UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOTERMOBAROMETRIA E EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DAS
ROCHAS GRANULÍTIICAS DA REGIÃO DE SOCORRO-SP

FERNANDO CAMARGO FREITAS

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Caetano Juliani
Examinadores:	Dr ^a . Eliane Aparecida Del Lama
	Prof ^a . Dr ^a . Hanna Jordt-Evangelista

SÃO PAULO
2000

**Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências**

**GEOTERMOBAROMETRIA E EVOLUÇÃO
METAMÓRFICA DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DA
REGIÃO DE SOCORRO - SP**

FERNANDO CAMARGO FREITAS

Orientador: Prof. Dr. CAETANO JULIANI

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós Graduação em Mineralogia e Petrologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006049

**São Paulo
2000**

À minha esposa Jouce e meu filho Gabriel,
pelo incentivo e compreensão,
muito obrigado

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pela bolsa de mestrado concedida e à FAPESP pelo auxílio financeiro para desenvolvimento do projeto de pesquisa (processo 98/13639-8).

À laminação do IG-USP e laboratórios do GMG do IG-USP: Microscopia Óptica, Microsonda Eletrônica e Tratamento de Amostras e, todos os seus responsáveis, o meu agradecimento.

Aos meus pais Edmur e Nair, aos meus sogros Egnaldo e Neusa e toda minha família, obrigado pelo apoio antes e durante a realização deste trabalho.

Sou grato igualmente aos colegas Carmem (Xitah), Gustavo (Troglô), Marco (Agrô), Klaus, Alexandre (Xapa), Iede, Rosana, Rafael, Tatiana, Geani, Gilson, Annabel (Coca), Renato, Yuri e Gilberto, pela disposição e ajuda durante os anos de convivência. Aos funcionários desta instituição, Marcos, Aninha, Tadeu, Zé Paulo, Cuca e Rita entre outros. Além de todos os professores que contribuíram com meu aprendizado e amadurecimento dos conceitos geológicos e, em especial aos Profs. Bley, Giana e Romalino.

Em especial ao meu orientador e amigo Caetano Juliani pela intensa contribuição ao trabalho, pelas discussões e ensinamentos acadêmicos e profissionais.

RESUMO

A região de Socorro localiza-se a sul do maciço de Guaxupé e é caracterizada pela presença de granulitos diversas, pertencente ao Grupo Mostardas, colocado tectonicamente sobre os gnaisses e migmatitos do Grupo Amparo através da Zona de Cisalhamento de Socorro. Sobre os granulitos posicionam-se, também através de zonas de empurrão, os granitóides brasileiros do Complexo Socorro.

O evento deformacional inicial da zona de cisalhamento se processou em condições de fácies granulito a anfibolito alto. Posteriormente houve retrabalhamento transpressivo dextrogiro de médio ângulo, com direção NNE, em regime dúctil-rúptil e rúptil-dúctil.

Dentre os granulitos foram identificados sillimanita-granada-biotita gnaiss, gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos, granulitos alaskíticos, rochas calciossilicáticas, quartzitos com sillimanita, granada e feldspato e granulitos básicos. Diversas rochas deste conjunto foram reequilibrados metamorficamente durante o cisalhamento para biotita gnaiss, anfibólio-biotita gnaiss e grafita gnaisses miloníticos, que podem gradar para grafita xistos.

Algumas destas rochas mostraram-se particularmente importantes no entendimento da evolução metamórfica da área, como os granulitos básicos que são compostos por uma matriz de andesina, hornblenda, ilmenita, magnetita e quartzo e porfiroblastos de clinopiroxênio e granada separados por coronas com arranjos symplectíticos de bytownita e ferrosilita, textura esta formada pela reação (1).

Ocorrem também pseudomorfos de granada substituídos por andesina e ferrosilita formados pela reação (2) onde o quartzo estava presente como inclusões na granada.

(1) granada + clinopiroxênio + quartzo $\rightleftharpoons$ anortita + ortopiroxênio

(2) granada + quartzo $\rightleftharpoons$ ortopiroxênio + anortita

As paragéneses e a posição destas reações no campo P-T indica que estas texturas foram formadas por descompressão metamórfica em temperaturas altas.

A geotermobarometria, utilizando-se o software TWQEEU, das assembléias pré-descompressão, representadas pela associação (granada-clinopiroxênio-andesina-quartzo), indicou condições de P e T que variam de 10,5 a 13 kbar e 780 a 850 °C. Enquanto que nas coronas de descompressão, associação ortopiroxênio-bytownita-granada (borda), os cálculos indicaram valores de 7,8 kbar e 750° C.

Os gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos são compostos por plagioclásio, quartzo, ferrosilita e hedenbergita, além de hornblenda biotita e ocasionalmente granada associada à ferrosilita, cujo cálculo resultou em condições metamórficas de formação ao redor de 770° C e 8,5 kbar, compatíveis com os cálculos da associação ferrosilita-hedenbergita-plagioclásio. Estes dados caracterizam estas rochas como granulitos de pressão intermediária e indicam uma trajetória metamórfica de descompressão aproximadamente isothermal dos granulitos básicos.

Os sillimanita-granada-biotita gnaisses mostraram-se fortemente reequilibrados em condições de baixa pressão (2,5 - 4,0 kbar) e apresentaram texturas de substituição mineral, indicando metassomatismo, efeitos estes relacionados ao magmatismo granítico.

Os granulitos básicos, apresentam registros geotermobarométricos e texturais seguros de uma descompressão aproximadamente isothermal, que provavelmente está ligada ao cisalhamento de baixo ângulo, estes fatos associados a presença de paragénese hidratada, inclusa nas granadas destas rochas, permitem a inferência de uma trajetória metamórfica de sentido horário no campo P-T, típica de colisão continental.

ABSTRACT

The Socorro region is located south of the Guaxupé Massif, and is characterized by several high-grade metamorphic rocks belonging to the Mostardas Group. To the southeast it is in tectonic contact with granitoids of the Socorro Complex and to the northwest with migmatites of the Amparo Group. The Socorro Shear Zone is responsible for these tectonic contacts. It shows previous low-angle ductile shearing installed under granulite and high-amphibolite facies conditions followed by transpressive medium angle dextral shearing occurring under ductile-brittle and brittle-ductile conditions.

The high-grade rocks are sillimanite-garnet-biotite gneisses, charnockitic and charnoenderbitic gneisses, hololeucocratic granulites, sillimanite and garnet-bearing quartzite, basic granulites and other reequilibrated rocks as mylonitic graphite-bearing gneisses, biotite gneisses and hornblende-biotite gneisses.

Some of these rocks are particularly important to define the metamorphic evolution of this area, such as the basic granulites. They occur as small stretched bodies and are composed of porphyroblastic diopside and almandinic garnet, andesine, hornblende, quartz and ilmenite. Garnet is involved by a corona of ferrosilite and bytownite, isolating it from the clinopyroxenes; this texture was generated by reaction *

Additionally pseudomorph after garnet are almost completely composed of orthopyroxene and plagioclase, resultant from the reaction ** where quartz was present as inclusions.

* Garnet + clinopyroxene + quartz = plagioclase + orthopyroxene

** Garnet + quartz = orthopyroxene + anorthite

The position of these reactions on a PT diagram and the mineral assemblage indicates a near isothermal decompression event at the granulite facies.

The TWQ geothermobarometry applied to the pre-decompression assemblage, represented by garnet-clinopyroxene-andesine-quartz, indicated equilibrium between 11 - 13 kbar and 850-780° C, ranges given by the intersection

of the geobarometer garnet-clinopyroxene-plagioclase-quartz and the geothermometer garnet-clinopyroxene, on the other hand, geothermobarometry applied to disequilibrium textures represented by coronas and pseudomorphs after garnet composed of orthopyroxene-plagioclase indicated good agreement with equilibrium conditions at 7 kbar and 720-750° C.

The charnockitic and charnoenderbitic gneisses are two-pyroxene granulites and are composed of ferrosilite, hedenbergite, plagioclase, K feldspar, quartz and occasionally garnet associated with ferrosilite. The geothermobarometry applied to the garnet-orthopyroxene-plagioclase assemblage yields P-T conditions at 770°C and 8,5 kbar, allowing the association of these rocks with the mafic granulite decompression.

The sillimanite-garnet-biotite gneiss shows equilibrium in shallow crustal level (2.5 - 4 kbar) probably achieved after the Socorro Complex granitic magmatism.

The baric peak data and the mineral assemblage of the mafic granulites allow classify these rocks as high-pressure granulites and paint a near isothermal decompression, probably triggered by low angle shearing. Later the Socorro rocks cooled in conditions of high thermal flow related to the Socorro Complex granitic magmatism. These facts associated with the presence of hydrated parageneses included in mafic granulite garnets indicate a clock-wise PT path.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	1
1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	2
2 OBJETIVOS	2
3 MÉTODOS	3
4 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS	7
5 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	12
6 GEOLOGIA E LITOLOGIA	15
Introdução	15
6.1 Complexo Granitóide Socorro	15
6.2 Grupo Amparo	16
6.3 Grupo Mostardas	18
6.3.1 Unidade dos biotita gnaisses e biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos (APPGMgm)	18
6.3.2 Unidade dos granada-biotita gnaisses (APPGMgn)	19
6.3.3 Unidade dos granulitos básicos (APPGMgb)	20
6.3.4 Unidade dos gnaisses grafitosos a grafita xistos (APPGMgg)	22
6.3.5 Unidade dos granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocráticos (AAPGga)	23
6.3.6 Unidade dos quartzitos e dos gnaisses quartzosos (APGMq)	24
6.3.7 Unidade dos gnaisses charnockíticos e biotita gnaisses (APPGMhb)	25
6.3.8 Unidade dos gnaisses charnockíticos e granulitos alaskíticos (APPGMch)	26
6.3.9 Unidade dos magnetita gnaisses charnockíticos (APPGMmc)	28
6.3.10 Unidade dos gnaisses charnockíticos e gnaisses com sillimanita (APPGMks)	29
6.3.11 Unidade dos sillimanita-granada-biotita gnaisses (APPGMsg)	29
7 GEOLOGIA ESTRUTURAL	32
Introdução	32
7.1 Domínio Leste	37
7.2 Domínio Oeste-Central	32
8 PETROGRAFIA	41
8.1 Grupo Mostardas	41
8.1.1 Granulitos básicos	41
8.1.2 Gnaisses charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos	46
8.1.3 Sillimanita-granada-biotita gnaisses	53
8.1.4 Rochas cálciossilicáticas	60
8.1.5 Biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos	60
8.1.6 Granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocráticos	62
8.1.7 Granada-biotita gnaisses	64
8.2 Grupo Amparo	65
8.2.1 Gnaisses migmatíticos	65
8.2.3 Quartzitos e anfibolitos associados	70

8.2.4 Gnaisses calciossilicáticos	71
8.3 Rochas Cataclásticas	72
8.3.1 Granada-biotita-hornblenda gnaisses e migmatíticos brechados	72
8.3.2 Utracataclasitos	73
9 QUÍMICA MINERAL	75
9.1 Grupo Mostardas	75
9.1.1 Granulitos básicos	75
9.1.2 Granada-biotita gnaisses	84
9.1.3 Gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos	87
9.1.4 Sillimanita-granada-biotita gnaisses	92
9.1.5 Biotita-granada gnaisses miloníticos	95
9.2 Grupo Amparo	
9.2.1 Hornblenda gnaisses	
10 GEOTERMOBAROMETRIA	99
10.1 Conceitos Básicos e Aplicabilidade	99
10.2 Cálculos Geotermobarométricos	116
10.2.1 Introdução	116
10.2.2 Granulitos básicos	117
10.2.3 Granada biotita gnaisses	129
10.2.4 Gnaisses charockíticos e enderbíticos	134
10.2.5 Biotita-granada gnaisses miloníticos	140
10.2.6 Sillimnita-granada-biotita gnaisses	141
10.3 Geotermobarometria Tradicional	145
10.3.1 Granulitos básicos	145
10.3.2 Granada-biotita-gnaisses	150
10.3.3 Gnaisses charockíticos e enderbíticos	153
10.3.4 Granada-biotita gnaisses miloníticos	154
10.3.5 Sillimnita granada biotita gnaisses	155
10.4 Discussões	157
11 CONSIDERAÇÕES FINAIS	160
12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	166

ANEXO I -Mapa geológico-estrutural

ANEXO II - Mapa de afloramentos

ANEXO III - Química mineral

ANEXO IV - Abreviações minerais

INTRODUÇÃO

Esta pesquisa tem como objetivo o estudo petrográfico e geotermobarométrico de litotipos dos arredores da cidade de Socorro e o estabelecimento da sua evolução metamórfico-deformacional, visando, desta forma, contribuir com a elaboração dos modelos geológicos desta parte do Pré-Cambriano do sudeste brasileiro.

Localizada no Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul, que compõe parte do Cinturão Móvel Ribeira, a região é caracterizada pela presença de granitos brasileiros do Complexo Socorro; ortognaisses e migmatitos de composição tonalítica, trondhjemitica e granítica pertencentes ao Grupo Amparo; e por granulitos básicos, gnaisses charnockíticos, granulitos alaskíticos, rochas calciossilicáticas, granada-biotita gnaisses, gnaisses hololeucocráticos, paragnaisses ricos em granada, biotita e sillimanita, quartzitos e gonditos, aqui agrupados sob a denominação de Grupo Mostardas.

Os corpos de granulitos afloram em uma faixa disposta entre o Complexo Socorro e as rochas de fácies anfibolito alto do Grupo Amparo. Constituem lascas ou escamas tectônicas originadas pela Zona de Cisalhamento de Socorro e registram uma história polimetamórfica iniciada provavelmente no Transamazônico, com remetamorfismo durante o evento Brasileiro, quando da intrusão dos granitóides e da deformação transpressiva intensamente impressa nos litotipos, associada ao evento de cavalgamento da referida zona.

Estes litotipos também foram deformados em intensidade variável em um evento transpressivo transcorrente associado ao período final de evolução da zona de cisalhamento e apresentam paragêneses que registram os vários estágios do reequilíbrio metamórfico causados durante o cavalgamento e a transcorrência.

As paragêneses associadas aos diferentes domínios microestruturais mostraram-se bastante adequados aos estudos geotermobarométricos, propiciando o

estabelecimento da trajetória P-T-t-d (pressão-temperatura-tempo relativo-deformação) dos eventos metamórficos-deformacionais.

Tais estudos indicaram pico metamórfico próximo da transição entre as fácies granulito e eclogito, com valores entre 10,5 a 13,0 kbar e 780 a 850° C, seguido de uma descompressão aproximadamente isotermal até 7 a 8 kbar, configurando uma trajetória de sentido horário no campo P-T, típica de ambiente tectônico de colisão continental.

