que as rochas não devem ter atingido temperaturas superiores a 650°C (Tracy 1982). As seções composicionais em granada indicam que a distribuição dos membros-finais almandina, piropo, esferssatita e grossulária ocorre de forma concêntrica. (Trouw *et al.*, 2008) apresenta mapas composicionais para Mn em porfiroblastos de granada da Serra da Estância (figura 7-8), nos quais é possível observar núcleo rico em Mn, com gradativa redução em direção à borda.

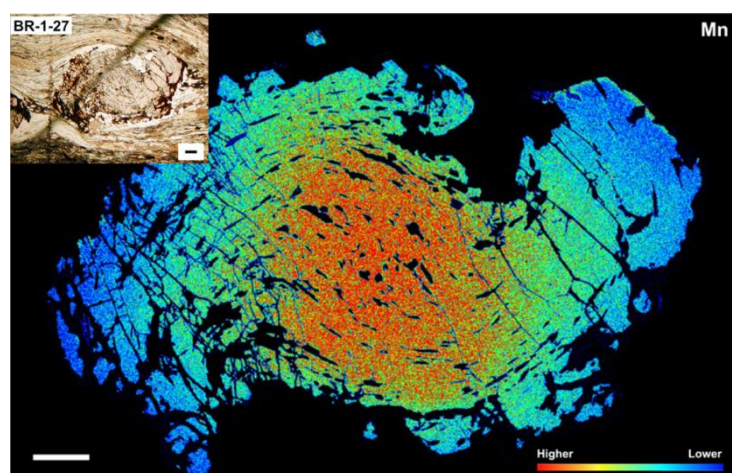


Figura 7-8: Mapa composicional de Mn em porfiroblasto de granada rotacionado da Serra da Estância. A barra de escala em ambas as imagens representa 0,2mm. (Modificado de Trouw *et al.*, 2008)

A correlação inversa entre a distribuição dos membros finais esferssatita e piropo e entre almandina e grossulária nas amostras da fácies xisto-verde, indica que as substituições $FeCa_{-1}$ e $MgMn_{-1}$ atuaram durante o crescimento do mineral. Nas rochas da fácies anfibolito não foi possível identificar quais as substituições atuantes. A concentração de Mn no centro da granada é similar nos grãos analisados, o que pode indicar condições $P-T$ próximas para o início da formação do mineral. Os teores mais elevados de Fe^{2+} e Mg em direção à borda indica aumento nas condições de temperatura durante o desenvolvimento do mineral. O perfil de grossulária nas amostras da fácies xisto-verde, enriquecidos em Ca no centro dos grãos, indica que a granada começou a se desenvolver em pressões superiores em relação à borda do grão.

8. MODELAGEM METAMÓRFICA E GEOTERMOBAROMETRIA

Determinar as condições P - T do pico metamórfico em que as rochas metamórficas foram geradas é um dos principais objetivos da petrologia metamórfica. A determinação destas condições é complexa, pois depende, entre outros fatores, do gradiente geotérmico, das taxas de resfriamento e erosão, da difusão dos diversos elementos químicos nos minerais e da temperatura de fechamento de cada elemento nos minerais, cujos valores podem variar durante o processo metamórfico ao qual a rocha foi exposta.

A geotermobarometria baseia-se no reconhecimento de associações minerais que possam ser usadas para definir a pressão e temperatura correspondentes a momentos específicos da história metamórfica da rocha; as associações devem ser formadas por minerais em equilíbrio químico, que podem representar tanto o pico metamórfico quanto o retrometamorfismo. A determinação da pressão e temperatura é dependente das composições químicas dos minerais.

As técnicas utilizadas na geotermobarometria podem ser separadas em três tipos: geotermobarometria convencional, geotermobarometria otimizada (“*optimal geothermobarometry*”) e com o cálculo de pseudosseções. A geotermobarometria convencional baseia-se no equilíbrio termodinâmico de reações específicas usando as composições químicas de alguns dos minerais presentes na rocha (Powell & Holland, 2008). Estas reações podem ser de dois tipos:

Geotermômetros - reações com grande variação nos valores de entropia (ΔS) ou entalpia (ΔH) e pequena mudança no volume molar ($\Delta V \approx 0$), ocasionados por substituições catiônicas entre elementos de raio iônico similar e entre sítios cristalográficos de mesma coordenação. Estas reações são pouco dependentes da pressão, sendo representadas, em diagrama P - T , por curvas de alta inclinação e fornecendo valores de temperatura praticamente independentes da pressão (Spear 1993).

Geobarômetros - reações com grande variação no volume molar, ocasionada por substituições catiônicas acopladas entre sítios cristalográficos de coordenações distintas

(Carswell 1990). Nos diagramas P - T são representadas por curvas de pequena inclinação (Spear 1993).

A técnica é amplamente utilizada no estudo metamórfico, mas sua aplicação é restrita pela presença dos minerais envolvidos na calibração usada na rocha de interesse, mas devendo ser evitadas texturas de desequilíbrio, tais como simplectitos e coronas.

A geotermobarometria otimizada fornece resultados P - T combinando a informação de várias reações e suas correlações estatísticas. Os cálculos podem usar o método dos mínimos quadrados e as informações termodinâmicas dos membros-finais envolvidos em um grupo de reações linearmente independentes. A técnica é consistente com o uso de pseudosseções, fornecendo resultados mais robustos do que a geotermobarometria convencional.

O modelamento do metamorfismo de uma rocha com as pseudosseções deu seus primeiros passos com o desenvolvimento dos bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes (Berman & Brown, 1985, Berman 1988, Powell *et al.*, 1985 e Holland & Powell, 1990). Os bancos de dados são compostos por dados termodinâmicos resultantes de calibrações experimentais e termodinâmicas. A razão destes bancos de dados serem “internamente consistentes” é que não importa as combinações lineares feitas entre as informações do banco para derivar dados termodinâmicos para uma terceira reação, independente das reações usadas, os resultados serão os mesmos. A adoção de um único modelo de atividade para cada mineral, em todas as reações usadas, também torna o uso dos dados do banco algo mais consistente, diferente da aplicação da geotermobarometria convencional.

O desenvolvimento de programas para computador como TWEEQU (Berman & Brown, 1988), THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) e Perplex (Connolly 1990), foi um grande avanço para a determinação com maior precisão das condições P - T do metamorfismo. Estes programas utilizam os bancos de dados internamente consistentes para calcular variáveis intensivas (*e.g.* pressão e temperatura) e variáveis extensivas (*e.g.* V , S).

Os programas utilizados neste trabalho, THERMOCALC e Perplex, permitem ao usuário, a partir da escolha de variáveis, construir diagramas de fase, pseudosseções, estimar valores de razões catiônicas em minerais (e.g. X_{Ca} em granada), e calcular condições P - T a partir de análises químicas de rocha total e de minerais. A diferença principal entre os dois programas consiste na independência do Perplex em relação ao THERMOCALC para a construção dos diagramas. O Perplex precisa apenas de algumas informações para montar as pseudosseções e exibir determinadas propriedades minerais ou de rochas. O THERMOCALC, ao contrário, necessita que o usuário defina quais elementos (*i.e.* curvas, pontos, retas) devem fazer parte da pseudosseção.

Aparentemente o uso do Perplex é vantajoso em relação ao THERMOCALC, já que assume todos os cálculos e no final apresenta o resultado. Porém ao se utilizar o THERMOCALC o usuário tem a possibilidade de “desenhar” o diagrama, com a aplicação das regras de Schreinemakers, a forma como as associações minerais se relacionam com o grau de liberdade (ou variância), em determinado sistema, que muda entre os campos da pseudosseção. Como ambos os programas trabalham os dados basicamente da mesma maneira, a seguir será apresentada uma explicação simplificada de como o THERMOCALC efetua os cálculos para construção de diagramas e determinação de condições P - T .

8.1. THERMOCALC

O programa calcula o equilíbrio químico entre as fases minerais escolhidas, resolvendo um grupo de equações linearmente independentes, baseado em todos os membros finais presentes no sistema (Powell *et al.*, 1998). Cada reação química é representada pela relação de equilíbrio da equação básica da termodinâmica (equação 8.1):

$$8.1 \quad 0 = \Delta G^0 + RT \ln K$$

onde: ΔG^0 = variação na energia livre de Gibbs; R = constante dos gases de Boltzmann; T = temperatura; K = coeficiente de reação para os membros finais envolvidos.

A variação na energia livre de Gibbs ocorre em função da pressão e temperatura (equação 8.2):

$$8.2 \quad \Delta G^0 = \Delta H_{f(298)} - T\Delta S_{(298)} + P\Delta V_{(298)}$$

Os valores de $\Delta H_{f(298)}$, $T\Delta S_{(298)}$ e $P\Delta V_{(298)}$ representam, respectivamente, as mudanças nos estados padrões de entalpia, entropia e volume. Estes termos são calculados pelo THERMOCALC a partir do banco de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1985), Holland & Powell (1990) e Holland & Powell, (1998).

A constante de equilíbrio da reação pode ser explicada matematicamente como a razão entre as atividades dos membros-finais e seu valor representa o progresso das reações. Quando $K = 0$ significa que a reação não se iniciou, e quando já está quase completa, $K \rightarrow \infty$ (Evans 2004). A atividade do mineral (a) representa sua concentração termodinamicamente efetiva, associada com a abundância molar da fase. Em soluções sólidas, um modo simples de representar a relação entre atividade do membro-final e a composição da fase ($a-X$) é dada pela seguinte maneira (equação 8.3):

$$8.3 \quad a_f^e = X_f^e \gamma_e^\alpha,$$

onde a_f^e é a atividade do membro-final e na fase f , X_f^e é a proporção molar de e em f , γ_e é o coeficiente de atividade do membro-final e , e α é a multiplicidade do sítio cristalográfico envolvido na substituição. Em fases minerais onde a solução sólida é ideal, $\gamma = 1$. Se a solução sólida não é ideal, o valor de γ dependerá da pressão e temperatura (Evans 2004).

8.2. PSEUDOSSEÇÕES

O principal produto que pode ser calculado com o THERMOCALC ou o Perplex são as pseudosseções (Hensen & Green, 1970) ou seções isoquímicas (Tinkham & Ghent, 2005) – figura 8-1A, que consistem em diagramas binários calculados para determinada composição química. A principal vantagem da técnica é a construção de grades petrogenéticas (e.g. diagramas $P-T$, $T-X_{CO_2}$, $P-X_{CO_2}$, entre outros), usando a composição

química total (“*bulk composition*”) da amostra a ser estudada, ao invés de se utilizar grades petrogenéticas para sistemas ideais (e.g. KFMASH - Spear & Cheney, 1989 – figura 8-1B), pois nas pseudosseções são apenas representadas as associações minerais que aquela composição química permite ocorrer, ou seja, somente as fases minerais que aquela rocha pode “ver” dentro de certa janela *P-T*.

8.2.1. CÁLCULO DA PSEUDOSSEÇÃO

As três principais prerrogativas para o cálculo da pseudosseção são: a descrição petrográfica detalhada da amostra estudada; a escolha do sistema químico a ser utilizado e a obtenção da composição de rocha total da amostra. A escolha do sistema químico parte do reconhecimento das fases presentes na paragênese metamórfica, levando-se em conta não apenas os elementos principais (e.g. KFMASH), como também componentes menores que possam afetar a estabilidade dos minerais, tais como Mn e Ca na granada. A existência de porfiroblastos quimicamente zonados é fator importante a ser considerado na tarefa de estabelecimento se a composição total da rocha representa o volume de equilíbrio (Stuwe 1997), já que eles isolam parte da composição da rocha, mudando o volume de equilíbrio durante o metamorfismo progressivo.

De posse da análise química de rocha total e identificando as fases minerais que estão em equilíbrio, a construção da pseudosseção baseia-se no estudo das associações minerais e na variância (ou graus de liberdade) dos campos de estabilidade. Isso será usado para definir a topologia do diagrama, seguindo as regras das fases e usando o método de Schreinemakers (Zen 1966). A pseudosseção é composta por linhas e pontos que delimitam os campos de estabilidade de associações minerais. As linhas representam curvas univariantes ou curvas em que a moda de uma determinada fase mineral chega a zero. A construção parte de uma curva univariante, ou dos limites de um campo de menor variância possível, que pode representar a principal reação da rocha estudada, passando gradualmente para as demais associações com variância superior (Powell *et al.*, 1998). Assim, após o cálculo da pseudosseção, as condições *P-T* do pico metamórfico já são definidas pelo campo no qual a paragênese do pico metamórfico da

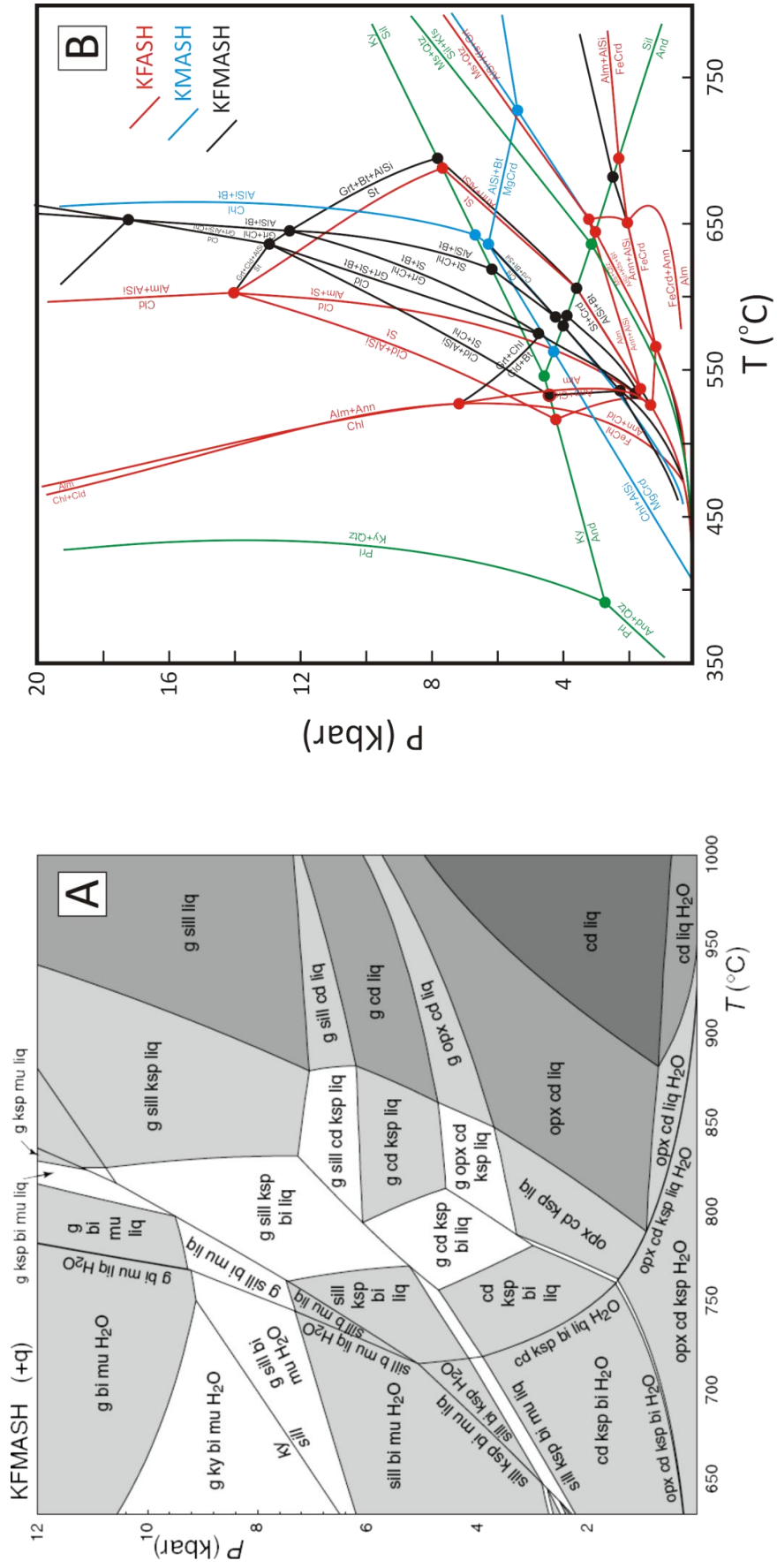


Figura 8-1: (A) Pseudosseção nos sistema KFMASH com quartzo em excesso, extraído de White *et al.*, 2001) – abreviações minerais vide referência; (B) grade petrogenética no sistema KFMASH, modificado de (Spear 1999) – abreviações minerais segundo (Kretz,1983)

amostra em questão é estável. Alguns refinamentos ainda podem ser feitos quando a composição química dos minerais é utilizada, como será discutido a seguir.

8.3. TERMOBAROMETRIA VIA RAZÕES CATIÔNICAS

Com o cálculo das pseudosseções é possível determinar a janela P - T específica em que cada paragênese metamórfica é estável. Ao se identificar a associação mineral que represente o pico metamórfico, ou mesmo a associação referente ao retro-metamorfismo, determinam-se os intervalos P - T das suas estabilidades. Dentro de cada campo de estabilidade é possível traçar as isopletras de razões catiônicas dos minerais (*e.g.* $X_{Mg} = Mg/Fe^{2+} + Mg$). Dessa forma, as variações composicionais dos minerais podem ser representadas por uma série de isopletras. Em minerais com zonação química esta ferramenta é útil, permitindo que sejam traçadas isopletras de variação composicional que representem as diferenças químicas entre centro e borda do grão, sendo possível construir o caminamento P - T que a rocha percorreu durante o crescimento do mineral. Por exemplo, em trabalhos como Evans (2004), Stuwe (1997) e Vance & Mahar (1998), o estudo termobarométrico é feito com base na zonação química preservada em porfiroblastos de granada.

A vantagem do método em relação à termobarometria convencional reside no fato de que não é necessário escolher as composições que possivelmente estavam em equilíbrio químico, a pseudosseção indica isso. Utilizando-se os valores de pelo menos duas razões catiônicas do mineral escolhido, obtém-se o intercepto que corresponde às condições P - T vigentes ao momento em que o mineral se desenvolveu. Em alguns casos, os valores das razões podem não ser representados corretamente nos diagramas, estando fora do campo de estabilidade do mineral, ou simplesmente não existindo. A pseudosseção é construída para a composição total da rocha e quando porfiroblastos são formados, eles isolam parte da composição da rocha, modificando-a. Assim, a composição do mineral não está em equilíbrio com a composição química da rocha total, sendo necessário estudo para se identificar qual a composição química efetiva em que a paragênese metamórfica cresceu.

8.4. MODELAGEM METAMÓRFICA - PSEUDOSSEÇÕES PARA AS ROCHAS DA *KLIPPE* CARRANCAS

Para o estudo do metamorfismo das rochas da *Klippe* Carrancas, foram construídas pseudosseções no intervalo de 4,0 a 14,0 kbar e 450 a 700°C, janela *P-T* que engloba as reações metamórficas e campos de estabilidade referentes às paragêneses observadas. Os sistemas químicos adotados foram: KFMASH ($K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$) e MnKFMASH ($MnO - K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$). A abreviação mineral adotada segue o padrão de (Kretz 1983). O sistema KFMASH foi selecionado por ser o mais simples para representar pelitos, permitindo a comparação de composições químicas distintas. No entanto, o uso de sistema simples como o KFMASH, vem perdendo espaço nos trabalhos de petrologia metamórfica, em que diversos autores utilizam sistemas mais complexos como MnKFMASH (Mahar *et al.*, 1997 e Wei *et al.*, 2004), MnNKFMASH (Symmes & Ferry, 1992), NCKFMASH (Worley & Powell, 1998), KFMASHTO (White *et al.*, 2000), MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001 e Zuluaga *et al.*, 2005) e MnNCKFMASHTO (Tinkham & Ghent, 2005), para representar as rochas estudadas. Como o papel do Mn na estabilidade da granada é importante (Mahar *et al.*, 1997 e Spear & Cheney, 1989), aumentando o intervalo de pressão e temperatura de ocorrência do mineral, decidiu-se por modelar as rochas da *Klippe* Carrancas também no sistema MnKFMASH, para examinar o efeito do Mn em comparação aos campos de estabilidade obtidos no sistema KFMASH.

Após escolhidos os sistemas químicos, houve a necessidade de recalculas as análises químicas de rocha total a apenas seis ou sete componentes. Como plagioclásio não foi identificado nas rochas, os óxidos CaO e Na₂O, além do SiO₂ e Al₂O₃ associados com anortita e albita, foram extraídos da análise real para que os demais componentes fossem recalculados. Como Mn ocorre essencialmente na granada, sua concentração foi excluída do sistema para a representação no sistema KFMASH.

Em todas as pseudosseções construídas, muscovita, quartzo e H₂O são considerados em excesso. A condição é admitida dado que muscovita e quartzo são observados em todas as amostras estudadas e fluido rico em água devia estar presente ao longo de toda a história metamórfica das rochas, uma vez que os filossilicatos são abundantes.

COMPOSIÇÕES E PARAGÊNESES DAS ROCHAS NO DIAGRAMA AFM

As composições químicas das amostras foram projetadas no diagrama AFM de Thompson (1957) - figura 8-2, a partir da composição da muscovita, para estimar quais paragêneses são estáveis e quais reações podem ser observadas durante a evolução metamórfica das rochas da *Klippe* Carrancas. Os diagramas foram construídos com o programa CSPACE (Torres-Roldan *et al.*, 2000) a partir de composições químicas minerais calculadas com o THERMOCALC, para cada campo de estabilidade. A discussão das paragêneses representadas será feita em conjunto com as pseudosseções.

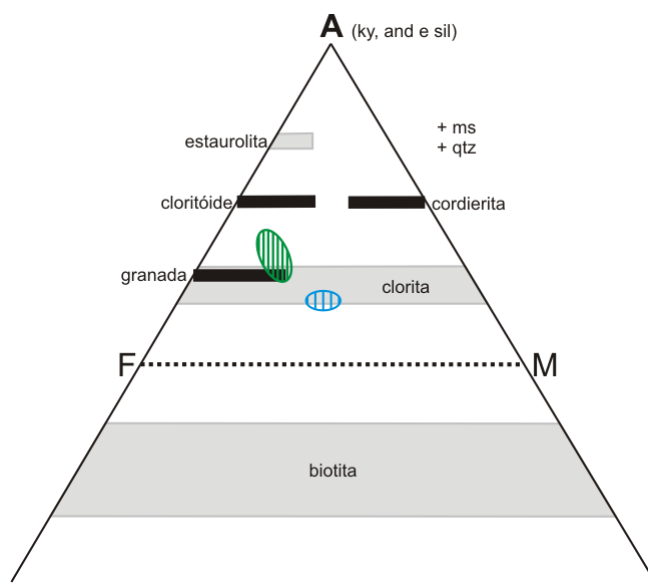


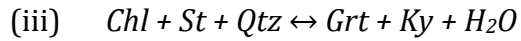
Figura 8-2: Amostras da Serra da Estância (em verde) e da Serra das Bicas (em azul) representadas no diagrama AFM modificado de Thompson (1957).

8.4.1. SERRA DA ESTÂNCIA

SISTEMA QUÍMICO KFMASH

A primeira amostra modelada com pseudosseção é a SC-07, cloritóide-estaurolita-granada-clorita filito (ver item 4.2.2). A pseudosseção traçada no sistema KFMASH é apresentada na figura 8-3, a qual é constituída por campos di e trivariantes, um campo tetra-variante e pelas curvas univariantes (i) a (iv) que representam as seguintes reações:

- (i) $Cld + Qtz \leftrightarrow Chl + St + Grt + H_2O$
- (ii) $Chl + St + Qtz \leftrightarrow Bt + St + Qtz + H_2O$



As reações (i) e (iii) são degeneradas no sistema químico escolhido, pois apresentam menos fases minerais do que a regra das fases exige para sistema com seis componentes. Estas curvas univariantes podem ser representadas no sistema FMASH, sendo independentes da presença de muscovita.

A partir das curvas univariantes, o diagrama pode ser separado em três domínios. O primeiro, de baixa temperatura, ocupa metade da janela P - T escolhida, entre 450 e 600°C, onde estão as paragêneses com cloritóide estável. O domínio é constituído por campos tetra-variante cloritóide, tri-variantes cloritóide-clorita, cloritóide-granada e di-variantes cloritóide-clorita-estaurolita, cloritóide-clorita-granada e cloritóide-granada-estaurolita. O campo cloritóide-clorita ocorre dentro do maior intervalo de estabilidade, sendo limitado acima dos 13 kbar pela quebra da clorita e abaixo dessa pressão pelo aparecimento de granada ou estaurolita, dependendo do intervalo bórico.

Granada surge antes da estaurolita em pressões superiores a 11,4 kbar, enquanto que a pressões menores, o mineral aparece junto à associação cloritóide + clorita + estaurolita, como produto da quebra do cloritóide. A quebra da granada em temperaturas mais altas é bom marcador de pressão, variando entre 6,1 e 7,9 kbar. A quebra do cloritóide se dá em intervalo de 70°C, para variação de 10 kbar, 530°C a 4,0 kbar e 600°C a 14 kbar. Os campos di-variantes são representados nos diagramas de compatibilidade AFM (figura 8-1C). A composição química efetiva da rocha posiciona-se dentro dos triângulos que representam as paragêneses observadas.

O segundo domínio marca o desaparecimento do cloritóide e aparecimento de campos com biotita. O domínio é constituído pelos campos tri-variantes clorita-estaurolita, estaurolita-granada, estaurolita-biotita e di-variantes clorita-estaurolita-granada, estaurolita-granada-biotita, estaurolita-granada-cianita, clorita-estaurolita-biotita, estaurolita-biotita-aluminossilicato. Limitando os campos clorita-estaurolita-granada e estaurolita-granada-biotita, ocorre a reação (ii), de quebra da clorita e aparecimento da biotita, em paragênese com estaurolita e granada. A reação ocorre entre 574°C e 6,8 kbar e 630°C a 11,6 kbar, quando dá lugar ao campo tri-variante estaurolita-granada. A quebra da granada, em presença de estaurolita e biotita, mostra-

se bom geobarômetro, variando entre 7,1 e 7,9 kbar a temperaturas da ordem de 590 a 674°C.

Pelos diagramas AFM (fig. 8-3C), é possível mostrar que para haver o aparecimento de biotita, a linha de conexão granada-clorita deve ser rompida via reação (ii). A ausência de biotita nas rochas da Serra da Estância indica que as condições para sua cristalização não foram atingidas. A composição da biotita tende a variar conforme a paragênese, com aumento do teor de Mg em ausência de clorita e estaurolita, e Fe²⁺ em ausência de granada. De acordo ainda com os diagramas de compatibilidade, a composição da granada também muda com a paragênese estável. Na quebra do cloritóide, a granada é mais rica em Fe, e nas quebras de clorita e estaurolita, em Mg.

A entrada de estaurolita ocorre em temperaturas inferiores à da quebra final do cloritóide, com temperatura mínima de 513°C e em todo o intervalo de pressão. A quebra da estaurolita ocorre via duas reações distintas (iii) e (iv), uma acima de 12 kbar e a outra a pressões inferiores a 10,0 kbar, atingindo máximo de temperatura da ordem de 677°C.

O terceiro domínio, no qual a estaurolita já foi consumida, é limitado pelas reações (iii) e (iv), sendo constituído pelos campos tri-variantes granada-cianita, biotita-sillimanita e di-variantes clorita-granada-cianita e granada-biotita-aluminossilicato.

A ocorrência de cianita em rochas da unidade, a sudoeste do município de Itumirim é de difícil representação na pseudosseção, já que não foi possível encontrar o campo de estabilidade em que o aluminossilicato coexista com cloritóide, sendo necessária composição ainda mais aluminosa do que a da amostra SC-07.

Em temperaturas superiores a 600°C, a quebra da estaurolita gera cianita em coexistência com granada + clorita ou granada + biotita.

Esta diferença entre as paragêneses descritas na petrografia e as representadas no diagrama pode ser explicada pelo bandamento composicional existente nas rochas.

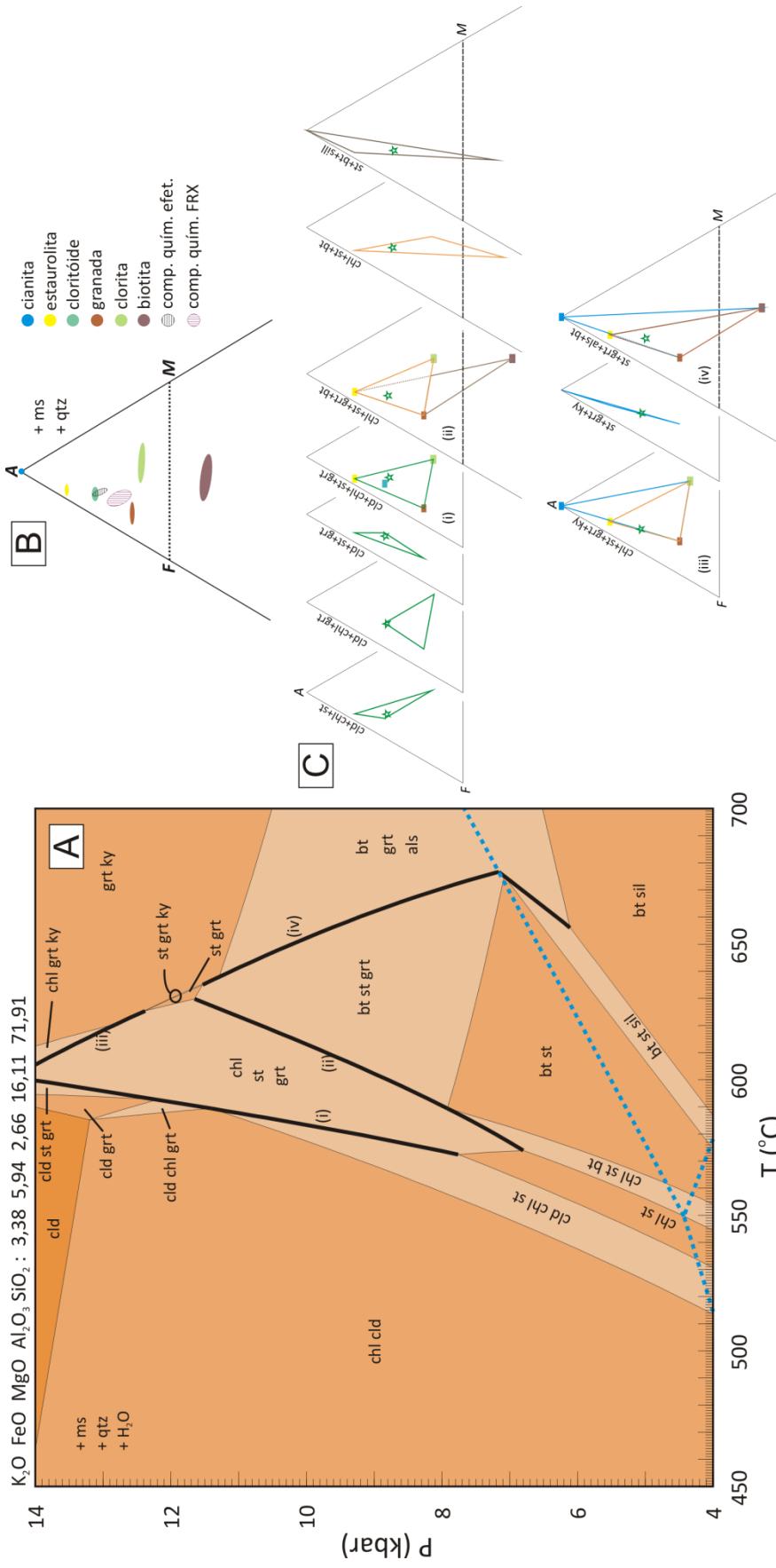


Figura 8-3: (A) Pseudomorfologia P - T para a amostra SC-07 da Serra da Estância no sistema químico KFMASH, com muscovita, quartzo e H_2O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada. Linhas mais espessas indicam as reações (i) à (iv); (B) Diagrama de compatibilidade projetado a partir da muscovita, mostrando a variação composicional das principais das rochas da *Klippe Carrancas* e a posição das composições químicas determinadas por FRX e pelo THERMOCALC; (C) Diagramas de compatibilidade mostrando a variação das paragéneses observadas na pseudomorfologia. A estrela verde indica a composição química efetiva para determinada paragénesis.

A existência de micro-domínios composicionais é responsável por fornecer os elementos necessários ao desenvolvimento de algumas fases em detrimento a outras. A partir do momento que a amostra bandada é analisada, admitindo-a como homogênea, os micro-domínios composicionais são ignorados, causando discrepâncias entre o que é observado na rocha e o que é modelado na pseudosseção.

As paragêneses das amostras SC-07 e SC-36 são constituídas por granada + cloritóide + muscovita + quartzo + minerais opacos ± clorita. A janela P - T de intervalo da associação encontra-se acima de 11,4 kbar e 590°C, com pequena variação de temperatura, 600°C, a pressões superiores a 14 kbar. Outras amostras da mesma seção geológica (*e.g.* SC-08), exibem associações similares, porém com estauroлита no lugar de granada. Neste caso, a associação ocorre desde 4 até pressões superiores a 11 kbar, em intervalo de temperatura entre 530 a 590°C.

SISTEMA QUÍMICO MNKFMASH

A acresção de um elemento ao sistema químico ocasiona o aumento da variância dos campos de estabilidade em um grau de liberdade, fazendo com que as curvas univariantes se comportem como campos de variância dois, campos di-variantes como tri-variantes e assim por diante (figura. 8-4). Neste sistema químico não há mudanças significativas nas paragêneses estáveis ou na topologia do diagrama dentro da janela P - T escolhida. Há, no entanto, o aumento do campo de estabilidade das paragêneses com granada, além do aparecimento da curva univariante $(v) - Clt + Ky \leftrightarrow Grt + Chl + St + Qtz + H_2O$ - e da diminuição do extremo de pressão e temperatura da paragênese cloritóide + clorita + estauroлита, de 11,4 kbar a 589°C para 9,1 kbar a 573°C (figura 8-4).

A associação cloritóide + clorita é predominante a temperaturas inferiores a 570°C, em todo o intervalo de pressão, sendo limitada pelo aparecimento de estauroлита e granada e quebra da clorita com o aumento de pressão. O campo de coexistência entre cloritóide + clorita + estauroлита + granada exibe inclinação superior a observada no sistema KFMASH, indicando que o Mn torna maior a dependência da associação com a temperatura. A estauroлита aparece antes da granada apenas a pressões inferiores a 9,0 kbar, cuja isógrada surge a temperaturas de 518°C. A quebra da estauroлита está

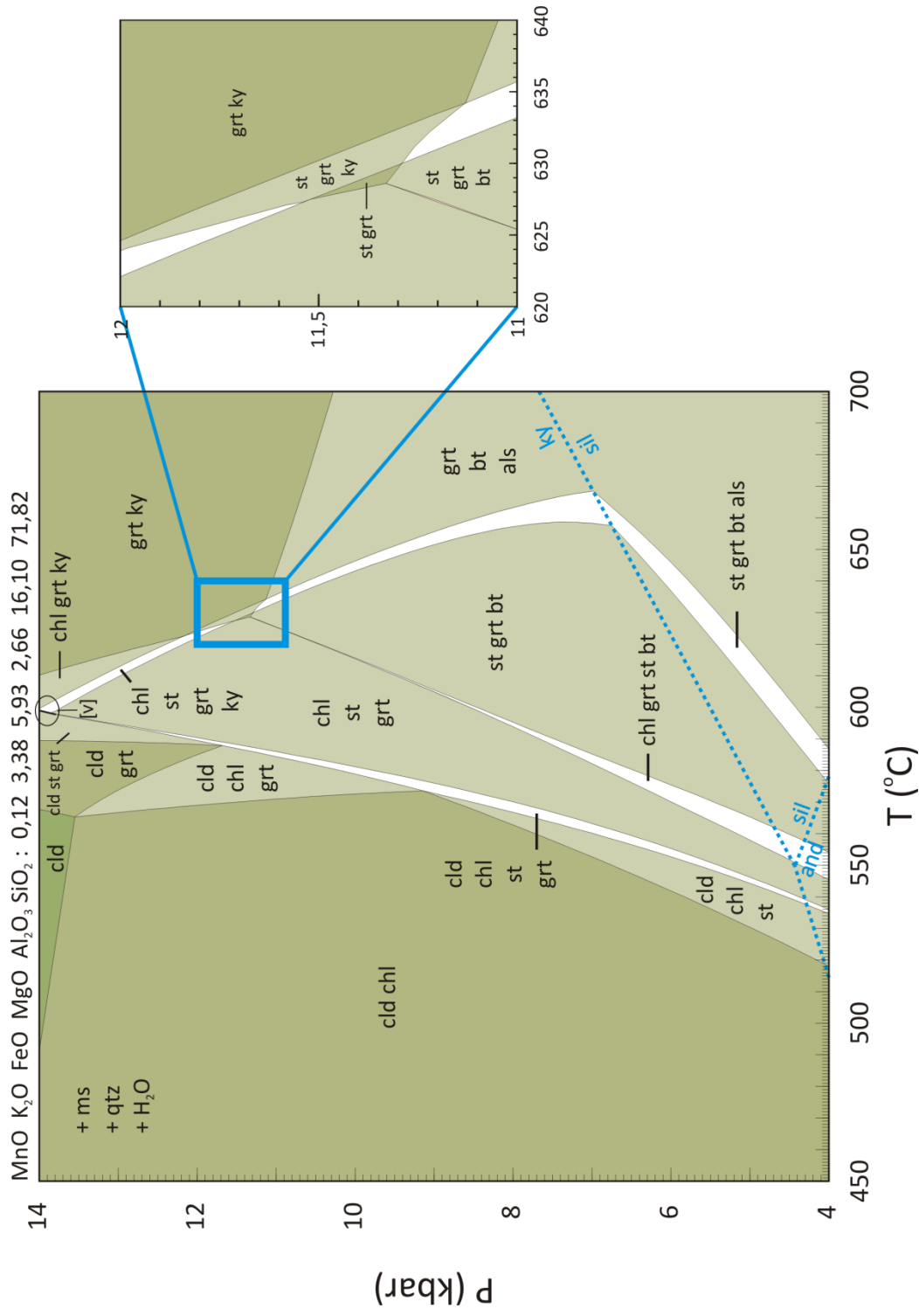


Figura 8-4: Pseudosseção P - T para a amostra SC-07 da Serra da Estância no sistema químico MnKFMASH, com muscovita, quartzo e H₂O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada. Em detalhe campos de estabilidade na região de quebra da estaurolita e formação de granada e cianita

associada com o aparecimento de cianita ou sillimanita, no campo di-variante estauroлита-granada-aluminossilicato-clorita/biotita entre 576 e 660°C. Cianita aparece a partir da quebra da estauroлита, entre 600 e 670°C e 14,0 e 7,0 kbar, respectivamente. Os únicos campos onde estes minerais coexistem, são clorita-estauroлита-granada-cianita e estauroлита-granada-cianita, este último em destaque na figura 8-4.

Biotita ocorre a partir de 555°C a 4,0 kbar, com a quebra da clorita, sem cloritóide na paragênese. Seu campo de estabilidade se estende a pressões entre 10,3 e 11,3 kbar, em intervalo entre 627 e 700°C. Neste caso a quebra da biotita em associação a granada + cianita e/ou estauroлита é bom marcador de pressão.

As paragêneses de pico metamórfico da Serra da Estância representadas pelos campos cloritóide-clorita-estauroлита e cloritóide-clorita-granada, definem intervalo grande de pressão (<4,0 e 13,6 kbar), e restrito de temperatura entre 518 e 598°C. O campo de estabilidade da granada tem seu mínimo de pressão, relativo à base da reação (iv) no sistema KFMASH reduzido de 6,1 kbar para pressões inferiores a 4,0 kbar e sua temperatura mínima de aparecimento, na base da reação (i), reduzida de aproximadamente 572°C para 534°C (figura 8-5).

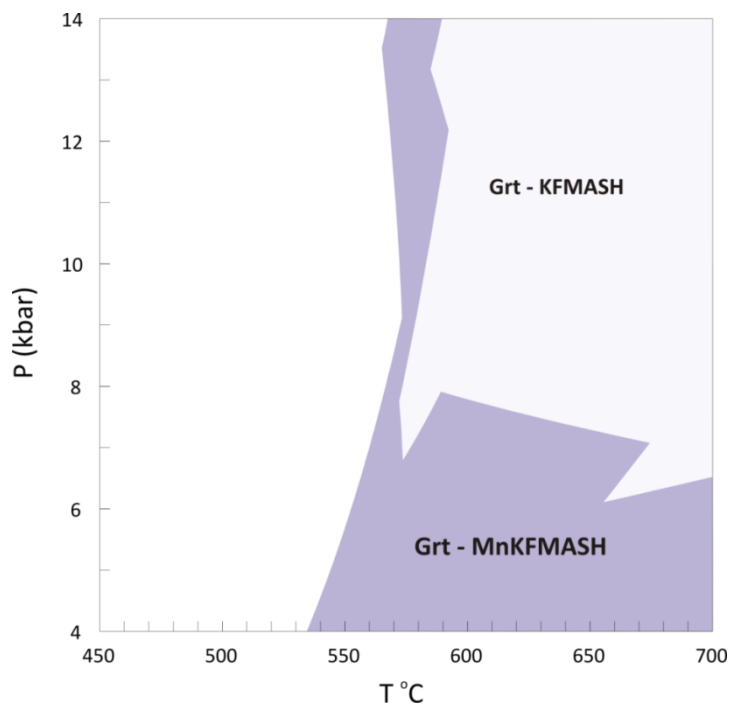
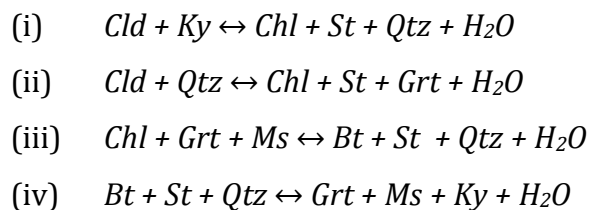


Figura 8-5: Comparação do campo de estabilidade da granada nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH para a rocha da Serra do Campestre

8.4.2. SERRA DAS BICAS

SISTEMA QUÍMICO KFMASH

A pseudosseção da amostra SC-30B (figura 8-6), coletada na Serra das Bicas apresenta associações mineralógicas similares às observadas no diagrama da Serra da Estância. O diagrama é constituído por campos di- e tri-variantes, envolvendo curvas univariantes (i) a (iv), representando as seguintes reações:



As principais diferenças são a redução no intervalo de pressão do campo tetra-variante cloritóide, a coexistência de cloritóide + cianita e cloritóide + cianita + clorita + estauroлита, a temperaturas inferiores a 575°C. As curvas univariantes (i) e (ii) representam reações degeneradas, pois o número de fases é menor do que o exigido pela regra das fases em sistema KFMASH, com muscovita sendo inerte nestas reações. A pseudosseção pode ser dividida em quatro domínios. O primeiro situa-se a temperaturas inferiores a 590°C e ao longo de toda a janela de pressão, sendo composto pelos campos tetra-variante cloritóide, tri-variantes cloritóide-clorita, cloritóide-cianita, cloritóide-estauroлита e di-variantes cloritóide-clorita-cianita e cloritóide-cianita-estauroлита. A principal característica do domínio é a presença de cianita em paragênese com cloritóide, associação esperada em metamorfismo de fácies xisto verde para pelitos aluminosos. Seu limite de temperatura é condicionado pela reação (i) a pressões inferiores a 9,0 kbar, e acima dessa, pela entrada da estauroлита na associação cloritóide + cianita + estauroлита.

O segundo domínio é caracterizado pelos campos tri-variante cloritóide-estauroлита e di-variantes cloritóide-clorita-estauroлита e cloritóide-estauroлита-granada, encontra-se em estreito intervalo de temperatura ($\cong 85^\circ\text{C}$), sendo limitado pela quebra do cloritóide em presença de clorita ou granada e estauroлита. Diferente do que ocorre na Serra da Estância, nesta pseudosseção observa-se que a entrada da estauroлита ocorre

antes da granada em todo intervalo de pressão, gerada a partir da quebra da associação cloritóide ± clorita e é estável no intervalo de temperatura de 508 a 674°C.

O terceiro domínio marca o desaparecimento do cloritóide, com estabilização da paragênese estauroлита + granada + biotita ± clorita e é composto pelos campos tri-variantes estauroлита-granada e estauroлита-biotita, di-variantes clorita-estauroлита-granada, clorita-estauroлита-biotita, estauroлита-granada-biotita, estauroлита-granada-cianita e estauroлита-biotita-aluminossilicato. Granada aparece a partir de 585°C e 10,3 kbar, na base da curva univariante (ii), coexistindo com cloritóide + clorita + estauroлита. Os campos de estabilidade di-variantes da granada, clorita-estauroлита-granada, granada-estauroлита-biotita e granada-biotita-cianita, abrangem intervalo de pressão menor, entre 6,1 e 11,9 kbar, se comparado com a pseudosseção Serra da Estância (6,1 a pressões superiores a 14 kbar). A entrada da biotita posiciona-se em temperaturas superiores à quebra do cloritóide, entre 548 e 610°C, com pressões inferiores a 4,0 kbar e máxima de 8,5 kbar; sua composição varia, assim como descrito para a amostra da Serra da Estância (SC-07), sendo mais rica em Mg nas paragêneses com estauroлита e clorita, e mais rica em Fe²⁺, em ausência de clorita. Clorita é estável desde temperatura inferior a 450°C, até 556°C a 4,0 kbar, com máximo de 610°C a 9,7 kbar; sua composição química se enriquece em Fe²⁺ na quebra do cloritóide, próximo à sua reação de quebra (ii). O desaparecimento de estauroлита é representado pela reação (iv) e pelos campos di-variantes adjacentes estauroлита-granada-cianita e estauroлита-biotita-aluminossilicato, limitando o campo sua estabilidade a temperatura de 587°C a 4,0 kbar, com máximo de 676°C a 7,1 kbar e reduzindo para 607°C a 14,0 kbar.

O quarto domínio, em temperatura acima das da quebra da estauroлита, é constituído pelos campos tri-variantes granada-cianita, biotita-sillimanita e di-variante granada-biotita-aluminossilicato. A janela de estabilidade do campo granada-cianita é ampliada para a amostra, estando entre 607°C a partir de 14,0 kbar e 700°C a 8,9 kbar. Por consequência, o campo granda-biotita-aluminossilicato tem seu máximo de pressão reduzido para 9,0 kbar (comparado com 11,3 kbar na pseudosseção da Serra da Estância). A paragênese desta rocha, com cianita + estauroлита + granada + muscovita + quartzo + opacos, encontra-se em campo *P-T* estreito, que varia desde 662°C a 9,0 kbar até temperatura em torno de 607°C a 14,0 kbar.

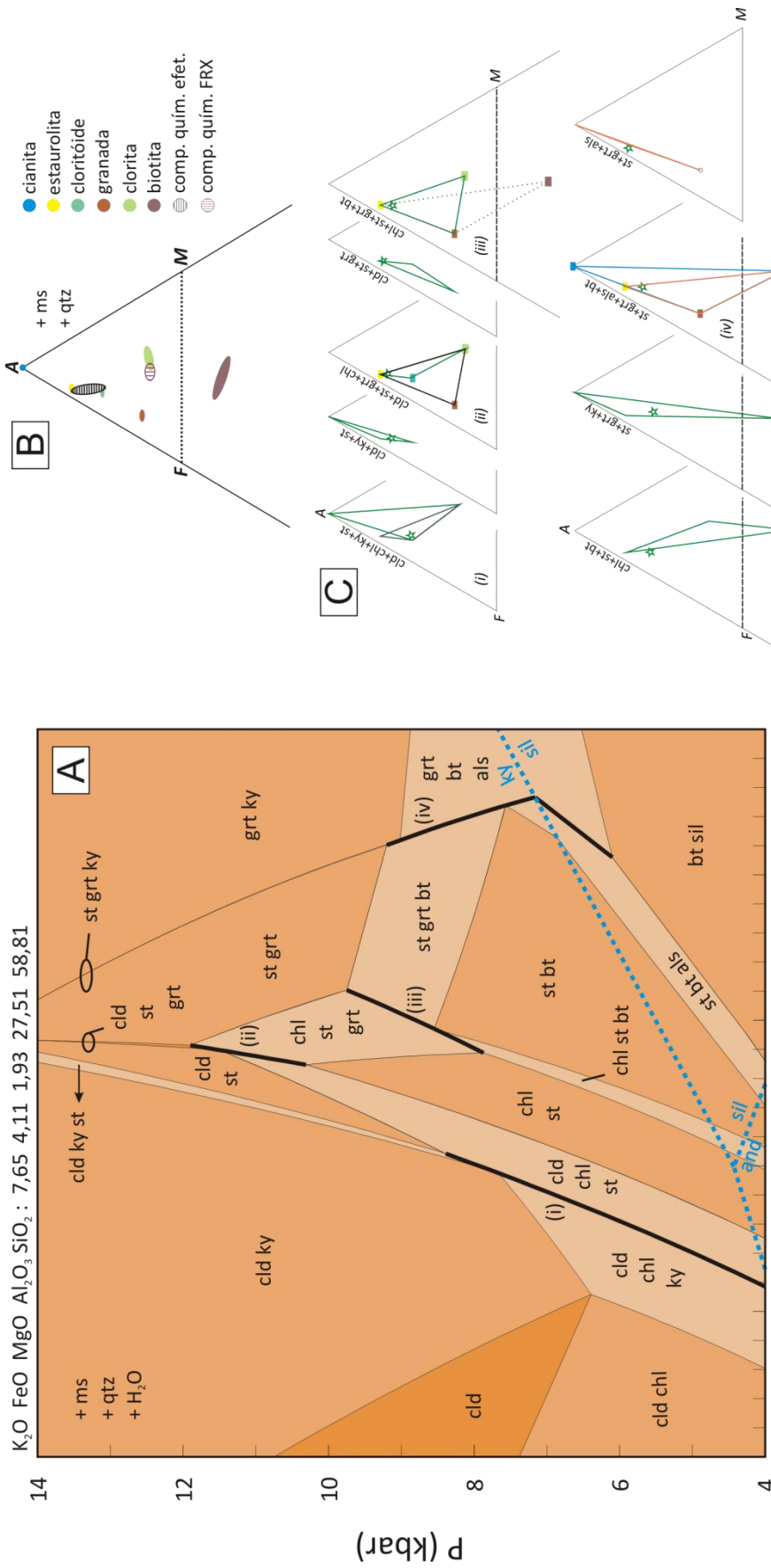


Figura 8-6: Pseudosseção P - T para amostra SC-30B da Serra das Bicas no sistema químico KFMASH, com muscovita, quartzo e H_2O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada. Linhas mais espessas indicam as reações (i) à (iv); (B) Diagrama de compatibilidade projetado a partir da muscovita, mostrando a variação composicional das principais das fases minerais das rochas da *Kippe Carrancas* e a posição das composições químicas determinadas por FRX e pelo THERMOCALC; (C) Diagramas de compatibilidade mostrando a variação das paragéneses observadas na pseudosseção. A estrela verde indica a composição química efetiva para determinada paragénesis

SISTEMA QUÍMICO MNKFMASH

A pseudosseção no sistema MnKFMASH para a amostra SC-30B, da Serra das Bicas (figura 8-7) apresenta similaridades com relação às associações mineralógicas e a topologia da pseudosseção do sistema KFMASH, havendo diferenças nas associações em pressões acima de 12 kbar (entre 580 e 590°C), nas dimensões dos campos em temperaturas superiores a 540°C envolvendo a quebra do cloritóide, e o aumento em um grau na variância do sistema. Da mesma forma como ocorreu para a amostra da Serra da Estância, o intervalo de pressão de estabilidade da granada foi ampliado consideravelmente. O aparecimento do campo di-variante cloritóide-clorita-cianita-estaurolita, entre 12,5 e pressões superiores a 14,0 kbar, e temperatura entre 582 e acima de 588°C, ocasiona a redução no extremo superior de pressão do campo cloritóide-estaurolita para 12,5 kbar. Surge também campo com a paragênese cloritóide + cianita + granada, acima de 13,2 kbar. O aumento nos intervalos de pressão afeta também o campo cloritóide-clorita-estaurolita-granada, tendo seu mínimo em 5,4 kbar. A janela de estabilidade da granada (figura 8-8) é ampliada em mais de 3,0 kbar e 40°C, com a base do campo estaurolita-granada-biotita em pressão de 4,9 kbar entre 567 e 600°C.

A paragênese de pico metamórfico para a amostra da Serra das Bicas, cianita + estaurolita + granada + muscovita + quartzo, é representada por campo de estabilidade estreito, entre 588 a 659°C e 8,9 a 14,0 kbar.

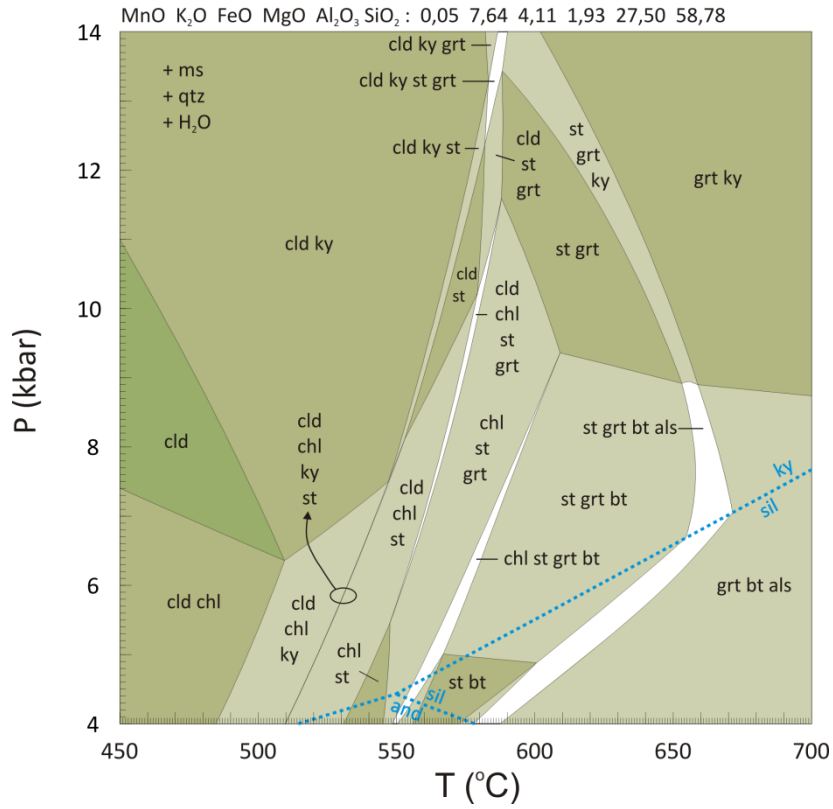


Figura 8-7: Pseudosseção P - T para a amostra SC-30B da Serra das Bicas no sistema químico MnKFMASH, com muscovita, quartzo e H₂O em excesso. Composição química calculada a partir da proporção molar normalizada

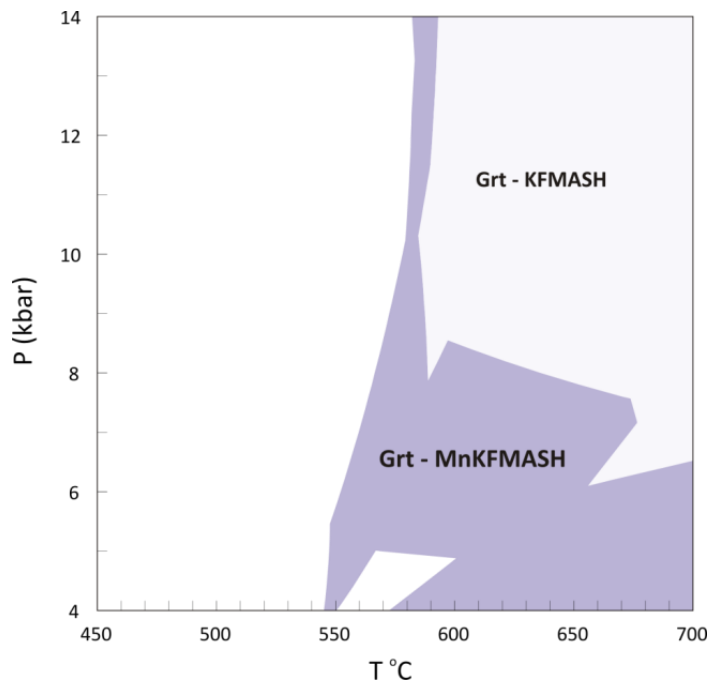


Figura 8-8: Comparação do campo de estabilidade da granada nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH para a rocha da Serra das Bicas

8.4.3. MODELAGEM A PARTIR DO FRACIONAMENTO QUÍMICO DE

GRANADA

O desenvolvimento de porfiroblastos de granada em rochas metamórficas acarreta na transformação da composição química da rocha a partir do fracionamento químico. Os baixos valores de difusão catiônica da granada causam o isolamento dos componentes utilizados no início do desenvolvimento do mineral, do restante da rocha e, conseqüentemente, mudando a composição da rocha total disponível para o desenvolvimento das reações metamórficas. O fracionamento químico em rochas metamórficas pela formação de granada e sua implicação no estudo metamórfico com pseudosseções já foram investigados em outros trabalhos (Evans, 2004; Marmo, *et al.*, 2002). A composição química efetiva depois da formação de porfiroblastos de granada se altera significativamente, condicionando novos intervalos *P-T* para formação de algumas associações minerais, às vezes bastantes distintos daqueles calculados com a composição da rocha total.

No caso das rochas da *Klippe* Carrancas, a influência da granada foi determinada a partir de novas pseudosseções, construídas usando-se as mesmas amostras, porém retirando-se da composição química total, a porção proporcional ao núcleo do mineral. Essa etapa partiu da análise dos perfis composicionais dos grãos de granada, nos quais foram delimitadas as porções centrais e suas composições médias. Utilizando-se a técnica de determinação modal via imagem, descrita no item 4.2.2 (análises modais) foi calculada a porcentagem modal aproximada de granada referente ao núcleo dos porfiroblastos, entre 57 e 68%. A partir da composição química média dos núcleos, junto com a porcentagem modal associada, os valores de cada óxido foram extraídos da análise da rocha total obtida por fluorescência de raios-X, fornecendo a nova composição química para as duas amostras selecionadas (tabela 8-1).

As pseudosseções das novas composições químicas foram construídas para as mesmas condições *P-T* anteriores, para permitir a comparação direta dos campos de estabilidade. Para ambas as amostras (figuras 8-9 e 8-10), as diferenças nas composições químicas afetam principalmente as paragêneses estáveis abaixo de 600°C, antes da quebra do cloritóide, nos campos em que é estável com cianita, clorita ou estauroлита. Esta condição somente era obtida para as amostras Serra das Bicas, ao se

Tabela 8-1: Quadro comparativo entre as composições químicas utilizadas nas pseudosseções. Dados originais (FRX) e com exclusão dos núcleos de granada. Teor de H₂O não é quantificado uma vez que é admitido em excesso

Serra da Estância				Serra das Bicas			
FRX		*sem núcleo de granada		FRX		**sem núcleo de granada	
K	3,38	K	3,54	K	7,65	K	7,82
F	5,94	F	3,81	F	4,11	F	3,9
M	2,66	M	2,35	M	1,93	M	1,94
A	16,11	A	15,54	A	27,51	A	27,69
S	71,91	S	74,75	S	58,81	S	58,65
Mn	0,12	Mn	0,03	Mn	0,05	Mn	0,02
K	3,38	K	3,54	K	7,64	K	7,82
F	5,93	F	3,81	F	4,11	F	3,89
M	2,66	M	2,35	M	1,93	M	1,94
A	16,1	A	15,54	A	27,5	A	27,68
S	71,82	S	74,73	S	58,78	S	58,64

* extraído 68 % de granada

** extraído 57,12 % de granada

utilizar a composição determinada analiticamente. Outra mudança nos diagramas com menor proporção modal de granada é o aumento nos campos de estabilidade com biotita em paragênese com clorita, estauroлита e/ou aluminossilicato, com consequente redução na janela de estabilidade da granada, especialmente no campo granada-estauroлита-biotita e nos campos divariantes ou curvas univariantes clorita-estauroлита-granada-biotita e estauroлита-granada-biotita-aluminossilicato. Na figura 8-10B há o aparecimento do campo tetra-variante estauroлита, entre 590 e 610°C e 13,2 a pressões pouco superiores a 13,0 kbar.

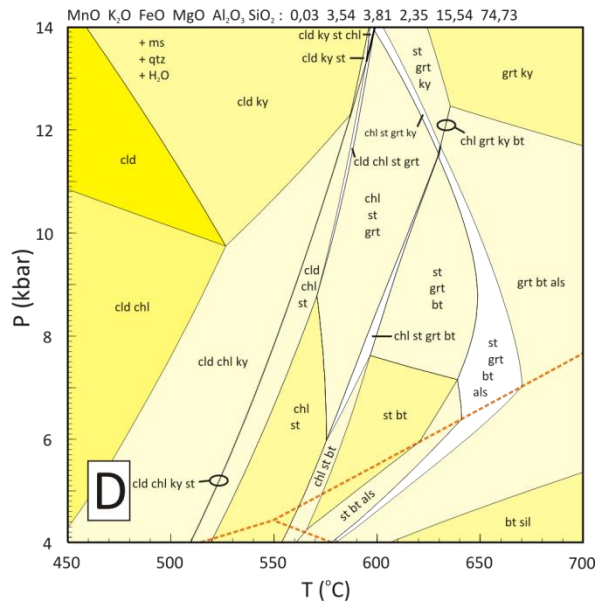
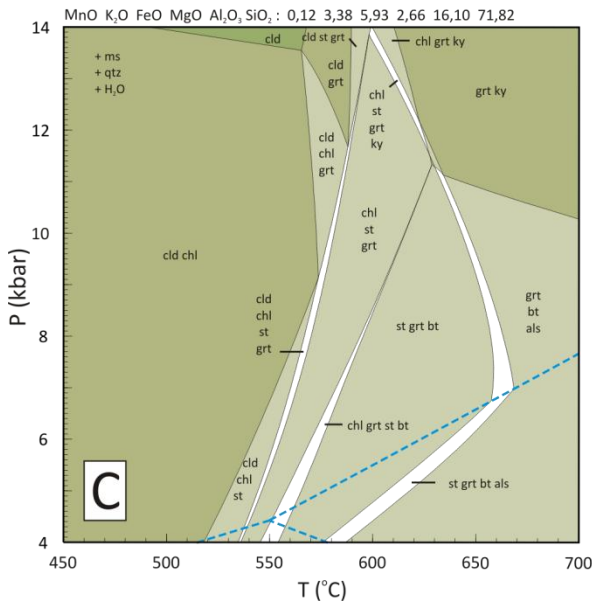
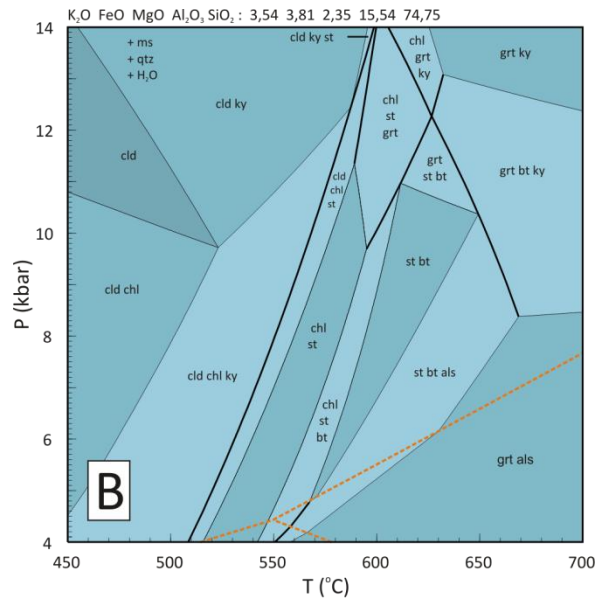
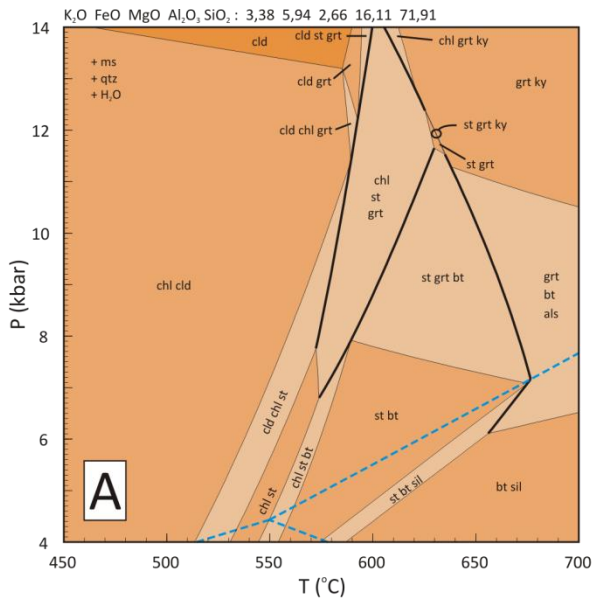


Figura 8-9: Quadro comparativo entre as pseudosseções nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH da Serra da Estância para composições químicas determinadas por FRX (A e C) e com extração do núcleo dos porfiroblastos de granada (B e D)

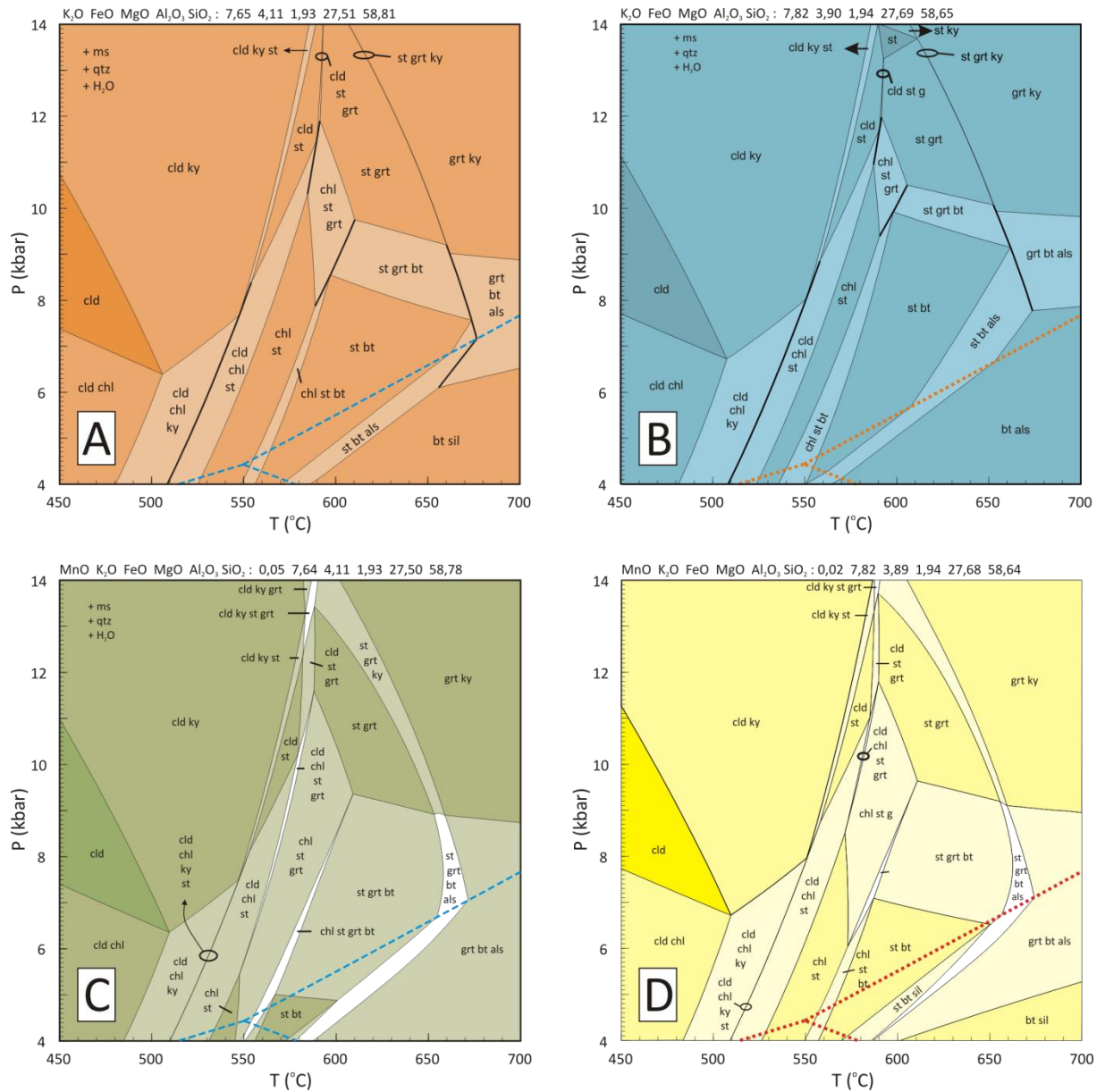


Figura 8-10: Quadro comparativo entre as pseudosseções nos sistemas químicos KFMASH e MnKFMASH da Serra das Bicas para composições químicas determinadas por FRX (A e C) e com extração do núcleo dos porfiroblastos de granada (B e D)

8.5. GEOTERMobarOMETRIA

A ausência de biotita e de plagioclásio na maior parte das amostras estudadas impede a aplicação do termômetro granada-biotita e do barômetro granada-aluminossilicato-plagioclásio-quartzo (GASP). Foram aplicadas as técnicas de termobarometria via isopletras para determinação das condições P - T para formação dos minerais e geotermobarometria otimizada para calcular as condições de equilíbrio químico das paragêneses observadas.