1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A região de Socorro situa-se no nordeste do Estado de São Paulo, nas proximidades da divisa com o Estado de Minas Gerais, e dista cerca de 130 km da cidade de São Paulo.

O acesso à região pode ser feito através da rodovia Fernão Dias até Bragança Paulista e daí para a cidade de Socorro, utilizando-se da rodovia BR 146, ou a partir da rodovia Anhangüera, em direção a cidade de Amparo e, posteriormente, para Monte Alegre do Sul.

A FIGURA 1 mostra a localização da folha 1:50.000 de Socorro, representada pela área pontilhada.

Os estudos concentraram-se na porção centro-leste da Folha de Socorro, representada pelo quadrado cinza da FIGURA 1, onde há maior ocorrência das rochas granulíticas, alvo principal desta pesquisa.

2 OBJETIVOS

O objetivo desta dissertação foi a definição das condições de pressão temperatura do metamorfismo, bem como o entendimento das principais estruturas tectônicas e da sua evolução deformacional, visando contribuir para modelagem da

evolução crustal da região.

FIGURA 1 - Localização da área em estudo, com cor cinza, inserida na Folha Socorro, em pontilhado.

3 MÉTODOS

Para alcançar-se estes objetivos foram desenvolvidos os seguintes trabalhos:

a) **Revisão da bibliográfica** sobre o tema em âmbito nacional (geologia local e regional) e internacional (geotermobarometria, processos petrogenéticos, geologia e petrografia de terrenos de alto grau bem conhecidos), para obtenção dos critérios necessários e os parâmetros comparativos para o entendimento e o tratamento dos dados obtidos. Nesta pesquisa foi dada ênfase aos processos metamórficos de terrenos de alto grau e sua evolução, bem como da sua geotermobarometria, processos deformacionais e modelos evolutivos.

b) Realização de **levantamentos geológicos**, com definição dos domínios estruturais e suas relações com o metamorfismo. Os levantamentos em campo foram iniciados com o reconhecimento geológico da área, para definição das ocorrências das rochas granulíticas e da sobreposição das zonas de cisalhamento.

A base cartográfica utilizada nesta etapa foi a folha 1:50.000 de Socorro do IBGE e as cartas 1:10.000 do Instituto de Geografia e Cartografia da Secretaria Estadual de Planejamento (TABELA 1). Como base geológica foram utilizados o mapa de JULIANI (1983) e o mapa 1:50.000 da Folha de Socorro de GROSSI & BARBOSA (1983).

TABELA 1 - Listagem das folhas topográficas na escala de 1:10.000 utilizadas.

Nº	Nomenclatura	Nome	Município
69-106	SF-23-Y-A-VI-2-NE-E	Bairro do Oratório	Socorro
69-107	SF-23-Y-A-VI-2-NE-F	Socorro	Socorro
70-106	SF-23-Y-A-VI-2-SE-A	Bairro do Agudo	Socorro
70-107	SF-23-Y-A-VI-2-SE-B	Bairro dos Agudos	Socorro
71-106	SF-23-Y-A-VI-2-SE-C	Visconde de Soutelo	Socorro
71-107	SF-23-Y-A-VI-2-SE-D	Bairro dos Rubins	Socorro

c) Confeção do **mapa geológico-estrutural** na escala de 1:25.000 (ANEXO I). Além dos afloramentos descritos (ANEXO II) de e amostrados nesta pesquisa, foram compiladas as descrições dos afloramentos de JULIANI (1983) e de GROSSI & SAD (1983) e dados petrográficos para a elaboração do mapa apresentado.

d) **Petrografia** das rochas granulíticas, anfibolíticas e miloníticas, com definição das associações minerais, texturas e microestruturas. Nos estudos petrográficos iniciaram-se as definições dos grupos litológicos, composições mineralógicas, texturas, estruturas e do grau metamórfico, através da utilização de diagramas de fase e grades petrogenéticas. Também foram feitos estudos microestruturais para o estabelecimento do regime deformacional.

Após a conclusão dos estudos petrográficos foram escolhidas amostras

representativas para análise química dos minerais em microsonda eletrônica, visando suas caracterizações e cálculos geotermobarométricos.

e) Análise das fases minerais em **microsonda eletrônica** JEOL JXA 8600 do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, com corrente de aceleração do feixe de elétrons de $20 \pm 0,1 \text{ nA}$, tensão de 15 kV e diâmetro do feixe de elétrons de 10 μm para análises de feldspatos e 5 μm dos demais minerais.

Os resultados analíticos (ANEXO III) foram tratados no *software* MINPET 2.02, através do qual foram calculadas as proporções catiônicas e as fórmulas estruturais e elaborados diagramas composicionais e de classificação. Alguns diagramas foram adaptados para nomenclatura mineral vigente.

A somatória menor que 99% em peso dos óxidos de alguns piroxênios tornou necessário o uso de critérios mais apurados para a verificação da qualidade das análises. Para tanto foram utilizados os parâmetros de CAMERON & PAPIKE (1981), listados abaixo, calculados através de planilha MS-EXCEL:

a) $\Sigma \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Si} = 2,00 \pm 0,02$

b) $\Sigma \text{cátions na posição octaédrica} > 0,98$

c) $\Sigma \text{ dos cátions na posição M2} = 1,00 \pm 0,02$

d) equação de balanço de carga: $^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + ^{\text{VI}}\text{Cr}^{3+} + 2^{\text{VI}}\text{Ti}^{4+} = ^{\text{IV}}\text{Al} + ^{\text{M2}}\text{Na} \pm 3$

Segundo os autores acima, este procedimento não implica necessariamente que análises que não atendam a todos os itens sejam de má qualidade, pois isto pode ser devido outros fatores, como, por exemplo, pela presença de Fe^{3+} na posição tetraédrica em certas condições de T, P, volume composicional e fugacidade de oxigênio.

A qualidade das análises de granada foi testada por meio da porcentagem de ocupação dos cátions nos *end-members* (%), segundo os critérios de RICKWOOD

(1968).

$$\% = \frac{8 \times [\sum (\text{membros finais}) + 9 \text{ hidrogrossulária} + 9 \text{ andradita}]}{\text{soma total de cátions}}$$

f) **Caracterização do tipo e da evolução metamórfica**, através do estabelecimento da trajetória dos eventos metamórficos progressivos e retrógrados, baseado em texturas indicativas das reações metamórficas e nos cálculos geotermobarométricos. Estes foram feitos através do *software* TWQEEU (BERMAN 1991) que, por meio de um banco de dados termodinâmicos internamente consistente, efetua cálculos de multiequilíbrios das fases componentes dos minerais, fornecendo pontos invariantes no campo P-T, através de intersecções de linhas de equilíbrio bivariantes. Posteriormente foram também efetuados cálculos com base em pares e associações de minerais, como o uso dos *softwares* GPT (RECHÉ & MARTINEZ 1996) e PTMAFIC (SOTO 1993).

Os resultados obtidos no TWQEEU foram comparados com outros estudos feitos em rochas semelhantes, obtidos em publicações sobre o tema. Esta revisão também foi utilizada como critério na escolha das calibrações dos cálculos tradicionais, utilizados comparativamente com os resultados do TWQEEU.

Foram realizados cerca de 150 cálculos no TWQEEU, e 20 cálculos de geotermobarometria tradicional no GPT e PTMAFIC, apresentando resultados consistentes para as respectivas assembléias minerais e suas variações sistemáticas de acordo com o domínio textural, localização da análise no mineral e minerais em paragênese. Todos estes parâmetros foram levados em conta na definição da associação utilizada nos cálculos termobarométricos.

Foi adotada a simbologia de KRETZ (1973), complementada por SPEAR (1995) para as abreviações dos minerais (ANEXO IV), tanto na apresentação dos dados geotermobarométricos quanto nas reações citadas no texto.

4 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

Os trabalhos desenvolvidos por Heinz Ebert na década de 50 e 60 (EBERT, H. 1955, 1956, 1958, 1962) objetivaram principalmente o entendimento da estratigrafia do Pré-Cambriano e da tectônica do sul de Minas Gerais. Destaca-se entre estes o último citado, que utilizou as ocorrências de charnockitos e gonditos como guias estratigráficos. Posteriormente EBERT, H. (1968) fez uma síntese das ocorrências de rochas granulíticas e suas relações com a tectônica em uma área bem mais extensa, incluindo também o nordeste do Estado de São Paulo. A região foi descrita como a bifurcação da faixa orogênica Araxáides (para noroeste) e Paraibídes, envolvendo o leste Cráton do São Francisco e dirigindo-se para o sul.

A primeira descrição petrográfica de rochas de alto grau metamórfico na região, foi feita por FRANCO & COUTINHO (1956) ao identificarem charnockitos a leste e sudoeste da cidade de Socorro e, posteriormente, por WERNICK (1967), ao descrever a distribuição regional das rochas metamorfasadas na fácies anfibolito alto.

FRANCO & COUTINHO (1956) verificaram como principais associações minerais de alto grau quartzo-ortoclásio/microclínio-hiperstênio, plagioclásio-hiperstênio-granada, plagioclásio-hiperstênio-diopsídio e combinações das associações referidas. Também descreveram curiosas texturas de alto grau, com poiquiloblastos de granada envolvendo restos de plagioclásio e hiperstênio, por sua vez com coronas de plagioclásio, presentes em rochas com matriz constituída em essência por diopsídio, com hornblenda, magnetita, hiperstênio e quartzo subordinados.

EBERT, H. (1971) postulou critérios litológicos e estruturais para a separação dos grupos Amparo e Itapira, que aflorariam em um mega anticlinal composto por seqüência de sinclinais e antiformais. O primeiro Grupo seria formado por paragneisses e metarcóseos com intercalações de anfibolitos, metaultrabasitos, rochas calciossilicáticas e calcários, que ocupariam principalmente os anticlinais. O

segundo Grupo, composto por micaxistos, metarcóseos e quartzitos, geralmente com granulação mais fina e grau metamórfico mais baixo, apresentar-se-ia principalmente em sinformais. O autor também identificou a presença de sedimentos não metamórficos, nomeando-os como Grupos Eleutério, correlacionado ao Grupo Itajaí em Santa Catarina.

Devido às intercalações recíprocas de litotipos característicos de um grupo no outro e pelo não reconhecimento dos padrões estruturais descritos pelo autor acima, a divisão dos grupos Amparo e Itapira não foi reconhecida por WERNICK & PENALVA (1973) ao trabalharem em um perfil entre Itapira e Lindóia, onde descreveram a diminuição das intercalações de quartzito nos gnaisses, partindo-se de Itapira em direção a Socorro, sugerindo então o termo Complexo Amparo para estes litotipos.

WERNICK (1978) definiu como Grupo Pinhal o conjunto de rochas formadas pela migmatização brasileira do Grupo Amparo e pelos corpos granitóides de mesma idade, tendo aceitado para os primeiros, uma derivação de psamitos, pelitos e clastoquímicas, dividindo este grupo em Complexo Pinhal, correspondente às rochas brasileiras situadas a norte da Falha de Jacutinga, e Complexo Socorro, referente às rochas situadas a sul da Falha de Inconfidentes.

Estudos petrográficos feitos por FIORI *et al.* (1978) caracterizaram no Grupo Amparo biotita-hornblenda gnaisses com ocorrências de anatexia e intercalações de gonditos, anfibolitos e, mais restritamente, mármore e rochas calciossilicáticas, assim como muscovita-biotita xistos (localmente com granada, sillimanita ou cianita), quartzitos, granulitos e metaultrabasitas.

Mapeadas por CAVALCANTE *et al.* (1979) nas folhas 1:250.000 de Varginha, Campinas e Guaratinguetá, as rochas do Complexo Amparo, excluindo aí aquelas pertencentes à unidade Itapira, mostraram-se aflorantes em uma área de aproximadamente 4.400 km², formando uma faixa de direção NNE iniciando na região de Amparo e estendendo-se até norte de Monte Sião, infletindo-se daí para leste até

o sul de Águas de Contendas (MG). A unidade apresenta os seguintes limites: a norte através da falha de Jacutinga com o Complexo Varginha, a leste através da falha de Camanducaia, separando-o do Complexo Paraíba do Sul, e a sul delimitada pela Falha de Jundiuvira, justapondo-a ao Grupo São Roque (HASUI & OLIVEIRA 1984).

FIORI (1979) suspeitou que os granulitos e migmatitos da região de Pouso Alegre e Machado (nordeste de Socorro) que apresentavam com padrões estruturais mais complexos dos verificados no Grupo Amparo seriam de idade arquena, constituindo, desta forma o embasamento do referido grupo. Esta unidade foi denominada como Complexo Silvianópolis.

Estas rochas de alto grau metamórfico, cuja associação com os cavalgamentos já havia sido feita por EBERT, H. (1968), foram novamente interpretadas como embasamento imbricado no Grupo Amparo por JULIANI (1983), incluindo-as no Complexo Varginha, de CAVALCANTE *et al.* (1979).

Segundo CAVALCANTE *et al.* (1979), os metamorfitos da região de Socorro são representados pelas rochas do Complexo Amparo, do Paleoproterozóico (englobando os grupos Amparo e Itapira), que afloram em extensa área a sul do Maciço de Guaxupé, além das rochas granulíticas que, segundo alguns autores seriam englobadas no Complexo Socorro, que inclui os granitóides, mas que, para outros, são associadas ao Complexo Silvianópolis de FIORI (1979) ou ao Complexo Varginha.

Na região de Socorro JULIANI (1983) descreveu biotita gnaiss, hornblenda-biotita gnaiss e hornblenda gnaiss, granulitos alaskíticos e magnetita granulito, freqüentemente retrometamorfizados, gnaisses blastomiloníticos, granada-biotita gnaiss, sillimanita-granada-microclínio quartzito, diopsídio-hiperstênio granulito com intercalações de corpos de granada anfibolito, diopsídio-granada anfibolito e diopsídio-hiperstênio anfibolito. No contato com os granitóides do Complexo Socorro, foram descritos biotita gnaisses intensamente cisalhados, com corpos de kinzigito, sillimanita quartzitos e sillimanita-granada-biotita granulito.

Os litotipos do Grupo Amparo foram reconhecidas pelo mesmo autor em posição estratigráfica inferior às do Complexo Varginha. Esta inversão estratigráfica teria sido provocada por falhas de empurrão associadas à Zona de Cisalhamento de Ouro Fino. O Grupo Amparo foi descrito como composto por biotita gnaiss e anfibólio-biotita gnaiss, ambos com relíquias de estruturas migmatíticas, e sericita-quartzo xisto fracamente migmatizado, às vezes apresentando-se com alta concentração de grafita. Estes xistos foram redefinidos neste trabalho como filonitos, uma vez que apresentam texturas miloníticas e gradam para os gnaisses, com a redução da deformação.

Outra importante zona de cisalhamento localizada na área é a de Monte Sião, representada pela sua porção sul, onde apresenta direção norte nordeste, descrita por GROSSI SAD & BARBOSA (1983) como uma zona milonítica de foliação verticalizada porém com rejeito horizontal restrito.

CAMPOS NETO & BASEI (1983) trabalhando mais ao sul de Socorro, reconheceram os critérios de separação entre os grupos Amparo e Itapira proposto por EBERT (1971), reutilizando esta nomenclatura com os dois grupos incluídos no Complexo Amparo, dentro do qual foi definida uma zona milonítica de baixo ângulo, denominada Faixa Mostardas, identificando também uma outra zona milonítica de características geométricas e cinemáticas semelhantes à anterior, com empurrão para NW, separando o Complexo Amparo do Complexo Socorro, denominando-a Frente Milonítica de Socorro, correspondente à falha de Ibitinga.

Os granitóides do Complexo Socorro são produto dos eventos magmáticos de Socorro, Nazaré Paulista e Piracaia, sendo que na área em questão, este complexo plutônico é representado pela Suíte Bragança Paulista. Este foi atribuído a um plutonismo mesozonal de caráter cálcio-alcálico (WERNICK *et al.* 1984 e CAMPOS NETO *et al.* 1984).

As relações das intrusões de granitóides com as deformações foram estabelecidas por EBERT H.D. *et al.* (1996). Por meio de análise estrutural e datações geocronológicas os autores concluíram que a intrusão da Suíte Bragança Paulista foi síncrona com a fase tardia do evento de deformação tangencial de baixo ângulo, de idade U/Pb em zircões de 610 ± 10 Ma. Já o magmatismo considerado como sincrônico ao evento de deformação transcorrente (Suíte Serra do Lopo), localizado entre as falhas de Camanducaia e Extrema, apresentou idade de 595 ± 12 Ma (U/Pb em zircão).

ZANARDO (1987) foi pioneiro no desenvolvimento de estudos do metamorfismo e de suas relações com as estruturas tectônicas na região, onde identificou a paragênese quartzo-plagioclásio-microclina-biotita-hornblenda nas rochas situadas entre as zonas de cisalhamento de Jacutinga e Monte Sião, característica da fácies anfibolito de MIYASHIRO (1979), sub-fácies sillimanita-almandina-muscovita. Esta paragênese teria sido estável durante a deformação essencialmente dúctil de baixo ângulo, com transporte para NW. Nas rochas da Falha de Jacutinga identificou um remetamorfismo em fácies xisto verde, com paragênese epídoto-sericita-clorita-biotita e em mármore e rochas calciossilicáticas descreveu a associação diopsídio-quartzo-granada, sem epídoto, o que indicaria temperaturas de formação superiores a 650°C . Também propôs como guia estratigráfico a presença de macrólitos ricos em dobras desarmônicas desenvolvidas por foliações pré-existentes, ao invés de fases de deformação, como descrito nos trabalhos anteriores.

Análises das trajetórias metamórficas das rochas da região foram feitas por ZANARDO *et al.* (1990), que caracterizaram uma trajetória horária, com pico térmico entre 640 e 730°C , para as rochas situadas entre as zonas de cisalhamento de Jacutinga e Socorro. Destacou ainda evidências de indicativas de metamorfismo progressivo Barrowiano e retrógrado com diminuição simultânea de pressão e

temperatura, ainda em regime de cisalhamento dúctil. O pico bórico teria sido superior a 7 kbar, indicado por sillimanita fibrosa em pseudomorfos de cristais de cianita presentes em quartzo xistos aflorantes a nordeste de Monte Sião (MG). Identificaram ainda granulitos na zona de cisalhamento de Socorro na Folha de Águas de Lindóia, retrometamorfizadas na fácies anfibolito durante o desenvolvimento da foliação de baixo ângulo, o que também ocorre a noroeste da falha de Jacutinga.

Foram realizados cálculos geotermobarométricos em terrenos de alto grau semelhantes ao de Socorro por DEL LAMA (1993) e (1998) na região de Guaxupé, sendo que no último trabalho foi identificado três patamares de pressão e temperatura (950 - 960° C a 12,5 - 13 kbar, 820 - 860° C a 11-12,5 kbar e 735-790° C a 9 - 10,5 kbar). Sendo que o primeiro foi associado ao pico metamórfico ou à geração do material, o segundo a um reequilíbrio local devido à intrusão de magma ácido, e o terceiro a um forte reequilíbrio da paragênese, devido à colocação de granulitos mais ácidos e de granitóides.

Condições metamórficas em regimes de alta pressão nos granulitos da Região de Socorro, entre 10,5 e 13 kbar, foram reconhecidos por FREITAS & JULIANI (1999) e FREITAS & JULIANI (2000), que obtiveram um caminho metamórfico no sentido horário para estas rochas, como o obtido por ZANARDO *et al.* (1990) porém com uma queda abrupta da pressão sem resfriamento significativo, identificados por texturas minerais e geotermobarometria.

5 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região insere-se no Cinturão Móvel Ribeira e situa-se ao sul do Maciço de Guaxupé. Possui um complexo arranjo estrutural, onde os contatos quase sempre tectônicos tornam a reconstituição geológica extremamente difícil, decorrendo daí uma diversidade de modelos evolutivos, o que reflete-se, inclusive, na variação da nomenclatura das unidades e de suas conotações geotectônicas.

O arcabouço tectônico da região é constituído por unidades do Maciço de Guaxupé, coberto a oeste pela Bacia do Paraná e separado do Cráton São Francisco pela Faixa Alto Rio Grande (FARG), onde se instalou o Cinturão Transcorrente Campo do Meio, de direção E-W e movimentação sinistrógi. O limite sul do Maciço de Guaxupé é definido pela Zona de Cisalhamento de Ouro Fino e pela Falha de Jacutinga, que o separa dos terrenos predominantemente granito-gnáissicos da região de Socorro, Bueno Brandão e Bragança Paulista, que fazem parte do Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul, pertencente ao Cinturão Móvel Ribeira (EBERT, H.D. *et al.* 1996) ou à Nappe Socorro-Guaxupé (CAMPOS NETO 1991).

O arcabouço geológico da região (FIGURA 2) é caracterizado por uma complexa estruturação, com grande variabilidade litológica, metamórfica e estrutural. Tectonicamente esta diversidade apresenta-se com aspectos de *thrust belt*, *shear belt* e zonas de endentação crustal, característico de colisão continental (ARTUR & WERNICK 1986). A região é também marcada por uma anomalia gravimétrica do tipo 1, que indica espessamento crustal do bloco composto pelas faixas Ribeira e Alto Rio Grande, e adelgaçamento do bloco representado pelo Cráton São Francisco. Ambos são separados por uma forte descontinuidade, segundo HARALYI & HASUI (1982).

Esta estruturação teria sido formada por uma colisão oblíqua de terrenos oriundos do leste, pertencentes ao Cinturão Móvel Ribeira, com terrenos vindos de oeste, como o Maciço do Guaxupé. Este arranjo teria provocado, no início da fase colisional, uma deformação tangencial de baixo ângulo, sucedida por deformações essencialmente transcorrentes (EBERT, H.D. *et al.* 1996).

MACHADO & ENDO (1994), ao estudarem a superposição cinemática das principais zonas de cisalhamento deste cinturão, o redenominaram de Cinturão de Cisalhamento Atlântico e propuseram um novo modelo evolutivo no Brasileiro, com vetor transpressivo para oeste no estágio inicial, e um tardio, com compressão aproximadamente norte-sul.

FIGURA 2 - Mapa do contexto geológico regional extraído de ARTUR & WERNICK (1986).

Os terrenos do Maciço de Guaxupé e as áreas a sul da zona de cisalhamento de Ouro Fino que abrangem a região de Socorro, apresentam características semelhantes, como a presença de arcos magmáticos plutônicos cálcio-alcálinos e de granitos aluminosos anatóticos. Características semelhantes são também encontradas nas suas encaixantes, formadas por gnaisses migmatíticos policíclicos e com de lascas de granulitos.

As rochas gnáissicas apresentam uma gama extremamente ampla de estruturas migmatíticas, cujo paleossoma é composto por gnaisses de composição tonalítica, com leucossomas trondjemítico (CAMPOS NETO & BASEI 1983), ou neossoma leucossomático granítico, granodiorítico e tonalítico, e melanossomático, com diorito, anfíbolito e biotitito (ARTUR *et al.* 1990).

Os granitóides brasileiros compreendidos no Complexo Socorro, foram gerados pelos eventos magmáticos de Socorro, Nazaré Paulista e Piracaia (CAMPOS NETO & BASEI 1984; WERNICK *et al.* 1984; ARTUR *et al.* 1991), abrangendo também,

segundo alguns autores, as rochas do Complexo Amparo que sofreram anatexia durante o evento Brasileiro.

6 GEOLOGIA E LITOLOGIA

Introdução

Na região de Socorro ocorrem três conjuntos principais de litotipos, quais sejam:

a) granitos pertencentes ao Complexo Granitóide de Socorro, que afloram na porção sudeste da Folha Socorro.

b) gnaisses e migmatitos do grupo Amparo, metamorfizado em fácies anfibolito alto, com intercalações de quartzitos e anfibolitos localizados na parte central e oeste da folha 1:50.000 de Socorro.

c) rochas granulíticas diversas, que afloram uma faixa de aproximadamente 6 km de largura situada entre as rochas do Grupo Amparo à oeste e rochas graníticas do Complexo Socorro a leste, aqui denominado de Grupo Mostardas. Estas rochas apresentam variável grau de reequilíbrio durante os eventos deformacionais associados às zonas de cisalhamento de baixo e de alto ângulo, chegando a constituir milonitos, ultramilonitos e até cataclasitos.

Os contatos entre os três conjuntos têm direção geral N-NE e são de caráter tectônico, que resulta em diversas intercalações entre eles, principalmente no contato das rochas granulíticas com as rochas do Grupo Amparo.

6.1 Complexo Granitóide Socorro (NPcsy)

Os granitóides de diferentes fácies que compõem esta unidade tem idades U/Pb em zircão variando entre 610 e 595 Ma (EBERT H.D. *et al.* 1996).

Na área estudada é composto predominantemente por granito porfirítico cinza a róseo, geralmente foliado e comumente milonítico. Possui megacristais e/ou

porfiroclastos de feldspato potássico de cor rósea, atingindo até mais de 3 cm de comprimento. Localmente a rocha apresenta textura equigranular grossa.

Ocorrem também diques de aplito róseo de espessura centimétrica, apresentando textura equigranular fina, além de corpos de pegmatito e veios de quartzo com cristais grossos de turmalina preta. Estes corpos geralmente estão encaixados na foliação.

Comumente o granito encontra-se bastante cisalhado em zonas de baixo ângulo, chegando a formar protomilonitos até milonitos, com feldspatos deformados em condições dúcteis e filmes máficos de espessura milimétrica, compostos principalmente por biotita, onde se concentra a deformação (PRANCHA 1 - Fotos 1 e 2).

As zonas milonitizadas ocorrem tanto no contato do granito com as rochas metamórficas de alto grau, como internamente ao corpo, até a alguns quilômetros de sua borda. Estas zonas apresentam semelhança geométrica e textural com a deformação presente nos granulitos, indicando que o principal evento deformacional de baixo ângulo é brasileiro, uma vez que o granito foi gerado neste evento tectono-termal.

Localmente são observadas interdigitações tectônicas dos metamorfitos de alto grau, especialmente nas proximidades do contato com o Grupo Caconde.

6.2 Grupo Amparo (PPGAgn)

A idade deste Grupo não se encontra ainda bem estabelecida, mas tem sido considerado por diversos autores como sendo provavelmente do Paleoproterozóico, uma vez que que datações U/Pb em zircão indica heranças entre 1,9 e 2,1 Ga (EBERT, H.D. *et al.* 1996).

As rochas que o compõe são, em essência, biotita gnaiss e hornblenda-biotita gnaiss de cor cinza e, mais subordinadamente, biotita-hornblenda gnaiss e hornblenda gnaiss e migmatitos.

Os gnaisses apresentam comumente relíquias de estruturas migmatíticas variavelmente gnaissificadas nos planos axiais de dobras isoclinais, ou transpostas pela Zona de Cisalhamento de Socorro, notadamente em seu estágio de empurrão. Nestas zonas as porções mais deformadas podem apresentar porfiroclastos de feldspatos e pares de foliações S/C, além de estruturas de distúrbio de fluxo, como dobras intrafoliais e bandas disruptas (PRANCHIA 1 - Foto 3). Nas porções menos deformadas apresentam dobras e relíquias de estruturas migmatíticas diversas, predominando a estromática, *schlieren* e fleblítica (PRANCHIA 1 - Foto 4) e, mais raramente nebulítica.

Os leucossomas são quartzo-feldspáticos e possuem composição granítica a granodiorítica e os melanossomas são compostos principalmente por biotita, plagioclásio e hornblenda. A espessura das bandas é geralmente centimétrica mas, em alguns afloramentos pode ser decimétrica.

Observam-se dois eventos anatéticos, sendo que o primeiro gerou delgadas bandas leucossomáticas e melanossomáticas parcialmente transpostos pela foliação de baixo ângulo associada à Zona de Cisalhamento de Socorro, tendo formado dobras intrafoliais. O segundo evento é marcado por injeções de leucossoma quartzo-feldspático em planos rúpteis ou paralelos à foliação e podem alcançar até 10 cm de espessura.

Localmente ocorrem também leucossomas quartzo-feldspáticos com granada de 1 a 2 mm de diâmetro e injeções pegmatíticas, por vezes formando *bolsões*, bem como veios de quartzo com turmalina.

Intercalados nos gnaisses ocorrem corpos de quartzito, muscovita quartzito, sericita xistos miloníticos e anfibolitos, por vezes associados aos quartzitos. A presença de muscovita nestes litotipos é devida à forte lixiviação de álcalis e bases solúveis por fluidos hidrotermais durante o cisalhamento, que acaba por transformar os feldspatos potássicos em muscovita. No quartzito e no muscovita quartzito ocorrem ainda porfiroblastos de muscovita menos deformados que a

matriz, marcando a foliação S (*mica fish*), enquanto o quartzo finamente recristalizado marca a foliação C.

Gnaisses calciossilicáticos estão também presentes neste Grupo, porém não foram individualizados no Mapa Geológico. Estes litotipos tem cor cinza e granulação média, são finamente bandados, são ricos em anfibólio e tem feldspatos, quartzo e biotita, além de titanita granada e carbonato em menores proporções. A rocha apresenta também bandas quartzosas e porções com granada de grã fina disseminada.