8.5.1. TERMOBAROMETRIA VIA ISOPLETAS

8.5.1.1. ISOPLETAS X_{Fe} NAS PSEUDOSSEÇÕES KFMASH

As condições P - T para formação dos minerais foram obtidas a partir da comparação entre os valores de X_{Fe} (equação 8.4) das principais fases minerais analisadas nas pseudosseções com as análises feitas em microsonda eletrônica.

$$8.4 \quad \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg} \right)$$

SERRA DO CAMPESTRE

As razões catiônicas para as quatro fases minerais principais, cloritóide, clorita, estaurolita e granada, se interceptam próximo à curva (i), onde ocorre a quebra final do cloritóide. A região de cruzamento das isopletas delimita intervalo P - T restrito, entre 10,3 e 11,3 kbar e entre 584 e 589°C (figura 8-11). Para a amostra SC-08, com cloritóide ($X_{Fe} = 0,7688$) e estaurolita ($X_{Fe} = 0,8368$), o intervalo P - T referente às isopletas de razão catiônica encontra-se no extremo de pressão mais alta do campo cloritóide-clorita-estaurolita, próximo ao ponto invariante [grt-st]. Os valores de X_{Fe} obtidos para estaurolita em microsonda são bastante restritos, sendo que apenas parte do intervalo estimado ($0,8368 \pm 0,025$) sobrepõe o campo referente na pseudosseção (figura 8-11).

Na amostra SC-36 os valores de X_{Fe} são de: 0,8759 para borda da granada, 0,7789 para cloritóide e 0,4876 em clorita. As isopletas no campo cloritóide-clorita-granada da pseudosseção têm valores inferiores ao calculados para os minerais. A diferença entre as isopletas X_{Fe} da pseudosseção e a composição química dos minerais, indica que os mesmos não encontram-se em equilíbrio com a composição da rocha usada no diagrama. Esse desequilíbrio químico pode ser explicado pela estrutura bandada da rocha, como discutido acima. Neste caso admitiu-se que o intervalo P - T do pico metamórfico (10,2 a 11,1 kbar e 584 – 588°C) para essa paragênese esteja na região na qual as razões X_{Fe} de cloritóide, clorita e granada estão mais próximas (figura. 8-12).

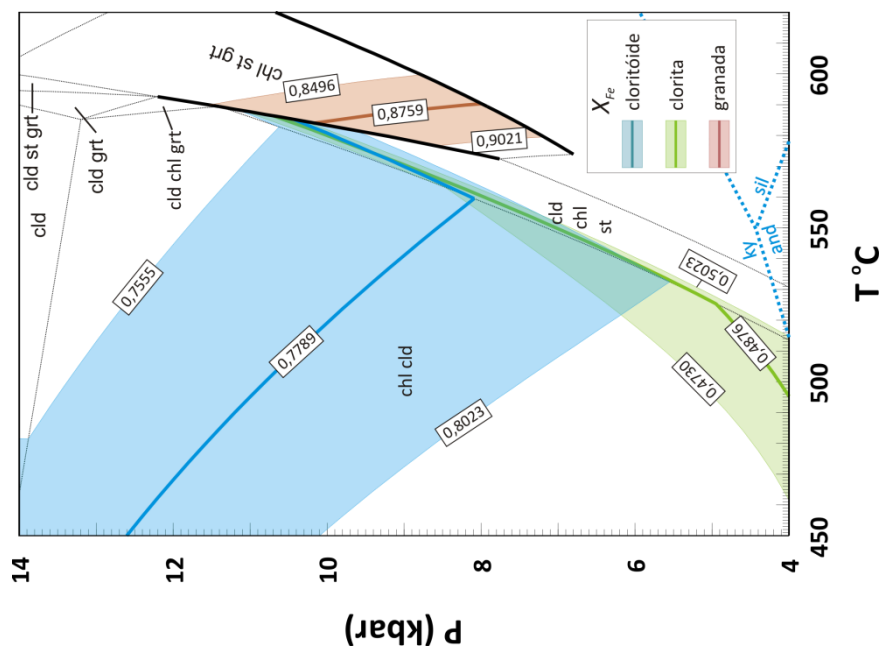


Figura 8-11: Valores de X_{Fe} para cloritóide, clorita e granada da amostra SC-36 (Serra da Estância) em pseudosseção do sistema químico KFMASH. Intervalo de valores referente à margem de erro do programa THERMOCALC

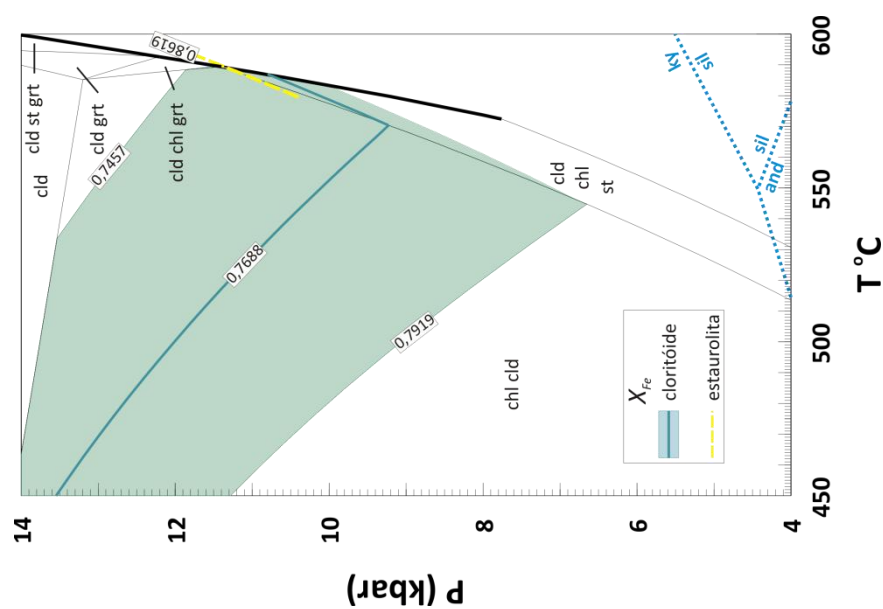


Figura 8-12: Valores de X_{Fe} para cloritóide e estaurolita da amostra SC-08 (Serra da Estância) na pseudosseção do sistema químico KFMASH. Intervalo de valores referente à margem de erro do programa THERMOCALC.

SERRA DAS BICAS

Para as amostras da Serra das Bicas a concordância entre os valores das isopletras na pseudosseção construída e a composição química dos minerais é excelente e, por isso, foram utilizados nos cálculos termobarométrico da amostra SC-30B.

As isopletras de X_{Fe} do núcleo de granada (0,888) encontram-se no extremo inferior de temperatura do campo clorita-estauroлита-granada, próximo a reação (i) – figura 8-6. Sua posição dentro do campo define o intervalo 7,9 a 10,9 kbar e 584 a 595°C e essas condições refletem as condições do início do crescimento do mineral. A sobreposição das razões catiônicas da borda da granada e da estauroлита ocorre nos campos clorita-granada-estauroлита, granada-estauroлита e granada-estauroлита-cianita, este último interpretado como campo que representa a paragênese de pico metamórfico. O intervalo $P-T$ definido pelo cruzamento das razões nos três campos de estabilidade é de 9,2 a 12,9 kbar e 598 a 660°C (figura 8-13). No campo granada-estauroлита-cianita, que representa o pico metamórfico, a intersecção com as isopletras define o intervalo 11,4 a 12,9 kbar e 620 a 640°C.

A composição dos grãos considerados pertencentes à associação retrometamórfica cloritóide + clorita (amostra CAR-IX-26), forneceu valores $P-T$ abaixo de 7 kbar e entre 522 a 553°C, dentro do campo cloritóide-clorita-estauroлита – figura 8-14.

Os valores de X_{Fe} diminuem com aumento da temperatura do metamorfismo, indicando maior participação do Mg na composição química dos minerais, com provável diminuição modal de clorita. Essa característica é concordante com os perfis químicos em granada apresentados no capítulo 7 (Química Mineral), em que é possível observar o aumento do teor do membro-final piropo do centro para a borda dos grãos (figuras 7-4 a 7-7).

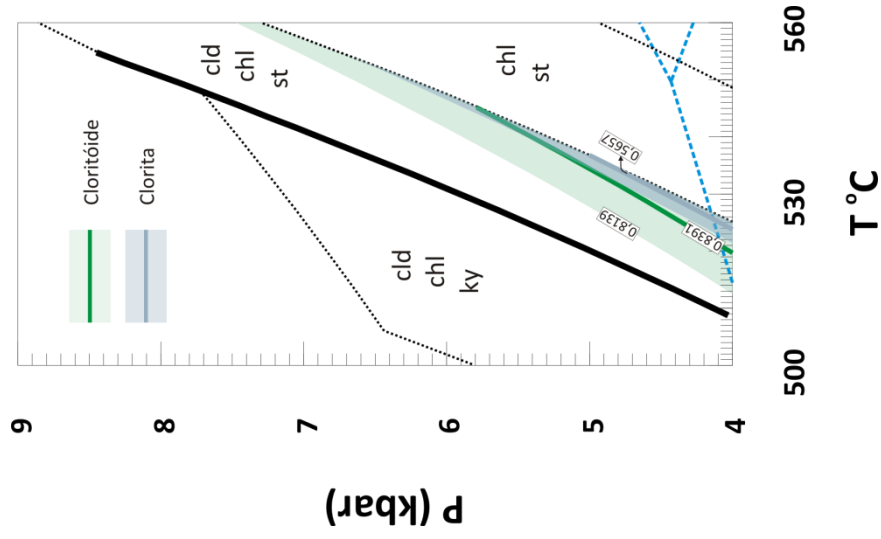


Figura: 8-13: Pseudosseção simplificada no sistema químico KFMASH para a amostra da Serra das Bicás, com valores de X_{Fe} para as fases minerais retro-metamórficas

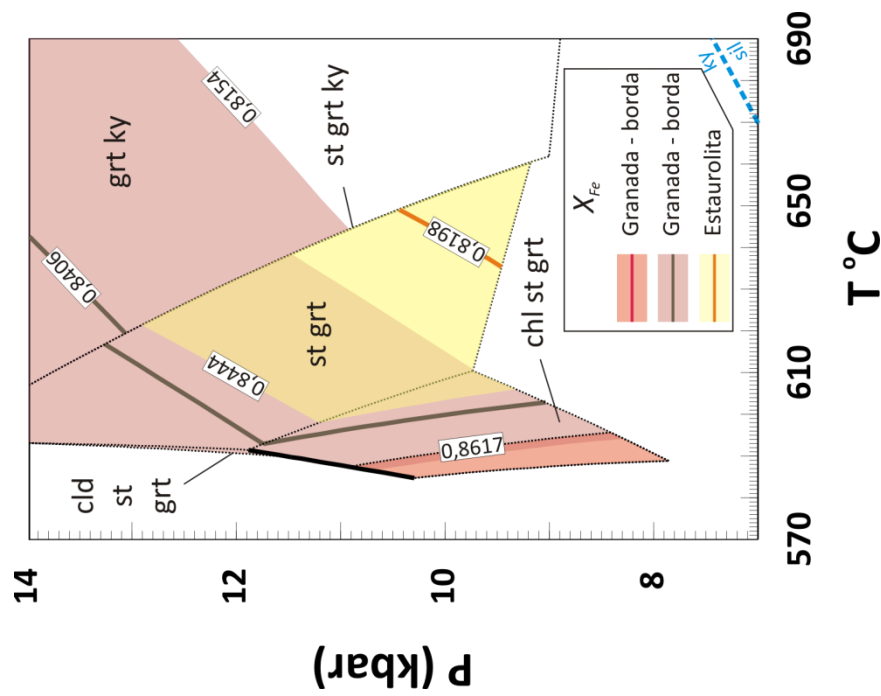


Figura 8-13: Pseudosseção simplificada no sistema químico KFMASH para a amostra da Serra das Bicás, com valores de X_{Fe} dos principais minerais

O comportamento de X_{Mg} na estauroлита, com valores mais baixos na borda dos grãos (i.e. aumento no teor de Fe^{2+}), pode ser relacionado com crescimento pós pico metamórfico, durante resfriamento das rochas. A figura 8-15 mostra a variação de X_{Mg} na estauroлита, calculada na pseudosseção da amostra SC-30B no sistema KFMASH, durante caminamento metamórfico hipotético. Nota-se que até ser atingido o pico metamórfico há o aumento no teor de Mg, seguido de redução durante a retrogressão metamórfica.

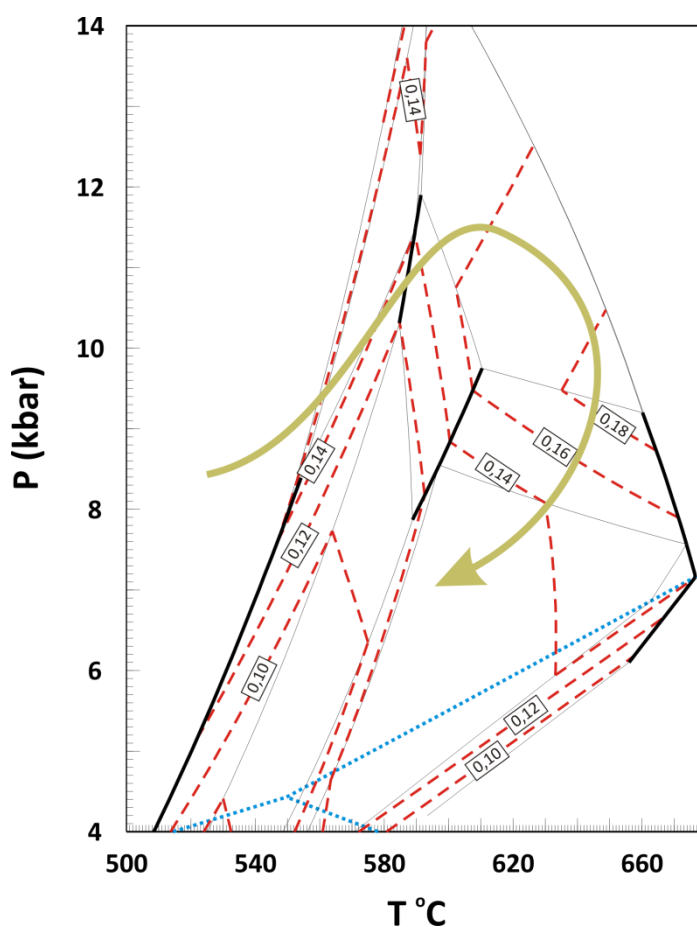


Figura 8-14: Diagrama P - T mostrando a variação de X_{Mg} em estauroлита na pseudosseção KFMASH da amostra SC-30B e caminamento metamórfico hipotético (em amarelo) de estauroлита. Para identificação dos campos de estabilidade vide figura 8-6

8.5.1.2. ISOPLETAS X_{Fe} E X_{Mn} NAS PSEUDOSSEÇÕES MNKFMASH

Para avaliar as diferenças nas condições P - T no sistema com Mn, MnKFMASH, de formação de granada, cloritóide, estauroлита e clorita, os valores de X_{Fe} foram re-determinados e examinados a partir do cruzamento das razões X_{Fe} (equação 8.5) e X_{Mn} (equação 8.6), para cada mineral. Dessa forma, os resultados obtidos neste caso refletem apenas as condições P - T para a formação do mineral.

$$8.5 \quad \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg + Mn} \right)$$

$$8.6 \quad \left(\frac{Mn}{Fe^{2+} + Mg + Mn} \right)$$

As isopletas foram calculadas para os campos de estabilidade correspondentes às paragêneses observadas de pico metamórfico, e os resultados são apresentados nas tabelas D-1 e D-2 – Apêndice D.

A comparação das razões catiônicas com as pseudosseções foi feita em separado para núcleo e borda dos grãos. Os valores de núcleo foram comparados com os diagramas construídos a partir das análises de FRX, enquanto as análises de borda foram comparadas com os diagramas calculados com extração do núcleo de granada. Dessa maneira pode-se observar se a porcentagem mineral extraída da composição permitiu que a modelagem se aproximasse do equilíbrio químico efetivo.

Para a Serra da Estância o cruzamento das isopletas calculadas a partir das análises no núcleo dos minerais (SC-08: cloritóide - $X_{Fe} = 0,7610$ e $X_{Mn} = 0,0100$, estauroлита - $X_{Fe} = 0,8368$ e $X_{Mn} = 0,0109$; SC-36: granada- $X_{Fe} = 0,8244$ e $X_{Mn} = 0,0537$, clorita - $X_{Fe} = 0,4872$ e $X_{Mn} = 0,0011$, cloritóide da matriz - $X_{Fe} = 0,7734$ e $X_{Mn} = 0,0070$, e cloritóide incluso na granada - $X_{Fe} = 0,7793$ e $X_{Mn} = 0,0060$) forneceram valores da ordem de 9,8 kbar e 580°C para a amostra SC-36, e entre 9,6 e 10,1 kbar e 576 a 578°C para a amostra SC-08. Os resultados para a borda de granada ($X_{Fe} = 0,8351$ e $X_{Mn} = 0,0370$) indicam leve aumento nas condições de metamorfismo, com pressão da ordem de 10,16 kbar a 582,5°C, porém ainda dentro da margem de erro admitida (1σ) – figura 8-16.

Nas amostras da Serra das Bicas os valores obtidos para os núcleos de granada e estauroлита e inclusões de cloritóide em porfiroblasto de granada, mostram condições P - T muito próximas do pico metamórfico na Serra da Estância (figura 8-17). As granadas e a inclusão de cloritóide da amostra CAR-IX-26 fornecem valores da ordem de 9,4 kbar e 587°C, com estauroлита ($X_{Fe} = 0,8538$ e $X_{Mn} = 0,0024$), marcando condições superiores (11,21 kbar e 591°C). Na amostra SC-30B as isopletas da granada ($X_{Fe} = 0,8272$ e $X_{Mn} = 0,0687$) se interceptam em 8,6 kbar a 585°C, e da estauroлита ($X_{Fe} = 0,8198$ e $X_{Mn} = 0,0038$) em torno de 12,6 kbar e 592°C.

As razões catiônicas da borda de granada ($X_{Fe} = 0,8380$ e $X_{Mn} = 0,0031$) e estauroлита ($X_{Fe} = 0,8049$ e $X_{Mn} = 0,0035$), da amostra SC-30B fornecem valores P - T superiores em relação ao núcleo (11,95 a 13,32 kbar e 591,6 a 595°C). No entanto, as análises do centro e borda dos minerais posicionam-se no campo clorita-granada-estauroлита, que não representa o pico metamórfico.

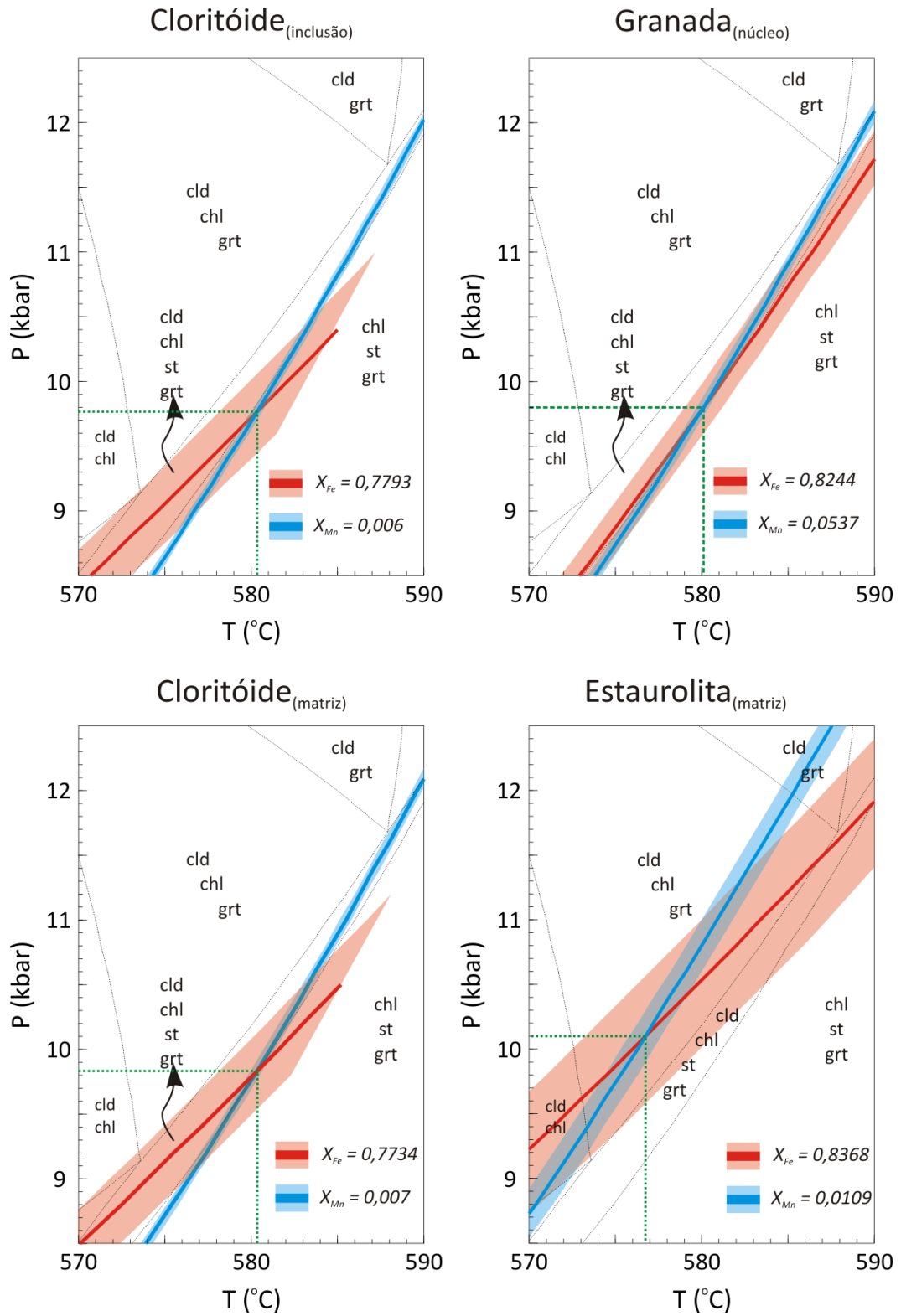


Figura 8-15: Razões catiônicas X_{Fe} e X_{Mn} para cloritóide e granada da amostra SC-36 e estaurolita da amostra SC-08, ambas da Serra da Estância, plotadas na pseudosseção do sistema MnKFMASH (vide figura 8-4)

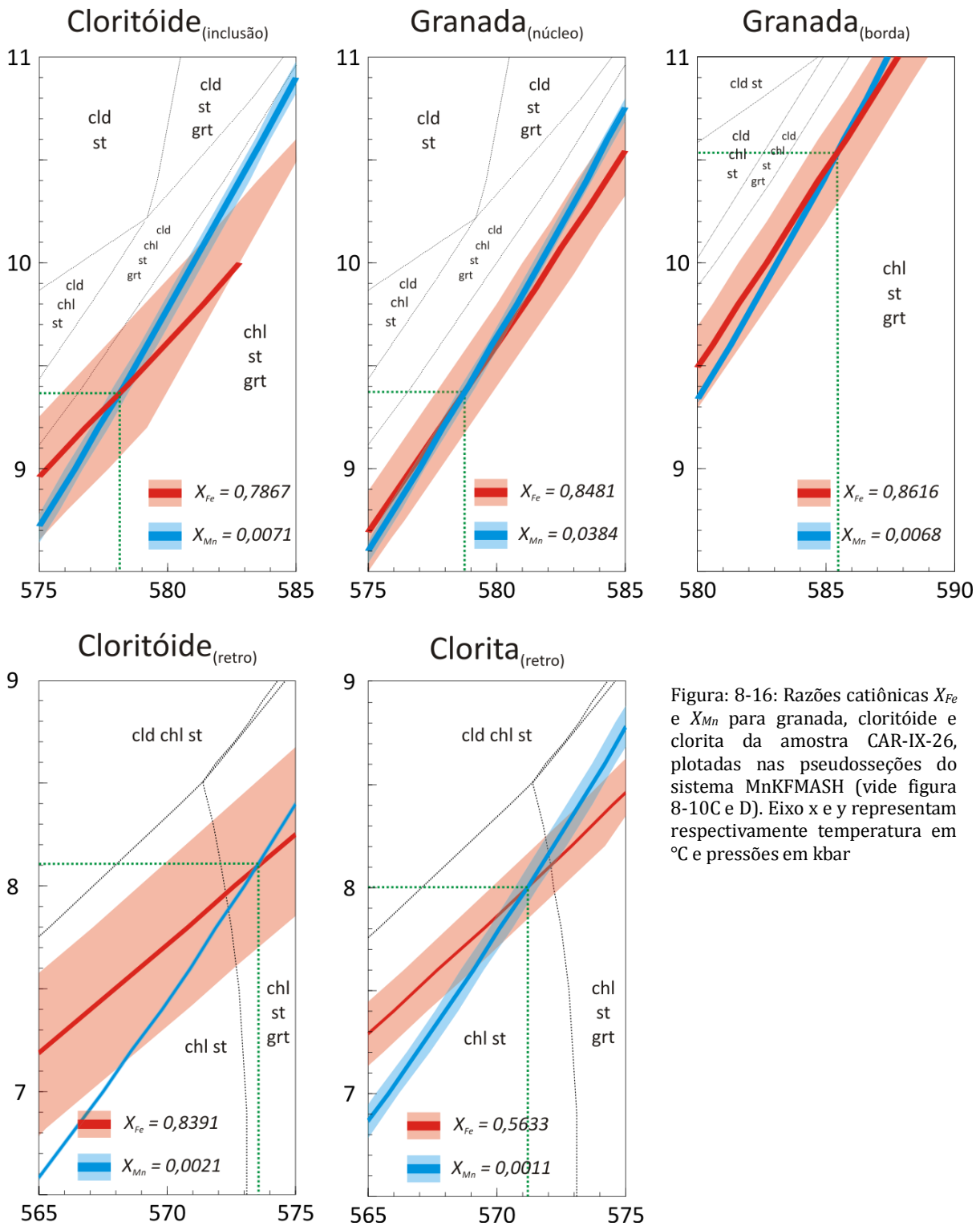


Figura: 8-16: Razões catiônicas X_{Fe} e X_{Mn} para granada, cloritóide e clorita da amostra CAR-IX-26, plotadas nas pseudosseções do sistema MnKFMASH (vide figura 8-10C e D). Eixo x e y representam respectivamente temperatura em °C e pressões em kbar

No campo granada-estauroлита-сianita, os intervalos de valores das isopleias de estauroлита ($X_{Fe} = 0,801$ a $0,0,856$ e $X_{Mn} = 0,001$ a $0,005$) e de granada ($X_{Fe} = 0,766$ a $0,840$ e $X_{Mn} = 0,011$ a $0,076$), calculados na pseudosseção, são inferiores aos obtidos nas análises químicas.

A borda da granada da amostra CAR-IX-26 apresenta valores de $X_{Fe} = 0,860$ a $0,875$ e $X_{Mn} = 0,258$ a $0,253$, próximos dos obtidos para o núcleo, correspondendo a 10,4 kbar e 584°C. Na estauroлита, as razões catiônicas ($X_{Fe} = 0,854$ e $X_{Mn} = 0,002$) marcam condições de pressão mais alta, cerca de 14 kbar e temperaturas da ordem de 588°C.

As condições de retrometamorfismo foram calculadas a partir da associação estauroлита + clorita + cloritóide, observada em diversas amostras da região. Os resultados obtidos foram de 8,03 kbar e 570°C, concordantes com o campo cloritóide-clorita-estauroлита.

Nos campos em que as paragêneses de pico metamórfico são observadas, os valores das isopleias X_{Fe} e X_{Mn} , não são concordantes com os valores medidos nos minerais das amostras. A diferença é atribuída a dois fatores: (i) às incertezas das posições no espaço $P-T$ das curvas, das divisões dos campos e pontos nas pseudosseções, as quais não são apresentadas nos diagramas; (ii) a composição química de rocha total usada na construção dos diagramas é diferente daquela que representa a composição química efetiva na qual os minerais se desenvolveram, o que é designado de volume de equilíbrio por Stuwe (1997). A posição das isopleias e dos outros elementos das pseudosseções apresentam pequena variação, da ordem de 5°C e 0,2 kbar e não devem mudar significativamente. A composição da rocha já é mais problemática, pois não necessariamente o volume de equilíbrio é igual à composição da rocha. Para se corrigir a diferença entre as composições químicas dos minerais com a posição das isopleias, o modelamento metamórfico deve ser feito com a extração de quantidade maior de granada, e as pseudosseções devem ser calculadas de maneira interativa, ou seja, para cada fração de porfiroblasto formada, o equivalente de sua composição deve ser retirado da composição total do modelamento.

8.5.2. GEOTERMOBAROMETRIA OTIMIZADA

As condições P - T foram calculadas com o THERMOCALC, no modo “*avPT*”, com o método de termobarometria otimizada, seguindo o protocolo recomendado por Powell & Holland (1994). Análises químicas das diferentes fases minerais são escolhidas e tratadas com o programa “A-X”, para obtenção de valores das atividades dos membros finais. Com os valores das atividades as condições P - T são calculadas com o programa THERMOCALC a partir de um número mínimo de reações linearmente independentes que envolva todos os membros finais. Os resultados obtidos estão sintetizados na tabela 8-2.

Tabela 8-2: Condições P - T obtidas através da geotermobarometria otimizada

<i>amostra</i>	<i>assoc. mineral</i>	<i>P (kbar)</i>	<i>T (°C)</i>	<i>correl.</i>
SC-08	st-chl-cld-ms-qtz	10,63 ±1,59	564 ±22	-
SC-36(1)	grt-chl-cld-ms-qtz	10,0 ±1,70	578 ±8	0,030
SC-36(2)	grt-chl-cld-ms-qtz	10,1 ±1,70	577 ±8	0,019
SC-30B	ky-st-grt-ms-qtz	12,5 ±2,2	602 ±37	-0,732
CAR-IX-26	ky-st-grt-ms-qtz	12,8 ±2,3	602 ±26	-
CAR-IX-26 _(retro)	cld-chl-st-grt-ms-qtz	8,0 ±2,7	543 ±23	0,840

Os resultados P - T obtidos para as amostras da Serra da Estância apresentam pequenas discordâncias em relação às pseudosseções construídas (figura 8-18). As elipses referentes às amostras SC-36 sobrepõem o campo referente à sua paragênese apenas no diagrama feito a partir dos dados de FRX. A janela P - T com base na pseudosseção foi definida entre 12,2 a 13,0 kbar e 571 a 584°C, no campo cloritóide-clorita-granada, enquanto que os cálculos P - T em 10,0 ± 1,7 kbar e 577 ± 8 °C. Para a amostra SC-08, a elipse situa-se sobre o campo cloritóide-clorita-estauroлита apenas na pseudosseção em que foi extraído o núcleo de granada da composição total. O intervalo P - T nesse caso é de 8,6 a 11,4 kbar e 560 a 584 °C e o cálculo P - T 10,63 ± 1,59 kbar e 564 ± 22°C.

Como os resultados das amostras SC-36 provêm de amostras similares e coletadas no mesmo afloramento da amostra SC-07, que serviu para construção da pseudosseção da Serra da Estância, e as informações obtidas mostram boa concordância,

admite-se que os valores P - T para a associação cloritóide + clorita + granada + muscovita + quartzo são os mais confiáveis.

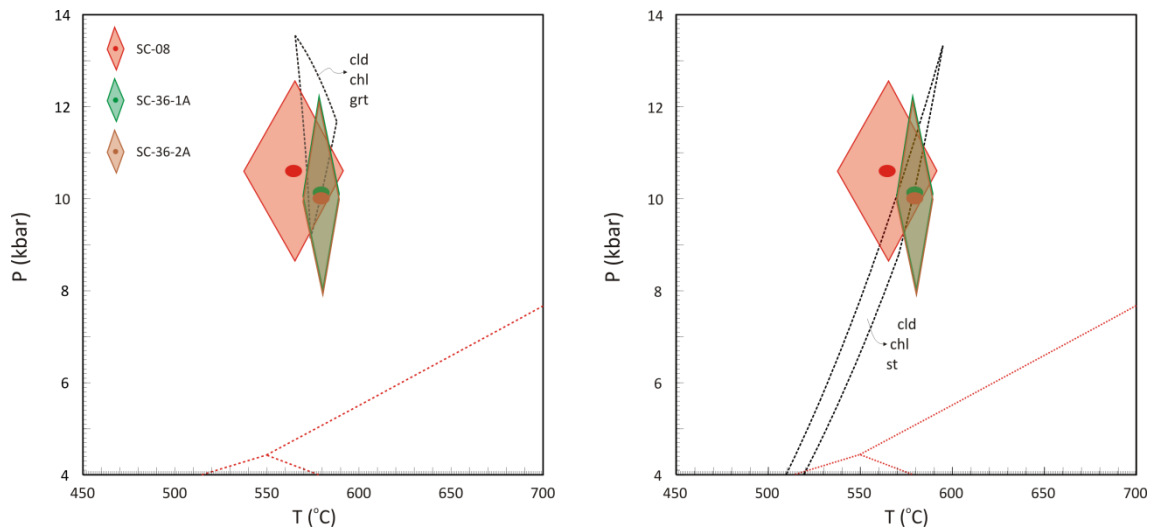


Figura 8-17: Comparação das condições P - T de pico metamórfico calculadas pelo método de geotermobarometria otimizada com as pseudosseções no sistema MnKFMASH para as amostras da Serra da Estância.

Na Serra das Bicas, as elipses construídas são concordantes entre si e com o campo referente ao pico metamórfico estaurólita-granada-cianita em ambas pseudosseções (figura 8-19).

Os intervalos de sobreposição das elipses de cada amostra sobre o campo de estabilidade estaurólita-granada-cianita na pseudosseção elaborada com extração do núcleo de granada são entre 9,9 e > 14 kbar e 589 a 650°C, para a amostra SC-30B e de 11,9 a > 14 kbar e 589 a 628°C, para a amostra CAR-IX-26. Os respectivos cálculos P - T para essas amostras fornecem os valores $12,5 \pm 2,2$ kbar e $602 \pm 37^\circ\text{C}$ e $12,8 \pm 2,3$ kbar e $602 \pm 26^\circ\text{C}$.

A associação retrometamórfica com clorita + cloritóide que cresceu sobre estaurólita fornece valores P - T confiáveis, com incerteza considerável para pressão, mas sendo correlacionáveis com as pseudosseções. O intervalo de estabilidade definido para a paragênese está entre 4,5 a 9,5 kbar e 516 a 567°C, enquanto o cálculo P - T é de $8,0 \pm 2,7$ kbar e $543 \pm 23^\circ\text{C}$.

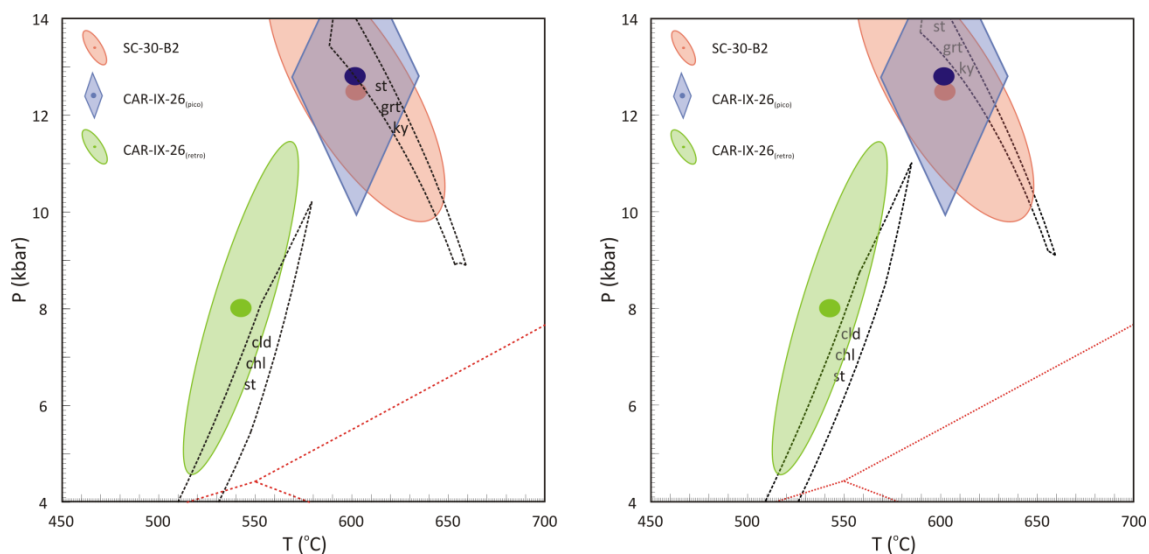


Figura 8-18: Comparação das condições P - T de pico metamórfico e retrometamorfismo calculadas pelo método de geotermobarometria otimizada com as pseudosseções no sistema MnKFMASH para as amostras da Serra das Bicas

8.6. TERMOMETRIA EM RUTILO

A aplicação e aprimoramento do termômetro baseado na concentração de Zr em rutilo são apresentados em trabalhos relativamente recentes, tendo sua primeira calibração experimental efetuada por *Zack et al.*, (2004), seguida por diversos trabalhos (*Zack et al.*, 2005, *Watson et al.*, 2006, *Spear et al.*, 2006, *Ferry & Watson*, 2007, *Tomkins et al.*, 2007, entre outros).

Sendo o rutilo uma fase mineral comum às rochas metamórficas, a utilização desta técnica em estudos termobarométricos, em especial com relação à temperatura, acrescenta mais uma ferramenta na tentativa de se determinar com mais precisão as condições P - T de formação da rocha.

O trabalho de *Zack et al.*, (2004), baseou-se no estudo de 31 amostras de rochas metamórficas, num intervalo de temperatura entre 430 a 1100°C, a partir de análises de microsonda eletrônica. A equação para determinar a temperatura é:

$$8.7 \quad T \text{ (}^\circ\text{C)} = 127,8 \times \ln (\text{Zr}_{\text{ppm}}) - 10$$

Nesta calibração os autores admitem que a concentração de Zr no rutilo seria condicionada apenas pela temperatura, não sendo afetada por variações de pressão.

O erro associado ao método encontra-se na ordem de 50 °C, valor próximo de 10% da temperatura estimada para as amostras escolhidas. Segundo Zack *et al.*, (2004), os resultados obtidos quando comparados com os dados já existentes para as amostras selecionadas, exibem um erro de aproximadamente 10 °C, indicando certa consistência do método.

A calibração efetuada por Tomkins *et al.*, (2007) difere da descrita acima, por utilizar dados experimentais, e admitindo que indica que não só a temperatura, mas a pressão também condiciona a variação do teor de Zr no mineral. As equações para determinação da temperatura dependem da zona de estabilidade do quartzo (alfa e beta) e coesita. A equação utilizada neste trabalho foi:

$$8.8 \quad T \text{ (}^\circ\text{C)} = \frac{83,9 + 0,410P}{0,1428 - R \ln \varphi} - 273,$$

onde P é a pressão em *kbar*, R é a constante dos gases (0,0083144 kJ K⁻¹) e φ representa o teor de Zr em ppm.

Ambas as reações serão comparadas com as pseudo-seções construídas para se observar se há consistência entre os resultados das duas técnicas, e se a pressão influencia nas temperaturas obtidas.

RESULTADOS

Foram escolhidas duas amostras (SC-09 e SC-30B), em diferentes graus metamórficos e com a maior quantidade de grãos de rutilo. No termo de fácies xisto-verde, o rutilo é bastante fino (grãos com menos de 10 µm de diâmetro), de coloração amarelada, fraturado, disperso pela matriz, formando glomérulos alongados, geralmente associados com quartzo e cloritóide (figura 8-20). Na amostra da fácies anfibolito, o mineral tem granulometria pouco superior, coloração amarronzada, ocorrendo incluso em porfiroblastos de estaurolita e granada. Os resultados são apresentados nas tabelas 8-3e 8-4.

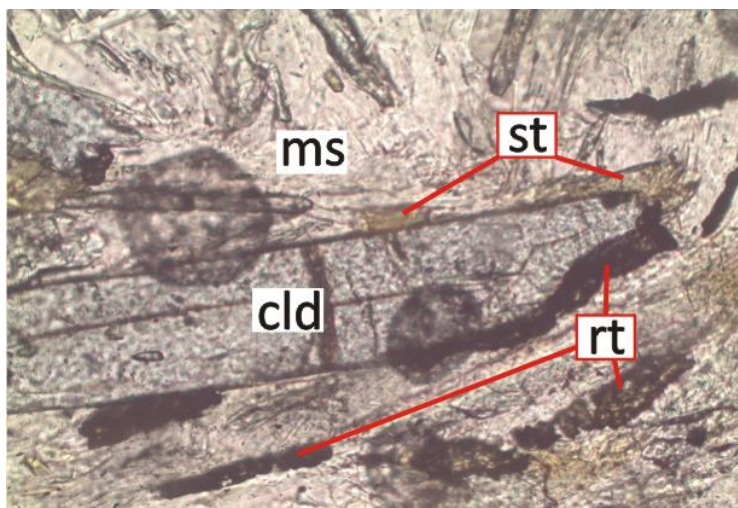


Figura 8-19: Detalhe de grão de cloritóide envolto por muscovita, estaurolita e glómerulos de rutilo (amostra SC-09). Lado maior da foto: 0,65mm.

A comparação entre as temperaturas de rutilo e as pseudoseções das amostras é apresentada na figura 8-21. Foram plotados valores de temperatura referentes aos intervalos de pressão do pico metamórfico de cada amostra, sendo de 9 a 11 kbar para a amostra SC-09 e 11 a 13 Kbar para a amostra SC-30B (tabela C-6 – Apêndice C). Para a rocha da fácies xisto-verde (figura 8-21A), as temperaturas obtidas encontram-se em um intervalo restrito entre 527 e 542°C para pressão de 10 Kbar. Esse intervalo sobrepõe apenas parte do campo referente à paragênese observada na rocha, porém a pressões abaixo do estimado pela termobarometria (inferiores a 6 kbars). A diferença de pressão observada indica que possivelmente o sistema químico do rutilo tenha se fechado antes de entrar no campo cloritóide-clorita-estaurolita, a pressões mais próximas de 8 a 9 kbars.

Para a amostra SC-30B (figura 8-21B), o intervalo de temperatura do rutilo em pressões de 12 kbar encontra-se entre 588 e 665°C, sendo mais alto e mais amplo do que a da outra amostra. O intervalo sobrepõe uma quantidade maior de campos na pseudoseção referente à amostra, incluindo o campo considerado como de estabilidade para a rocha - granada-estaurolita-cianita.

Tabela 8-3: Temperaturas obtidas para grãos de rutilo da amostra SC-09 a 10 kbar de pressão, através das calibrações apresentadas. Análises: 17, 20 e 21 = grãos da matriz, 24 = grão associado ao cloritóide

Análise	17	20	21	24
ZrO₂ (%)	0,007	0,009	0,009	0,007
ZrO₂ ppm	70	90	90	70
Zr ppm	51,823	66,629	66,629	51,823
Pressão	10	10	10	10
Zack et al., 2004				
T (°C)	494,53	526,65	526,65	494,53
Tomkins et al., 2007				
φ	7953,21	10214,56	10214,56	7953,21
T (°C)	527,17	542,67	542,67	527,17

Tabela 8-4: Temperaturas obtidas para grãos de rutilo da amostra SC-30B a 12 kbar de pressão, através das calibrações apresentadas. Análises: 2, 7 e 7.1 = grãos inclusos em granada, 4 = grão associado a mineral opaco, 6 e 9 = grãos da matriz

Análise	2	2.1	4	6	7	7.1	9
ZrO₂ (%)	0,023	0,027	0,044	0,016	0,02	0,018	0,023
ZrO₂ ppm	230	270	440	160	200	180	230
Zr_{ppm}	170,274	199,887	325,742	118,452	148,064	133,258	170,27
Pressão	12	12	12	12	12	12	12
Zack et al., 2004 - CMP							
T (°C)	646,56	667,05	729,46	600,18	628,70	615,23	646,56
Tomkins et al., 2007 - JMG							
φ	25908,77	30349,83	49015,08	18091,10	22565,50	20330,70	25908,77
T (°C)	614,44	626,42	664,99	588,47	604,26	596,73	614,44

Análises em grãos inclusos em porfiroblastos de granada marcam temperaturas mais próximas das paragêneses de pico metamórfico para as rochas da fácies xisto-verde, indicando que núcleos de granadas se formaram em condições próximas às admitidas para o extremo inferior do gradiente metamórfico da *Klippe Carrancas*.

O valor mais alto de temperatura corresponde a análise 4, cujo grão de rutilo encontra-se na matriz em contato com um mineral opaco. Esse resultado indica que o sistema químico do mineral possa ter se fechado próximo ao pico metamórfico, e que a temperatura em questão seja muito próxima do pico.

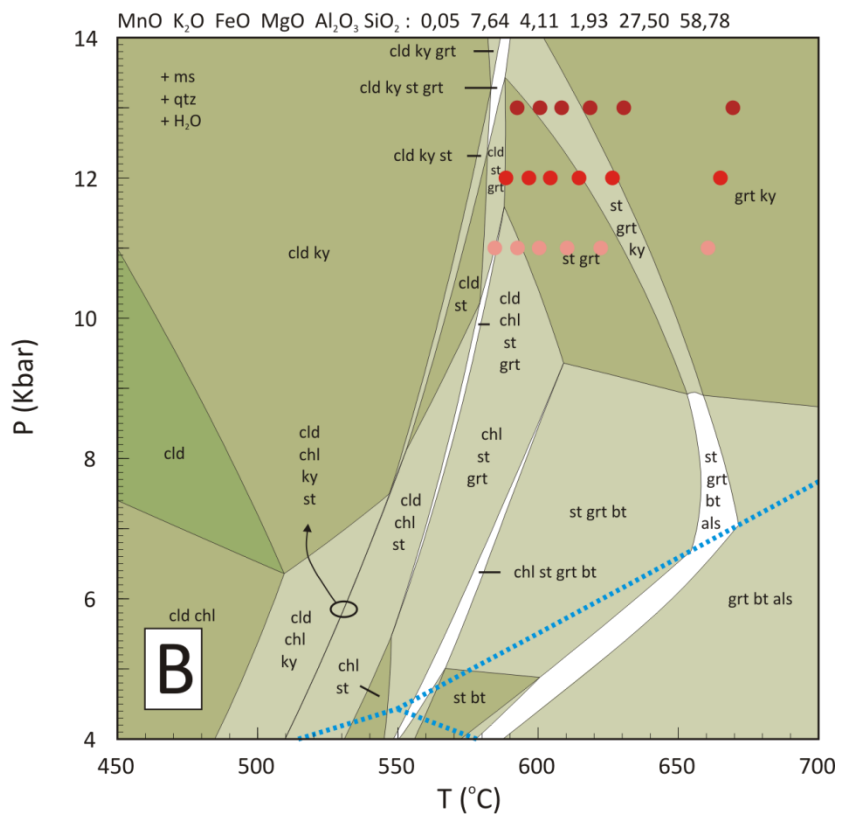
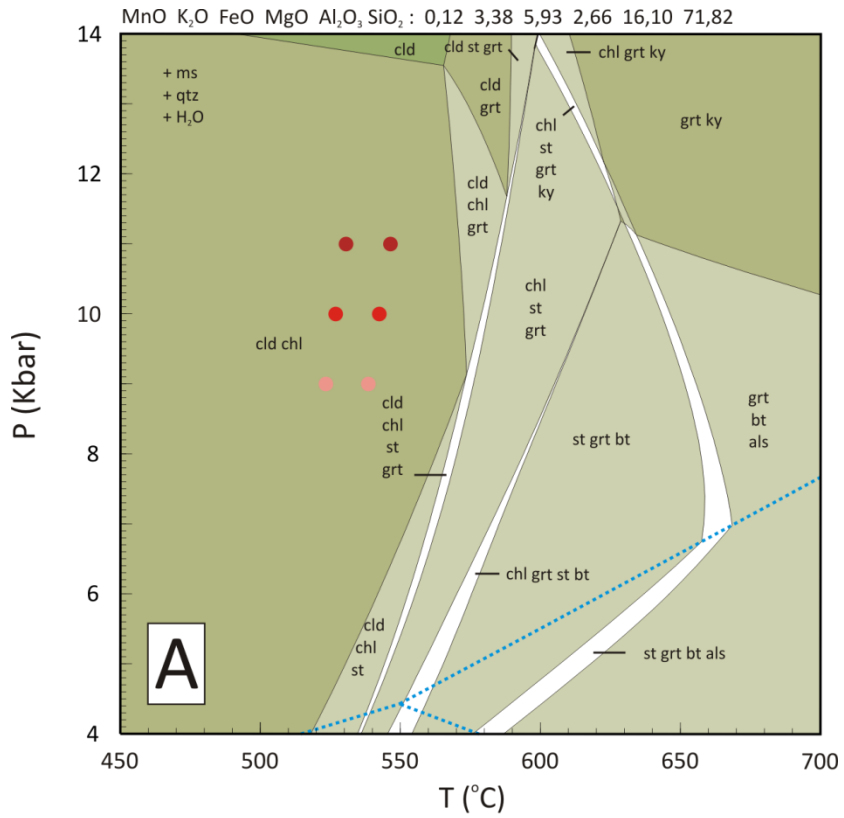


Figura 8-21: Valores de temperatura em diferentes pressões para cada amostra analisada. (A) Serra da Estância e (B) Serra das Bicas

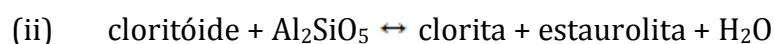
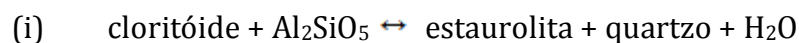
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

9.1. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

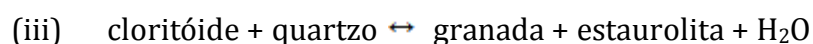
Os resultados apresentados neste trabalho permitem compreender com maior clareza as condições de metamorfismo da *Klippe* Carrancas na sua região central, entre os municípios de Itumirim e Carrancas. O mapa metamórfico da área estudada apresenta diferenças em relação aos dados existentes na bibliografia, acrescentando informações importantes acerca da distribuição das paragêneses metamórficas, principalmente com relação ao aparecimento da estauroлита. A delimitação das isógradas estauroлита-in, cloritóide-out, clorita-out e cianita-in foi feita de forma direta, com base em observação da distribuição das paragêneses minerais na região central da *klippe* combinando informações de campo e petrográfica.

O sinforme da *klippe* expõe ao sul de Itumirim, a unidade Na₃ (quartzito e quartzito micáceo verde) que representa a base da estrutura com paragênese de fácies xisto-verde (cloritóide + clorita + cianita + muscovita + quartzo). Nas porções de relevo mais elevado, observa-se no centro da estrutura que a unidade Na₄ (filito / xisto grafitoso porfiroblástico) exhibe paragêneses de fácies xisto-verde superior (cloritóide + clorita + granada + muscovita + quartzo) a anfíbolito (estauroлита + cloritóide + clorita + muscovita + quartzo e estauroлита + granada + clorita + muscovita + quartzo) indicando aumento das condições do metamorfismo (vide seção geológica 5-4C).

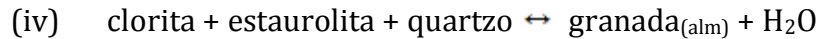
A passagem para a fácies anfíbolito, delimitada no mapa pela isógrada estauroлита-in, ocorre com o desaparecimento de cianita e consumo de cloritóide e está associada à formação de estauroлита segundo as reações:



As condições do metamorfismo aumentam para sul, pois na Serra do Galinheiro ocorre o desaparecimento de cloritóide (isógrada cloritóide -out), seguido do da clorita (isógrada clorita -out) pelas seguintes reações:

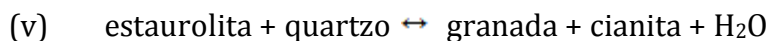


e



A reação de quebra final do cloritóide (iii) marca a segunda isógrada da estauroлита. A reação (iv) marca o desaparecimento da clorita, com consumo de estauroлита para formação de granada. Inclusões de estauroлита parcialmente mimetizadas em granada (vide figura 4-12) indicam que a reação ocorreu nas rochas estudadas.

O aumento das condições do metamorfismo continua na Serra do Pombeiro, em que ocorre o reaparecimento de cianita (cianita-in), agora em paragênese com granada e estauroлита, sendo formada a partir da quebra da estauroлита, via reação divariante:



Na associação mineral da amostra CAR-VII-141 localizada na Serra de Carrancas, observa-se a presença de biotita e sillimanita, associadas respectivamente às bordas de grãos de granada e estauroлита. O aspecto textural do filossilicato, bordejando porfiroblastos de granada e estauroлита, indica que o mineral seja retrometamórfico. A sillimanita, por sua vez, ocorre associada à muscovita e estauroлита formando desde agregados fibrosos até pequenos cristais tabulares. A presença de ambos minerais na amostra é interpretada como resultado de descompressão, já que os campos de estabilidades destes minerais se encontram em pressões inferiores à paragênese de pico metamórfico. Portanto pode-se concluir que as rochas da Serra de Carrancas não atingiram as condições do pico metamórfico na típica zona da cianita, a qual exige a coexistência de cianita e biotita e sim na zona da cianita + estauroлита.

Em relação aos mapas metamórficos publicados anteriormente as diferenças recaem sobre a posição da isógrada estauroлита-in, e na fácies metamórfica predominante na *Klippe* Carrancas. Ao contrário do que foi apresentado em Ribeiro & Heilbron, 1982, Heilbron 1985, Peternel *et al.*, 2005, Trouw *et al.*, 2004 e Trouw *et al.*, 2006, o aparecimento de estauroлита nas rochas ocorre na Serra do Campestre (amostra NESG-161 – Campos Neto *et al.*, 1999), permanecendo estável nas Serras da Estância (amostras SC-08 e 09 deste trabalho) e do Pombeiro, segundo Rocha & Trouw (2001). Dessa forma, admite-se que toda a porção norte da *klippe*, desde a Serra do Faria até a

Serra do Pombeiro, encontra-se metamorfizada na fácies anfibolito inferior, com estauroлита estável em presença de cloritóide e clorita.

GEOTERMOBAROMETRIA

As condições *P-T* obtidas pela técnica de geotermobarometria via isopletras forneceu valores consistentes e coerentes com as paragêneses observadas, quando elaboradas no sistema químico KFMASH. Há forte correlação das razões X_{Fe} dos minerais estudados com os campos de estabilidade nas pseudosseções. Os intervalos *P-T* definidos pela geotermobarometria otimizada foram comparados com os campos de estabilidade das pseudosseções no sistema químico MnKFMASH e apresentam ótima concordância (figura 9-1). Os resultados apresentados da tabela 9-1 referem-se à intersecção dos intervalos *P-T* obtidos pelas técnicas aplicadas para geotermobarometria com os campos de estabilidade referentes às paragêneses metamórficas.

As condições de metamorfismo na Serra da Estância determinadas através das isopletras X_{Fe} são de $10,65 \pm 0,45$ kbar e $586 \pm 2^\circ\text{C}$. Pela técnica de geotermobarometria otimizada os resultados são de $10,0 \pm 1,7$ kbar e $577 \pm 8^\circ\text{C}$ (figura 9-1). No sistema MnKFMASH não há concordância entre as isopletras composicionais e os minerais analisados, mas o campo *P-T* da paragênese do pico metamórfico (estauroлита-granada-clorita-cloritóide-muscovita-quartzo) é delimitado em temperaturas de 535 a 598°C e pressões entre 9 e 12 kbar.

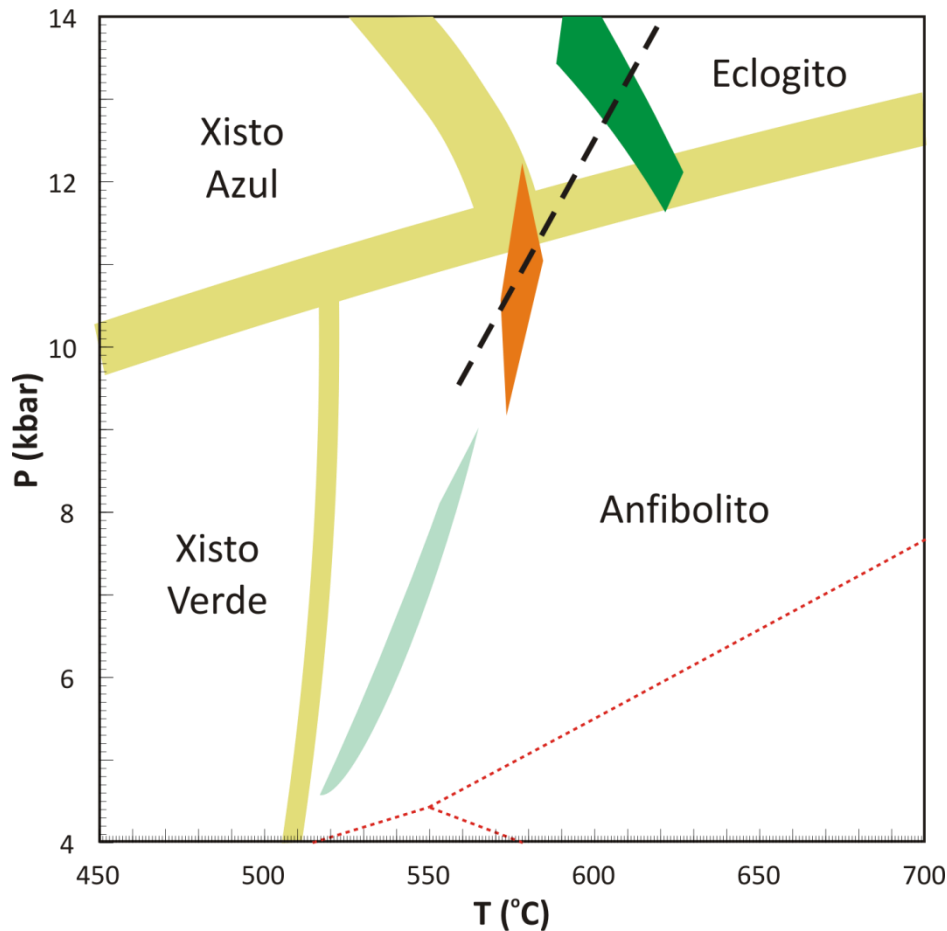


Figura 9-1: Intervalos P - T do metamorfismo da *Klippe* Carrancas. Condições de metamorfismo da Serra da Estância em laranja e em tons de verde condições da Serra das Bicas (escuro – pico metamórfico, claro – retro-metamorfismo). Linha tracejada indica o gradiente metamórfico de campo da *klippe*. Fácies metamórficas segundo Winter (2010)

Na Serra das Bicas os resultados P - T obtidos para o pico metamórfico foram de $12,15 \pm 1,5$ kbar e $630 \pm 10^\circ\text{C}$, baseado em geotermobarometria via isopletras, e de $12,95 \pm 1,05$ kbar e $608,5 \pm 19,5^\circ\text{C}$, geotermobarometria otimizada. O campo delimitado na pseudosseção do sistema MnKFMASH para o pico metamórfico (estauroлита-granada-cianita-muscovita-quartzo) dessa amostra está entre 8,9 e pressões acima de 14 kbar e 588 e 659°C . A associação retrometamórfica forneceu valores de $5,2 \pm 1,2$ kbar e $537,5 \pm 15,5^\circ\text{C}$, valores obtidos usando as isopletras e as razões X_{Fe} dos minerais retrometamórficos, e de $7 \pm 2,5$ kbar e $541,5 \pm 25,5^\circ\text{C}$ com uso de geotermobarometria otimizada.

Quando plotados contra diagrama de distribuição das fácies metamórficas (Winter 2010), as condições de pico metamórfico das rochas da Serra das Bicas

posicionam no extremo superior da fácies anfibolito e na fácies eclogito, com retro-metamorfismo ainda na fácies anfibolito.

O caráter retrometamórfico admitido para a biotita e a ocorrência de sillimanita na Serra de Carrancas, indicam que as rochas sofreram forte descompressão (± 7 kbar), atingindo o campo granada-estauroлита-sillimanita-biotita sob pressões inferiores a 7 kbar e temperatura da ordem de 590 a 650°C, seguida por resfriamento isobárico entre 550 e 510°C, no campo cloritóide-clorita-estauroлита (figura 9-2).

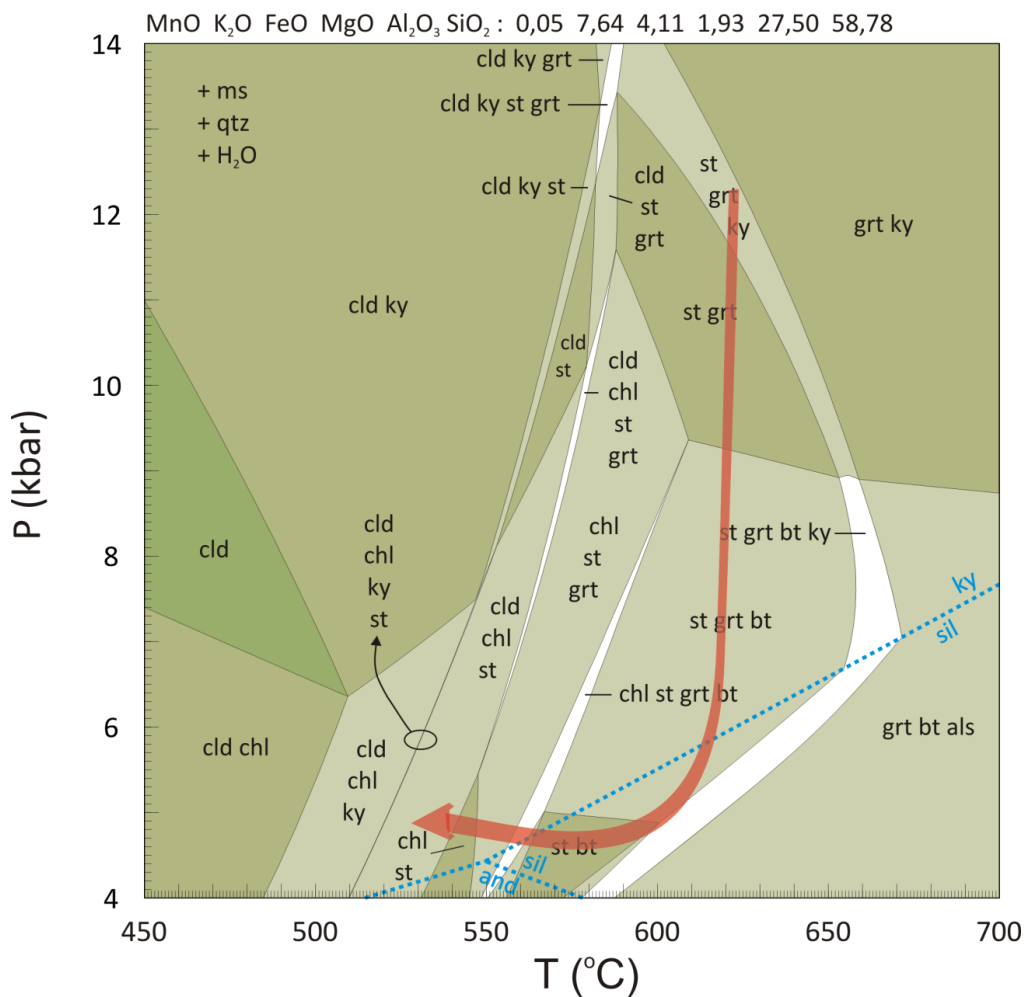


Figura 9-2: Caminhamento metamórfico para as rochas da *Klippe* Carrancas na região da Serra de Carrancas e das Bicas. Pseudosseção no sistema MnKFMASH construída a partir da composição química da amostra SC-30B

A ocorrência de sillimanita nas rochas atribuídas ao Carrancas é conhecida na sequência alóctone Madre de Deus (Campos Neto *et al.*, 2007 e Heilbron, 1985). O aparecimento do aluminossilicato é interpretado como produto reação de quebra da estauroлита em pressões mais baixas, relacionada ao desenvolvimento da Faixa Ribeira (Peternel *et al.*, 2005). Não existem dados que permitam relacionar indubitavelmente a

origem da sillimanita e da biotita na Serra de Carrancas a evento metamórfico distinto do admitido para todo o restante da estrutura e aqui é preferida a interpretação da sua origem durante a descompressão.

Os eventos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento das foliações S_1 e S_2 são concomitantes com o metamorfismo das rochas da *Klippe* Carrancas. O fato é comprovado pelas trilhas de inclusões preservadas em granada e estaurolita, as quais registram S_1 ou estágio precoce de S_2 , além de grãos de cloritóide estirados e dobrados. A foliação S_3 é reconhecida como pós-pico metamórfico deformando os minerais que definem S_2 , estando associada com o desenvolvimento de paragêneses retro-metamórficas, tais como crescimento de muscovita, cloritóide e clorita sobre a foliação S_2 e sobre porfiroblastos de granada e estaurolita.

As temperaturas obtidas através da termometria em rutilo apresentam concordância com o modelamento metamórfico apenas para a amostra da Serra das Bicas, 588 a 665°C (figura 8-21B), em que o intervalo de temperatura sobrepôs o campo de estabilidade granada-estaurolita-cianita. Para a amostra da Serra da Estância os valores de temperatura, 527 a 542°C (figura 8-21A), são inferiores aos esperados, posicionando-se sobre o campo cloritóide-clorita. A diferença entre as temperaturas obtidas em rutilo e os campos de estabilidade das pseudosseções indica que na Serra da Estância, o mineral teve seu “fechamento químico” após serem atingidas as condições do pico metamórfico, durante o resfriamento. Já na Serra das Bicas, o mineral grava as condições do pico do metamorfismo.

9.2. IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS

Para a seção estudada da *Klippe* Carrancas, as condições calculadas para o pico metamórfico entre as serras da Estância e das Bicas indicam diferença entre 2 a 2,5 kbar, o que implica que a unidade foi soterrada a profundidades entre trinta e sete e quarenta e seis quilômetros (crosta de densidade média 2,7 g/cm³), gerando diferença de profundidade de pouco menos de nove quilômetros entre as rochas das duas serras. A espessura de nove quilômetros entre as profundidades de soterramento das rochas da Serra da Estância e das Bicas pode representar variação de espessura das unidades

sobrepostas ao Sistema de *Nappes* Carrancas, ou seja, essas rochas foram soterradas por pilha de espessura não uniforme.

A distância lateral entre as duas serras é de aproximadamente trinta e cinco quilômetros. Uma variação de espessura de nove quilômetros em uma distância tão pequena é inconsistente com o que é observado na natureza. A cadeia de montanhas com os picos mais altos do planeta, os Himalaias, apresenta variação de altura de aproximadamente oito quilômetros em cerca de cento e cinquenta quilômetros de distância. Consequentemente a inclinação do relevo sobre a *Klippe* Carrancas deveria ser quatro vezes maior que a dos Himalaias, condição estrutural que não seria suportada.

Os resultados de pressão calculados são consistentes com os métodos aqui aplicados (termobarometria com a química dos minerais e cálculo das pseudosseções usando a rocha total e a química dos minerais). Isso implica que a Zona de Cisalhamento Três Corações teve efeito importante deslocando as zonas não só lateralmente, mas também verticalmente, colocando próximas rochas que estavam soterradas em profundidades bem diferentes. Não é possível saber com absoluta certeza se os valores calculados de pressão são verdadeiros e, consequentemente, se a espessura de crosta envolvida entre as duas serras seria de nove quilômetros. Porém os dados são consistentes com todos os métodos utilizados e assim são apresentados.

Os intervalos *P-T* estimados para o pico metamórfico das rochas da *Klippe* Carrancas encontram-se em regime bórico superior ao tipo barroiano. Valores de pressão da ordem de 10 a 12 kbar a temperaturas entre 500 e 650°C, posicionam as rochas entre os regimes de média e alta pressão, no limite entre as fácies anfibolito e eclogito (figura 9-3). Os dados existentes para os Sistemas de *Nappes* Andrelândia mostram que estas rochas atingiram o pico metamórfico na fácies anfibolito (8 a 10 kbar e 650 a 710°C - Motta, 2009), tendo sido retrometamorfizadas no limite das fácies xisto-verde e anfibolito (temperatura mínima inferior a 550°C - figura 9-3).