6.3 Grupo Mostardas

Neste trabalho o Complexo Mostardas (GROSSI SAD *et al.* 1983) foi informalmente redefinido como Grupo Mostardas, uma vez que a unidade é passível de subdivisões na escala de 1:50.000. É constituído predominantemente por granulitos ácidos a básicos, com gnaisses, migmatitos, gonditos, rochas calciossilicáticas e quartzitos subordinados.

Sua idade não encontra-se estabelecida, mas seu posicionamento é basal em relação ao Grupo Amparo, podendo ser parte do Grupo ou seu embasamento, o que pode sugerir idade arquena para o evento regional de granulitização.

Devido ao empurrão associado à Zona de Cisalhamento de Socorro, sua posição litoestratigráfica encontra-se invertida em relação ao Grupo Amparo.

As principais unidades que compõem o Grupo são as seguintes:

6.3.1 Unidade dos biotita gnaisses e biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos (APPGMgm)

Estes litotipos são bandados, possuem granulação média, cor cinza com tons variáveis em função da quantidade de máficos e, por vezes, possuem magnetita subordinada.

A Unidade faz contato tectônico e interdigitado com as rochas gnáissico-migmatíticas do Grupo Amparo, através da Zona de Cisalhamento de Socorro, bem

como com os granulitos da mesma unidade. Repetições de litotipos cisalhados nas proximidades dos contados são comuns, indicando imbricamento tectônico.

Quando alterado o biotita gnaisse adquire tonalidades avermelhadas a róseas e anfibólio-biotita gnaisse, tons de ocre.

Estruturas migmatíticas *schlieren* e estromatítica, com leucossoma quartzo-feldspáticos de cor cinza claro e melanossoma subordinados, formando bandas de espessura centimétrica, são bastante comuns nestas rochas. Localmente observam-se estruturas migmatíticas de injeção, deformadas com melanossomas anfibolíticos *boudinados*.

Ocorrem também leucossomas mais tardios, róseos, por vezes com granulação mais grossa que os anteriores, compostos predominantemente por feldspato potássico e quartzo, evidenciando seu caráter polimetamórfico (PRANCHA 1 - Fotos 4 e 5).

Mais raramente encontram-se dobrados e, neste locais estão melhor preservadas as estruturas migmatíticas de injeção em planos rúpteis, o que evidencia a sua origem tardia em relação ao primeiro evento anatético.

Em geral estes litotipos foram pouco deformados, mas a foliação gnáissica quase sempre tem atitude concordante com a foliação de cisalhamento da Zona de Cisalhamento de Socorro. Em zonas mais deformadas podem apresentar dobras intrafoliais, por vezes com dobras de arrasto assimétricas.

6.3.2 Unidade dos granada-biotita gnaisses (APPGMgn)

São rochas escuras com grande quantidade de biotita, proporções variáveis de granada e anfibólio em menor quantidade.

Foram individualizados diversos corpos da Unidade, sendo que o de maior expressão possui cerca de 4 km de comprimento e espessura aparente máxima ao redor de 300 m.

Sua alteração intempérica produz um solo argiloso de cor vermelha, o que

facilita a delimitação dos corpos em campo e por fotointerpretação.

Constituem corpos estreitos e alongados dispostos em seqüências concordantes com a estrutura regional, encaixados no biotita gnaiss e no anfibólio-biotita gnaisses descrito acima e, por vezes, associam-se aos granulitos básicos. Dois corpos de menor expressão estão associados a lentes de gnaisses grafitosos.

São rochas bandadas, bastante foliadas devido à grande quantidade de biotita que favorece a concentração da deformação.

Localmente podem apresentar estruturas migmatíticas, com leucossomas compostos principalmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com textura granoblástica e grã grossa. Constituem bandas de espessura centimétrica, irregulares e descontínuas, ou subparalelas à foliação e, por vezes, dobradas.

Os melanossomas possuem textura granolepidoblástica, grã média e são compostos principalmente por biotita, plagioclásio e granada. Constituem porções homogêneas em maior proporção que os leucossomas.

6.3.3 Unidade dos granulitos básicos (APPGMgb)

Constituem pequenos corpos cujas principais ocorrências distribuem-se nos arredores da localidade de Visconde de Soutelo, a oeste do Bairro de Barão de Ibitinga e a noroeste do Bairro dos Nogueiras.

Em geral este corpos possuem intercalações de gnaisses com poucos máficos ou grafitosos, e granada-biotita gnaiss. A quantidade de grafita pode ser grande em alguns afloramentos, caracterizando-os como gnaisses grafitosos.

Nas intercalações de gnaisses, mas principalmente nas de rochas grafitosas houve concentração do cisalhamento, resultando em granada-biotita gnaiss miloníticos, milonitos de gnaisses grafitosos e de grafita xistos miloníticos.

Localmente a rocha básica apresentam-se também fortemente cisalhada, com foliação penetrativa acompanhada por forte reequilíbrio do piroxênio da paragênese primária para anfibólio.

PRANCHA 1

FOTO 1 - Granito porfirítico, com fenocristais de feldspato alcalino, deformado pelo cisalhamento de baixo ângulo (ponto 34)

FOTO 2 - Amostra do granito com fenocristais de feldspato alcalino levemente deformados (ponto 44)

FOTO 3 - Afloramento alterado de migmatito cisalhado, pertencente ao Grupo Amparo, apresentando fábrica S/C e buldín envolto por melanossoma biotítico (ponto 106)

FOTO 4 - Afloramento de migmatito do Grupo Amparo com melanossomas irregulares compostos por biotita-hornblenda gámbise e leucossomas gerando textura phebólica (ponto 72)

FOTO 5 - Afloramento de migmatito polissíclico do ponto 88, onde observa-se finos leucossomas de cor clara, apresentando dobras intrafoliares e leucossoma posterior de coloração rosa

FOTO 6 - Amostra cortada do afloramento acima citado, mostrando as mesmas feições em detalhe (lado maior da foto = 8 cm).

FOTO 7 - Amostra de granulito básico oriundo do ponto 18 onde observa-se feições migmatíticas como bandas leucossomáticas com presença de quartzo (lado maior da foto = 6 cm).

FOTO 8 - Amostra do mesmo afloramento mostrnado porções máficas preservadas da anatexia onde ocorrem porfiroblastos de granada (lado maior da foto = 10 cm)

PRANCHA 1

Petrologicamente constituem diopsídio-granada granulito, verde escuros, de granulação grossa e são compostos essencialmente por clinopiroxênio, plagioclásio, granada e quartzo. Apresentam textura gabróica ou porfiroblástica com megacristais de granada com até 1 cm de diâmetro. Uma foliação incipiente pode ser observada nas porções alteradas, quando adquirem coloração ocre.

Não raramente são observadas bandas irregulares mais félsicas, de espessura centimétrica, compostas por quartzo, plagioclásio e anfibólio, bem como porções ovaladas com maior concentração de granada, separadas de porções mais félsicas por finas zonas com alta concentração de anfibólio (PRANCHA 1 - Fotos 7 e 8) sugerindo terem sido geradas por anatexia, com a formação de neossoma composto por minerais máficos hidratados e porções quartzo-feldspática, envolvendo núcleos preservados do paleossoma.

Estes litotipos também ocorrem como corpos menores ou *boudins* centimétricos a métricos encaixados tectonicamente nos biotita gnaisses e biotita-anfibólio gnaisses.

6.3.4 Unidade dos gnaisses grafitosos a grafita xistos (APPGMgg)

São rochas gnáissicas muito ricas em grafita chegando a constituir grafita xistos de coloração cinza a cinza escuro (PRANCHA 2 - Foto 1). Formam corpos alongados de pequena espessura, que se associam a corpos de rochas de maior competência mecânica, como granulitos básicos e granada-biotita gnaisses. Tal associação e modo de ocorrência indicam que estes corpos foram originados durante a deformação das rochas de alto grau metamórfico

Invariavelmente estas rochas encontram-se bastante alteradas, gerando solos de erosão fácil, que geralmente constituem porções arrasadas do terreno, marcando pequenos vales depressões.

Estas rochas apresentam estrutura bandada, com porções que variam entre biotita gnaisses com grafita a grafita xisto, ambas com finas bandas feldspáticas,

ocorrendo também sericita-grafita xistos originados pela transformação do feldspato em mica durante o cisalhamento.

Apresentam-se intensamente cisalhadas, contendo estruturas de distúrbio de fluxo como dobras intrafoliais e dobras de arrasto.

6.3.5 Unidade dos granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocráticos (APPGMga)

São rochas com estrutura gnáissica bem desenvolvida, caracterizadas pela pouca quantidade de máficos, geralmente presentes em volumes inferiores a 5%. Ocorrem intercalados nos gnaisses charnockíticos e nos biotita gnaisses, porém alguns corpos maiores, com no máximo 400 m de espessura, foram individualizados no mapa.

As rochas têm cor amarelo claro ou rasa, devida aos feldspatos, e adquire tons esbranquiçados quando intemperizadas (PRANCHA 2 - Fotos 2 e 3). Possuem grã-nulção fina a média, estrutura finamente bandada a homogênea e é constituída principalmente por quartzo e feldspato, com biotita e opacos, geralmente magnetita, muito subordinados.

A grande quantidade de quartzo favorece a identificação do intenso cisalhamento que as afetou, desenvolvendo uma foliação penetrativa com abundantes estruturas *S/C*, *ribbons* de quartzo e forte estiramento mineral. Localmente ocorreu cristalização de muscovita nos planos de cisalhamento, derivada do feldspato potássico pela percolação de fluidos hidrotermais durante a deformação, em temperaturas mais baixas.

Ocorrem também finos leitos de quartzo estirados e rompidos, paralelos à foliação ou discordantes a ela, além de bandas compostas quase exclusivamente por quartzo, com até 1 cm de espessura.

São comuns porfiroclastos de feldspato estirados e, mais raramente, alguns cristais máficos estirados e reequilibrados, com substituição parcial a quase total por biotita.

Esporadicamente ocorrem bandas um pouco mais máficas, com até 5 cm de espessura, com estruturas que sugerem serem resíduos de fusão parcial.

6.3.6 Unidade dos quartzitos e dos gnaisses quartzosos (APPGMq)

Constituem corpos alongados concordantes com a estrutura regional, distribuídos desde o Bairro de Barão de Ibitinga até o sul da cidade de Socorro. O maior deles possui aproximadamente 7 km de comprimento e espessura aparente variando entre 100 e 250 metros.

Entretanto na maioria das vezes estes corpos não apresentam grande expressão, devido à freqüente intercalação com rochas gnáissicas.

Em todos afloramentos estudados estas rochas estão milonitizadas, ocorrendo localmente cristalização de muscovita na foliação, devido ao desequilíbrio pela hidratação e mobilização da sílica dos feldspatos potássicos durante o cisalhamento.

Diversos litotipos compõem a Unidade, predominando sillimanita quartzito, sillimanita-granada quartzito e granada quartzito, todos com quantidades variáveis de feldspato. Com o enriquecimento em feldspato constituem gnaisses quartzosos com sillimanita e ou granada.

Freqüentemente estas rochas apresentam-se intercaladas nos granulitos alaskíticos, como no afloramento 101, onde se observa a associação de gnaisses róseos com granada com granada quartzito bandado, com leitos centimétricos com maior concentração de granada (PRANCHA 2 - Foto 4).

As porções ricas granada, quando alteradas, liberam grande quantidade de óxidos e hidróxidos de manganês, indicando uma composição espessartítica da granada, o que permite denominá-los de espessartita quartzito ou gondito, quando o teor de granada é ainda maior.

Em outras localidades, como no Bairro de Barão de Ibitinga, o quartzito e o

gnaisse quartzoso estão associados a gnaisses grafitosos e a ultracataclasitos e pseudotaquilitos, ocorrendo na forma de sericita quartzitos, gerados apartir da transformação de feldspato em sericita pela lixiviação de quartzitos feldspáticos durante o cisalhamento, em regimes de temperatura mais baixas.

6.3.7 Unidade dos gnaisses charnockíticos e biotita gnaisses (APPGMhb)

A unidade é caracterizada pela intercalação tectônica entre gnaisses charnockíticos, charnoenderbíticos e, mais raramente, enderbíticos com rochas reequilibradas durante o cisalhamento na fácies anfibolito, resultando em biotita gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses e menos freqüentemene, anfibólio gnaisse. Também ocorrem, subordinadamente, corpos menores de granulitos alaskíticos e gnaisse hololeucocrático com biotita.

Os contados da Unidade, tanto a leste quanto a oeste, é sempre tectônico e gradacional, com nítida topográfica, que foi utilizada no desenho do Mapa Geológico.

Os afloramentos da unidade em geral apresentam-se muito intemperizados e são constituídos por interdigitações de seus litotipos, com corpos de dimensões variáveis.

Esta unidade é representada no mapa geológico por um corpo presente na porção centro-sul do mesmo, com espessura entre 500 a 1000 m, cujos afloramentos ocorrem principalmente na rodovia BB 146, que liga Bragança Paulista a Socorro.

Os gnaisses charnockíticos a enderbíticos possuem coloração esverdeada e são caracterizadas pela presença de ferrossilita e augita, podendo conter granada, anfibólio e biotita. Possuem estrutura gnáissica com uma foliação bem desenvolvida, marcada pela orientação dos minerais máficos e por bandas félsicas de espessura milimétrica e, mais raramente, ocorrem estruturas migmatíticas, com bandas leucossomáticas mais expressivas.

Quando intemperizadas estas rochas de alto grau adquirem cor ocre, o que

facilita sua distinção dos gnaisses com biotita, que adquirem coloração avermelhada. Distinguem-se também dos granulitos alaskítico e do gnaisse hololeucocrático com biotita, que apresentam cor rósea claro quando alterados (PRANCHA 2 - Foto 5).

Os biotita gnaisses e os anfibólio-biotita gnaisses encontram-se quase sempre intemperizados. Estes litotipos gradam para os gnaisses charnockíticos com a diminuição da intensidade da foliação superposta, relacionada principalmente ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Socorro.

Estas rochas encontram-se milonitizados, com foliação penetrativa de baixo ângulo mergulhando para SE, com forte estiramento mineral oblíquo ao mergulho da foliação. São comuns também porfiroclastos de feldspato e clinopiroxênio orientados paralelamente à lineação, além de dobras intrafoliais e dobras fechadas e pequenas dimensões. Localmente podem apresentar porções menos transpostas, com estrutura migmatítica estromática, com leucossoma decimétrico e *boudins* de melanossomas, indicando fusão anidra anterior ao cisalhamento, como ocorre no afloramento 42.

Além do reequilíbrio dos gnaisses charnockíticos na sua geração, é provável também que parte delas tenham sido originalmente formadas em regiões com pressão parcial de água mais alta e/ou temperaturas inferiores, relativamente aos dos granulitos, tendo em vista algumas estruturas migmatíticas preservadas nos gnaisses. Neste caso, a justaposição de blocos com formação em condições distintas de metamorfismo, teria sido causada por imbricação tectônica.

6.3.8 Unidade dos gnaisses charnockíticos e granulitos alaskíticos (APPGMch)

Esta Unidade aflora na continuidade nordeste da Unidade anterior. Também apresenta intercalações de granulitos alaskíticos e biotita gnaisses, porém com amplo predomínio dos gnaisses charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos. Ainda mais raramente ocorrem corpos pegmatíticos tardios, quartzo feldspáticos

de grã grossa, com biotita e turmalina negra.

Esta unidade constitui uma faixa de espessura entre 1 e 2 km, cujo limite longitudinal não foi identificado, e deve ultrapassar o limite da folha 1 : 50.000 de Socorro.

O contato da unidade a oeste com a unidade dos biotita gnaisses e anfibólio-biotita gnaisses e com a unidade dos granulitos alaskíticos é gradacional e se dá através do aumento da ocorrência de granulitos alaskíticos e de gnaisses hololeucocráticos. Especialmente nas proximidades dos contatos são freqüentes intercalações tectônicas com biotita gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses migmatíticos, sillimanita quartzito, granada quartzito e granada quartzito feldspático. O contato a leste é feito com a Unidade dos gnaisses charnockíticos e gnaisses com sillimanita.

Em relação a unidade descrita anterior, esta deve representar uma porção mais preservada do reequilíbrio durante o cisalhamento ou um corpo com menores intercalações de rochas migmatíticas.

A principal rocha da unidade é representada por um ferrossilita-hedembergita gnaisses com ou sem granada, rocha cuja composição é predominante charnockítica, porém ocorrem termos charnoenderbíticos e, mais raramente, enderbíticos, mas estão também presentes corpos com maior teor de minerais máficos e granulitos alaskíticos formados por rochas compostos essencialmente por minerais félsicos, como ferrossilita-álcali-feldspato granulito e álcali-feldspato granulito com ferrossilita.

Os gnaisses charnockíticos possuem cor verde escura a cinza esverdeado, dependendo da quantidade de minerais máficos (PRANCHA 2 - Foto 6) enquanto os granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocrático com biotita apresentam cor cinza claro, ou róseo esbranquiçado quando levemente alterados.

Quase sempre estas rochas encontram-se milonitizadas, com uma foliação penetrativa de baixo ângulo mergulhando para SE e, menos freqüentemente, para

NE, com lineação de estiramento mineral oblíquo ao mergulho da foliação, marcados pela orientação dos minerais máficos e porfiroclastos de feldspato.

O cisalhamento presente ocorreu predominantemente na fácies granulito, pois são raros os locais onde há a cristalização de minerais de mais baixa temperatura na foliação milonítica.

No afloramento 58 ocorrem grandes blocos de rochas calciossilicáticas de cor cinza esverdeada, granulação grossa, com porções maciças e outras com uma foliação gnáissica dobrada. A rocha é composta essencialmente por flogopita de granulação grossa, anfibólio, epídoto, feldspatos e carbonatos.

6.3.9 Unidade dos magnetita gnaisses charnockíticos (APPGMmh)

Esta unidade é também formada por gnaisses charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos, mas distingue-se das demais unidades compostas por estas rochas pela abundância de magnetita, que pode alcançar até 5% volume e pela quase ausência de intercalações de granulitos alaskíticos, biotita gnaisses e anfibólio-biotita gnaisses.

O solo derivado desta Unidade é facilmente identificado em campo pela presença cor vermelho escuro e pela grande quantidade de magnetita, especialmente nas drenagens naturais e das estradas.

O corpo ocorre no norte da área inserido na unidade descrita acima um conjunto de rochas em geral pouco reequilbradas pelo cisalhamento, constituídas por gnaisses charnockíticos com quantidades variáveis de magnetita, além de rochas de composição mais básica

Estas rochas possuem coloração verde escura, aspectos miloníticos e são compostas por magnetita-ferrossilita-hedembergita gnaiss e granada-ferrossilita-hedembergita gnaiss com magnetita, além de outros tipos petrográficos que foram identificados por JULIANI (1983) como diopsídio-granada anfibolito e diopsídio granada granulito.

6.3.10 Unidade dos gnaisses charnockíticos e gnaisses com sillimanita (APPGMhs)

Esta unidade foi definida pela intensa intercalação tectônica entre gnaisses charnockíticos e litotipos contendo sillimanita e granada, como sillimanita-granada-biotita gnaisses com ou sem grafita, granada gnaisses e biotita-granada gnaisses com grafita.

Ocorre em uma faixa de aproximadamente 500 m de espessura aparente, colocada entre as unidades dos gnaisses charnockíticos e granulitos alaskíticos e dos gnaisses charnockíticos a oeste e dos sillimanita-granada-biotita gnaisses a leste.

Os gnaisses charnockíticos são idênticos aos descritos nas unidades anteriores, mas também ocorre um gnaisse charnockítico que se difere dos demais pela grande quantidade de biotita. Esta rocha, identificada nos afloramentos 39 e 122, apresenta cor cinza, granulação média a grossa e porfiroclastos deformados de feldspato potássico esverdeado. A biotita é o principal mineral máfico, mas estão também presentes piroxênio e anfibólio.

6.3.11 Unidade dos sillimanita-granada-biotita gnaisses (APPGMsg)

A unidade é constituída pela intercalação de sillimanita-granada-biotita gnaisse, sillimanita-biotita-granada gnaisse com grafita, granada gnaisse, biotita-granada gnaisse com grafita e sillimanita-biotita-granada gnaisse com biotita gnaisse e anfibólio-biotita gnaisse migmatíticos.

Esta unidade ocorre em uma faixa de até 1 km de largura orientada segundo estrutura regional, com mergulhos para leste. Entretanto, localmente apresentam mergulho para NW, sugerindo a presença de dobras isoclinais eixos paralelo à estrutura regional e flancos encaixados na zona de cisalhamento.

As rochas que compõem esta unidade estão em contato tectônico com os granitos do Complexo Socorro a leste e com os gnaisses charnockíticos a oeste.

São rochas de grã grossa de cor cinza, com porfiroblastos de granada de até

1 cm de diâmetro. Adquirem tons avermelhados quando alteradas, observando também percolação de manganês nas porções parcialmente alteradas.

Normalmente são menos foliadas que os demais granulitos e comumente possuem texturas e estruturas miloníticas.

No afloramento 35 ocorre biotita-grafita-sillimanita-granada gnaiss com magnetita, com finas bandas félsicas e leucossoma quartzo-feldspático com textura grossa, estirados paralelamente à foliação gnáissica, além de injeções pegmatíticas quartzo-feldspáticas mais tardias, sub-paralelas à foliação milonítica, e finos veios perpendiculares à foliação, compostos por quartzo e biotita, indicando a ocorrência de anatexia e de injeções pegmatíticas relacionadas à intrusão dos granitos do Complexo Socorro. Ocasionalmente há transformação de feldspato potássico em muscovita nos planos de cisalhamento.

Estes gnaisses são interpretados como paraderivados, devido à presença de sillimanita e granada abundantes, de grafita e de grãos arredondados de zircão. O bandamento é definido por variações composicionais que sugerem, pelo menos em parte, preservação do bandamento composicional do protólito sedimentar.

No afloramento 36 ocorre uma grande variedade de litotipos, decorrente de mudanças nas proporções de granada, biotita, sillimanita, feldspato potássico e grafita (PRANCHA 2 - Fotos 7 e 8). Ocorre também um corpo de biotita-sillimanita-granada gnaiss que se diferencia dos demais litotipos pela presença de porfiroclastos extremamente estirados de feldspato potássico e pela presença de sulfeto, provavelmente pirita, que confere cor avermelhada quando a rocha apresenta-se levemente intemperizada.

Em alguns afloramentos desta unidade ocorrem apenas biotita gnaiss e anfibólio-biotita gnaiss com estruturas migmatíticas, por vezes com intercalações tectônicas das rochas paraderivadas com sillimanita.

PRANCHA 2

FOTO 1 - Afloramento intemperizado de gnaiss grafítico, mostrando padrão estrutural complexo.

FOTO 2 - Afloramento intemperizado (Ponto 47) mostrando intercalação tectônica entre Granulito alaskítico (pacote superior) de coloração esbranquiçada, biotita gnaiss apresentando cor de alteração roxa e pacote inferior com intercalação entre gnaisses charnockítico (cor ocre) e biotita gnaiss, onde observa-se relações de foliação S e C, marcadas pelas lapiseiras

FOTO 3 - Amostra cortada de granulito alaskítico levemente alterada, oriunda do ponto 101 (lado maior da foto = 15 cm).

FOTO 4 - Granada quartzito oriunda do ponto 101, com bandamento marcado pela maior concentração de granada, onde se processa a percolação de óxido de manganês (lado maior da foto = 10 cm).

FOTO 5 - Afloramento da Unidade dos charnockitos e biotita gnaisses, mostrando intercalação de escamas tectônicas de biotita gnaisses com cor de alteração avermelhada, com gnaisses charnockíticos de tendência mais básica com cor de alteração ocre (pacote superior) e além de injeção de pegmatito, também cizalhado, no contato entre os pacotes. (ponto 38)

FOTO 6 - Amostra cortada de gnaiss charnockítico de granulação fina a média, de cor cinza esverdeado escuro, adquirindo coloração ocre quando alterado. (lado maior da foto = 11 cm)

FOTO 7 - Silimanita-granada-biotita gnaiss de granulação média, oriunda do ponto 36 (lado maior da foto = 7 cm)

FOTOGRAFIA 8 - Silimanita-biotita-granada gnaiss de granulação grossa coletada no ponto 36 (lado maior da foto = 7 cm)

PRANCHA 2

7 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Introdução

A geometria do conjunto das foliações geradas em regimes dúcteis e rúpteis que afetaram os litotipos é bastante homogênea em toda área estudada, com direção NNE mergulhando para SE. Os estudos microestruturais indicam deformação por cisalhamento simples, iniciado em condições metamórficas de alto grau, determinada pela ocorrência de grãos de piroxênios deformados em regime dúctil, que evoluiu para deformação na fácies anfibolito. Neste estágio os piroxênios foram total ou parcialmente recristalizados para anfibólio e os megacristais de feldspatos foram transformados em porfiroclastos em regime deformacional sob condições dúcteis, acompanhada de intensa recristalização dinâmica.

Posteriormente o cisalhamento continuou em regime dúctil-rúptil que evoluiu rúptil-dúctil, como indicado pelas estruturas rúpteis dos feldspatos e dúcteis do quartzo. A deformação continuou ainda em temperaturas mais baixas, compatíveis com as da fácies xisto verde, pois houve cristalização de epídoto e sericita nos planos de cisalhamento.

A deformação mais tardia, de caráter rúptil-dúctil tende a se concentrar em estruturas com mais alto grau de mergulho, mas também ocorrem em zonas de cisalhamento de médio e baixo ângulo de mergulho.

Para análise das deformações a área foi subdividida em dois domínios estruturais, o primeiro na porção leste da área onde predominam as foliações de baixo ângulo, e segundo na porção oeste e central, que se distingui da primeira pelo predomínio de foliações de médio ângulo e maior incidência de estruturas rúpteis e rúptil-dúcteis.

7.3 Domínio Leste

Neste domínio, e mais especificamente nas rochas charnockíticas e charnoenderbíticas, foi possível a obtenção de registros de uma foliação pretérita originada em alto grau metamórfico, denominada S_{n-1} , cujos pólos estão representados na FIGURA 3.

FIGURA 3 - Diagrama com os contornos de isofrequência dos pólos da foliação S_{n-1} , domínio leste.

Trata-se de uma foliação gnáissica, com paragênese indicativas da fácies granulito, com direção geral NW e mergulhos para NE, paralela ao bandamento composicional. Sua ocorrência é restrita, predominando apenas em alguns afloramentos na estrada BR 146, sendo que em parte deles observa-se a relação temporal com uma foliação milonítica posterior, que a deforma e a reorienta.

As foliações miloníticas neste domínio são predominantes e ocorrem generalizadamente na maioria dos afloramentos, sendo que em muitos é a única observada. Denominadas S_n , ocorrem tanto com a paragênese granulítica, como em porções onde a rocha foi reequilibrada em fácies anfibolito, com cristalização de anfibólio e biotita nos planos de cisalhamento. Apresenta também características de cisalhamento em regime dúctil-rúptil em alguns afloramentos.

Na FIGURA 4 estão representadas os pólos destas foliações miloníticas de direção NE mergulhando para SE e comportamento predominantemente dúctil. As linhas de isofrequência mostram o grande predomínio das foliações de baixo ângulo, inclusive com alguns dados mostrando mergulho para NW, provocado por dobramento suave, às vezes observados em escala de afloramento.

FIGURA 4 - Diagrama da foliação milonítica, S_n , de caráter dúctil, domínio leste.

A ocorrência de foliação gnáissica e milonítica com paragêneses de alto grau com atitudes concordantes com as foliações miloníticas S_n com paragêneses da fácies anfibolito e foliações com deformação de caráter rúptil-dúctil, pode ter sido causada pela rotação de blocos e lentes, além de inflexão da foliação S_{n-1} , paralelizando-a com a foliação S_n . Estruturas como a da FIGURA 5, presente no ponto 38, reforçam tal hipótese.

A estrutura, desenhada em planta, possui uma foliação de cisalhamento denominada S_n com movimentação destrógiro, com componente oblíquo de cavalgamento. Os números no desenho representam os locais de medidas de mergulho das foliações, listadas abaixo.

1) N141/71	2) N139/43	3) N10/18	4) N5/20
5) N21/24	6) N40/35	7) N51/48	8) N84/55

FIGURA 5 - Esquema da foliação milonítica de alto grau de mergulho no afloramento 38, domínio leste.

A Unidade do sillimanita-granada-biotita gnaiss, localizada na porção leste da área, possui um padrão estrutural mais complexo, com grande parte dos afloramentos mostrando foliações mergulhando para NW, como mostra a FIGURA 6. Porém a quantidade de dados e a localização dos pontos onde foram obtidos, requerem um mapeamento mais detalhado afim de se definir a estrutura aí presente, podendo ser uma sinforme, como a descrito por EBERT, H. (1971), ou uma estrutura em flor positiva originada pelo cisalhamento transpressivo tardio.