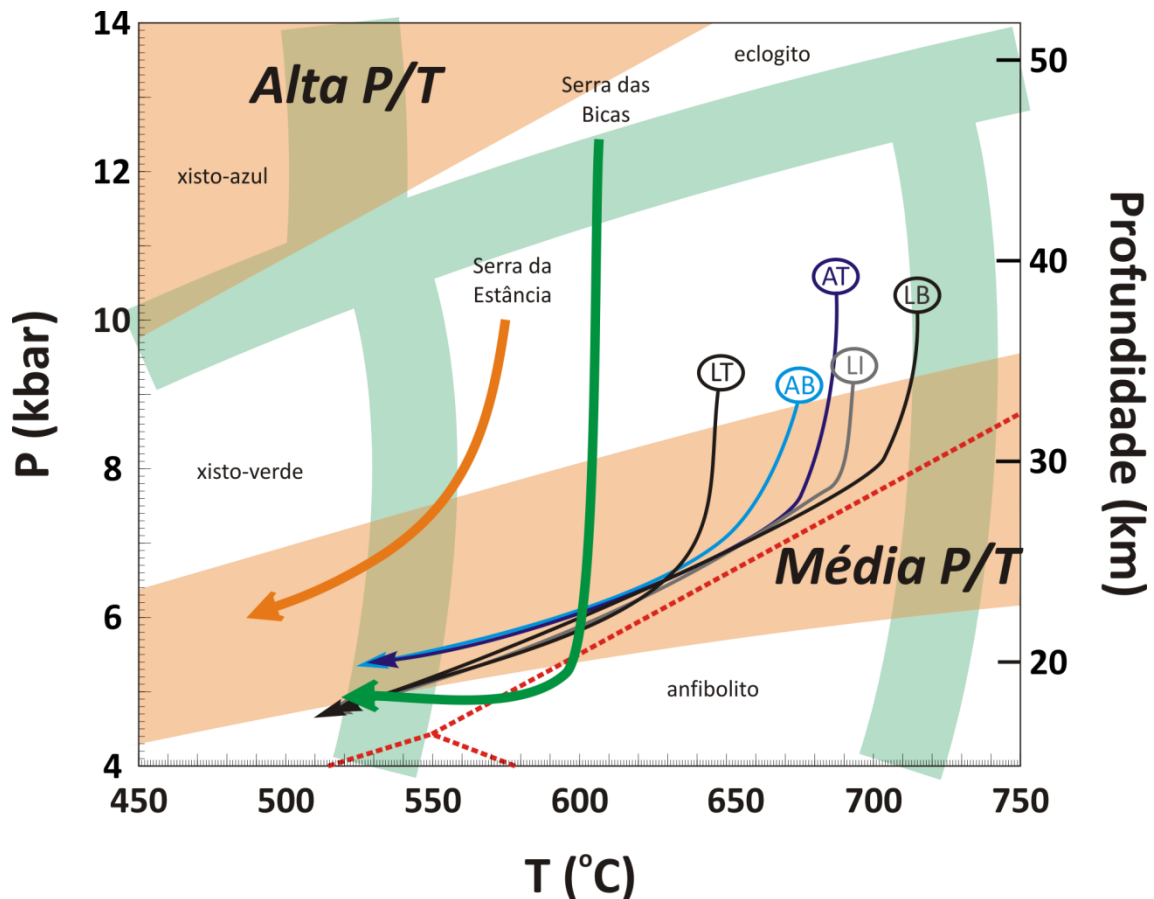


Figura 9-3: Diagrama *P-T-Profundidade* com as condições de metamorfismo da *Klippe Carrancas* (caminhamento aproximado em laranja e verde) e das *Nappes Liberdade* (LB = base, LI = intermediária; LT = topo) e *Andrelândia* (AB = base e AT = topo). Regimes de metamorfismo de Alta *P/T* e Média *P/T* marcados em laranja-claro (Turner, 1981); limites das fácies metamórficas segundo Winter, 2001. Caminhamento metamórfico das *Nappes Liberdade* e *Andrelândia* extraído de Motta, 2009

A espessura aparente do Sistema de *Nappes Andrelândia* é de seis mil e quinhentos metros (Campos Neto *et al.*, 2007). Essa espessura é equivalente a diferença de pressão observada entre os valores do Sistema de *Nappes Andrelândia* e da *Klippe Carrancas*. Assim como ocorre na *Nappe Andrelândia* (Garcia *et al.*, 2003), a *Klippe Carrancas* exhibe padrão metamórfico inverso, com aumento do metamorfismo em direção ao topo da estrutura.

As hipóteses para explicar o desenvolvimento do gradiente metamórfico invertido, tendo como base a cadeia de montanhas dos Himalaias (figura 9-2), são:

- (a) Transferência de calor do teto (quente) para a lapa (fria) em falhas de empurrão regionais (Lefort 1975);
- (b) Aquecimento por fricção em zonas de cisalhamento e/ou por migração de fluidos quentes ao longo da estrutura (Harrison *et al.*, 1997);

- (c) Deformação das isógradas por cisalhamento dúctil (Vannay & Grasemann, 2001);
- (d) Extrusão dúctil (Grujic *et al.*, 1996);
- (e) Fluxo de canal (*channel flow*) com deformação das isotermas na crosta superior (Jamieson *et al.*, 2004).

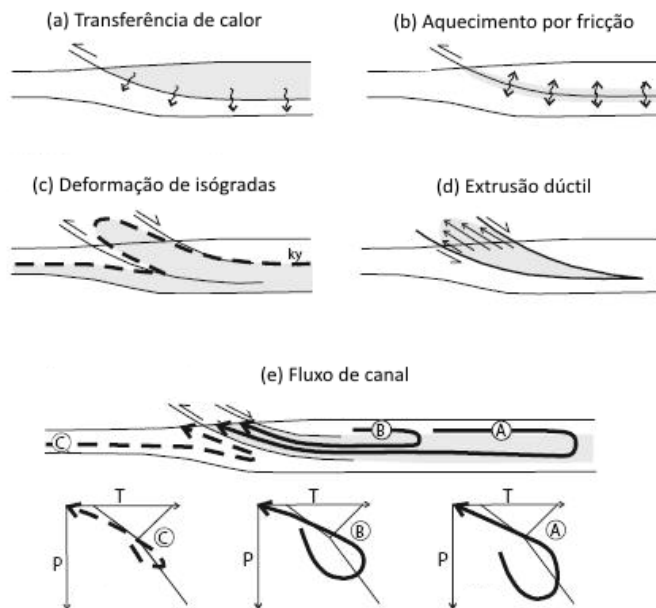


Figura 9-4: Diagrama com modelos para geração de gradiente metamórfico invertido no “Higher Himalayan Crystalline Sequence”. Modificado de Jamieson *et al.*, 2004)

De acordo com a estruturação da Faixa Brasília Meridional, o único modelo que pode ser descartado facilmente é o de aquecimento por fricção. Os modelos “c” e “d” são variações de um mesmo tema e já foi proposto para explicar a inversão metamórfica das rochas do Grupo Araxá na região de São Sebastião do Paraíso, MG (Simões *et al.*, 1988). A colocação de “lascas” tectônicas sobre as rochas da *Klippe* Carrancas, através de grandes cavalgamentos, o modelo por transferência de calor seria mais ou menos equivalente ao efeito da sobreposição e interferência da Faixa Ribeira sobre a Faixa Brasília, como proposto por Trouw *et al.* (2000a, b).

A disposição das isógradas no sul de Minas Gerais indica aumento do metamorfismo para sul-oeste, na direção da Faixa Ribeira. Segundo alguns autores (Peternel *et al.*, 2005, Trouw *et al.*, 2004), a direção da polaridade metamórfica indicaria que a estruturação do Sistema Orogênico Mantiqueira seria responsável pela

sobreposição de eventos metamórficos sobre o metamorfismo da Faixa Brasília, gerando a Zona de Interferência Brasília-Ribeira.

No entanto, as isógradas metamórficas reconhecidas nos sistemas de *nappes* do Orógeno Tocantins Meridional, ou sul da Faixa Brasília, foram deformadas durante a evolução do mesmo (exemplo na região de Carrancas em Heilbron, 1985), fazendo com que sua posição original não fosse preservada. A reconstituição do empilhamento tectônico da região mostra que a polaridade metamórfica aponta na direção sul-oeste, onde estariam os limites das placas Sãofranciscana e Paranapanema. Assim, é mais provável que o modelo “d” – extrusão dúctil - seja o responsável pela inversão metamórfica observada na *Klippe* Carrancas.

9.3. AVALIAÇÃO DA MODELAGEM METAMÓRFICA

O modelamento metamórfico através de pseudosseções é ferramenta extremamente útil para determinação dos campos de estabilidade das paragêneses metamórficas, além de permitir a previsão de quais associações minerais são estáveis ao longo de determinado intervalo *P-T*. As técnicas de geotermobarometria via razões catiônicas e otimizada forneceram resultados coerentes e compatíveis com as paragêneses metamórficas, a partir de associações minerais nas quais não era possível aplicar a geotermobarometria convencional ou clássica.

Como observado nas pseudosseções construídas para as rochas das Serras da Estância e das Bicas, nem sempre a composição química de rocha total representa fielmente o volume de equilíbrio responsável pelo desenvolvimento das paragêneses minerais. Na Serra da Estância a amostra utilizada na pseudosseção é bandada, exibindo heterogeneidade estrutural e mais importante, química. Dessa forma ao se determinar a composição química da rocha, colocam-se de lado as diferenças químicas internas, que condicionam a formação ou não de certos minerais. Para se corrigir essa imperfeição da modelagem o mais correto seria utilizar a composição de cada banda isolada em que se encontram os minerais da paragênese metamórfica. No entanto, como o bandamento chega a ser de escala de milímetros, é inviável a tentativa da obtenção da composição

química da rocha total por métodos convencionais de análise de rochas, como por exemplo, a fluorescência de raios-X.

O desequilíbrio químico entre a composição da rocha e dos minerais pode ser observada nos resultados da geotermobarometria via isopletras no sistema químico MnKFMASH, pois a maioria das intersecções das razões catiônicas encontram-se fora dos campos de estabilidade referentes às paragêneses analisadas. No caso da Serra das Bicas, em que o cianita-estauroilita-granada-quartzo-muscovita xisto porfiroblástico é homogêneo, foi possível além de determinar a paragênese de pico metamórfico da área, determinar as associações minerais de temperaturas mais baixas descritas na Serra da Estância. Nota-se então que a composição da rocha da Serra das Bicas deve representar melhor o volume de equilíbrio, permitindo modelagem metamórfica mais fiel para as rochas da *Klippe* Carrancas.

9.4. CONCLUSÕES

A *Klippe* Carrancas, frente alóctone do Sistema de *Nappes* Carrancas, está posicionada sobre a borda sul do Cráton do São Francisco, metamorfizada durante o Neoproterozóico (Trouw *et al.*, 2000a e b; Campos Neto *et al.*, 2004) em condições de fácies xisto-verde a anfibolito, em regime de alta pressão, beirando as da fácies eclogito. As condições de pico metamórfico determinadas pela geotermobarometria otimizada, aliada a pseudoseções, forneceu resultados de $10,0 \pm 1,7$ kbar e $577 \pm 8^\circ\text{C}$ para a Serra da Estância e $12,95 \pm 1,05$ kbar e $608,5 \pm 19,5^\circ\text{C}$ para a Serra das Bicas, com paragênese retrometamórfica estabilizada em $7 \pm 2,5$ kbar e $541,5 \pm 25,5^\circ\text{C}$. Estes resultados indicam que as rochas da *klippe* foram soterradas a profundidades da ordem de trinta e sete a quarenta e seis quilômetros, estando posicionadas na porção média de orógeno de proporções himalaianas. A presença de biotita e sillimanita em uma das amostras permite a interpretação de que as rochas sofreram forte descompressão (± 7 kbar) após o pico metamórfico, na fácies anfibolito-eclogito, seguido de resfriamento.

A paragênese mineral da amostra SC-36 (granada-clorita-cloritóide-muscovita-quartzo) é típica da fácies xisto-verde superior. No entanto os resultados da geotermobarometria colocam esta rocha na fácies anfibolito inferior (figura 9-3),

próxima ao limite entre as fácies xisto-azul e eclogito. Ao se estimar as paragêneses metamórficas a partir da composição química da rocha, observa-se que a distribuição dos minerais dentro das grades petrogenéticas depende principalmente do volume de equilíbrio, e que as classificações baseadas apenas em valores de pressão e temperatura podem colocar a rocha em uma fácies metamórfica não esperada. De acordo com a figura 9-3 o pico metamórfico da amostra da Serra das Bicas encontra-se na fácies eclogito. Com base na pseudosseção construída e em grade petrogenética do sistema KFMASH (figura 4 de Koons & Thompson, 1985), a associação mineral nestas condições de metamorfismo é a mesma observada na fácies anfibolito, sendo possível determinar a qual fácies a rocha pertence a partir das razões catiônicas minerais ou da correlação entre as atividades dos membros-finais nos minerais da paragênese.

A modelagem metamórfica com uso de pseudosseções fornece dados extremamente úteis para compreensão das condições *P-T* a que as rochas estudadas foram expostas. O estudo permitiu avaliar:

- (i) a influência da composição química de rocha total nas paragêneses estáveis dentro de determinado intervalo de pressão e temperatura;
- (ii) papel do Mn no campo de estabilidade da granada;
- (iii) influência da composição química da granada no volume de equilíbrio das rochas;
- (iv) verificar através da geotermobarometria via isopletras se a composição química da rocha e dos minerais encontra-se em equilíbrio.

O modelamento ideal deve ser feito de forma interativa, sendo que após o crescimento de cada porção de dado porfiroblasto, sua composição deve ser retirada da composição da rocha total para que a próxima parte do diagrama seja calculada. Ainda o THERMOCALC e o Perplex não permitem fazer isso com rotina direta, sendo necessário o cálculo manual após cada estágio de crescimento mineral, o que tornaria o modelamento extremamente moroso, estando fora do escopo do presente trabalho.

O mapa metamórfico deste trabalho complementa os mapas já existentes, mostrando que a maior parte da *Klippe* Carrancas se encontra na fácies anfibolito, com a isógrada estauroлита-in presente na Serra da Estância, ao sul da cidade de Itumirim. A posição das demais isógradadas (cloritóide-out, clorita-out e cianita-in) são as mesmas

descritas nos trabalhos anteriores (Ribeiro & Heilbron, 1982, Heilbron, 1985, Peternel *et al.*, 2005, Trouw *et al.*, 2004 e Trouw *et al.*, 2006).

As condições do metamorfismo crescentes na direção sul-oeste no sul de Minas Gerais acontecem pela continuidade da deformação da porção sul da Faixa Brasília, durante sua evolução. Ao se recompor a pilha tectônica de *nappes* (*Nappe* Socorro-Guaxupé, Sistemas de *Nappes* Andrelândia e Carrancas e *Nappe* Lima Duarte – Campos Neto *et al.*, 2007), a polaridade metamórfica indica aumento na direção sul-oeste, concordante com o desenvolvimento do orógeno a partir do fechamento do paleo-oceano Goianides, entre o cráton do São Francisco e a Placa Paranapanema (Campos Neto, 2000, Mantovani *et al.*, 2005 e Mantovani & Brito Neves, 2005).

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A., 1977. PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS BRASILEIRAS. IN: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, pp. 363 - 391, CAMPINA GRANDE.
- ANDRADE, S., HYPOLITO, R., ULBRICH, H. H. G. J. & SILVA, M. L., 2002. IRON(II) OXIDE DETERMINATION IN ROCKS AND MINERALS. *CHEMICAL GEOLOGY*, **182**(1), 85 - 89.
- BALDWIN, J. A., BOWRING, S. A., WILLIAMS, M. L. & MAHAN, K. H., 2004. GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS ON THE EVOLUTION OF HIGH-PRESSURE FELSIC GRANULITES FROM AN INTEGRATED ELECTRON MICROPROBE AND ID-TIMS GEOCHEMICAL STUDY. IN: *JOINT ASSEMBLY OF THE AGU-CGU*, pp. 173-200, ELSEVIER SCIENCE BV, MONTREAL, CANADA.
- BASTIN, G. F., VAN LOO, F. J. J. & HEIJLIGERS, H. J. M., 1984. EVALUATION AND USE OF GAUSSIAN (F(PZ)) CURVES IN QUANTITATIVE ELECTRON PROBE MICROANALYSIS: A NEW OPTIMIZATION. *X-RAY SPECTROMETRY*, **13**(91 - 97).
- BERMAN, R. G., 1988. INTERNALLY-CONSISTENT THERMODYNAMIC DATA FOR MINERALS IN THE SYSTEM $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CAO-MGO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-AL}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. *JOURNAL OF PETROLOGY*, **29**(2), 445-522.
- BERMAN, R. G. & BROWN, T. H., 1985. HEAT CAPACITY OF MINERALS IN THE SYSTEM $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CAO-MGO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-AL}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$; REPRESENTATION, ESTIMATION, AND HIGH TEMPERATURE EXTRAPOLATION. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **89**(2-3), 168-183.
- BERMAN, R. G. & BROWN, T. H., 1988. A GENERAL METHOD FOR THERMOBAROMETRIC CALCULATIONS, WITH A REVISED GARNET SOLUTION MODEL AND GEOLOGIC APPLICATIONS.; GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA 1988 CENTENNIAL CELEBRATION. *ABSTRACTS WITH PROGRAMS GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, **20**(7), 98.
- 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**(3), 155 - 166.
- BUCHER, K. & FREY, M., 2002. *PETROGENESIS OF METAMORPHIC ROCKS*. SPRINGER-VERLAG, BERLIN, HEIDELBERG, NEW YORK.
- CAMPOS NETO, M. C. 2000. OROGENIC SYSTEMS FROM SW-GONDWANA: AN APPROACH TO BRASILIANO-PAN AFRICAN CYCLE AND OROGENIC COLLAGE IN SE-BRAZIL. IN: UMBERTO CORDANI; ANTONIO THOMAZ FILHO; EDISON JOSÉ MILANI. (ORG.). TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA. 1 ED. RIO DE JANEIRO: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS, V. 1, p. 335-365.

- CAMPOS NETO, M. C., BASEI, M. A. S., VLACH, S. R. F., CABY, R., SZABÓ, G. A. J. & VASCONCELOS, P., 2004. MIGRACAO DE OROGENOS E SUPERPOSICAO DE OROGENESES; UM ESBOCO DA COLAGEM BRASILEANA NO SUL DO CRATON DO SAO FRANCISCO, SE, BRASIL. *GEOLOGIA USP: SERIE CIENTIFICA*, **4**(1), 13-40.
- 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**(1-2), 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**(4), 669 - 687.
- CAMPOS NETO, M. C., JANASI, V. A., BASEI, M. A. S. & SIGA JR, O., 2007. O SISTEMA DE *NAPPES* ANDRELÂNDIA, SETOR ORIENTAL: LITOESTRATIGRAFIA E POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, **37**(4), 855 - 868.
- CARMICHAEL, D. M., 1970. INTERSECTING ISOGRADS IN THE WHETSTONE LAKE AREA, ONTARIO. *JOURNAL OF PETROLOGY*, **11**, 147 - 181.
- CARSWELL, D., 1990. *ECLOGITES FACIES ROCKS*. BLACKIE & SON, GLASGOW, UK.
- CHRISPIM, S. J., 1983. DADOS PRELIMINARES SOBRE A GEOLOGIA ESTRUTURAL DAS SERRAS DA BOCAINA E FARIA - LAVRAS, MG. IN: *ANAIS DO II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, BELO HORIZONTE.
- CONNOLLY, J. A. D., 1990. MULTIVARIABLE PHASE-DIAGRAMS - AN ALGORITHM BASED ON GENERALIZED THERMODYNAMICS. *AMERICAN JOURNAL OF SCIENCE*, **290**(6), 666-718.
- CPRM-SGB, C. D. P. D. R. M.-. 2004. CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO (ED SCHOBENHAUS, C.), RIO DE JANEIRO.
- DARDENNE, M. A., 2000. THE BRASILIA FOLD BELT. IN: *TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA* (EDS CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. A.), PP. 231 - 263, RIO DE JANEIRO.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1982A. *ROCK-FORMING MINERALS*. LONGMAN GROUP LIMITED, LONDON.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1982B. *ROCK-FORMING MINERALS VOL. 1A: ORTHOSILICATES*. PEARSON EDUCATION LIMITED, HARLOW, ESSEX.
- EBERT, H. D. 1956. PESQUISAS GEOLÓGICAS NA PARTE SUDESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS. RELATÓRIO ANUAL DO DIRETOR, GEOL. E MIN., ANO DE 1955. P. 62-81
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. B., 1984. PRESSURE TEMPERATURE TIME PATHS OF REGIONAL METAMORPHISM.1. HEAT-TRANSFER DURING THE EVOLUTION OF REGIONS OF THICKENED CONTINENTAL-CRUST. *JOURNAL OF PETROLOGY*, **25**(4), 894-928.

- EVANS, T. P., 2004. A METHOD FOR CALCULATING EFFECTIVE BULK COMPOSITION MODIFICATION DUE TO CRYSTAL FRACTIONATION IN GARNET-BEARING SCHIST: IMPLICATIONS FOR ISOPLETH THERMOBAROMETRY. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **22**(6), 547-557.
- FERRY, J. M. & WATSON, E. B., 2007. NEW THERMODYNAMIC MODELS AND REVISED CALIBRATIONS FOR THE TI-IN-ZIRCON AND ZR-IN-RUTILE THERMOMETERS. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **154**(4), 429-437.
- FLEET, M. E., 2003. *ROCK-FORMING MINERALS VOL 3A: MICAS*. THE GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON.
- FUCK, R. A., SÁ, E. F. J., PIMENTEL, M. M., DARDENNE, M. A. & PEDROSA SOARES, A. C., 1993. AS FAIXAS DE DOBRAMENTOS MARGINAIS DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS. IN: *O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO* (EDS DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A.), PP. 161 - 185, SGM/CNPQ/SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, SALVADOR, BA.
- GARCIA, M. G. M.; CAMPOS NETO, M. C. & FALICK, A. E. 2003. OXYGEN ISOTOPE COMPOSITION AND GEOTHERMOMETRY OF GRANULITE TO GREEN SCHIST FACIES METAMORPHIC ROCKS: A STUDY FROM THE NEOPROTEROZOIC COLLISION-RELATED NAPPE SYSTEM, SOUTH OF SÃO FRANCISCO CRATON, SE BRAZIL. *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCE*, **15**(8): 853-870.
- GHENT, E. D. & SIMONY, P. S., 2005. GEOMETRY OF ISOGRAIC, ISOTHERMAL, AND ISOBARIC SURFACES: INTERPRETATION AND APPLICATION. *THE CANADIAN MINERALOGIST*, **43**, 295 - 310.
- GRUJIC, D., CASEY, M., DAVIDSON, C., HOLLISTER, L. S., KUNDIG, R., PAVLIS, T. & SCHMID, S., 1996. DUCTILE EXTRUSION OF THE HIGHER HIMALAYAN CRYSTALLINE IN BHUTAN: EVIDENCE FROM QUARTZ MICROFABRICS. *TECTONOPHYSICS*, **260**(1-3), 21-43.
- GUALDA, G. A. R., 2001. *EVOLUÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DAS ASSOCIAÇÕES ALCALINA E ALUMINOSA DOS GRANITOS TIPO-A DA GRACIOSA, PR, USP, SÃO PAULO*.
- GUIDOTTI, C. V., SASSI, F. P., COMODI, P., ZANAZZI, P. F. & BLENCOE, J. G., 2000. THE CONTRASTING RESPONSES OF MUSCOVITE AND PARAGONITE TO INCREASING PRESSURE: PETROLOGICAL IMPLICATIONS. *THE CANADIAN MINERALOGIST*, **38**, 707 - 712.
- HALFERDAHL, L. B., 1961. CHLORITOID - ITS COMPOSITION, X-RAY AND OPTICAL PROPERTIES, STABILITY, AND OCCURENCE. *JOURNAL OF PETROLOGY*, **2**(1), 49-&.
- HARRISON, T. M., RYERSON, F. J., LEFORT, P., YIN, A., LOVERA, O. M. & CATLOS, E. J., 1997. A LATE MIOCENE-PLIOCENE ORIGIN FOR THE CENTRAL HIMALAYAN INVERTED METAMORPHISM. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS*, **146**(1-2), E1-E7.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F., 1984. A PROVÍNCIA MANTIQUEIRA - SETOR CENTRAL. IN: *O PRÉ-CAMBRIANO NO BRASIL* (EDS ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y.), EDGARD BLUCHER, SÃO PAULO.
- HAWTHORNE, F. C., UNGARETTI, L., OBERTI, R., CAUCIA, F. & CALLEGARI, A., 1993A. THE CRYSTAL CHEMISTRY OF STAUROLITE; I, CRYSTAL STRUCTURE AND SITE POPULATIONS. *CAN MINERAL*, **31**(3), 551-532.

- HAWTHORNE, F. C., UNGARETTI, L., OBERTI, R., CAUCIA, F. & CALLEGARI, A., 1993B. THE CRYSTAL CHEMISTRY OF STAUROLITE; II, ORDER-DISORDER AND THE MONOCLINIC --> ORTHORHOMBIC PHASE TRANSITION. *CAN MINERAL*, **31**(3), 583-595.
- HEILBRON, M., 1983. DADOS PRELIMINARES SOBRE A GEOLOGIA E O METAMORFISMO DA AREA ENTRE ITUTINGA E MADRE DE DEUS (MG). *BOLETIM SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA*, **3**, 387-401.
- HEILBRON, M., 1985. O METAMORFISMO ENTRE ITUTINGA E MADRE DE DEUS DE MINAS. IN: *III SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, PP. 219 - 234, SBG/NÚCLEO CENTRO-OESTE, BELO HORIZONTE.
- HENSEN, B. J. & GREEN, D. H., 1970. EXPERIMENTAL DATA ON COEXISTING CORDIERITE AND GARNET UNDER HIGH GRADE METAMORPHIC CONDITIONS. *PHYSICS OF THE EARTH AND PLANETARY INTERIORS*, **3**, 431 - 440.
- HOLDAWAY, M. J., 2004. OPTIMIZATION OF SOME KEY GEOTHERMOBAROMETERS FOR PELITIC METAMORPHIC ROCKS. *MINERAL MAG*, **68**(1), 1-14.
- HOLDAWAY, M. J., DUTROW, B. L. & SHORE, P., 1986. A MODEL FOR THE CRYSTAL-CHEMISTRY OF STAUROLITE. *AMERICAN MINERALOGIST*, **71**(9-10), 1142-1159.
- HOLLAND, T. & POWELL, R., 1985. AN INTERNALLY CONSISTENT THERMODYNAMIC DATASET WITH UNCERTAINTIES AND CORRELATIONS: 2. DATA AND RESULTS. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **3**(4), 343-370.
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R., 1990. AN ENLARGED AND UPDATED INTERNALLY CONSISTENT THERMODYNAMIC DATASET WITH UNCERTAINTIES AND CORRELATIONS; THE SYSTEM K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2 - O_2 . *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **8**(1), 89-124.
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R., 1998. AN INTERNALLY CONSISTENT THERMODYNAMIC DATA SET FOR PHASES OF PETROLOGICAL INTEREST. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **16**(3), 309-343.
- HOLLISTER, L. S., 1970. ORIGIN, MECHANISM, AND CONSEQUENCES OF COMPOSITIONAL SECTOR ZONING IN STAUROLITE. *AMERICAN MINERALOGIST*, **55**(5-6), 742 - 766.
- HUTCHISON, C. S., 1974. *LABORATORY HANDBOOK OF PETROGRAPHIC TECHNIQUES*. JOHN WILEY & SONS, NY.
- JAMIESON, R. A., BEAUMONT, C., MEDVEDEV, S. & NGUYEN, M. H., 2004. CRUSTAL CHANNEL FLOWS: 2. NUMERICAL MODELS WITH IMPLICATIONS FOR METAMORPHISM IN THE HIMALAYAN-TIBETAN OROGEN. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-SOLID EARTH*, **109**(B6), 24.
- JOHNSON, T. & BROWN, M., 2004. QUANTITATIVE CONSTRAINTS ON METAMORPHISM IN THE VARISCIDES OF SOUTHERN BRITANNY - A COMPLEMENTARY PSEUDOSECTION APPROACH. *JOURNAL OF PETROLOGY*, **45**(6), 1237-1259.

- KOCH-MULLER, M., ABS-WURMBACH, I. & BUBENIK, W., 1999. INTRACRYSTALLINE FRACTIONATION OF FE IN SYNTHETIC (Fe, Md, Zn)-BEARING STAUROLITE: A MOSSBAUER SPECTROSCOPIC STUDY. *PHYSICS AND CHEMISTRY OF MINERALS*, **26**(4), 312-321.
- KOONS, P. O. & THOMPSON, A. B. 1985. NON-MAFIC ROCKS IN THE GREEN SCHIST, BLUE SCHIST AND ECLOGITE FACIES. *CHEMICAL GEOLOGY*, 50: 3-30.
- KRETZ, R., 1983. SYMBOLS FOR ROCK-FORMING MINERALS. *AMERICAN MINERALOGIST*, **68**(1-2), 277 - 279.
- LEFORT, P., 1975. HIMALAYAS - COLLIDED RANGE - PRESENT KNOWLEDGE OF CONTINENTAL ARC. *AMERICAN JOURNAL OF SCIENCE*, **A275**, 1-&.
- MAHAR, E. M., BAKER, J. M., POWELL, R., HOLLAND, T. J. B. & HOWELL, N., 1997. THE EFFECT OF MN ON MINERAL STABILITY IN METAPELITES. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **15**(2), 223-238.
- MANTOVANI, M. S. M. & BRITO NEVES, B. B., 2005. THE PARANAPANEMA LITHOSFERIC BLOCK: ITS IMPORTANCE FOR PROTEROZOIC (RODINIA, GONDWANA) SUPERCONTINENT THEORIES. *GONDWANA RESEARCH*, **8**(3), 303 - 315.
- MANTOVANI, M. S. M., QUINTAS, M. C. L., SHUKOWSKY, W. & BRITO NEVES, B. B., 2005. DELIMITATION OF THE PARANAPANEMA PROTEROZOIC BLOCK: A GEOPHYSICAL CONTRIBUTION. *EPISODES*, **28**(1), 18 - 22.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A. & DANNI, J. C., 1981. A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA FAIXA BRASÍLIA E DO SEU EMBASAMENTO. IN: *SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*, pp. 100 - 113, SALVADOR.
- MARMO, B. A., CLARKE, G. L. & POWELL, R., 2002. FRACTIONATION OF BULK ROCK COMPOSITION DUE TO PORPHYROBLAST GROWTH; EFFECTS ON ECLOGITE FACIES MINERAL EQUILIBRIA, PAM PENINSULA, NEW CALEDONIAN. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **20**(1), 14.
- MASSONNE, H.-J. & SZPURKA, Z., 1997. THERMODYNAMIC PROPERTIES OF WHITE MICAS ON THE BASIS OF HIGH-PRESSURE EXPERIMENTS IN THE SYSTEMS K₂O---MgO---Al₂O₃---SiO₂---H₂O AND K₂O---FeO---Al₂O₃---SiO₂---H₂O. *LITHOS*, **41**(1-3), 229-250.
- MOLLER, A., MEZGER, K. & SCHENK, V., 2000. U-Pb DATING OF METAMORPHIC MINERALS: PAN-AFRICAN METAMORPHISM AND PROLONGED SLOW COOLING OF HIGH PRESSURE GRANULITES IN TANZANIA, EAST AFRICA. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, **104**(3-4), 123-146.
- MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A., 1996. ELECTRON MICROPROBE DATING OF MONAZITE. *CHEMICAL GEOLOGY*, **131**(1-4), 37-53.
- MORAES, R., PETERNEL, R., TROUW, R. A. J., BROWN, M. & PICCOLI, P. M., 2003. P-T PATH OF A KYANITE K-FELDSPAR (HP) GRANULITE OF THE ANDRELÂNDIA SEQUENCE, BRASÍLIA FOLD BELT, BRAZIL. IN: *PROCEEDINGS OF GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA MEETING*, SEATTLE.

- MORI, P. E., REEVES, S., CORREIA, C. T. & HAUKKA, M., 1999. DEVELOPMENT OF A FUSED GLASS DISC XRF FACILITY AND COMPARISON WITH PRESSED POWDER PELLET TECHNIQUE AT INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, SÃO PAULO UNIVERSITY. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, **29**(3), 441 - 446.
- MOTTA, R. G. 2009. EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DO DOMÍNIO SERRA DA NATUREZA, TERRENO ANDRELÂNDIA, MG. INÉDITO. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, USP, SÃO PAULO, SP. 158PP
- NARÁY-SZABÓ, I., 1929. THE STRUCTURE OF STAUROLITE. *ZEITSCHRIFT FÜR KRISTALLOGRAPHIE*, **71**(1/2), 103-116.
- NEGRI, F. A., 2002. *PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKITO-GRANÍTICAS E ENCAIXANTES DE ALTO GRAU ASSOCIADAS NA REGIÃO DE SÃO FRANCISCO XAVIER, SP*, UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA, RIO CLARO.
- PACIULLO, F. V. P., RIBEIRO, A., ANDREIS, R. R., TROUW, R. A. J. & ANONYMOUS, 2000. THE NEOPROTEROZOIC ANDRELANDIA BASIN, SOUTHERN MINAS GERAIS STATE, BRAZIL.; BRAZIL 2000; 31ST INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS; ABSTRACT VOLUME. *INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, ABSTRACTS = CONGRES GEOLOGIQUE INTERNATIONAL, RESUMES*, **31**, ; UNPAGINATED.
- PACIULLO, F. V. P., RIBEIRO, A. & TROUW, R. A. J., 2003. GEOLOGIA DA FOLHA ANDRELÂNDIA 1:100.000. IN: *PROJETO SUL DE MINAS - ETAPA I (COMIG, UFMG, UFRJ E UERJ) - RELATÓRIO FINAL* (EDS PEDROSA SOARES, A. C., NOCE, C. M., TROUW, R. A. J. & HEILBRON, M. L.), PP. 84 - 119, COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS - COMIG, BELO HORIZONTE.
- PEDROSA SOARES, A. C., NOCE, C. M., TROUW, R. A. J. & HEILBRON, M., 2003. PROJETO SUL DE MINAS - ETAPA I: GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO SUDESTE MINEIRO, PP. 822, CODEMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, BELO HORIZONTE.
- PETERNEL, R., 2000. *EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA DE UM SISTEMA DE NAPPES NA REGIÃO DE TRÊS CORAÇÕES, SUL DE MINAS GERAIS, UFRJ*, RIO DE JANEIRO.
- PETERNEL, R., TROUW, R. A. J. & SCHMITT, R. S., 2005. INTERFERÊNCIA ENTRE DUAS FAIXAS MÓVEIS NEOPROTEROZOÍCAS: O CASO DAS FAIXAS BRASÍLIA E RIBEIRA NO SUDESTE DO BRASIL. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, **35**(3), 297 - 310.
- ROCHA, F. P. & TROUW, R. A. J. 2001. ESTUDO MICROTTECTÔNICO DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR ANDRELÂNDIA NA SERRA DO POMBEIRO, ITUTINGA, SUL DE MINAS GERAIS. IN: 7º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, BOLETIM DE RESUMOS (SBG). P.23
- POWELL, R., GRAHAM COLIN, M. & HARTE, B., 1985. GEOTHERMOMETRY AND GEOBAROMETRY; A DISCUSSION.; CONDITIONS OF DALRADIAN METAMORPHISM. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, **142**(PART 1), 29-38.
- POWELL, R., GUIRAUD, M. & WHITE, R. W., 2005. TRUTH AND BEAUTY IN METAMORPHIC PHASE EQUILIBRIA: CONJUGATE VARIABLES AND PHASE DIAGRAMS. *THE CANADIAN MINERALOGIST*, **43**, 21-33.