As lineações obtidas nos planos onde a deformação é essencialmente dúctil, em ambos os domínios, são oblíquas ao mergulho da foliação encontrando-se "rotacionadas" em sentido destrá, com o sentido de mergulho deslocado para oeste em relação ao mergulho da foliação (FIGURA 7).

Estas lineações são referentes à deformação tangencial que ocorreu em condições metamórficas da fácies granulito e, provavelmente, anfibolito alto durante o desenvolvimento da foliação S_{n-1} , tendo em vista que as lineações de isorientação dos cristais de piroxênios no charnockito e de anfibólio nas rochas

reequilibradas durante o início do resfriamento apresentam-se “rotacionadas” em sentido horário, independentemente da foliação em que se encontram, S_{n-1} de direção NW com mergulho para NE e S_n de direção NE mergulhando para SE.

FIGURA 6 - Diagrama da foliação S_n em silimanita-granada-biotita gnaiss no domínio leste.

FIGURA 7 - Diagrama da lineação de estiramento mineral referente à deformação essencialmente dúctil.

7.3 Domínio Oeste-Central

Na porção oeste e central da área o cisalhamento tardio é mais expressivo, pois esta parte da área encontra-se no domínio da Falha de Ibitinga ou Zona de Cisalhamento de Socorro, que promovem uma maior verticalização das foliações de caráter dúctil. Estas estruturas foram também responsáveis pela geração de ultramilonitos de caráter dúctil-rúptil, ultracataclasitos (PRANCHA 3 - Fotos 1 e 2) e, provavelmente, pseudotaquilitos (PRANCHA 3 - Fotos 3 e 4). Estes últimos litotipos estão sendo interpretados duvidosamente pelo fato de ainda não terem sido realizados os estudos necessários para a determinação da existência ou não de fusão por atrito, através da microscopia eletrônica.

A deformação tardia impressa na área possui caráter direcional transpressivo, com componente de cavalgamento e condição de deformação rúptil-dúctil. Por vezes este estágio de cisalhamento não desenvolveu planos com nova orientação, tendo se instalando nas foliações preexistentes, originadas nos estágios dúcteis, sugerindo tratar-se de um evento de deformação progressiva concomitante ao resfriamento das rochas. No diagrama da FIGURA 8 estão projetados os pólos das foliações com deformação rúptil-dúctil, onde observam-se três grupos com orientações distintas. O principal é de alto ângulo e possui direção NE-SW, o segundo grupo possui mergulho baixo a moderado e também mostra-se com direção NNE mergulhando para SE, e o terceiro e menos expressivo possui alto ângulo de mergulho e direção aproximada N-S.

Nesta porção da área onde afloram litotipos variados e metamorfisados em graus distintos, as foliações de comportamento dúctil, possuem as mesmas direções e sentidos de mergulho daqueles encontradas no leste da área (FIGURA 9). Entretanto predominam as foliações com mergulho de médio ângulo, não ocorrendo atitudes com mergulhos de baixo ângulo como ocorrem nos charnockitos e rochas associadas no leste da área, onde é comum mergulhos menores que 15°.

FIGURA 8 - Diagrama da foliação milonítica no domínio oeste-central.

FIGURA 9 - Diagrama da foliação dúctil no domínio oeste-central.

Em alguns afloramentos as foliações referentes à deformação de rúptil-dúctil cisalhamento que alcançou altas taxas de deformação apresenta uma relação oblíqua entre a lineação de estiramento mineral (quartzo) e o mergulho da foliação, onde a primeira está "rotacionada" em sentido anti-horário em relação ao mergulho

da foliação e apresenta em geral um mergulho de no máximo 20°, como mostra o diagrama da FIGURA 10, mostrando seu caráter predominantemente direcional.

FIGURA 10 - Diagrama das atitudes das foliações miloníticas, com as respectivas lineações minerais, do domínio oeste-central.

Tendo em vista os indicadores cinemáticos como relações de foliação *S* e *C* e inflexões de foliações preexistentes pela estruturas tardias, e as relações de foliações rúpteis e rúptil-dúcteis com suas lineações mostradas no diagrama acima, conclui-se que cisalhamento tardio é predominantemente direcional e destrógiro com um componente significativo de cavalgamento (PRANCHA 3 - Fotos 5, 6 e 7). Cabe ainda observar-se que, localmente, foram verificados indicadores cinemáticos em estruturas de direção N-S que mostram movimentação sinistrógiro, podendo representar estruturas antitéticas em relação às de direção NE.

Já em relação ao cisalhamento de baixo ângulo a maioria dos indicadores cinemáticos mostram um regime é compressivo (PRANCHA 3 - Foto 8 e PRANCHA 1 - Foto 3), porém ocorrem também indicadores que sugerem um regime distensivo, o que torna necessária à realização de um estudo mais apurado e de uma análise estrutural para melhor entendimento da evolução deformacional da área.

PRANCHA 3

FOTO 1 - Ultracataclasito com matriz afanítica e porfiroclastos arredondados, do ponto 93 (lado maior da foto = 13 cm)

FOTO 2 - Cataclasito do ponto 56 mostrando no mínimo 3 orientações de falhas a primeira com desenvolvimento de foliação cataclástica penetrativa de posição vertical na foto, seguida por duas outras de posição diagonal, observa-se também porção escura da amostra formada por ultracataclasito (lado maior da foto = 6 cm).

FOTO 3 - Afloramento 99 onde se observa rocha milonítica com porsões vítreas escuras, formadas provavelmente por pseudotaquilitos

FOTO 4 - Amostra serrada, oriunda do mesmo afloramento onde se observa foliação milonítica de caráter rúptil-dúctil, cortada por veios escuros compostos por pseudotaquilitos (lado maior da foto = 7 cm)

FOTO 5 - Falha de cvaráter rúptil-dúctil, com orientação N30°/70°NW e inflexão da foliação gnaissica mostrando movimentação destal (fotografia em plano horizomtal).

FOTO 6 - Relação das foliações S e C onde a foliação C de direção N29°/35°SE indica cinemática dextral com componente de cavalgamento (fotografia tirada em plano horizontal).

FOTO 7 - Falha de orientação N70°/65°SE, com movimentação destral indicada pelo deslocamento do leucossoma (fotografia tirada em plano horizontal).

FOTO 8 - Afloramento alterado do ponto 106 com relação de foliações S e C indicando componente de cavalgamento (foto tirada em plano vertical).

PRANCHA 3

8 PETROGRAFIA

8.1 Grupo Mostardas

8.1.1 Granulitos básicos

Lâminas: 16, 18, 18a, 18b, 33, 53, 64, 67 e 70

Os granulitos básicos possuem textura grano-porfiroblástica poligonal, grã média a grossa e porfiroblastos de granada variando de 0,4 a 1,0 cm de diâmetro.

Apresentam-se geralmente pouco foliadas e, quanto mais deformadas e foliadas, as paragêneses de alto grau estão mais reequilibradas para assembléias de minerais da fácies anfibolito. Nestes casos a foliação é marcada principalmente pela orientação dos cristais de hornblenda, conferindo textura nematoblástica à rocha.

Nestes litotipos são bastante comuns texturas de desequilíbrio metamórfico, como coronas e pseudomorfos de granada. As coronas formaram-se ao redor dos cristais de granada, separando-a do clinopiroxênio, e são constituídas por ortopiroxênio e plagioclásio, na maioria das vezes em textura simplectítica (PPRANCHA 4 - Fotomicrografias 1, 2 e 3). Os pseudomorfos de porfiroblastos de granada são formados por plagioclásio, ortopiroxênio, com ou sem magnetita (PRANCHA 4 - Fotomicrografia 4) e, em alguns casos pode restar granada no núcleo.

As coronas foram formadas através da reação (1) e, localmente, possuem opacos associados (PRANCHA 4 - Fotomicrografias 5 e 6) sugerindo a ocorrência da reação (2). Já os pseudomorfos de granada foram formados através da reação (3), onde o quartzo estaria presente como inclusões na granada, o que é observado nos cristais preservados deste mineral.

(1) granada + clinopiroxênio + quartzo $\rightleftharpoons$ anortita + ortopiroxênio

(2) almandina + hedenbergita + O₂ $\rightleftharpoons$ magnetita + quartzo + anortita + ferrosilita

(3) granada + quartzo $\rightleftharpoons$ ortopiroxênio + anortita

Considerando-se as paragêneses de alto grau associadas a estas texturas, e a pouca inclinação destas reações no campo P T, pode-se concluir que todas são indicativas de descompressão metamórfica em temperaturas altas.

A composição modal volumétrica aproximada é de 30 a 20% clinopiroxênio, 25 a 20% de granada, 20% de plagioclásio, 20 a 15% de hornblenda, 10 a < 5% de ortopiroxênio e 5% de quartzo, além de biotita, magnetita, ilmenita, titanita e apatita como acessórios.

Os cristais de granada são de cor levemente rosada, tendem a poiquiloblastos (0,1 a 1,0 cm de diâmetro) subeuédricos, com inclusões de plagioclásio, anfibólio, biotita, quartzo, titanita, magnetita e ilmenita. As inclusões podem estar orientadas, definindo uma foliação interna (S_i), por vezes rotacionada durante sua cristalização. A granada apresenta-se também com fraturas orientadas entre 70 a 80° em relação à foliação da matriz, causada pelo cisalhamento.

O clinopiroxênio ocorre tanto como cristais euédricos na matriz, como poiquiloblastos de até 0,5 cm de comprimento com inclusões de plagioclásio e quartzo. São de cor levemente esverdeada e apresentam feições de desequilíbrio, com porções recristalizadas em anfibólio verde claro, provavelmente tschermackítico, que passa posteriormente a hornblenda, principalmente nas clivagens e bordas do piroxênio. Muito raramente o clinopiroxênio ocorre em associação com a granada e o plagioclásio sem o desenvolvimento de texturas de desequilíbrio, associação esta que é referente ao pico bórico da rocha (PRANCHA 4 - Fotomicrografia 7).

O plagioclásio pode ser subdividido em dois tipos texturais: o da matriz e o das coronas e pseudomorfos. O plagioclásio da matriz possui zonamento contínuo, observado em cristais geminados ou não, com o teor de anortita variando do núcleo à borda de An₅₅ a An₃₈. O plagioclásio das coronas não é geminados, porém observa-

se extinção concêntrica indicando um leve zoneamento químico.

Os anfibólios estão representados principalmente por hornblenda com pleocroísmo variando de pardo a verde escuro. Ocorrem como componente da matriz ou substituindo parcialmente o clinopiroxênio. Nas amostras mais reequilibradas, como nas lâminas 70 e 33a, o piroxênio ocorre apenas como relíquias e a hornblenda apresenta, caracteristicamente, grande número de inclusões de opacos e constitui respectivamente 60% e 35% vol. modal para cada uma das lâminas, conferindo à rocha textura nematoblástica a grano-nematoblástica. As relações de blastese da hornblenda com o desenvolvimento da foliação indicam tratar-se de um mineral sin- a tardi-cinemático.

Ocorre também clinoanfíbólio incolor, facilmente confundível com clinopiroxênio, em paragênese com granada e plagioclásio, cuja química mineral mostrou tratar-se de cummingtonita (PRANCHA 4 - Fotomicrografia 8).

O ortopiroxênio é incolor e ocorre principalmente junto ao plagioclásio em arranjos simplectíticos, formando coronas na granada, isolando-a do clinopiroxênio. Ocorrem também nos pseudomorfos de granada, em algumas destas texturas o ortopiroxênio foi retrometamorfizado passando para cummingtonita.

Mais raramente o ortopiroxênio ocorre como cristais granoblásticos na matriz, onde está associado com clinopiroxênio e plagioclásio. Localmente, como na lâmina 64, o ortopiroxênio granoblástico apresenta extinção ondulante, indicando deformação em temperaturas altas.

O quartzo está presente na matriz e como inclusões no clinopiroxênio e na granada, onde se observa, em alguns casos, fraturas radiadas ao seu redor, sugerindo que estas sejam causadas pela inversão de quartzo alfa para quartzo beta.

Dentre os minerais opacos foram identificados ilmenita e magnetita e, mais raramente sulfetos. São acessórios na maioria das lâminas descritas, ocorrendo na matriz, com textura granoblástica lobada, como cristais bifásicos (ilmenita e

magnetita) ou ainda associados às coronas, isolando algumas fases minerais, sugerindo origem através da reação:

(4) almandina + hedenbergita + O_2 = magnetita + quartzo + anortita + ferrosilita.

Em alguns casos, como na lâmina 53, a magnetita chega a constituir cerca de 5% vol. modal, ocorrendo com hábito vermiforme ou como lamelas alongadas em uma direção, hospedadas em clinopiroxênios ou hornblenda, sugerindo tratar-se de exsoluções segundo as clivagens do mineral hospedeiro (PRANCHA 5 - Fotomicrografia 1). Outra textura envolvendo estes minerais é constituída por finos colares de ortopiroxênio ou cumingtonita envolvendo cristais maciços ou lamelares de opaco, separando-os do quartzo (PRANCHA 5 - Fotomicrografia 2). Estas texturas deverão ser melhor estudadas para compreensão às reações metamórficas que as controlam e do estágio do metamorfismo em que elas se formaram.

Nas rochas mais reequilibradas na fácies anfibolito, como na lâmina 33, há ocorrência freqüente de magnetita como inclusões nos anfibólios ou associados a estes, indicando tratar-se de um produto do retrometamorfismo dos piroxênios.

A biotita ocorre como pequenos e raros cristais avermelhados, geralmente associados ou inclusa na granada.

A paragênese granada + clinopiroxênio + andesina + quartzo da matriz indica condições metamórficas compatíveis com a transição entre as fácies granulito e eclogito, assumindo-se uma relação Fe/Mg intermediária. Os diagramas da FIGURA 11 ilustram as mudanças entre estas fácies, mostrando o aumento da faixa composicional em que granada ocorre em paragênese com clinopiroxênio e a restrição do plagioclásio às composições mais ricas em componente anortita.

PRANCHA 4

FOTOMICROGRAFIA 1 - Porfiroblasto de granada envolta por corona de plagioclásio bytownítico e ortopiroxênio, separando-a do clinopiroxênio e do plagioclásio andesínico (polarizadores semi-cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 2 - Arranjo simplectítico de ortopiroxênio e plagioclásio coroníticos (polarizadores semi-cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 3 Coronas de plagioclásio e ortopiroxênio separando totalmente as granadas da matriz composta essencialmente por clinopiroxênio (polarizadores paralelos)

FOTOMICROGRAFIA 4 - Pseudomorfo de granada composto por cristais de plagioclásio, ortopiroxênio, e relíquias de granada

FOTOMICROGRAFIA 5 - Opacos , provavelmente magnetita, associados às coronas das granadas (polarizadores paralelos)

FOTOMICROGRAFIA 6 - Mesma foto com os polarizadores cruzados

FOTOMICROGRAFIA 7 - Associação de granada, clinopiroxênio e plagioclásio, com textura de equilíbrio

FOTOMICROGRAFIA 8 - Associação granada-plagioclásio-cumingtonita, originada pelo retrometamorfismo da associação granada-plagioclásio-ortopiroxênio

PRANCHA 4

FIGURA 11 - Diagramas de fases indicando as paragéneses transicionais entre as fácies granulito e eclogito e a faixa composicional do plagioclásio associado, segundo SPEAR (1995).

8.1.2 Gnaisses charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos.

Ferrosilita-hedenbergita gnaiss charnockítico, lâminas: 46a^{*} e 100b

Biotita-hiperstênio-hornblenda gnaiss charnockítico, lâmina: 100b

Ferrosilita-biotita gnaiss charnockítico, lâmina: 122^{*} e 39 (com hornblenda)

Granada-ferrosilita-hedenbergita gnaiss charnockítico, lâminas: 46b, 45a, 45d e 57a.

Granada-ferrosilita-hedenbergita gnaiss charnoenderbítico, lâmina 57b^{**}

Ferrosilita-hedenbergita gnaiss enderbítico, lâminas 42a^{***}

Obs: ^{*}composição quartzo monzonítica; ^{**}quartzo monzodiorítica; ^{***} quartzo diorítica

Estes gnaisses apresentam grande variação nos teores feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e minerais ferromagnesianos. Apesar disto minerais constituintes possuem as mesmas características petrográficas, estruturais e texturais, permitindo descrevê-los em conjunto.

A textura é granoblástica poligonal inequigranular, a grã é fina a média e a estrutura é bastante foliada, geralmente milonítica, por vezes apresentando relações S e C e porfiroclastos de até 0,5 cm de comprimento.

De modo geral estas rochas apresentam-se intensamente deformadas em condições de alta temperatura, adquirindo aspectos miloníticos devido ao alto *strain* dos grãos de plagioclásio, feldspato potássico e piroxênios (PRANCHA 5 - Fotomicrografia 3), além de porfiroclastos de pertita, antipertita e mesopertita

extremamente estirados, com exsoluções condicionadas, aparentemente, predominantemente pela tensão, em detrimento aos condicionantes cristalográficos. Os porfiroclastos apresentam também recristalização dinâmica das suas bordas, formando cristais de plagioclásio e ortoclásio.

O quartzo, quando presente em quantidades suficientes, encontra-se sempre segregado mecanicamente em *ribbons* e bastante restaurados por recristalização dinâmica, indicando que as altas taxas de deformação alcançadas a altas temperaturas, tiveram sua intensidade reduzida, mas continuaram em temperaturas mais baixas. A recristalização dinâmica foi o mecanismo restaurador dos grãos, pois apesar da intensa recristalização, os cristais não apresentam sub-grãos e outros defeitos cristalinos decorrentes da deformação. Texturas semelhantes ocorrem também, localmente, em feldspatos granoblásticos. Esta diminuição da taxa de deformação é corroborada pelas feições dos porfiroclastos de feldspatos que foram intensamente deformados em regime dúctil, ao contrário do grãos de plagioclásio granoblástico, que depois de recristalizados foram pouco deformados.

A composição do gnaiss charnockítico é bastante variada, apresentando as seguintes porcentagens em volume: 20 a 40% de quartzo, 30 a 45% de feldspato potássico, 20 a 30% de plagioclásio, 5% de clinopiroxênio e 5% de ortopiroxênio. Podem apresentar hornblenda, granada, biotita e alguns acessórios como opacos, apatita e alanita. As lâminas do ponto de campo nº 45 distinguem-se das demais pela maior presença de minerais máficos e pela sua composição quartzo monzonítica aonde os piroxênios chegam a constituir 20% e a magnetita 5% do volume da rocha.

Os gnaisses enderbítico e charnoenderbítico diferenciam-se do charnockítico apenas pela proporção entre os feldspatos, sendo estas variações aparentemente independentes da quantidade de quartzo. No enderbito o quartzo está presente em até 50% vol., como na lâmina 91. O charnoenderbito mais máfico, como na Lâmina 57b, possui cerca de 20 % vol. de piroxênio e a lâmina 42a, referente ao melanossoma, possui cerca de 40% vol. de minerais máficos.

O quartzo apresenta-se com texturas e arranjos variados, em função com seu teor e da relação taxa de deformação/ temperatura e continuidade da deformação durante o resfriamento. Na maioria das vezes o quartzo encontra-se segregado mecanicamente em *ribbons* relativamente contínuos, constituídos por aglomerados cristalinos de grã fina, com textura granoblástica poligonal. Porém, nas lâminas dos pontos 39, 42, 45 e 46, os *ribbons* são monocristalinos ou formados por cristais relativamente grossos, com poucos defeitos cristalinos decorrentes da deformação, indicando o predomínio de recristalização estática.

Porfiroclastos de feldspato pertítico, ocorrem em todas amostras de gnaisses charnockítico e charnoenderbítico, com exsoluções alcançando até 30% do volume do feldspato potássico. Os porfiroclastos chegam a medir 5 mm de comprimento, como nas lâminas 39 e 100b, e apresentam-se bastante estirados, com recristalização de ortoclásio e plagioclásio granoblástico nas suas bordas, devido à deformação (PRANCHA 5 - Fotomicrografias 4 e 5). Porfiroclastos de plagioclásio antipertítico igualmente deformados são mais raros e geralmente menores.

Também ocorre ortoclásio granoblástico com textura poligonal, de grã fina a média, cristalizados nas bordas dos porfiroclastos ou na matriz, freqüentemente mostrando o início do desenvolvimento da geminação do microclínio.

O plagioclásio geralmente possui geminação múltipla e sua composição varia de oligoclásio cálcico a andesina sódica. Raramente apresenta um sutil zoneamento químico, com enriquecimento em sódio nas bordas. Em algumas amostras o plagioclásio encontra-se com extinção ondulante, provocado pelo cisalhamento em altas temperaturas, porém a feição de deformação mais comum é a geminação em lamelas de deformação, às vezes levemente dobradas.

O clinopiroxênio é principalmente a hedenbergita, cujo diagnóstico ótico deve-se à sua cor verde (PRANCHA 5 - Fotomicrografia 6) e ocorre geralmente em paragênese com o ortopiroxênio.

O clinopiroxênio também ocorre como porfiroblastos de até 3mm de comprimento, como na lâmina 57a, que representativa de um leucossoma de composição granítica de granulação mais grossa. O melanossoma tem composição quartzo diorítica, como indicado pela lâmina 57b. Geralmente estes porfiroblastos ou porfiroclastos são deformados em regime dúctil e apresentam exsoluções de ortopiroxênio paralela a (100) (PRANCHA 5 - Fotomicrografia 7).

O ortopiroxênio, sempre representado pela ferrosilita, possui coloração parda, ocorre em paragênese com a hedenbergita (PRANCHA 5 - Fotomicrografia 8). Raramente apresenta lamelas de exsolução de clinopiroxênio com espessura variável, paralelas a (100). Em alguns casos o mineral não se extingue totalmente ao girar a platina, devido à grande quantidade de finíssimas lamelas de exsolução. Localmente o mineral apresenta extinção ondulante devido à deformação e onde esta é muito intensa, como nas lâminas 46a e 39, o mineral pode apresentar extinção levemente inclinada, com ângulo de aproximadamente 8° , podendo tratar-se de clinoferrosilita gerados pela deformação (PASSCHIER & TROUW 1996).

A granada, quando presente, apresenta faces arredondadas, freqüentemente com reentrâncias e golfos e raras inclusões de biotita. Possui coloração rósea relativamente escura e encontra-se associada à biotita, plagioclásio e mais raramente, ao ortopiroxênio, sem apresentar texturas de desequilíbrio, como na lâmina 57b onde constitui porfiroblastos (PRANCHA 6 - Fotomicrografia 1).

Os anfibólios ocorrem nas rochas mais reequilibradas na fácies anfibolito, como nos pontos 54 e 91, onde estes minerais ocorrem nas sombras de pressão dos piroxênios e associadas aos opacos (lâmina 45d) ou na matriz (lâmina 54), associado ao clinopiroxênio.

A biotita, quando ocorre, associa-se geralmente a granada e às vezes ao orto- e clinopiroxênio. Possui cor marrom avermelhada e distribui-se nas sombras de pressão da granada como cristais isolados paralelos à foliação. Porém, em algumas amostras, arranja-se em texturas pré-cinemáticas.

PRANCHA 5

FOTOMICROGRAFIA 1 - Granulito básico com lamelas orientadas de opaco hospedados em clinopiroxênio na lâmina 53 (polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 2 - Magnetita envolta por "colar" de clinopiroxênio em granulito básico da lâmina 53 (polarizadores paralelos)

FOTOMICROGRAFIA 3 - Aspecto milonítico de gnaiss charnockítico a dois piroxênios, da lâmina 46a, sem reequilíbrio das fases de alto grau metamórfico mostrando cisalhamento na fácies granulito (polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 4 - Porfiroclastos de feldspato alcalino pertítico estirados por deformação em regime dúctil em contraste com plagioclásio recristalizado dinamicamente com textura granoblástica, em charnockito da lâmina 57a (polarizadores cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 5 - Porfiroclasto de feldspato potássico pertítico, deformado em regime dúctil com recristalização dinâmica de suas bordas e clinopiroxênio com exsoluções de ortopiroxênio paralelas à clivagem, em charnockito da lâmina 45a (polarizadores cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 6 - Gnaiss charnockítico da lâmina 45d com porfiroblasto de clinopiroxênio de coloração esverdeada em contraste com a coloração parda do ortopiroxênio (polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 7 - Clinopiroxênio com finas exsoluções de ortopiroxênio paralelas à clivagem em gnaiss charnockítico da lâmina 57a (polarizadores cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 8 - Paragênese entre ortopiroxênio e clinopiroxênio sem exsoluções, na lâmina 57a (polarizadores cruzados)

PRANCHA 5

Opacos geralmente são acessórios e estão representados principalmente por magnetita, podendo ocorrer também ilmenita. Encontram-se tanto associados aos piroxênios, com indício de textura de equilíbrio metamórfico (lâminas do afloramento 45), como nos planos de cisalhamento, indicando uma recristalização mais tardia.

O pleocroísmo do clinopiroxênio indica alta razão Fe/Mg, o que permite a cristalização de granada em condições de pressão intermediária em rochas da fácies granulito, como mostrado nos diagramas da FIGURA 12.

FIGURA 12 - Diagrama de fases para rochas da fácies granulito de pressão intermediária, indicando a coexistência de granada, plagioclásio e ortopiroxênio em sistemas com alta razão Fe/Mg, segundo SPEAR (1995).

Com o resfriamento regional, acompanhado da rehidratação do sistema, ocorreu o surgimento do anfibólio, como mostrado nos diagramas da FIGURA 13, que retratam a transição entre as fácies granulito e anfibolito, no mesmo sistema químico dos diagramas da figura anterior.

As rochas dos pontos de afloramento 122 e 39 correspondem a um ferrosilita-biotita gnaiss charnockítico, com textura granoblástica poligonal que se diferencia dos demais pela grande quantidade de biotita, a ausência de hedenbergita e falta de exsoluções nos feldspatos e piroxênios (PRANCHA 6 - Fotomicrografias 2, 3 e 4).

FIGURA 13 - Diagrama de fases para rochas das fácies transicionais entre a granulito e a anfibolito, indicando o surgimento da hornblenda em sistemas com alta razão Fe/Mg, segundo SPEAR (1995).

A lâmina 122 apresenta a seguinte composição modal: 30% de plagioclásio, 39% de feldspato potássico, 15% de quartzo, 15% de biotita e 5% de ortopiroxênio.

O plagioclásio desta lâmina é granoblástico, possui geminação condicionada pela deformação, textura esta que o diferencia do plagioclásio dos demais afloramentos de charnockitos. Distingue-se também pelo seu alto teor de cálcio, com um zonamento contínuo da An_{39} a An_{48} em direção a borda.

O ortoclásio também possui textura granoblástica e bordas recrystalizadas em granulação fina, devido à deformação.

A biotita, principal mineral máfico da rocha, apresenta exsolução de opacos, cor marrom avermelhada, encontra-se pouco deformada e orientada paralelamente à foliação, em arranjos indicativos de cristalização sin-cinemática. O mineral ocorre disperso na matriz, nas sombras de pressão de cristais de ortopiroxênio e como inclusões no mesmo mineral.

O ortopiroxênio é provavelmente uma ferrosilita, pois apresenta pleocroísmo róseo a incolor ou levemente esverdeado. Encontra-se deformado em condições dúcteis e, por vezes, cataclasado, sem as exsoluções de clinopiroxênio comum nas demais rochas.

Petrograficamente a rocha presente no afloramento 39 assemelha-se muito à

descrita acima. Sua composição volumétrica modal é de aproximadamente 25% de quartzo em *ribbons* ou como cristais estirados, 25% de porfiroclastos de feldspato potássico com extinção ondulante e bordas recrystalizadas, 25% de andesina sódica granoblástica, com geminação por deformação, ocorrendo também como porfiroclastos, com geminação incipiente, 15% de biotita marrom avermelhada e pré- a sin-cinemática, 5% de ortopiroxênio bastante deformado, com extinção ondulante e, por vezes, cataclasado, 5% de hornblenda com pré-cinemáticas, em provável equilíbrio metamórfico com o ortopiroxênio.

As texturas e microestruturas destas rochas são semelhantes às dos demais gnaisses charnockíticos e enderbíticos. Porém o metamorfismo deu-se em pressões e temperaturas mais baixas que as demais, como indicado pela associação ortopiroxênio + plagioclásio e pela ausência de granada e clinopiroxênio. Esta associação é típica de baixa a média pressão e a presença de clinopiroxênio sem exsolução de ortopiroxênio e a ausência de clinopiroxênio porfiroclástico rico em exsoluções sugere que esta rocha não alcançou temperaturas tão altas quanto às demais no primeiro estágio de metamorfismo, pois se assim o fosse, o clinopiroxênio teria incorporado maior teor moléculas de ortopiroxênio, que seria exsolvido durante o evento metamórfico da fácies anfibolito. Desta forma, estas rochas podem representar lascas tectônicas de porções mais superiores da crosta, imbricadas nas de pressão e temperaturas mais altas pelo cisalhamento.