- POWELL, R., HOLLAND, T. & WORLEY, B., 1998. CALCULATING PHASE DIAGRAMS INVOLVING SOLID SOLUTIONS VIA NON-LINEAR EQUATIONS, WITH EXAMPLES USING THERMOCALC. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **16**(4), 577-588.
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B., 1988. AN INTERNALLY CONSISTENT DATASET WITH UNCERTAINTIES AND CORRELATIONS; 3, APPLICATIONS TO GEOBAROMETRY, WORKED EXAMPLES AND A COMPUTER PROGRAM. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **6**(2), 173-204.
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B., 2008. ON THERMOBAROMETRY.; PROCESSES IN GRANULITE METAMORPHISM. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **26**(2), 155-179.
- RIBEIRO, A., 1980. *MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA DE ITUMIRIM, MINAS GERAIS*. INÉDITO. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, UFRJ, RIO DE JANEIRO.
- RIBEIRO, A. & HEILBRON, M., 1982. ESTRATIGRAFIA E METAMORFISMO DOS GRUPOS CARRANCAS E ANDRELÂNDIA, SUL DE MINAS GERAIS. IN: *ANAIS DO XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, PP. 177 - 186.
- RIBEIRO, A., TROUW, R. A. J., ANDREIS, R. R., PACIULLO, F. V. P. & VALENÇA, J. G., 1995. EVOLUCAO DAS BACIAS PROTEROZOICAS E O TERMO-TECTONISMO BRASILIANO NA MARGEM SUL DO CRATON DO SAO FRANCISCO. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIENCIAS*, **25**(4), 235-248.
- SIMÕES, L. S. A.; VALERIANO, C. M.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; MORAES, R.; GOMI, C. Y. 1988. A ZONAÇÃO METAMÓRFICA INVERSA DO GRUPO ARAXÁ NA REGIAO DE SÃO SEBASTIÃO DO PARAÍSO / ALPINÓPOLIS/MG.. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1988, BELEM. XXXV v.3. P. 1203-1215.
- SPEAR, F., 1993. *METAMORPHIC PHASE EQUILIBRIA AND PRESSURE-TEMPERATURE-TIME PATHS*. MINERALOGICAL SOCIETY OF AMERICA, WASHINGTON, D.C.
- SPEAR, F. S. & CHENEY, J. T., 1989. A PETROGENETIC GRID FOR PELITIC SCHISTS IN THE SYSTEM $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **101**(2), 149-164.
- SPEAR, F. S., WARK, D. A., CHENEY, J. T., SCHUMACHER, J. C. & WATSON, E. B., 2006. ZR-IN-RUTILE THERMOMETRY IN BLUESCHISTS FROM SIFNOS, GREECE. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **152**(3), 375-385.
- STUWE, K., 1997. EFFECTIVE BULK COMPOSITION CHANGES DUE TO COOLING: A MODEL PREDICTING COMPLEXITIES IN RETROGRADE REACTION TEXTURES. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **129**(1), 43-52.
- SYMMES, G. H. & FERRY, J. M., 1992. THE EFFECT OF WHOLE-ROCK MnO CONTENT ON THE STABILITY OF GARNET IN PELITIC SCHISTS DURING METAMORPHISM. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **10**(2), 221-237.
- THOMPSON, A. B. & ENGLAND, P. C., 1984. PRESSURE TEMPERATURE TIME PATHS OF REGIONAL METAMORPHISM .2. THEIR INFERENCE AND INTERPRETATION USING MINERAL ASSEMBLAGES IN METAMORPHIC ROCKS. *JOURNAL OF PETROLOGY*, **25**(4), 929-955.

- THOMPSON, J. B., 1957. THE GRAPHICAL ANALYSIS OF MINERAL ASSEMBLAGES IN PELITIC SCHISTS. *AMERICAN MINERALOGIST*, **42**(11-12), 16.
- TILLEY, C. E., 1924. THE FACIES CLASSIFICATION OF METAMORPHIC ROCKS. *GEOLOGICAL MAGAZINE*, **61**, 167 - 171.
- TINKHAM, D. K. & GHENT, E. D., 2005. ESTIMATING P-T CONDITIONS OF GARNET GROWTH WITH ISO-CHEMICAL PHASE-DIAGRAM SECTIONS AND THE PROBLEM OF EFFECTIVE BULK-COMPOSITION. *THE CANADIAN MINERALOGIST*, **43**, 35-50.
- TINKHAM, D. K., ZULUAGA, C. A. & STOWELL, H. H., 2001. METAPELITE PHASE EQUILIBRIA MODELLING IN MNNCKFMASH: THE EFFECT OF VARIABLE Al_2O_3 AND $MgO/(MgO+FeO)$ ON MINERAL STABILITY. *GEOLOGICAL MATERIAL RESEARCH*, **3**, 1 - 42.
- TISCHENDORF, G., RIEDER, M., FORSTER, H.-J., GOTTESMANN, B. & GUIDOTTI, C. V., 2004. A NEW GRAPHICAL PRESENTATION AND SUBDIVISION OF POTASSIUM MICAS. *MINERAL MAG*, **68**(4), 649-667.
- TOMKINS, H. S., POWELL, R. & ELLIS, D. J., 2007. THE PRESSURE DEPENDENCE OF THE ZIRCONIUM-IN-RUTILE THERMOMETER. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **25**(6), 703-713.
- TORRES-ROLDAN, R. L., GARCIA-CASCO, A. & GARCIA-SANCHEZ, P. A., 2000. CSPACE: AN INTEGRATED WORKPLACE FOR THE GRAPHICAL AND ALGEBRAIC ANALYSIS OF PHASE ASSEMBLAGES ON 32-BIT WINTEL PLATFORMS. *COMPUTERS & GEOSCIENCES*, **26**(7), 779-793.
- TRACY, R. J., 1982. COMPOSITIONAL ZONING AND INCLUSIONS IN METAMORPHIC MINERALS. IN: *REVIEWS IN MINERALOGY: CHARACTERIZATION OF METAMORPHISM THROUGH MINERAL EQUILIBRIA* (ED FERRY, J. M.), PP. 398, MINERALOGICAL SOCIETY OF AMERICA, CHELSEA, MICHIGAN.
- TROUW, R. A. J., 1983. NOVOS DADOS SOBRE OS GRUPOS SAO JOAO DEL REI, CARRANCAS E ANDRELÂNDIA. *BOLETIM SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA*, **3**, 469-477.
- TROUW, R. A. J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F. V. P., VALERIANO, C. M., ALMEIDA, J. C. H., TUPINAMBA, M. & ANDREIS, R. R., 2000A. "THE CENTRAL SEGMENT OF THE RIBEIRA BELT". IN: *TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA* (EDS CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. A.) *31ST INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, PP. 287 - 310, 31ST INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, RIO DE JANEIRO.
- TROUW, R. A. J., MORAES, R., RENO, B. L. & BROWN, M., 2006. *THE HIGH-PRESSURE GRANULITES OF THE ANDRELÂNDIA NAPPE COMPLEX, MINAS GERAIS, BRAZIL*, RIO DE JANEIRO.
- TROUW, R. A. J., PACIULLO, F. V. P., CHRISPIM, S. J. & DAYAN, H., 1982A. ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO NUMA ÁREA A SE DE LAVRAS, MINAS GERAIS. IN: *32O CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, SALVADOR, BA.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P., 1980. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA DE UMA ÁREA A SE DE LAVRAS, MG. IN: *31O CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, CAMBORIÚ, SC.

- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P., 1982B. GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS GRUPOS SAO JOAO DEL REI, CARRANCAS E ANDRELANDIA, SUL DE MINAS GERAIS. *ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIENCIAS*, **54**(1), 255-256.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P., 1983. GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS GRUPOS SAO JOAO DEL REI, CARRANCAS E ANDRELANDIA, SUL DE MINAS GERAIS. *ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIENCIAS*, **55**(1), 71-85.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P., 1986. A CONTRIBUIÇÃO A GEOLOGIA DA FOLHA BARBACENA 1:250.000. IN: *340 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, BELO HORIZONTE, MG.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F. V. P. & HEILBRON, M., 1984A. OS GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI, CARRANCAS E ANDRELÂNDIA INTERPRETADOS COMO A CONTINUAÇÃO DOS GRUPOS ARAXÁ E CANASTRA. IN: *330 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, RIO DE JANEIRO, RJ.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F. V. P. & HEILBRON, M., 2000B. *INTERFERENCE BETWEEN THE NEOPROTEROZOIC BRASÍLIA E RIBEIRA BELTS, WITH SPECIAL EMPHASIS ON HIGH PRESSURE GRANULITES*. 31ST INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, RIO DE JANEIRO.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F. V. P. & HEILBRON, M. L., 1984B. OS GRUPOS SAO JOAO DEL REI, CARRANCAS E ANDRELANDIA INTERPRETADOS COMO A CONTINUACAO DOS GRUPOS ARAXÁ E CANASTRA. *RESUMOS CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, **33**, 177-178.
- TROUW, R. A. J., TAVARES, F. M. & ROBYR, M., 2008. ROTATED GARNETS: A MECHANISM TO EXPLAIN THE HIGH FREQUENCY OF INCLUSION TRAIL CURVATURE ANGLES AROUND 90° AND 180°. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, **30**(8), 1024-1033.
- TURNER, F. J. 1981. METAMORPHIC PETROLOGY: MINERALOGICAL, FIELD AND TECTONIC ASPECTS. *MCGRAW-HILL*, NEW YORK. 542PP.
- VALLADARES, C. S., MACHADO, N., HEILBRON, M. & GAUTHIER, G., 2004. AGES OF DETRITAL ZIRCON FROM SILICICLASTIC SUCCESSIONS SOUTH OF THE SAO FRANCISCO CRATON, BRAZIL; IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF PROTEROZOIC BASINS. *GONDWANA RESEARCH*, **7**(4), 913-921.
- VANCE, D. & MAHAR, E., 1998. PRESSURE-TEMPERATURE PATHS FROM P-T PSEUDOSECTIONS AND ZONED GARNETS: POTENTIAL, LIMITATIONS AND EXAMPLES FROM THE ZANSKAR HIMALAYA, NW INDIA. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **132**(3), 225-245.
- VANNAY, J. C. & GRASEMANN, B., 2001. HIMALAYAN INVERTED METAMORPHISM AND SYN-CONVERGENCE EXTENSION AS A CONSEQUENCE OF A GENERAL SHEAR EXTRUSION. *GEOLOGICAL MAGAZINE*, **138**(3), 253-276.
- VELDE, B., 1967. THE Si⁴⁺ CONTENT OF NATURAL PHENGITES. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **14**, 250 - 258.

- VELDE, B., 1968. THE Si^{4+} CONTENT OF NATURAL PHENGITES: A REPLY. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **17**, 82 - 84.
- VILALVA, F. C. J., 2007. *PETROGRAFIA E MINERALOGIA DE GRANITOS PERALCALINOS: O PLÚTON PAPANDUVA, COMPLEXO MORRO REDONDO (PR/SC)*, USP, SÃO PAULO.
- VILELA, L. G. G., 2000. *PETROGRAFIA, GEOTERMOBAROMETRIA E EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DE GRANULITOS BÁSICOS DE ALTA PRESSÃO E ROCHAS TRANSICIONAIS PARA FÁCIES ECLOGITO NA REGIÃO DE LIMA DUARTE, MG*, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO.
- WATERS, D., 2004. PRACTICAL ASPECTS OF MINERAL THERMOBAROMETRY. PRODUCED BY DAVID WATERS. DISPONÍVEL EM <[HTTP://WWW.EARTH.OX.AC.UK/~DAVEWA/PT/INDEX.HTML](http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/index.html)>. ACESSADO EM 12 JUL 2009
- WATERS, D. J. & LOVEGROVE, D. P., 2002. ASSESSING THE EXTENT OF DISEQUILIBRIUM AND OVERSTEPPING OF PROGRADE METAMORPHIC REACTIONS IN METAPELITES FROM THE BUSHVELD COMPLEX AUREOLE, SOUTH AFRICA. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **20**(1), 135-149.
- WATSON, E. B., WARK, D. A. & THOMAS, J. B., 2006. CRYSTALLIZATION THERMOMETERS FOR ZIRCON AND RUTILE. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **151**(4), 413-433.
- WEI, C. J., POWELL, R. & CLARKE, G. L., 2004. CALCULATED PHASE EQUILIBRIA FOR LOW- AND MEDIUM-PRESSURE METAPELITES IN THE KFMASH AND KMnFMASH SYSTEMS. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **22**(5), 495-508.
- WHITE, R. W., POWELL, R., HOLLAND, T. J. B. & WORLEY, B. A., 2000. THE EFFECT OF TiO_2 AND Fe_2O_3 ON METAPELITIC ASSEMBLAGES AT GREENSCHIST AND AMPHIBOLITE FACIES CONDITIONS; MINERAL EQUILIBRIA CALCULATIONS IN THE SYSTEM $\text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3$. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **18**(5), 497-511.
- WINKLER, H. G. F., 1979. *PETROGENESIS OF METAMORPHIC ROCKS*. SPRINGER-VERLAG, BERLIM.
- WINTER, J. D. 2010. PRINCIPLES OF IGNEOUS AND METAMORPHIC PETROLOGY, 2ND EDITION. PRENTICE HALL, NEW JERSEY; 702PP
- WORLEY, B. & POWELL, R., 1998. SINGULARITIES IN NCKFMASH ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$). *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, **16**(2), 169-188.
- ZACK, T., MORAES, R. & KRONZ, A., 2004. TEMPERATURE DEPENDENCE OF ZR IN RUTILE: EMPIRICAL CALIBRATION OF A RUTILE THERMOMETER. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, **148**, 471 - 488.
- ZACK, T., MORAES, R. & KRONZ, A., 2005. EMPIRICAL CALIBRATION OF A ZR IN RUTILE THERMOMETER. IN: *15TH ANNUAL V M GOLDSCHMIDT CONFERENCE*, PP. A9-A9, PERGAMON-ELSEVIER SCIENCE LTD, MOSCOW, ID.
- ZEN, E., 1966. *CONSTRUCTION OF PRESSURE-TEMPERATURE DIAGRAMS FOR MULTI COMPONENT SYSTEMS AFTER THE METHOD OF SCHREINEMAKERS: A GEOMETRIC APPROACH*.

ZULUAGA, C. A., STOWELL, H. H. & TINKHAM, D. K., 2005. THE EFFECT OF ZONED GARNET ON METAPELITE PSEUDOSECTION TOPOLOGY AND CALCULATED METAMORPHIC P-T PATHS. *AMERICAN MINERALOGIST*, **90**(10), 1619-1628.

11. APÊNDICES

APÊNDICE A - Mapa de afloramentos com descrição petrográfica (microscopia) e análises químicas em rocha total e em minerais

APÊNDICE B - Mapa da porção central da *Klippe* Carrancas com a principal fase mineral identificada em cada afloramento

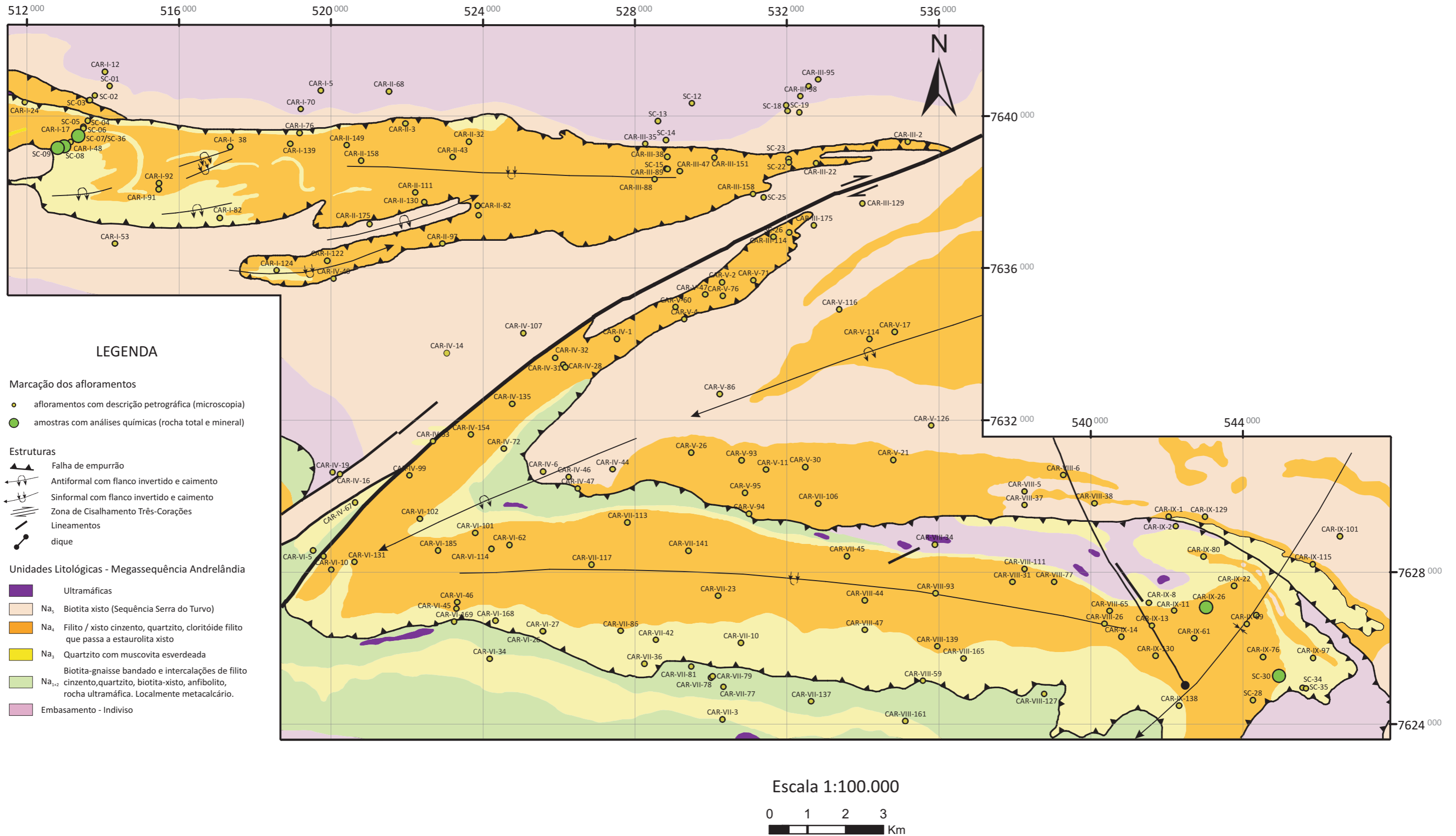
APÊNDICE C - Tabelas de análises químicas em muscovita, cloritóide, clorita, estauroлита, granada e rutilo

APÊNDICE D – Tabelas com resultados geotermobarométricos

APÊNDICE E –Scripts e resultados do THERMOCALC

APÊNDICE A - Mapa de afloramentos com descrição
petrográfica (microscopia) e análises químicas em
rocha total e em minerais

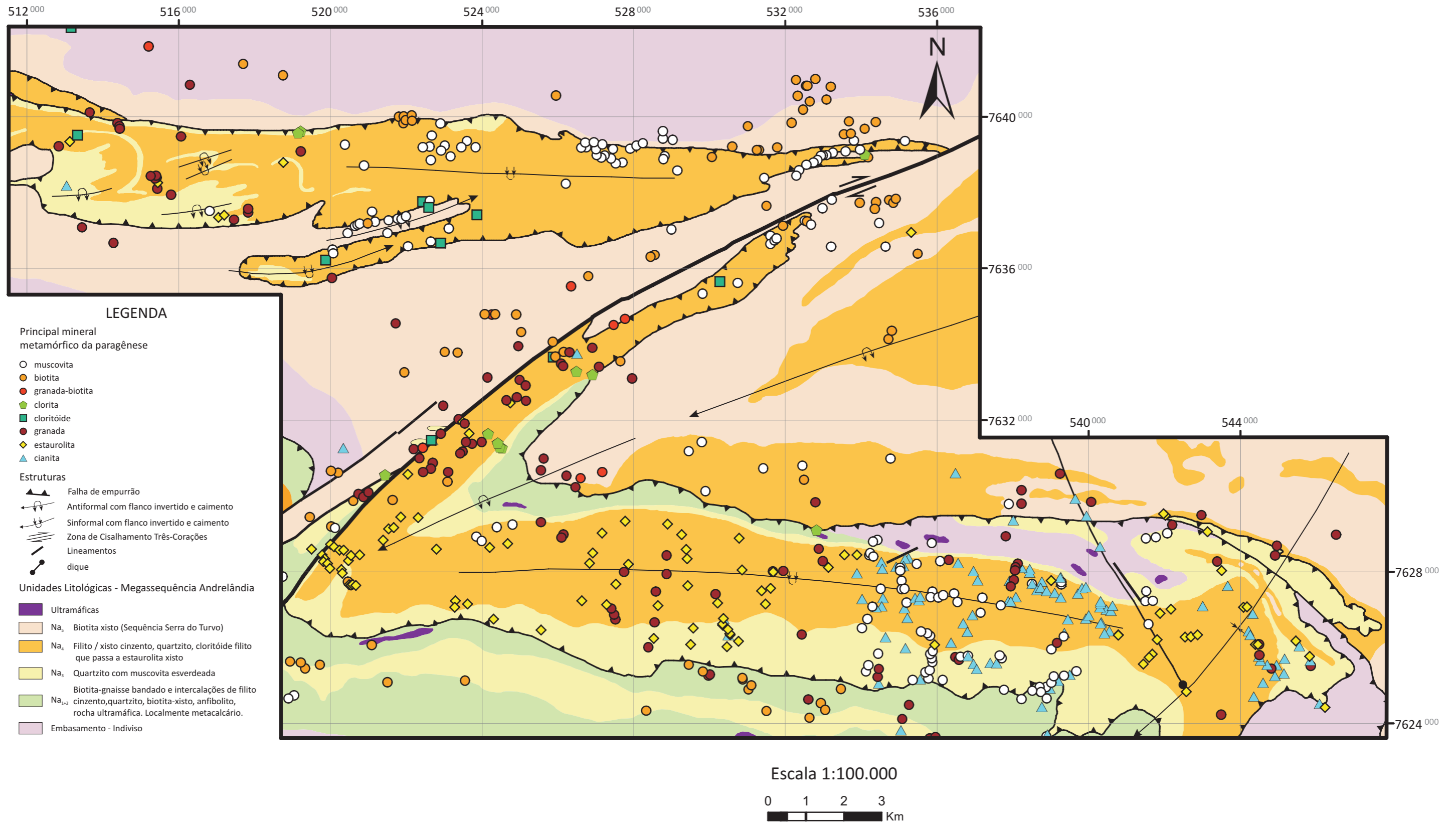
Apêndice A - Mapa de afloramentos com descrição petrográfica e análises químicas na *Klippe Carrancas*



Mapa confeccionado a partir das folhas topográficas do IBGE 1:50.000, SF-23-X-C-I-3 (Itumirim) e SF-23-X-I-4 (Itutinga) e do mapa geológico 1:100.000, SF-23-X-C-I (Lavras) do projeto Sul de Minas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2003).

APÊNDICE B - Mapa da porção central da *Klippe*
Carrancas com a principal fase mineral identificada em
cada afloramento

Apêndice B - Mapa com as principais fases minerais identificada em cada afloramento na *Klippe* Carrancas



Mapa confeccionado a partir das folhas topográficas do IBGE 1:50.000, SF-23-X-C-I-3 (Itumirim) e SF-23-X-I-4 (Itutinga) e do mapa geológico 1:100.000, SF-23-X-C-I (Lavras) do projeto Sul de Minas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2003).

APÊNDICE C - Tabelas de análises químicas em
muscovita, cloritóide, clorita, estaurolita, granada e
rutilo

Tabela C-1: Análises químicas de muscovita

SC-08	1.1	1.2	1.3	2	3	4	5	6	7
	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO₂	46.46	46.17	46.58	46.06	46.29	46.27	46.79	46.24	45.87
TiO₂	0	0	0.27	0.24	0.26	0.33	0.22	0.26	0
Al₂O₃	36.99	36.87	36.31	36.76	36.03	35.86	35.94	36.33	37.46
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	1.16	0.78	1.08	0.96	0.81	0.86	0.85	0.82	0.68
MnO	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0
MgO	0.61	0.59	0.64	0.52	0.7	0.7	0.77	0.64	0.47
CaO	0.03	0	0	0.08	0.01	0	0	0	0.12
Na₂O	1.6	1.72	1.5	1.82	1.43	1.45	1.27	1.43	2.11
K₂O	8.58	8.61	8.63	8.06	8.51	8.51	8.92	8.93	7.69
Total	95.44	94.75	95.02	94.51	94.04	94	94.77	94.64	94.4
<i>Fórmula estrutural baseada em 11 oxigênios</i>									
Si	3.055	3.055	3.075	3.051	3.082	3.084	3.096	3.067	3.033
Ti	0	0	0.014	0.012	0.013	0.017	0.011	0.013	0
Al	2.868	2.876	2.826	2.871	2.828	2.817	2.803	2.841	2.921
Fe³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0.064	0.043	0.059	0.053	0.045	0.048	0.047	0.045	0.038
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.06	0.058	0.063	0.051	0.069	0.07	0.076	0.063	0.046
Ca	0.002	0	0	0.006	0.001	0	0	0	0.009
Na	0.204	0.22	0.192	0.233	0.184	0.188	0.163	0.184	0.27
K	0.72	0.727	0.727	0.682	0.723	0.723	0.753	0.756	0.649
Total de cátions	6.973	6.981	6.958	6.96	6.945	6.947	6.95	6.97	6.966

Fe³⁺ calculado para 11 oxigênios e somatória de cátions tetraédricos e octaédrico = 6,05 (R_{max} = 0,7)

Tabela C-1: Análises químicas de muscovita (continuação)

SC-36 (1)	2.1	2.2	3	4	4.1	SC-36 (2)	1.1	1.2	1.3	3	5.1
	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz		matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO₂	45.92	45.95	46.26	46.11	46.92	SiO₂	46.81	46.51	46.81	46.37	46.72
TiO₂	0.18	0.31	0.33	0.27	0.35	TiO₂	0.38	0.36	0.34	0.11	0.31
Al₂O₃	37.69	36.32	35.77	34.59	34.92	Al₂O₃	35.06	34.96	35.55	37.96	35.56
Fe₂O₃	0.29	0.7	0	0	0.08	Fe₂O₃	0.27	0	0	0	0
FeO	0.37	0.42	1.26	1.21	1.35	FeO	1.41	1.16	1.35	0.67	1.18
MnO	0.04	0.01	0	0.02	0	MnO	0.02	0	0	0.02	0
MgO	0.39	0.74	0.88	0.99	0.95	MgO	1.05	0.89	0.89	0.45	0.87
CaO	0.25	0.02	0	0	0.02	CaO	0	0	0	0.19	0
Na₂O	3.05	1.17	1.35	1.19	1.13	Na₂O	1.26	1.05	1.31	3.34	1.24
K₂O	5.27	8.52	8.79	9.14	8.62	K₂O	8.9	9.35	8.93	5.32	9.16
Total	93.42	94.09	94.64	93.53	94.34	Total	95.14	94.28	95.17	94.42	95.06
<i>Fórmula estrutural baseada em 11 oxigênios</i>											
Si	3.032	3.055	3.074	3.107	3.121	Si	3.099	3.107	3.094	3.034	3.093
Ti	0.009	0.016	0.016	0.014	0.018	Ti	0.019	0.018	0.017	0.005	0.016
Al	2.934	2.847	2.803	2.747	2.738	Al	2.736	2.753	2.77	2.928	2.776
Fe³⁺	0.015	0.036	0	0	0.005	Fe³⁺	0.014	0	0	0	0
Fe²⁺	0.02	0.023	0.07	0.068	0.075	Fe²⁺	0.077	0.065	0.075	0.037	0.065
Mn	0.002	0.001	0	0.001	0	Mn	0.001	0	0	0.001	0
Mg	0.038	0.074	0.087	0.099	0.094	Mg	0.103	0.088	0.088	0.044	0.086
Ca	0.018	0.001	0	0	0.002	Ca	0	0	0	0.013	0
Na	0.39	0.151	0.174	0.155	0.146	Na	0.162	0.137	0.168	0.423	0.16
K	0.444	0.722	0.745	0.786	0.731	K	0.751	0.797	0.753	0.444	0.774
Total de cátions	6.902	6.926	6.968	6.977	6.929	Total de cátions	6.965	6.965	6.965	6.93	6.97

Fe³⁺ calculado para 11 oxigênios e somatória de cátions tetraédricos e octaédrico = 6,05 (R_{max} = 0,7)

Tabela C-1: Análises químicas de muscovita (continuação)

SC-36 (2)	6	7	8	8.1	10	SC-30B	1	1.1	2	2.1	2.2	2.3
	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz		matriz	matriz	matriz	matriz	borda	centro
SiO₂	45.73	46.62	46.42	46.92	47.28	SiO₂	46.74	47.17	46.56	46.1	46.48	46.06
TiO₂	0.28	0.29	0.38	0.33	0.3	TiO₂	0.02	0.01	0.01	0.02	0.52	0.52
Al₂O₃	35.22	34.78	35.57	34.85	35.72	Al₂O₃	35.45	35.02	35.63	35.57	35.45	34.91
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0
FeO	1.05	1.28	1.17	1.26	1.33	FeO	1.08	1.19	0.94	1.02	0.99	1.05
MnO	0	0	0	0	0	MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0
MgO	0.76	0.97	0.94	0.98	0.92	MgO	1.13	1.21	0.89	0.95	0.87	0.89
CaO	0	0	0	0	0	CaO	0	0	0	0	0	0.01
Na₂O	1.17	1.15	1.32	1.26	1.22	Na₂O	0.96	0.89	0.94	0.99	0.86	0.91
K₂O	9.65	9.44	8.95	8.89	9.51	K₂O	10.01	9.89	9.52	9.69	9.78	9.65
Total	93.88	94.54	94.75	94.5	96.29	Total	95.39	95.39	94.5	94.35	94.97	94
<i>Fórmula estrutural baseada em 11 oxigênios</i>												
Si	3.077	3.111	3.082	3.121	3.098	Si	3.095	3.121	3.1	3.082	3.087	3.091
Ti	0.014	0.015	0.019	0.016	0.015	Ti	0.001	0	0	0.001	0.026	0.026
Al	2.794	2.737	2.784	2.733	2.758	Al	2.768	2.731	2.796	2.803	2.775	2.763
Fe³⁺	0	0	0	0	0	Fe³⁺	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0.059	0.072	0.065	0.07	0.073	Fe²⁺	0.06	0.066	0.052	0.057	0.055	0.059
Mn	0	0	0	0	0	Mn	0	0.001	0.001	0	0	0
Mg	0.076	0.096	0.093	0.097	0.09	Mg	0.111	0.119	0.088	0.095	0.086	0.089
Ca	0	0	0	0	0	Ca	0	0	0	0	0	0.001
Na	0.153	0.149	0.17	0.163	0.155	Na	0.123	0.114	0.121	0.128	0.11	0.119
K	0.829	0.804	0.758	0.754	0.795	K	0.845	0.835	0.808	0.826	0.829	0.826
Total de cátions	7.003	6.983	6.972	6.955	6.984	Total de cátions	7.005	6.988	6.967	6.993	6.97	6.974

Fe³⁺ calculado para 11 oxigênios e somatória de cátions tetraédricos e octaédrico = 6,05 (R_{max} = 0,7)

Tabela C-1: Análises químicas de muscovita (continuação)

SC-30B	2.4	2.5	2a	2a.1	5.1	5.2	5.3	8	11	12	13.1
	borda	matriz	borda	centro	borda	centro	borda	matriz	matriz	matriz	
SiO₂	46.81	46.67	45.81	46.72	46.17	47.01	46.69	46.67	46.12	46.18	46.63
TiO₂	0.36	0.42	0.45	0.53	0.29	0.26	0.29	0.5	0.47	0.57	0
Al₂O₃	35.26	34.56	34.8	35.09	35.88	34.39	35.51	34.78	34.82	34.84	35.25
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	1	1.18	0.84	1.03	0.91	1.01	1.16	1.18	1.02	0.94	1.1
MnO	0.01	0.03	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.02
MgO	0.99	0.96	0.89	0.96	0.74	1.16	0.94	0.95	0.94	0.85	1.06
CaO	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0
Na₂O	0.83	0.79	1	0.84	0.83	0.91	0.95	0.97	1.02	0.88	0.84
K₂O	9.69	9.71	9.6	9.78	9.6	9.6	9.97	9.47	9.69	9.48	9.54
Total	94.96	94.32	93.4	94.97	94.43	94.35	95.52	94.54	94.1	93.75	94.45
<i>Fórmula estrutural baseada em 11 oxigênios</i>											
Si	3.105	3.121	3.092	3.102	3.078	3.138	3.089	3.112	3.094	3.102	3.108
Ti	0.018	0.021	0.023	0.026	0.015	0.013	0.014	0.025	0.024	0.029	0
Al	2.757	2.725	2.769	2.747	2.82	2.706	2.77	2.734	2.754	2.758	2.77
Fe³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0.056	0.066	0.047	0.057	0.051	0.056	0.064	0.066	0.057	0.053	0.061
Mn	0	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001
Mg	0.098	0.095	0.09	0.096	0.074	0.115	0.092	0.094	0.094	0.085	0.105
Ca	0.001	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0
Na	0.107	0.102	0.131	0.108	0.107	0.118	0.122	0.126	0.133	0.114	0.109
K	0.82	0.829	0.827	0.829	0.816	0.817	0.841	0.806	0.83	0.812	0.812
Total de cátions	6.962	6.961	6.98	6.967	6.96	6.965	6.994	6.963	6.987	6.954	6.967

Fe³⁺ calculado para 11 oxigênios e somatória de cátions tetraédricos e octaédrico = 6,05 (R_{max} = 0,7)

Tabela C-1: Análises químicas de muscovita (continuação)

CAR-IX-26	2	3.1	3.2	4.1	5.1	6	6.2	7	9	10
	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO₂	46.37	45.82	46.34	46.07	47.12	46.44	46.59	46.06	45.52	46.05
TiO₂	0	0.36	0.3	0.35	0	0.36	0.43	0.01	0	0
Al₂O₃	38.66	36.57	36.46	36.02	37.53	36.59	36.62	37.05	37.12	37.41
Fe₂O₃	0.07	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0.82	0.75	0.97	1.01	0.87	0.77	0.79	0.87	0.91	0.66
MnO	0	0.02	0.02	0.01	0	0.01	0	0	0.01	0
MgO	0.34	0.46	0.44	0.67	0.5	0.55	0.53	0.4	0.54	0.43
CaO	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0.01
Na₂O	1.38	1.26	1.14	1.18	1.31	1.37	1.87	1.45	1.59	1.51
K₂O	8.95	9.1	8.99	9.06	9.05	9.17	8	9.42	8.66	8.61
Total	96.59	94.36	94.67	94.38	96.4	95.27	94.84	95.28	94.35	94.69
<i>Fórmula estrutural baseada em 11 oxigênios</i>										
Si	3.011	3.051	3.072	3.069	3.065	3.063	3.07	3.045	3.029	3.044
Ti	0	0.018	0.015	0.018	0	0.018	0.021	0	0	0
Al	2.959	2.871	2.849	2.829	2.877	2.845	2.845	2.887	2.912	2.916
Fe³⁺	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0.044	0.042	0.054	0.056	0.047	0.042	0.043	0.048	0.05	0.037
Mn	0	0.001	0.001	0	0	0.001	0	0	0	0
Mg	0.033	0.046	0.043	0.066	0.049	0.054	0.052	0.04	0.054	0.042
Ca	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0	0	0
Na	0.173	0.163	0.147	0.152	0.165	0.176	0.239	0.186	0.205	0.194
K	0.742	0.773	0.76	0.77	0.751	0.771	0.673	0.795	0.735	0.726
Total de cátions	6.966	6.964	6.942	6.961	6.955	6.971	6.944	7.002	6.986	6.959

Fe³⁺ calculado para 11 oxigênios e somatória de cátions tetraédricos e octaédrico = 6,05 (R_{max} = 0,7)

Tabela C-2: Análises químicas de cloritóide

SC-08	1	2.1	3	3.1	5.1	5.2	5.3	7	SC-09	2	3	4
	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz		matriz	matriz	matriz
SiO₂	27,21	24,27	24,68	24,73	25,48	24,22	24,44	24,86	SiO₂	24,54	24,20	24,10
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	TiO₂	0,05	0,00	0,05
Al₂O₃	39,91	41,46	41,29	41,33	41,16	41,51	41,17	41,47	Al₂O₃	40,88	40,45	40,90
Fe₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe₂O₃	0,00	0,32	0,00
FeO	21,98	22,17	21,55	22,37	22,39	21,95	22,04	21,90	FeO	21,84	21,96	22,05
MnO	0,34	0,33	0,31	0,31	0,31	0,27	0,30	0,26	MnO	0,21	0,21	0,17
MgO	2,91	3,20	3,81	3,61	3,00	3,47	3,72	3,76	MgO	3,87	3,67	3,71
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	CaO	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	Na₂O	0,00	0,02	0,00
K₂O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,32	0,01	0,00	0,02	K₂O	0,00	0,04	0,01
Total	92,42	91,44	91,65	92,37	92,75	91,45	91,70	92,28	Total	91,38	90,84	90,98
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>												
Si	2,206	2,002	2,024	2,020	2,072	1,996	2,010	2,026	Si	2,022	2,012	1,998
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	Ti	0,002	0,000	0,004
Al	3,812	4,032	3,992	3,980	3,948	4,032	3,990	3,986	Al	3,970	3,964	3,998
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Fe³⁺	0,000	0,020	0,000
Fe²⁺	1,490	1,530	1,478	1,528	1,524	1,512	1,516	1,492	Fe²⁺	1,504	1,526	1,528
Mn	0,024	0,024	0,022	0,022	0,022	0,018	0,020	0,018	Mn	0,014	0,014	0,012
Mg	0,352	0,394	0,464	0,438	0,364	0,426	0,456	0,458	Mg	0,476	0,456	0,458
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Ca	0,000	0,000	0,000
Na	0,002	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	Na	0,000	0,004	0,000
K	0,002	0,000	0,000	0,002	0,032	0,002	0,000	0,002	K	0,000	0,004	0,002
Total Cátions	7,890	7,982	7,980	7,990	7,972	7,988	7,994	7,982	Total Cátions	7,990	8,000	8,000
X_{Fe}	0,809	0,795	0,761	0,777	0,807	0,780	0,769	0,765	X_{Fe}	0,760	0,770	0,769
*X_{Fe}	0,798	0,785	0,753	0,769	0,798	0,773	0,761	0,758	*X_{Fe}	0,754	0,765	0,765
X_{Mn}	0,013	0,012	0,011	0,011	0,012	0,009	0,010	0,009	X_{Mn}	0,007	0,007	0,006

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions (R_{máx} = 0,2)

Tabela C-2: Análises químicas de cloritóide (continuação)

SC-36 (1)	1	2	3	4	5.1	5.2	6	SC-36 (2)	1	1a	3.1	3.2	3.3
	matriz	matriz	matriz	matriz	centro	borda	matriz		matriz	matriz	borda	centro	borda
SiO₂	24,45	24,13	24,12	24,36	24,48	24,43	24,23	SiO₂	24,70	24,59	24,66	24,56	24,66
TiO₂	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02
Al₂O₃	40,64	39,92	40,49	40,65	40,37	41,22	39,85	Al₂O₃	40,70	41,86	40,59	40,80	41,22
Fe₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe₂O₃	0,00	0,16	0,00	0,70	0,00
FeO	22,05	21,49	21,63	22,05	22,37	22,92	21,72	FeO	21,98	22,63	22,39	22,66	22,34
MnO	0,09	0,09	0,08	0,14	0,14	0,12	0,11	MnO	0,14	0,19	0,12	0,13	0,14
MgO	3,58	3,12	3,68	3,61	3,25	3,24	3,61	MgO	3,46	3,61	3,61	3,57	3,64
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	CaO	0,02	0,05	0,02	0,02	0,04
Na₂O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	Na₂O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02
K₂O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	K₂O	0,02	0,00	0,00	0,04	0,04
Total	90,82	88,76	90,07	90,83	90,68	91,96	89,52	Total	91,04	93,11	91,39	92,43	92,13
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>													
Si	2,028	2,046	2,016	2,022	2,038	2,010	2,040	Si	2,044	1,994	2,036	2,012	2,020
Ti	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Al	3,976	3,990	3,990	3,978	3,964	3,998	3,954	Al	3,968	4,004	3,952	3,940	3,978
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Fe³⁺	0,000	0,010	0,000	0,044	0,000
Fe²⁺	1,530	1,524	1,512	1,532	1,558	1,576	1,528	Fe²⁺	1,520	1,536	1,546	1,552	1,530
Mn	0,006	0,006	0,006	0,010	0,010	0,008	0,008	Mn	0,010	0,014	0,008	0,008	0,010
Mg	0,442	0,394	0,458	0,446	0,402	0,398	0,452	Mg	0,426	0,436	0,444	0,436	0,444
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	Ca	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004
Na	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	Na	0,000	0,002	0,000	0,002	0,004
K	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	K	0,002	0,000	0,000	0,004	0,004
Total Cátions	7,984	7,960	7,988	7,990	7,982	7,992	7,984	Total Cátions	7,974	8,000	7,988	8,000	7,994
X_{Fe}	0,776	0,795	0,768	0,775	0,795	0,798	0,772	X_{Fe}	0,781	0,779	0,777	0,781	0,775
*X_{Fe}	0,774	0,792	0,765	0,771	0,791	0,795	0,769	*X_{Fe}	0,777	0,773	0,774	0,778	0,771
X_{Mn}	0,003	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,004	X_{Mn}	0,005	0,007	0,004	0,004	0,005

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions (R_{máx} = 0,2)

Tabela C-2: Análises químicas de cloritóide (continuação)

SC-36 (2)	7a	1.1	1.2	1.3	1.4	1.2.1	1.3.1	1.3.2	4	7	CAR-IX-26	2	3	3b	8
	matriz	inc-borda	inc-c/b	inc-centro	inc-c/b	inc-borda	matriz	matriz	matriz	matriz		inc	inc	retro	retro
SiO₂	24,72	24,69	24,79	24,68	24,84	24,44	24,83	24,46	24,34	24,83	SiO₂	24,61	24,89	24,61	23,96
TiO₂	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	TiO₂	0,00	0,01	0,00	0,02
Al₂O₃	41,27	41,59	41,38	41,39	41,27	41,66	41,10	41,11	40,76	41,24	Al₂O₃	42,28	42,26	41,09	41,23
Fe₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,29	0,00	0,00	Fe₂O₃	0,17	0,00	0,00	1,13
FeO	22,14	22,74	22,69	22,76	22,48	22,65	22,22	22,89	21,93	22,47	FeO	22,85	22,50	23,22	23,84
MnO	0,14	0,18	0,20	0,18	0,21	0,20	0,24	0,18	0,15	0,14	MnO	0,21	0,06	0,06	0,13
MgO	3,42	3,57	3,48	3,52	3,55	3,50	3,48	3,37	3,76	3,35	MgO	3,48	3,69	2,50	2,57
CaO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	CaO	0,02	0,00	0,00	0,01
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	Na₂O	0,01	0,00	0,00	0,02
K₂O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	K₂O	0,02	0,01	0,01	0,01
Total	91,73	92,79	92,55	92,54	92,41	92,61	91,89	92,34	90,98	92,05	Total	93,65	93,41	91,49	92,80
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>															
Si	2,028	2,010	2,022	2,014	2,028	1,994	2,036	2,006	2,016	2,034	Si	1,986	2,006	2,036	1,968
Ti	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	3,994	3,990	3,980	3,984	3,972	4,008	3,974	3,974	3,980	3,982	Al	4,022	4,016	4,006	3,994
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,018	0,000	0,000	Fe³⁺	0,010	0,000	0,000	0,070
Fe²⁺	1,520	1,548	1,548	1,554	1,534	1,546	1,524	1,570	1,520	1,538	Fe²⁺	1,542	1,516	1,606	1,638
Mn	0,010	0,012	0,014	0,012	0,014	0,014	0,016	0,012	0,010	0,010	Mn	0,014	0,004	0,004	0,008
Mg	0,418	0,432	0,424	0,428	0,432	0,426	0,426	0,412	0,464	0,410	Mg	0,418	0,442	0,308	0,314
Ca	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	Ca	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	Na	0,002	0,000	0,000	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	K	0,002	0,002	0,002	0,002
Total Cátions	7,974	7,994	7,988	7,994	7,984	8,000	7,978	8,000	7,992	7,976	Total Cátions	8,000	7,986	7,962	8,000
X_{Fe}	0,784	0,782	0,785	0,784	0,780	0,784	0,782	0,792	0,766	0,790	X_{Fe}	0,787	0,774	0,839	0,839
*X_{Fe}	0,780	0,777	0,779	0,779	0,775	0,778	0,775	0,787	0,762	0,785	*X_{Fe}	0,781	0,773	0,837	0,836
X_{Mn}	0,005	0,006	0,007	0,006	0,007	0,007	0,008	0,006	0,005	0,005	X_{Mn}	0,007	0,002	0,002	0,004

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions (R_{máx} = 0,2)

Tabela C-3: Análises químicas de clorita

SC-36(2)	1.1	1.2	2	3	IX-26	2	4	4.1	7	9	9.1
SiO₂	23.76	24.49	24.38	25.36	SiO₂	23.55	22.4	23.93	24.1	23.74	23.5
TiO₂	0.02	0.06	0.02	0.04	TiO₂	0	0	0.05	0.15	0	0.06
Al₂O₃	23.97	23.05	40.83	23.31	Al₂O₃	24.05	24.45	23.01	23.59	23.42	23.34
Fe₂O₃	0	0	0	0	Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0
FeO	24.55	22.53	22.46	22.68	FeO	27.63	26.44	26.68	27.31	27.89	26.63
MnO	0.05	0	0.19	0.02	MnO	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.03
MgO	14.47	15.69	3.27	15.24	MgO	11.99	11.39	12.22	11.54	12.12	11.87
CaO	0.02	0	0	0.01	CaO	0.04	0.13	0.01	0.03	0	0
Na₂O	0.02	0.02	0.02	0	Na₂O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0
K₂O	0.03	0.01	0	0.04	K₂O	0.02	0.05	0.02	0	0.02	0
Total	86.88	85.85	91.17	86.7	Total	87.33	84.91	85.95	86.78	87.24	85.42
<i>Fórmula estrutural baseada em 10 cátions e 14 oxigênios</i>											
Si	2.517	2.595	2.357	2.655	Si	2.522	2.463	2.593	2.590	2.550	2.563
Ti	0.002	0.005	0.002	0.003	Ti	0.000	0.000	0.004	0.012	0.000	0.005
Al	2.994	2.881	4.653	2.877	Al	3.037	3.168	2.940	2.989	2.965	3.002
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	2.176	1.997	1.816	1.986	Fe²⁺	2.475	2.431	2.418	2.455	2.505	2.429
Mn	0.005	0.000	0.015	0.002	Mn	0.005	0.003	0.004	0.004	0.005	0.002
Mg	2.285	2.479	0.470	2.377	Mg	1.914	1.866	1.973	1.848	1.939	1.929
Ca	0.003	0.000	0.000	0.001	Ca	0.004	0.015	0.001	0.003	0.000	0.000
Na	0.003	0.004	0.004	0.000	Na	0.001	0.007	0.002	0.003	0.002	0.000
K	0.004	0.001	0.000	0.005	K	0.003	0.006	0.002	0.000	0.002	0.000
Total Cátions	9.988	9.962	9.317	9.906	Total Cátions	9.961	9.960	9.936	9.905	9.970	9.931
X_{Fe}	0.488	0.446	0.794	0.455	X_{Fe}	0.564	0.566	0.551	0.571	0.564	0.557
*X_{Fe}	0.487	0.446	0.789	0.455	*X_{Fe}	0.563	0.565	0.550	0.570	0.563	0.557
X_{Mn}	0.001	0.000	0.007	0.000	X_{Mn}	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000

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

Fe³⁺ calculado para 14 oxigênios e 10 cátions (R_{máx} = 0,2)

Tabela C-4: Análises químicas de estauroлита

SC-08	1.1	1.2	1.3	3	4	5	5.4	5.5	6	5.6
	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO₂	28.40	28.63	28.95	29.09	28.39	28.72	28.60	29.11	28.99	28.92
TiO₂	0.01	0.01	0.00	0.00	0.58	0.00	0.47	0.34	0.00	0.64
Al₂O₃	54.78	54.90	55.77	55.44	55.03	55.70	55.57	55.76	55.34	55.78
FeO	11.86	12.05	11.47	12.43	10.95	12.27	11.62	12.26	11.89	12.02
MnO	0.44	0.50	0.48	0.51	0.17	0.45	0.15	0.15	0.44	0.20
MgO	0.18	0.16	0.14	0.16	1.17	0.17	1.24	1.34	0.15	1.29
CaO	1.34	1.27	1.15	1.26	0.00	1.28	0.01	0.00	1.28	0.02
Na₂O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
K₂O	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	97.02	97.56	98.01	98.90	96.29	98.58	97.67	98.98	98.12	98.87
<i>Fórmula estrutural baseada em 46,5 oxigênios</i>										
Si	7.884	7.910	7.927	7.934	7.865	7.854	7.836	7.889	7.949	7.843
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.122	0.000	0.096	0.070	0.000	0.130
Al	17.931	17.883	18.002	17.830	17.977	17.959	17.950	17.815	17.887	17.835
Fe²⁺	2.753	2.785	2.627	2.835	2.538	2.806	2.664	2.779	2.726	2.725
Mn	0.104	0.117	0.111	0.118	0.039	0.104	0.035	0.035	0.102	0.045
Mg	0.073	0.065	0.059	0.063	0.483	0.067	0.506	0.542	0.063	0.523
Ca	0.398	0.375	0.337	0.367	0.000	0.374	0.002	0.000	0.377	0.005
Na	0.000	0.011	0.006	0.001	0.003	0.000	0.004	0.008	0.007	0.008
K	0.008	0.011	0.012	0.006	0.000	0.005	0.003	0.000	0.003	0.000
Total Cátions	29.153	29.158	29.081	29.154	29.026	29.169	29.096	29.138	29.113	29.114
X_{Fe}	0.964	0.960	0.959	0.960	0.985	0.964	0.987	0.988	0.964	0.984
*X_{Fe}	0.940	0.939	0.939	0.940	0.829	0.943	0.831	0.828	0.943	0.828
X_{Mn}	0.035	0.039	0.040	0.039	0.013	0.035	0.011	0.010	0.035	0.014

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

Abreviações: inc (inclusão); c/b (centro/borda)

Tabela C-4: Análises químicas de estaurolita (continuação)

SC-30B	1	3	3-2	3-2.1	3.3	4	6	10-9	10-9.1	10-9.2	11.1	11.2	12	13
	matriz	matriz	borda	centro	borda	matriz	matriz	borda	centro	centro	borda	centro	inc	matriz
SiO₂	28.24	28.11	28.64	28.67	28.45	28.18	28.50	28.61	28.12	28.16	28.05	28.28	28.09	28.44
TiO₂	0.01	0.01	0.63	0.56	0.52	0.00	0.02	0.54	0.53	0.56	0.60	0.51	0.62	0.60
Al₂O₃	53.72	54.26	53.96	54.05	54.27	53.53	54.28	53.85	53.70	53.96	53.21	53.20	54.09	54.59
FeO	12.75	12.56	12.80	12.63	13.13	12.54	12.41	11.96	13.20	12.64	12.36	12.73	13.16	12.24
MnO	0.03	0.04	0.08	0.04	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.08	0.02	0.07	0.02	0.06
MgO	1.63	1.62	1.60	1.58	1.62	1.49	1.59	1.63	1.70	1.64	1.53	1.61	1.73	1.38
CaO	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.01	0.04	0.00	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	0.06	0.04	0.01	0.03	0.01	0.05
K₂O	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02
Total	96.40	96.68	97.75	97.57	98.08	95.80	96.94	96.69	97.36	97.12	95.80	96.44	97.74	97.37
<i>Fórmula estrutural baseada em 46,5 oxigênios</i>														
Si	7.891	7.827	7.897	7.908	7.830	7.914	7.904	7.940	7.807	7.815	7.879	7.906	7.767	7.847
Ti	0.001	0.001	0.130	0.116	0.107	0.000	0.004	0.112	0.111	0.118	0.127	0.107	0.128	0.125
Al	17.697	17.810	17.539	17.580	17.612	17.725	17.745	17.614	17.577	17.655	17.621	17.532	17.627	17.759
Fe²⁺	2.979	2.924	2.951	2.914	3.021	2.947	2.878	2.776	3.066	2.934	2.904	2.977	3.043	2.824
Mn	0.007	0.010	0.018	0.009	0.014	0.008	0.010	0.012	0.008	0.018	0.005	0.016	0.006	0.015
Mg	0.678	0.672	0.656	0.650	0.664	0.623	0.657	0.673	0.704	0.680	0.641	0.672	0.714	0.566
Ca	0.000	0.009	0.009	0.000	0.000	0.000	0.003	0.007	0.004	0.006	0.005	0.000	0.001	0.000
Na	0.004	0.023	0.002	0.018	0.017	0.008	0.022	0.012	0.034	0.023	0.004	0.016	0.008	0.024
K	0.006	0.001	0.005	0.002	0.004	0.004	0.015	0.000	0.000	0.005	0.001	0.007	0.004	0.006
Total Cátions	29.264	29.279	29.206	29.196	29.268	29.229	29.238	29.146	29.310	29.254	29.186	29.232	29.297	29.165
X_{Fe}	0.815	0.813	0.818	0.818	0.820	0.825	0.814	0.805	0.813	0.812	0.819	0.816	0.810	0.833
*X_{Fe}	0.813	0.811	0.814	0.816	0.817	0.824	0.812	0.802	0.812	0.808	0.818	0.812	0.809	0.829
X_{Mn}	0.002	0.003	0.005	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002	0.005	0.001	0.004	0.002	0.004

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

Abreviações: inc (inclusão); c/b (centro/borda)

Tabela C-4: Análises químicas de estauroлита (continuação)

CAR-IX-26	2	2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	2-8	2-9	2-10	2-11	6.1
	matriz	borda	c/b	c/b	centro	c/b	borda	c/b	centro	borda	borda	centro	borda
SiO₂	28.6	28.3	28.3	28.5	28.7	28.6	28.5	28.4	28.6	28.3	28.0	28.6	28.7
TiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al₂O₃	55.6	55.2	55.4	55.2	54.8	55.6	54.5	55.5	54.7	54.5	54.7	54.8	54.4
FeO	13.8	13.5	13.6	13.7	13.6	13.6	13.5	14.1	13.6	14.0	13.4	14.0	13.7
MnO	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0
MgO	1.1	1.1	1.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.2	98.2	98.5	98.5	98.4	99.0	97.6	99.2	98.1	98.1	97.3	98.5	97.9
<i>Fórmula estrutural baseada em 46,5 oxigênios</i>													
Si	7.794	7.789	7.767	7.804	7.873	7.799	7.874	7.751	7.865	7.822	7.765	7.846	7.909
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	17.870	17.900	17.911	17.863	17.748	17.892	17.768	17.856	17.759	17.739	17.911	17.752	17.698
Fe²⁺	3.137	3.101	3.111	3.138	3.129	3.095	3.114	3.218	3.126	3.235	3.111	3.216	3.163
Mn	0.009	0.011	0.017	0.004	0.017	0.013	0.008	0.017	0.014	0.015	0.020	0.007	0.010
Mg	0.450	0.457	0.470	0.447	0.478	0.455	0.473	0.473	0.481	0.494	0.460	0.458	0.457
Ca	0.006	0.000	0.000	0.003	0.005	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Na	0.000	0.009	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.004	0.005	0.005	0.000	0.009
K	0.009	0.000	0.000	0.006	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Total Cátions	29.276	29.266	29.278	29.267	29.251	29.257	29.243	29.323	29.254	29.310	29.280	29.278	29.247
X_{Fe}	0.875	0.872	0.869	0.875	0.867	0.872	0.868	0.872	0.867	0.868	0.871	0.875	0.874
*X_{Fe}	0.872	0.869	0.865	0.874	0.863	0.869	0.866	0.868	0.863	0.864	0.866	0.874	0.871
X_{Mn}	0.003	0.003	0.005	0.001	0.005	0.004	0.002	0.005	0.004	0.004	0.006	0.002	0.003

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

Abreviações: inc (inclusão); c/b (centro/borda)

Tabela C-4: Análises químicas de estaurolita (continuação)

CAR-IX-26	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	3.1	7	5-1	5-2
	c/b	c/b	centro	centro	c/b	c/b	borda	matriz	matriz	centro	c/b
SiO₂	28.4	28.3	28.2	28.3	28.5	28.6	28.8	29.0	28.7	28.4	28.1
TiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.6
Al₂O₃	54.3	54.8	54.3	55.0	54.8	55.1	55.1	55.0	55.3	54.5	54.0
FeO	13.6	13.5	13.7	13.6	13.4	13.4	12.8	13.5	13.3	13.7	14.2
MnO	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
MgO	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.2	1.1
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	97.7	97.9	97.6	98.2	98.0	98.4	98.0	98.6	98.5	98.3	98.0
<i>Fórmula estrutural baseada em 46,5 oxigênios</i>											
Si	7.854	7.798	7.825	7.787	7.843	7.848	7.903	7.921	7.851	7.817	7.769
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.106	0.124
Al	17.716	17.816	17.740	17.833	17.793	17.809	17.825	17.740	17.862	17.676	17.634
Fe²⁺	3.157	3.116	3.185	3.129	3.075	3.073	2.947	3.082	3.043	3.148	3.278
Mn	0.012	0.007	0.013	0.009	0.007	0.009	0.011	0.010	0.011	0.006	0.013
Mg	0.539	0.547	0.540	0.536	0.537	0.501	0.491	0.448	0.447	0.482	0.468
Ca	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Na	0.013	0.010	0.000	0.001	0.008	0.003	0.005	0.002	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.000
Total Cátions	29.294	29.300	29.305	29.297	29.264	29.250	29.189	29.211	29.221	29.243	29.290
X_{Fe}	0.854	0.851	0.855	0.854	0.851	0.860	0.857	0.873	0.872	0.867	0.875
*X_{Fe}	0.851	0.849	0.852	0.852	0.850	0.858	0.854	0.871	0.869	0.866	0.872
X_{Mn}	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003

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

Abreviações: inc (inclusão); c/b (centro/borda)

Tabela C-4: Análises químicas de estaurólita (continuação)

CAR-IX-26	5-3	9.1	9.2	9.3	9.4
	borda	c/b	centro	c/b	borda
SiO₂	28.6	28.1	28.5	28.2	28.8
TiO₂	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6
Al₂O₃	54.8	54.3	54.7	55.1	55.4
FeO	14.2	13.5	13.4	13.8	13.6
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
MgO	1.2	1.2	1.2	1.1	1.0
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.5	97.8	98.4	98.9	99.5
<i>Fórmula estrutural baseada em 46,5 oxigênios</i>					
Si	7.800	7.768	7.833	7.713	7.817
Ti	0.133	0.145	0.116	0.125	0.125
Al	17.605	17.699	17.682	17.782	17.749
Fe²⁺	3.239	3.112	3.068	3.160	3.094
Mn	0.011	0.011	0.017	0.019	0.009
Mg	0.469	0.494	0.489	0.467	0.386
Ca	0.007	0.006	0.007	0.003	0.000
Na	0.000	0.005	0.000	0.000	0.007
K	0.001	0.000	0.000	0.008	0.000
Total Cátions	29.265	29.241	29.211	29.275	29.187
X_{Fe}	0.874	0.863	0.863	0.871	0.889
*X_{Fe}	0.871	0.860	0.858	0.867	0.887
X_{Mn}	0.003	0.003	0.005	0.005	0.003

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

Abreviações: inc (inclusão); c/b (centro/borda)

Tabela C-5.1: Análise química de granada

SC-36 (1)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO₂	37.10	37.70	37.26	37.51	37.39	37.66	37.54	37.29	37.38	37.54	37.11	37.57	37.60
TiO₂	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	21.46	21.41	21.84	21.59	21.75	22.00	21.70	21.73	21.97	21.57	21.54	21.63	21.44
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.55	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00
FeO	34.23	33.38	33.84	34.25	33.98	34.41	33.42	33.72	33.43	33.10	33.58	33.67	33.11
MnO	1.09	1.00	1.10	0.95	0.97	0.99	1.09	0.98	1.04	1.32	1.50	1.60	2.04
MgO	2.51	3.02	3.05	3.03	3.17	3.05	2.79	3.09	3.02	2.82	2.74	2.72	2.39
CaO	2.94	3.43	3.25	3.21	3.21	3.13	3.23	3.20	3.45	3.35	3.42	3.31	3.28
Na₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.34	99.94	100.85	100.54	100.55	101.25	99.78	100.01	100.30	99.70	100.02	100.50	99.85
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>													
Si	2.996	3.012	2.961	2.989	2.977	2.978	3.004	2.981	2.978	3.007	2.978	2.996	3.016
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.043	2.016	2.046	2.028	2.041	2.051	2.047	2.048	2.063	2.037	2.038	2.033	2.027
Fe³⁺	0.000	0.000	0.033	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000
Fe²⁺	2.312	2.230	2.249	2.282	2.262	2.276	2.237	2.255	2.227	2.217	2.254	2.245	2.221
Mn	0.074	0.068	0.074	0.064	0.065	0.067	0.074	0.066	0.070	0.089	0.102	0.108	0.139
Mg	0.302	0.360	0.361	0.360	0.376	0.359	0.333	0.368	0.358	0.337	0.328	0.324	0.285
Ca	0.254	0.293	0.276	0.274	0.273	0.265	0.277	0.274	0.294	0.288	0.294	0.282	0.282
Total Cátions	7.982	7.980	8.000	7.997	8.000	7.996	7.972	7.994	7.991	7.975	8.000	7.988	7.970
membros-finais													
<i>almandina</i>	78.59	75.57	75.98	76.58	76.01	76.71	76.58	76.11	75.52	75.64	75.69	75.87	75.88
<i>piropo</i>	10.27	12.20	12.20	12.08	12.63	12.10	11.40	12.42	12.14	11.50	11.01	10.95	9.74
<i>esperssatita</i>	2.52	2.30	2.50	2.15	2.18	2.26	2.53	2.23	2.37	3.04	3.43	3.65	4.75
<i>grossulária</i>	8.63	9.93	7.74	9.19	8.98	8.93	9.48	9.25	9.97	9.83	9.53	9.53	9.63
<i>andradita</i>	0.00	0.00	1.59	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00
X_{Fe}	0.884	0.861	0.862	0.864	0.857	0.864	0.870	0.860	0.862	0.868	0.873	0.874	0.886
$*X_{Fe}$	0.860	0.839	0.838	0.843	0.837	0.842	0.846	0.839	0.839	0.839	0.840	0.839	0.840
X_{Mn}	0.028	0.026	0.028	0.024	0.024	0.025	0.028	0.025	0.026	0.034	0.038	0.040	0.053

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.1: Análise química de granada (continuação)

SC-36 (1)	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>SiO</i> ₂	37.39	37.20	37.34	37.40	37.59	37.49	37.18	37.53
<i>TiO</i> ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	21.68	21.33	21.43	21.55	21.48	21.75	21.77	21.86
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
<i>FeO</i>	34.05	33.07	32.77	32.72	32.91	33.04	33.65	33.45
<i>MnO</i>	2.35	2.21	2.21	2.20	2.15	2.03	1.90	1.83
<i>MgO</i>	2.37	2.45	2.40	2.36	2.43	2.50	2.55	2.54
<i>CaO</i>	3.16	3.13	3.25	2.93	3.14	3.46	3.38	3.40
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.01	99.40	99.39	99.17	99.70	100.26	100.48	100.62
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>								
<i>Si</i>	2.981	3.003	3.009	3.016	3.018	2.995	2.973	2.989
<i>Ti</i>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>Al</i>	2.038	2.030	2.036	2.049	2.032	2.048	2.052	2.053
<i>Fe</i> ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
<i>Fe</i> ²⁺	2.270	2.233	2.209	2.207	2.209	2.207	2.251	2.228
<i>Mn</i>	0.159	0.151	0.151	0.150	0.146	0.137	0.129	0.124
<i>Mg</i>	0.282	0.295	0.289	0.284	0.291	0.297	0.303	0.302
<i>Ca</i>	0.270	0.270	0.280	0.254	0.270	0.296	0.290	0.290
Total Cátions	8.000	7.982	7.973	7.959	7.966	7.981	8.000	7.985
membros-finais								
<i>almandina</i>	76.15	75.72	75.42	76.23	75.75	75.14	75.71	75.68
<i>piropo</i>	9.46	10.00	9.87	9.81	9.98	10.11	10.19	10.26
<i>esperssatita</i>	5.33	5.12	5.16	5.18	5.01	4.66	4.34	4.21
<i>grossulária</i>	9.06	9.16	9.56	8.77	9.26	10.08	9.66	9.85
<i>andradita</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
<i>X</i> _{Fe}	0.889	0.883	0.884	0.886	0.884	0.881	0.881	0.881
* <i>X</i> _{Fe}	0.837	0.834	0.834	0.836	0.835	0.836	0.839	0.839
<i>X</i> _{Mn}	0.059	0.056	0.057	0.057	0.055	0.052	0.048	0.047

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.2: Análise química de granada

SC-36 (2)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO₂	37.34	37.55	37.78	37.36	37.14	37.04	37.52	36.73	37.22	37.08	36.75	36.91	36.83
TiO₂	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al₂O₃	21.84	21.91	21.88	21.32	21.42	21.89	21.83	21.42	21.57	21.80	21.86	21.57	21.94
Fe₂O₃	0.00	0.02	0.00	0.21	0.00	0.46	0.06	0.65	0.24	0.00	0.14	0.00	0.00
FeO	33.90	34.23	34.08	33.41	33.30	33.42	34.14	32.86	33.44	33.92	33.04	33.87	33.38
MnO	1.48	1.55	1.68	1.77	1.80	1.86	1.73	2.00	1.87	1.95	2.13	2.24	2.20
MgO	2.91	2.92	2.78	2.80	2.73	2.79	2.53	2.56	2.61	2.41	2.74	2.19	2.21
CaO	3.11	3.06	3.36	3.49	3.21	3.12	3.48	3.49	3.52	3.15	3.00	3.07	3.14
Total	100.59	101.21	101.56	100.35	99.61	100.54	101.29	99.64	100.45	100.30	99.66	99.85	99.71
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>													
Si	2.975	2.976	2.984	2.989	2.990	2.957	2.977	2.962	2.976	2.972	2.958	2.978	2.968
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.051	2.047	2.037	2.010	2.033	2.059	2.042	2.037	2.033	2.060	2.075	2.051	2.084
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.027	0.003	0.039	0.014	0.000	0.008	0.000	0.000
Fe²⁺	2.259	2.267	2.251	2.236	2.243	2.232	2.266	2.217	2.237	2.275	2.225	2.285	2.250
Mn	0.100	0.104	0.112	0.120	0.122	0.126	0.116	0.136	0.127	0.132	0.145	0.153	0.150
Mg	0.346	0.344	0.327	0.334	0.328	0.332	0.299	0.308	0.311	0.288	0.329	0.264	0.265
Ca	0.266	0.260	0.284	0.299	0.277	0.267	0.296	0.301	0.302	0.270	0.259	0.266	0.271
Total Cátions	7.998	8.000	7.997	8.000	7.993	8.000	8.000	8.000	8.000	7.997	8.000	7.997	7.989
membros-finais													
<i>almandina</i>	76.04	76.20	75.69	74.81	75.52	75.48	76.12	74.85	75.14	76.73	75.22	76.99	76.63
<i>piropo</i>	11.65	11.56	11.00	11.17	11.04	11.23	10.04	10.40	10.45	9.71	11.12	8.89	9.03
<i>esperssatita</i>	3.37	3.50	3.77	4.01	4.11	4.26	3.90	4.59	4.27	4.45	4.90	5.15	5.11
<i>grossulária</i>	8.95	8.74	9.55	9.41	9.33	7.74	9.80	8.28	9.46	9.11	8.37	8.96	9.23
<i>andradita</i>	0.00	0.00	0.00	0.59	0.00	1.29	0.15	1.88	0.68	0.00	0.38	0.00	0.00
X_{Fe}	0.867	0.868	0.873	0.870	0.872	0.871	0.883	0.878	0.878	0.888	0.871	0.896	0.895
$*X_{Fe}$	0.835	0.835	0.837	0.831	0.833	0.830	0.845	0.833	0.836	0.844	0.824	0.846	0.844
X_{Mn}	0.037	0.038	0.042	0.045	0.045	0.047	0.043	0.051	0.047	0.049	0.054	0.057	0.056

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.2: Análise química de granada (continuação)

SC-36 (2)	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO₂	37.33	37.00	37.52	37.48	37.73	37.32	37.18	37.61	37.62	37.17	37.60	37.31
TiO₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al₂O₃	21.41	21.38	21.69	22.14	21.89	21.77	21.74	21.59	22.07	22.03	21.98	21.95
Fe₂O₃	0.00	0.13	0.33	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00	0.18	0.70	0.25	0.00
FeO	33.49	33.48	33.94	33.72	33.94	33.74	33.05	33.56	34.36	34.11	34.37	34.18
MnO	1.89	1.90	1.97	2.15	1.59	1.60	1.82	1.62	1.45	1.33	1.33	1.42
MgO	2.40	2.44	2.44	2.61	2.58	2.73	2.88	2.86	2.90	2.85	2.97	2.72
CaO	3.22	3.50	3.58	3.29	3.39	3.32	3.46	3.27	3.10	3.06	3.09	3.00
Total	99.75	99.83	101.43	101.39	101.13	100.50	101.00	100.50	101.66	101.16	101.57	100.58
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>												
Si	3.003	2.981	2.976	2.968	2.991	2.979	2.953	2.997	2.968	2.949	2.969	2.975
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	2.031	2.030	2.028	2.066	2.046	2.048	2.036	2.028	2.053	2.060	2.046	2.064
Fe³⁺	0.000	0.008	0.020	0.000	0.000	0.000	0.058	0.000	0.011	0.041	0.015	0.000
Fe²⁺	2.253	2.256	2.252	2.233	2.250	2.252	2.196	2.236	2.268	2.264	2.270	2.279
Mn	0.129	0.130	0.132	0.144	0.107	0.108	0.123	0.109	0.097	0.089	0.089	0.096
Mg	0.288	0.294	0.288	0.308	0.305	0.325	0.341	0.339	0.341	0.337	0.349	0.323
Ca	0.277	0.302	0.304	0.279	0.288	0.284	0.294	0.279	0.262	0.260	0.261	0.257
Total Cátions	7.981	8.000	8.000	7.999	7.987	7.997	8.000	7.989	8.000	8.000	8.000	7.993
membros-finais												
<i>almandina</i>	76.45	75.65	75.67	75.34	76.27	75.85	74.34	75.46	76.42	76.75	76.46	77.12
<i>piropo</i>	9.77	9.86	9.68	10.39	10.34	10.95	11.54	11.44	11.49	11.42	11.75	10.93
<i>esperssatita</i>	4.38	4.36	4.44	4.86	3.63	3.64	4.16	3.68	3.27	3.02	3.00	3.25
<i>grossulária</i>	9.40	9.73	9.24	9.41	9.76	9.57	7.18	9.42	8.29	6.86	8.06	8.70
<i>andradita</i>	0.00	0.39	0.98	0.00	0.00	0.00	2.77	0.00	0.53	1.95	0.73	0.00
X_{Fe}	0.887	0.885	0.887	0.879	0.881	0.874	0.866	0.868	0.869	0.870	0.867	0.876
$*X_{Fe}$	0.844	0.842	0.843	0.832	0.845	0.839	0.826	0.833	0.838	0.842	0.838	0.845
X_{Mn}	0.048	0.049	0.049	0.054	0.040	0.040	0.046	0.041	0.036	0.033	0.033	0.036

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.3: Análise química de granada

SC-30B	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	11	12	13	14
SiO₂	38.02	37.27	37.31	37.33	37.02	37.34	36.89	37.30	37.00	37.72	37.09	37.22	37.22	37.48
TiO₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	21.81	21.29	21.41	21.72	21.83	21.80	21.66	21.84	21.66	21.84	21.65	21.51	21.71	21.34
Fe₂O₃	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00
FeO	35.56	35.99	35.52	35.59	34.68	35.20	34.45	33.66	33.37	33.47	32.97	33.08	34.35	33.93
MnO	0.34	0.41	0.55	0.94	0.74	1.51	1.79	2.13	2.52	2.42	2.35	2.71	2.21	2.07
MgO	3.59	3.27	3.18	3.02	3.05	2.81	2.54	2.39	2.31	2.21	2.23	2.33	2.40	2.41
CaO	1.36	1.82	2.08	2.08	2.36	2.23	2.43	2.87	3.12	3.09	3.00	3.04	2.83	3.12
Total	100.69	100.35	100.06	100.67	99.68	100.90	99.76	100.20	99.99	100.76	99.29	99.90	100.95	100.34
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>														
Si	3.013	2.985	2.992	2.980	2.974	2.977	2.975	2.988	2.977	3.003	2.996	2.994	2.971	3.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.037	2.010	2.025	2.044	2.068	2.049	2.059	2.062	2.055	2.050	2.062	2.040	2.043	2.016
Fe³⁺	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000
Fe²⁺	2.357	2.411	2.382	2.375	2.331	2.347	2.324	2.255	2.245	2.229	2.227	2.226	2.293	2.274
Mn	0.023	0.028	0.038	0.063	0.050	0.102	0.123	0.145	0.172	0.163	0.161	0.185	0.150	0.140
Mg	0.424	0.391	0.380	0.359	0.365	0.334	0.305	0.286	0.277	0.263	0.268	0.280	0.286	0.287
Ca	0.115	0.156	0.179	0.178	0.203	0.190	0.210	0.246	0.269	0.264	0.260	0.262	0.242	0.267
Total Cátions	7.969	8.000	7.995	7.999	7.992	7.999	7.996	7.981	7.995	7.972	7.974	7.986	8.000	7.989
membros-finais														
<i>almandina</i>	80.75	80.74	79.96	79.83	79.04	78.94	78.46	76.91	75.77	76.36	76.37	75.38	77.18	76.62
<i>piropo</i>	14.53	13.09	12.76	12.07	12.38	11.23	10.30	9.75	9.35	9.01	9.19	9.48	9.63	9.67
<i>esperssatita</i>	0.79	0.94	1.28	2.12	1.70	3.43	4.15	4.95	5.80	5.58	5.52	6.26	5.05	4.72
<i>grossulária</i>	3.94	4.24	6.01	5.98	6.88	6.39	7.09	8.39	9.08	9.04	8.92	8.87	7.42	9.00
<i>andradita</i>	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.73	0.00
X_{Fe}	0.848	0.860	0.862	0.869	0.865	0.875	0.884	0.887	0.890	0.894	0.893	0.888	0.889	0.888
$*X_{Fe}$	0.841	0.852	0.851	0.849	0.849	0.843	0.844	0.840	0.833	0.840	0.838	0.827	0.840	0.842
X_{Mn}	0.008	0.010	0.014	0.023	0.018	0.037	0.045	0.054	0.064	0.061	0.061	0.069	0.055	0.052

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.3: Análise química de granada (continuação)

SC-30B	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO₂	36.95	37.43	36.97	37.66	36.99	36.96	37.32	37.47	37.19	37.62	37.31	37.52	37.81	37.24
TiO₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Al₂O₃	21.61	21.62	21.71	21.59	21.59	21.90	21.60	21.57	21.53	21.27	21.49	21.58	21.33	21.64
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	33.40	33.88	34.15	33.71	34.12	35.08	34.09	34.35	35.37	35.42	35.88	35.87	34.17	33.61
MnO	1.92	1.74	1.83	1.84	1.76	1.46	0.87	0.49	0.32	0.29	0.13	0.27	0.78	1.86
MgO	2.54	2.56	2.63	2.52	2.50	2.67	2.97	3.05	3.02	3.48	3.82	3.45	3.12	2.59
CaO	2.91	2.45	2.27	2.46	2.50	2.11	2.27	2.35	1.93	1.57	1.17	1.73	2.25	2.46
Total	99.33	99.68	99.57	99.79	99.47	100.18	99.13	99.28	99.36	99.66	99.79	100.44	99.45	99.41
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>														
Si	2.984	3.008	2.981	3.020	2.987	2.967	3.007	3.012	2.998	3.018	2.991	2.992	3.032	3.001
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	2.058	2.048	2.064	2.041	2.056	2.073	2.051	2.044	2.046	2.011	2.031	2.030	2.017	2.055
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	2.256	2.277	2.303	2.260	2.304	2.356	2.297	2.309	2.384	2.376	2.405	2.393	2.292	2.265
Mn	0.131	0.118	0.125	0.125	0.120	0.099	0.059	0.033	0.022	0.020	0.009	0.018	0.053	0.127
Mg	0.306	0.306	0.316	0.301	0.301	0.320	0.357	0.366	0.363	0.416	0.456	0.410	0.372	0.311
Ca	0.251	0.211	0.196	0.211	0.216	0.181	0.196	0.203	0.167	0.135	0.101	0.148	0.193	0.213
Total Cátions	7.987	7.968	7.986	7.959	7.985	7.996	7.968	7.966	7.979	7.976	7.993	7.992	7.959	7.971
membros-finais														
<i>almandina</i>	76.63	78.19	78.33	78.01	78.34	79.70	78.96	79.32	81.20	80.62	80.95	80.60	78.76	77.67
<i>piropo</i>	10.39	10.51	10.75	10.39	10.23	10.83	12.27	12.57	12.36	14.12	15.35	13.81	12.78	10.67
<i>esperssatita</i>	4.45	4.05	4.25	4.31	4.08	3.35	2.03	1.13	0.75	0.68	0.30	0.61	1.82	4.36
<i>grossulária</i>	8.53	7.25	6.67	7.28	7.34	6.12	6.74	6.97	5.69	4.58	3.40	4.98	6.63	7.30
<i>andradita</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X_{Fe}	0.881	0.882	0.879	0.882	0.884	0.880	0.865	0.863	0.868	0.851	0.841	0.854	0.860	0.879
$*X_{Fe}$	0.838	0.843	0.839	0.841	0.846	0.849	0.847	0.853	0.861	0.845	0.838	0.848	0.844	0.838
X_{Mn}	0.049	0.044	0.046	0.047	0.044	0.036	0.022	0.012	0.008	0.007	0.003	0.006	0.020	0.047

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.3: Análise química de granada (continuação)

SC-30B	29	30	31	32	33	34
SiO₂	36.95	37.63	37.59	37.73	37.67	36.86
TiO₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al₂O₃	21.93	21.90	21.50	21.55	21.59	21.67
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	33.88	33.65	33.95	34.37	35.12	35.60
MnO	2.08	2.39	1.94	1.13	0.38	0.13
MgO	2.39	2.28	2.50	2.80	3.19	3.74
CaO	2.53	2.80	2.44	2.43	1.99	1.29
Total	99.78	100.66	99.93	100.02	99.95	99.27
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>						
Si	2.975	2.999	3.015	3.017	3.011	2.971
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	2.081	2.057	2.034	2.032	2.035	2.059
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	2.281	2.243	2.278	2.299	2.348	2.400
Mn	0.142	0.162	0.132	0.077	0.026	0.009
Mg	0.287	0.271	0.299	0.334	0.380	0.449
Ca	0.218	0.239	0.210	0.208	0.170	0.111
Total Cátions	7.985	7.972	7.968	7.967	7.971	7.999
membros-finais						
<i>almandina</i>	77.90	76.95	78.04	78.79	80.30	80.84
<i>piropo</i>	9.80	9.30	10.24	11.45	13.00	15.12
<i>esperssatita</i>	4.85	5.56	4.52	2.64	0.89	0.30
<i>grossulária</i>	7.45	8.20	7.19	7.13	5.81	3.74
<i>andradita</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X_{Fe}	0.888	0.892	0.884	0.873	0.861	0.842
$*X_{Fe}$	0.842	0.838	0.841	0.848	0.853	0.840
X_{Mn}	0.052	0.061	0.049	0.028	0.009	0.003

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.4: Análise química de granada

CAR-IX-26 (4)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	37.22	36.58	36.94	36.96	37.45	37.01	37.25	37.14	37.13	37.23	36.93	36.83	36.78	37.26
TiO₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	21.73	21.97	21.56	21.70	21.75	21.74	21.67	21.49	21.61	21.68	21.73	21.54	21.77	21.54
Fe₂O₃	0.00	0.43	0.35	0.52	0.00	0.43	0.14	0.00	1.06	0.64	0.52	0.20	0.00	0.02
FeO	37.74	37.09	37.51	37.59	37.12	37.26	37.35	37.02	37.48	37.41	37.18	37.33	36.86	38.03
MnO	0.35	0.54	0.83	1.25	1.73	1.64	1.66	1.39	1.51	1.59	1.39	1.02	0.61	0.30
MgO	3.06	3.12	3.01	2.73	2.88	2.76	2.80	2.72	2.75	2.79	2.88	2.94	3.10	3.26
CaO	0.41	0.42	0.36	0.37	0.33	0.33	0.40	0.43	0.38	0.42	0.34	0.34	0.34	0.32
Total	100.52	100.11	100.53	101.08	101.26	101.12	101.26	100.19	101.81	101.70	100.91	100.16	99.47	100.73
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>														
Si	2.983	2.944	2.968	2.960	2.986	2.962	2.975	2.992	2.954	2.964	2.958	2.970	2.974	2.983
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.053	2.085	2.043	2.049	2.044	2.051	2.041	2.041	2.028	2.034	2.052	2.048	2.076	2.033
Fe³⁺	0.000	0.026	0.021	0.032	0.000	0.026	0.008	0.000	0.064	0.038	0.031	0.012	0.000	0.001
Fe²⁺	2.530	2.497	2.520	2.517	2.475	2.494	2.495	2.494	2.495	2.490	2.491	2.518	2.493	2.546
Mn	0.024	0.037	0.057	0.085	0.117	0.111	0.113	0.095	0.102	0.107	0.094	0.070	0.042	0.020
Mg	0.366	0.375	0.360	0.326	0.342	0.329	0.334	0.327	0.326	0.330	0.344	0.353	0.374	0.389
Ca	0.035	0.036	0.031	0.032	0.028	0.028	0.034	0.037	0.032	0.036	0.029	0.029	0.030	0.027
Total Cátions	7.991	8.000	8.000	8.000	7.992	8.000	8.000	7.987	8.000	8.000	8.000	8.000	7.988	8.000
<i>membros-finais</i>														
almandina	85.62	84.79	84.91	85.03	83.56	84.20	83.84	84.46	84.43	84.04	84.21	84.78	84.82	85.38
piropo	12.39	12.73	12.13	11.01	11.55	11.11	11.22	11.07	11.03	11.14	11.63	11.89	12.73	13.04
esferrosita	0.81	1.26	1.92	2.87	3.95	3.75	3.80	3.22	3.45	3.61	3.18	2.36	1.43	0.67
grossulária	1.18	-0.01	0.03	-0.46	0.95	-0.31	0.75	1.25	-1.98	-0.62	-0.51	0.39	1.02	0.86
andradita	0.00	1.23	1.02	1.54	0.00	1.25	0.39	0.00	3.06	1.83	1.49	0.58	0.00	0.05
X_{Fe}	0.874	0.869	0.875	0.885	0.879	0.883	0.882	0.884	0.884	0.883	0.879	0.877	0.870	0.867
*X_{Fe}	0.866	0.858	0.858	0.860	0.844	0.850	0.848	0.855	0.854	0.851	0.850	0.856	0.857	0.862
X_{Mn}	0.008	0.013	0.019	0.029	0.040	0.038	0.038	0.033	0.035	0.037	0.032	0.024	0.014	0.007

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-5.5: Análise química de granada

CAR-IX-26(7)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO₂	36.84	36.95	36.88	37.01	36.66	36.91	37.01	37.45	36.84	37.09	37.36
TiO₂	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al₂O₃	21.16	21.65	21.61	21.91	21.40	21.27	21.26	21.76	21.43	21.48	21.95
Fe₂O₃	0.32	0.00	0.00	0.17	0.34	0.00	0.65	0.00	0.80	0.00	0.80
FeO	37.47	37.23	36.73	36.91	36.25	35.77	36.25	36.95	35.98	36.48	38.74
MnO	0.44	0.51	0.94	1.39	2.01	2.23	2.43	2.14	2.18	1.33	0.66
MgO	3.17	3.31	3.16	3.08	2.76	2.72	2.71	2.76	2.93	3.20	2.73
CaO	0.39	0.35	0.38	0.37	0.50	0.44	0.56	0.54	0.50	0.42	0.31
Total	99.76	100	99.7	100.84	99.89	99.35	100.81	101.6	100.59	100	102.47
<i>Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 oxigênios</i>											
Si	2.981	2.974	2.978	2.960	2.968	2.997	2.973	2.980	2.961	2.986	2.953
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	2.018	2.055	2.058	2.066	2.043	2.036	2.014	2.042	2.030	2.039	2.046
Fe³⁺	0.019	0.000	0.000	0.010	0.021	0.000	0.039	0.000	0.048	0.000	0.048
Fe²⁺	2.535	2.506	2.480	2.469	2.454	2.429	2.436	2.459	2.418	2.457	2.561
Mn	0.030	0.035	0.064	0.094	0.138	0.153	0.165	0.145	0.149	0.091	0.044
Mg	0.382	0.397	0.380	0.367	0.333	0.329	0.324	0.327	0.351	0.384	0.322
Ca	0.034	0.030	0.033	0.031	0.043	0.038	0.048	0.046	0.043	0.036	0.026
Total Cátions	8.000	7.998	7.993	8.000	8.000	7.984	8.000	7.999	8.000	7.994	8.000
<i>membros-finais</i>											
<i>almandina</i>	85.04	84.43	83.87	83.38	82.68	82.37	81.94	82.60	81.66	82.78	86.73
<i>piropo</i>	12.81	13.38	12.85	12.39	11.22	11.16	10.90	10.98	11.85	12.94	10.90
<i>esperssatita</i>	1.01	1.18	2.16	3.17	4.65	5.19	5.55	4.87	5.03	3.07	1.49
<i>grossulária</i>	0.21	1.01	1.12	0.57	0.43	1.29	-0.29	1.55	-0.86	1.21	-1.41
<i>andradita</i>	0.93	0.00	0.00	0.48	1.02	0.00	1.90	0.00	2.31	0.00	2.29
X_{Fe}	0.860	0.853	0.848	0.843	0.839	0.834	0.833	0.839	0.829	0.838	0.875
$*X_{Fe}$	0.860	0.853	0.848	0.843	0.839	0.834	0.833	0.839	0.829	0.838	0.875
X_{Mn}	0.010	0.012	0.022	0.032	0.047	0.053	0.056	0.049	0.051	0.031	0.015

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

Fe³⁺ calculado para 12 oxigênios e 8 cátions

Tabela C-6: Resultados técnica de termometria em rutilo da Serra da Estância (SC-09) e Serra das Bicas (SC-30B)

Análise	17	20	21	24
ZrO₂ (%)	0,007	0,009	0,009	0,007
ZrO₂ ppm	70	90	90	70
Zr ppm	51,823	66,629	66,629	51,823
Zack et al., 2004 - CMP				
T (°C)	494,53	526,65	526,65	494,53
Tomkins et al., 2007 - JMG				
φ	7953,21	10214,56	10214,56	7953,21
T (°C) a 09 kbar	523,45	538,87	538,87	523,45
T (°C) a 10 kbar	527,17	542,67	542,67	527,17
T (°C) a 11 kbar	530,90	546,47	546,47	530,90

Análises: 17 - matriz
 20 - grão na charneira da crenulação
 21 - matriz
 24 - grão associado com cloritóide

Análise	2	2.1	4	6	7	7.1	9
ZrO₂ (%)	0,023	0,027	0,044	0,016	0,02	0,018	0,023
ZrO₂ ppm	230	270	440	160	200	180	230
Zr ppm	170,274	199,887	325,742	118,452	148,064	133,258	170,27
Zack et al., 2004 - CMP							
T (°C)	646,56	667,05	729,46	600,18	628,70	615,23	646,56
Tomkins et al., 2007 - JMG							
φ	25908,77	30349,83	49015,08	18091,10	22565,50	20330,70	25908,77
T (°C) a 11 kbar	610,34	622,27	660,66	584,49	600,21	592,72	610,34
T (°C) a 12 kbar	614,44	626,42	664,99	588,47	604,26	596,73	614,44
T (°C) a 13 kbar	618,54	630,57	669,32	592,45	608,31	600,75	618,54

Análises: 2 e 2.1 - inclusão em granada
 4 - grão associado com opaco
 6 - grão na matriz
 7 e 7.1 - grão incluído em granada
 9 - grão na matriz

APÊNDICE D – Tabelas com resultados
geotermobarométricos

Tabela D-1: Razão X_{Fe} dos minerais estudados

amostra	mineral	X_{Fe}	(\pm)
SC-08	cloritóide	0,7688	0,0231
	estauroлита	0,8368	0,0251
SC-36 (2)	cloritóide	0,7789	0,0234
	granada	0,8759	0,0263
	clorita	0,4876	0,0146
amostra	mineral	X_{Fe}	(\pm)
SC-30B	granada (núcleo)	0,8883	0,0266
	estauroлита	0,8198	0,0246
CAR-IX-26 (retro)	cloritóide	0,8391	0,0252
	estauroлита	0,5657	0,0170

Tabela D-2: Valores das razões catiônicas dos minerais estudados e condições de metamorfismo determinadas

amostra	Pseudosseção	mineral	X _{Fe}	(±)	X _{Mn}	(±)	P (kbar)	T (°C)
SC-08	FRX	cloritóide	0.7610	0.0228	0.0100	0.0015	9,91 ± 0,6	579,7 ± 4
		estaurolita	0.8368	0.0251	0.0109	0.0016	10,28 ± 0,6	577,6 ± 4
SC-36 (2)	FRX	cloritóide _(inc)	0.7793	0.0234	0.0060	0.0009	9,75 ± 0,6	580,2 ± 4
		cloritóide _(mat)	0.7734	0.0232	0.0070	0.0011	9,83 ± 0,6	580,3 ± 4
		granada _(núcleo)	0.8244	0.0247	0.0537	0.0081	9,82 ± 0,6	580,2 ± 3
		clorita	0.4872	0.0146	0.0011	0.0002	9,90 ± 0,9	580,3 ± 4
	FRX - grt	granada _(borda-anl1)	0.8351	0.0251	0.0370	0.0056	10,16 ± 0,6	582,5 ± 3
		cloritóide _(mat)	0.7734	0.0232	0.0070	0.0011	9,99 ± 0,6	580,9 ± 4
SC-30B	FRX	granada _(núcleo)	0.8272	0.0248	0.0687	0.0103	8,66 ± 0,7	574,0 ± 3
		estaurolita _(inc)	0.8100	0.0243	0.0016	0.0002	13,47 ± 0,6	596,7 ± 3
		estaurolita	0.8198	0.0246	0.0038	0.0006	12,57 ± 0,6	591,7 ± 3
	FRX - grt	granada _(borda-anl25)	0.8380	0.0251	0.0031	0.0005	11,95 ± 0,6	591,6 ± 3
		estaurolita	0.8049	0.0241	0.0035	0.0005	13,32 ± 0,7	595,0 ± 3
	FRX	cloritóide _(inc)	0.7867	0.0236	0.0071	0.0011	9,37 ± 0,6	578,2 ± 4
		granada-4 _(núcleo)	0.8481	0.0254	0.0384	0.0058	9,38 ± 0,6	578,8 ± 3
		granada-7 _(núcleo)	0.8328	0.0250	0.0564	0.0085	9,14 ± 0,6	576,9 ± 3
		estaurolita	0.8538	0.0256	0.0024	0.0004	11,21 ± 0,7	587,0 ± 3
		granada-4 _(borda)	0.8664	0.0260	0.0082	0.0012	10,19 ± 0,6	583,9 ± 3
granada-4 _(borda-anl13)		0.8616	0.0258	0.0068	0.0010	10,54 ± 0,6	585,5 ± 3	
CAR-IX-26	FRX - grt	granada-7 _(borda)	0.8602	0.0258	0.0102	0.0015	10,41 ± 0,6	584,8 ± 3
		granada-7 _(borda-anl11)	0.8750	0.0263	0.0150	0.0023	9,24 ± 0,7	579,2 ± 3
	estaurolita _(anl-6,1)	0.8738	0.0262	0.0028	0.0004	14,15 ± 0,6	588,5 ± 3	
	estaurolita _(anl-6,8)	0.8572	0.0257	0.0032	0.0005	13,90 ± 0,6	589,7 ± 3	
	estaurolita _(anl-5-1,3)	0.8735	0.0262	0.0030	0.0005	14,09 ± 0,6	588,2 ± 3	
	cloritóide _(retro)	0.8391	0.0252	0.0021	0.0003	8,10 ± 0,7	573,5 ± 4	
	clorita _(retro)	0.5633	0.0169	0.0011	0.0002	8,00 ± 0,9	571,2 ± 5	

Pseudosseções: FRX (baseadas na composição química da rocha); FRX - grt (baseadas na composição química da rocha extraído o núcleo dos porfiroblastos de granada)

APÊNDICE E –Scripts e resultados do THERMOCALC

Script para construção da pseudosseção da Serra da Estância no sistema KFMASH

```
axfile KFMASH
printguessform
ignore opx cd
fluidpresent yes
fluidexcess yes
setexcess q mu
usecalcq yes
calctatp ask
calcsdnle no
setdefTwindow yes 300 700
setdefPwindow yes 4 14
pseudosection yes
% -----
% KFMASH: FRX - SC-07
% -----
%           H2O   SiO2   Al2O3   MgO   FeO   K2O
setbulk yes           71.91   16.11   2.66   5.94   3.38
% -----
setmodeiso ask
zeromodeiso ask
printbulkinfo yes
setiso ask
printxyz yes
drawpd yes
*
% _____
% storage
```

Script para construção da pseudosseção da Serra das Bicas no sistema KFMASH

```
axfile KFMASH
printguessform
ignore opx cd
fluidpresent yes
fluidexcess yes
setexcess q mu
usecalcq yes
calctatp ask
calcsdnle no
setdefTwindow yes 300 700
setdefPwindow yes 4 14
pseudosection yes
% -----
% KFMASH: FRX - SC-30B
% -----
%           H2O   SiO2   Al2O3   MgO   FeO   K2O
setbulk yes           58.81   27.51   1.93   4.11   7.65
% -----
setmodeiso ask
zeromodeiso ask
printbulkinfo yes
setiso ask
printxyz yes
drawpd yes
*
% _____
% storage
```

Script para construção da pseudosseção da Serra da Estância no sistema MnKFMASH

```
axfile KFMASH
printguessform
ignore opx cd
fluidpresent yes
fluidexcess yes
setexcess q mu
usecalcq yes
calctatp ask
calcsdnle no
setdefTwindow yes 300 700
setdefPwindow yes 4 14
pseudosection yes
% -----
% KFMASH: FRX - SC-07 - Com Mn
% -----
%           H2O   SiO2   Al2O3   MgO   FeO   K2O   MnO
setbulk yes           71.82   16.10   2.66   5.93   3.38   0.12
% -----
setmodeiso ask
zeromodeiso ask
printbulkinfo yes
setiso ask
printxyz yes
drawpd yes
*
% _____
% storage
```

Script para construção da pseudosseção da Serra das Bicas no sistema MnKFMASH

```
axfile KFMASH
printguessform
ignore opx cd
fluidpresent yes
fluidexcess yes
setexcess q mu
usecalcq yes
calctatp ask
calcsdnle no
setdefTwindow yes 300 700
setdefPwindow yes 4 14
pseudosection yes
% -----
% MnKFMASH: FRX - SC-30B
% -----
%           H2O   SiO2   Al2O3   MgO   FeO   K2O   MnO
setbulk yes           58.78   27.5   1.93   4.11   7.64   0.05
% -----
setmodeiso ask
zeromodeiso ask
printbulkinfo yes
setiso ask
printxyz yes
drawpd yes
*
% _____
% storage
```


Exemplo de resultado do módulo AvPT do THERMOCALC – Serra das Bicas (pico metamórfico)

Cálculo de Temperatura

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	py	alm	mst	fst	mu	cel	fcel
a	0.00270	0.590	0.000290	0.570	0.740	0.0117	0.0142
sd(a)/a	0.66681	0.15000	0.90724	0.20000	0.10000	0.85470	0.70423

	q	H2O	ky
a	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0		0

Independent set of reactions

- 1) $6mst + 25q = 8py + 12H2O + 46ky$
- 2) $py + 3fcel = alm + 3cel$
- 3) $24fst + 75cel = 25py + 32alm + 75mu + 48H2O + 84ky$
- 4) $mst + 4fcel = fst + 4cel$

Calculations for the independent set of reactions

at P = 13.0 kbar (for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	523	119	422.47	8.29	-0.46821	-4.618	1.558	7.622
2	657	641	-70.84	1.16	0.03845	-0.160	4.806	3.392
3	726	109	2587.62	30.17	-4.46584	42.197	159.774	67.003
4	712	607	-111.31	2.22	0.05428	0.163	6.809	4.526

Average temperatures (for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	602	26	0.76

diagnostics on this average T

for 95% confidence, $fit (= sd(fit) = \sqrt{MSWD}) < 1.61$ (but larger may be OK)

column:

1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.

4: e^* = ln a residuals normalised to $sd(\ln a)$: $|e^*| > 2.5$ suspect?

5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.40 influential.

6-7: observed and calculated activities of endmembers.

8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e^*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	604	26	0.73	0.3	0.02	0.00270	0.00336	0.01	4.71
alm	595	38	0.75	-0.1	0.40	0.590	0.577	0.02	21.41
mst	605	26	0.67	-0.6	0.02	0.000290	0.000174	-0.01	-4.32
fst	597	38	0.76	0.1	0.41	0.570	0.582	-0.02	-21.59
mu	602	26	0.74	-0.2	0.00	0.740	0.725	-0.00	-0.15
cel	602	26	0.62	0.9	0.00	0.0117	0.0248	-0.00	-1.81
fcel	603	26	0.68	0.7	0.01	0.0142	0.0228	0.00	2.56
q	602	26	0.76	0	0	1.00	1.00	0	0
H2O	602	26	0.76	0	0	1.00	1.00	0	0
ky	602	26	0.76	0	0	1.00	1.00	0	0

P 8.0 8.5 9.0 9.5 10.0 10.5 11.0 11.5 12.0 12.5 13.0
13.5 14.0 14.5 15.0 15.5 16.0 16.5 17.0 17.5 18.0

av T 657 653 649 644 639 633 628 622 615 609 602
595 588 580 572 564 556 547 539 530 520

sd 23 23 24 24 24 25 25 25 26 26 26
26 27 27 27 29 30 32 34 36 39

sigfit 0.5 0.5 0.5 0.5 0.5 0.5 0.6 0.6 0.7 0.7 0.8
0.8 0.9 0.9 1.0 1.0 1.1 1.1 1.2 1.3 1.3

Cálculo de Pressão

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	py	alm	mst	fst	mu	cel	fcel
a	0.00270	0.590	0.000290	0.570	0.740	0.0117	0.0142
sd(a)/a	0.66681	0.15000	0.90724	0.20000	0.10000	0.85470	0.70423
	q	H2O	ky				

```

a          1.00    1.00    1.00
sd(a)/a    0          0

```

Independent set of reactions

- 1) 3cel + 4ky = py + 3mu + 4q
- 2) 4fst + 23fcel = 13alm + 23mu + 14q + 8H2O
- 3) 3fcel + 4ky = alm + 3mu + 4q
- 4) 12mst + 69fcel = 16py + 23alm + 69mu + 42q + 24H2O

Calculations for the independent set of reactions

at T = 600jC (for x(H2O) = 1.0)

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	7.7	7.00	19.92	0.92	-0.10076	2.770	6.527	2.666
2	7.9	7.81	-43.57	7.56	-0.79837	15.357	86.318	16.495
3	9.0	5.96	-50.91	0.89	-0.06233	2.610	11.333	2.139
4	9.6	7.41	-333.02	26.33	-2.35879	50.587	263.765	51.507

corresponding average P

	avP	sd	fit
lsq	12.78	2.31	0.90

diagnostics on this average P

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.61 (but larger may be OK)

column:

1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.

4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?

5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.40 influential.

6-7: observed and calculated activities of endmembers.

8-9: regression-through-origin x,y values

	P	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	12.83	2.31	0.88	0.3	0.00	0.00270	0.00329	0.03	0.04
alm	11.37	2.81	0.74	-0.6	0.25	0.590	0.537	0.22	3.41
mst	13.03	2.34	0.83	-0.5	0.03	0.000290	0.000179	-0.07	-0.36
fst	11.29	2.91	0.75	0.6	0.28	0.570	0.641	-0.23	-3.54

mu	12.91	2.34	0.88	-0.2	0.01	0.740	0.726	-0.05	-0.40
cel	13.44	2.44	0.76	0.9	0.14	0.0117	0.0247	0.16	1.20
fcel	13.34	2.50	0.83	0.6	0.19	0.0142	0.0219	0.19	1.81
q	12.78	2.31	0.90	0	0	1.00	1.00	0	0
H2O	12.78	2.31	0.90	0	0	1.00	1.00	0	0
ky	12.78	2.31	0.90	0	0	1.00	1.00	0	0

Average pressures (for x(H2O) = 1.0)

TjC		300	325	350	375	400	425	450	475	500	525	550
575	600	625	650	675	700	725	750	775	800	825	850	875
900												
av P		+	+	+	+	+	+	24.0	22.3	20.5	18.7	16.8
14.8	12.8	10.7	8.7	6.6	4.6	2.6	-	?	?	?	?	?
?												
sd		7.39	7.13	6.85	6.60	6.45	6.10	5.65	5.15	4.60	4.01	3.38
2.73	2.31	2.38	2.45	2.51	2.55	2.56	2.69					
sigfit		5.6	5.1	4.7	4.3	4.0	3.5	3.1	2.7	2.3	1.9	1.6
1.2	0.9	0.6	0.4	0.5	0.7	0.9	1.1					