8.1.3 Sillimanita-granada-biotita gnaisses

Lâminas: 36Ac, 36Bc e 36Cd

Este litotipo apresenta textura granolepidoblástica inequigranular a grano-porfioblástica de grã média a grossa, com porfiroblastos de granada com até 5 mm de diâmetro. As rochas são bastante foliadas e deformadas, com porções relativamente preservadas pelo cisalhamento.

Neste conjunto foram discriminados três tipos petrográficos com diferenças mineralógicas, texturais e microestruturais que representa variação química do protólito e domínios estruturais distintos, com concentração do cisalhamento em porções de reologia mais favorável.

A lâmina 36Ac apresenta textura granolepidoblástica inequigranular de grã média e possui foliação anastomosada irregularmente espaçada e concentrada em alguns leitos. Dentre os litotipos do conjunto é o que apresenta menor intensidade de deformação, com o cisalhamento restrito a alguns planos com estiramento e recristalização do quartzo.

O quartzo compõe cerca de 30% vol. da rocha e apresenta textura variada em diferentes domínios microestruturais. Na maioria das vezes ocorre como cristais estirados em arranjos granoblásticos de grã média, mas localmente são finos, devido à recristalização dinâmica. Também ocorrem como *ribbons* com lamelas de deformação, pouco restaurados.

A biotita está presente entre 30 e 20% vol. da moda da rocha. Possui pleocroísmo variando entre marrom amarelado e marrom escuro e ocorre tanto como aglomerados *boudinados*, como cristais não deformados, orientados na foliação milonítica, indicando cristalização pré- a sin-cinemática.

A sillimanita constitui entre 20 e 15% vol. da rocha e ocorrem duas gerações, sendo a mais antiga constituída por cristais prismáticos mais grossos, por vezes deformados e reorientados pela foliação milonítica, com extinção ondulante, indicando cristalização anterior ao último evento deformacional (PRANCHA 6 - Fotomicrografia 5). A segunda geração é constituída pela variedade fibrolita, que associa-se ao quartzo recristalizado nos planos de cisalhamento. É também comum a recristalização da sillimanita prismática para para fibrolita (PRANCHA 6 - Fotomicrografia 6)

O plagioclásio tem composição de oligoclásio cálcico, compõe 10 a 15% vol. da rocha, possui geminação da albita ou do periclino, tem granulação geralmente fina e,

eventualmente, é antipertítico, com pequeno volume de exsolução de ortoclásio.

A granada compõe aproximadamente 10% vol. modal, possui cores muito claras, pode ser euédrica ou subeuédrica e encontra-se bastante fraturada. Apresenta texturas de desequilíbrio metamórfico, com pseudomorfos de grandes porfiroblastos com até 1 cm de diâmetro, parcialmente substituídos por biotita, sillimanita e plagioclásio, com relíquias de granada nos limites das faces (PRANCHA 6 - Fotomicrografias 7 e 8).

A muscovita é acessória e de cristalização tardia, encontrando-se associada à biotita nos planos da foliação milonítica.

O segundo tipo petrográfico, representado pela lâmina 36Bb, possui textura grano-porfiroblástica poligonal de granulação grossa e mostra-se deformado mais intensamente, com desenvolvimento de pares *S/C* e texturas de alto *strain* nos feldspatos.

O quartzo ocupa cerca de 35% vol. da rocha, possui grã grossa, está segregado em *ribbons* e apresenta lamelas de deformação e trilhas de inclusões fluidas.

Compondo aproximadamente 25% da rocha, a granada ocorre como porfiroblastos com até 5 mm de diâmetro, contendo inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio

A composição do plagioclásio corresponde ao oligoclásio sódico e ocorre na mesma proporção da granada. Raramente é antipertítico e ocorre em dois arranjos texturais: como agregados granoblásticos com razoável grau de deformação e como porfiroclastos intensamente deformados, com bordas recristalizadas.

A biotita está presente em menor quantidade, representando 10% vol. da rocha e ocorre associada à granada, principalmente nas suas sombras de pressão. Comumente apresenta exsoluções de rutilo e opacos. Como nos demais tipos petrográficos deste conjunto, mostra-se com características pré- a sin-cinemáticas, com cristais dobrados e aglomerados alongados segundo a foliação *C*,

dentro do qual a biotita orienta-se segundo a foliação S.

O zircão é acessório e possui formas arredondadas muito sugestivas de origem por retrabalhamento sedimentar, o que o caracterizaria como detrítico.

O terceiro tipo petrográfico é representado pela lâmina 36Cd, que possui textura grano-porfiroblástica de granulação grossa, com estrutura bastante foliada e bandas de aproximadamente 5 mm de espessura, formadas por segregação mecânica de quartzo, que separam leitos e aglomerados alongados de minerais mais competentes, como feldspato e granada e sillimanita (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 1).

As estruturas e texturas d rocha são indicativas de alta taxa de deformação, com cisalhamento dúctil dos feldspatos e rúptil da granada, além da segregação mecânica do quartzo, que apresenta diferentes estágios de restauração, variando de *ribbons* a bastante restaurados, com porções de granulação fina com intensa recristalização dinâmica, cristais estirados, pouco restaurados, com sub-grãos e lamelas de deformação.

Estes domínios alternados, gerados por mecanismos de restauração e deformação, podem indicar pulsos deformacionais separados por períodos de menor taxa de deformação, onde a temperatura pode restaurar os defeitos cristalinos decorrentes da deformação, chegando inclusive a promover a recristalização estática observada em alguns *ribbons* monocristalinos.

O quartzo ocupa cerca de 25% vol. da rocha e apresenta-se compondo *ribbons* de granulação grossa, com grãos com trilhas de inclusões fluidas, como agregados de grã fina recristalizados dinamicamente nos planos de cisalhamento e nas bordas dos porfiroclastos de feldspatos e em mirmequitas.

Presente na mesma quantidade do quartzo, o feldspato potássico ocorre como porfiroclastos pertíticos a mesopertíticos muito deformados, com cristalização de epídoto nas clivagens ou fraturas, especialmente nas perpendiculares à foliação milonítica. Ocorrem também cristais granoblásticos de

granulação fina a média, com geminação em grade incipiente.

A granada constitui 15% vol. da rocha, possui inclusões de sillimanita e biotita e encontra-se extremamente fraturada, onde se cristaliza biotita retrometamórfica.

Duas gerações de biotita são observadas na lâmina, a primeira delas marrom avermelhada, é de cristalização pré- a sin-cinemática e é idêntica à biotita dos outros tipos petrográficos. A segunda geração é pós-cinemática, tem pleocroísmo variando entre marrom amarelado e verde claro, indicando cristalização em temperaturas mais baixas. Este tipo substitui a granada, tanto nas bordas como em fraturas.

A sillimanita constitui cerca de 15% vol. da rocha e apresenta características semelhantes às descritas no primeiro tipo, com cristais prismáticos de geração pré-cinemática e fibrolita sin a tardi-cinemática.

Opacos ocorrem como acessórios associados à biotita e a granada.

Estas rochas encontram-se além do limite de estabilidade da muscovita e a presença de sillimanita, indica condições de alta temperatura e pressão média ou baixa. Neste caso poderia estar presente a cordierita, mas seu surgimento é condicionado pela composição da rocha, como mostram os diagramas AFM da FIGURAS 14 e 15, extraídos de SPEAR (1995).

A localização do diagrama na grade petrogenética segundo o mesmo autor, mostra as condições mínimas de P e T para o equilíbrio entre as fazes granada, biotita e sillimanita para os metapelitos, as linhas pontilhadas mostram os valores de $Fe/(Fe+Mg)$ da granada em associação com a biotita.

FIGURA 14 - Diagramas AFM, AKF e AKM em regimes de altas temperaturas e baixa a média pressão, onde a área em cinza representa o provável volume composicional da rocha e as fases presentes.

FIGURA 15 - Campos de estabilidade da granada e da cordierita em função da razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ da granada, com a localização do diagrama AFM da FIGURA 14.

PRANCHA 6

FOTOMICROGRAFIA 1 - Granada com inclusão de biotita em associação com ortopiroxênio e plagioclásio (polarizadores semi-cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 2 - hiperstênio-biotita gnaiss charnockítico (lâmina 39) mostrando deformação em regime dúctil do ortopiroxênio (polarizadores paralelos)

FOTOMICROGRAFIA 3 - Segregação mecânica do quartzo, recristalização dinâmica de plagioclásio em textura granoblástica e deformação dúctil de porfiroclasto de plagioclásio hiperstênio-biotita gnaiss da lâmina 39 (polarizadores paralelos)

FOTOMICROGRAFIA 4 - Mesma foto anterior, com os polarizadores cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 5 - Silimanita-granada-biotita gnaiss, com deformação dúctil da silimanita em silimanita-granada-biotita gnaiss da lâmina 36 Ac (polarizadores descruzados).

FOTOMICROGRAFIA 6 - Recristalização de silimanita em fibrolita durante a deformação na lâmina 36Ac (polarizadores descruzados).

FOTOMICROGRAFIA 7 - Porfiroblasto ou porfiroclasto de granada substituído parcialmente por biotita, silimanita e plagioclásio (polarizadores semi-cruzados)

FOTOMICROGRAFIA 8 - Mesma foto anterior, com os polarizadores paralelos)

PRANCHA 6

8.1.4 Rochas calciossilicáticas

Lâminas : 58a e 58b

Apresentam textura granoblástica poligonal, grã média e são compostas basicamente por clinoanfíbólio e epídoto. Possuem estrutura laminada dada por leitos compostos exclusivamente por anfíbólio com agregados de flogopita, alternados com outros epidotíticos ou quartzo-feldspáticos.

O clinoanfíbólio tem pleocroísmo variando entre verde claro a amarelo claro ou incolor, indicando composições actinolíticas a tremolíticas, e são ricos em inclusões de flogopita castanha.

O epídoto tem composição de clinozoisita e forma agregados de cristais granoblásticos poligonais, com raras inclusões de tremolita, do qual parecem derivar, pelo menos em parte, por substituição.

O carbonato é incolor e encontra-se incluso no anfíbólio ou no interstícios entre os outros minerais. Também ocorre concentrado em bandas irregulares.

A flogopita está presente como mineral acessório e apresenta pleocroísmo variando entre castanho claro a incolor ou esverdeado claro.

Outro mineral acessório, porém ainda mais raro, é a muscovita, que ocorre associada à biotita.

8.1.5 Biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos

Lâminas: 4a, 14a, 14b, 88(1), 88(2), 50b*, 51b* e 77**

*Obs.: * composição granodiorítica, ** rocha milonítica contendo 15% de muscovita, nos planos de cisalhamento.*

Estas rochas possuem bandas com composição granítica a granodiorítica. Dois eventos de migmatização foram observados, um deles tendo gerado leucossomas róseos e o outro cinzas. Os leucossomas róseos têm composição granítica e estão pouco deformados ao passo que os de cor cinza mostram-se muito transpostos,

redobrados e cortados pela migmatização rósea. De maneira geral estes gnaisses diferencia-se dos gnaisses migmatitos do Grupo Amparo pela presença de porfiroclastos de ortoclásio pertítico e plagioclásio antipertítico.

A composição volumétrica modal das lâminas estudadas varia nos leucossomas graníticos do evento mais novo entre 25 a 35% de quartzo, 30 a 40% de feldspato potássico, 10 a 20% de plagioclásio e pode conter biotita como máfico. Nos leucossomas granodioríticos do evento mais antigo, que corresponde ao paleossoma do anterior, a composição varia entre 15 a 30% vol. de quartzo, 20 a 40% de plagioclásio, 10 a 20% de feldspato potássico e podem conter biotita e hornblenda, além de epídoto, titanita, opacos (principalmente magnetita), apatita, alanita e zircão como minerais acessórios.

A rocha da lâmina 77 encontra-se extremamente deformada, com um reequilíbrio a temperaturas mais baixas durante o cisalhamento, evidenciado pela cristalização de muscovita nos planos de cisalhamento, resultado da hidratação e lixiviação dos porfiroclastos de feldspato potássico. Já a lâmina 50b que, representa o paleossoma granodiorítico, que também se mostra intensamente cisalhada, houve apenas recristalização dinâmica os cristais de ortoclásio em microclínio de granulação mais fina, sem muscovita associada.

As lâminas 88(1) e 88(2) também representam os dois eventos anatéticos correspondentes aos leucossomas granodiorítico e granítico respectivamente.

A primeira delas corresponde a um hornblenda-biotita gnaisse granoblástico, cujo leucossoma é formado por 30% vol. de quartzo, 30% vol. de oligoclásio com geminação polissintética e de plagioclásio não geminado, antipertítico e de hábito tabular e arredondado, e 20% vol. de microclínio granoblástico de grã fina, recristalizado a partir de ortoclásio pertítico, que resta como relíquias. A porção máfica corresponde a 10% vol. da rocha e é constituída por hornblenda e biotita pré-cinemáticos, além de plagioclásio e opacos (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 2). Epídoto também ocorre associado aos minerais máficos, mas são de cristalização

tardia, concentrando-se nos planos de cisalhamento e nas zonas mais deformadas.

A lâmina 88(2) diferencia-se da anterior principalmente quanto aos teores relativos dos feldspatos nos leucossomas (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 3) e pela ausência de anfibólio nas porções máficas, que constitui apenas 5% do volume da rocha. O feldspato potássico ocorre do mesmo modo que na lâmina anterior, com microclínio granoblástico de grã fina e ortoclásio pertítico bastante estirado. Porém, o plagioclásio não apresenta relíquias de cristais antipertíticos.

8.1.6 Granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocráticos

Lâminas: 12, 55, 68, 101a, 101b, 120 e 124

Granulitos alaskíticos (máficos de 0 a 5% vol.): 12, 55, 101b, 120 e 124

Gnaisse hololeucocrático (5 a 10% de máficos): 68 e 101a

Estas rochas apresentam textura granoblástica de grã fina a média, geralmente milonitizada e com segregação mecânica do quartzo. Altas taxas de deformação em temperatura maior que 550°C é evidenciada pelo comportamento dúctil do feldspato e continuidade da deformação durante o resfriamento é variável entre os afloramentos, bem caracterizada pelos diferentes estágios de restauração dos defeitos cristalinos do quartzo.

Particularmente as lâminas dos pontos 55 e 101 apresentam altas taxas de deformação concomitantemente ao resfriamento, como indicado pela pouca restauração cristalina do quartzo, que se encontra segregado mecanicamente (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 4), além da intensa recristalização dinâmica em grã fina, com deformação concentrada em planos de cisalhamento de pequena espessura, características típicas de condições dúctil-rúptil ou rúptil-dúctil.

A composição é granítica, há pouca quantidade de máficos e a rocha é constituída por quartzo (35 a 40% vol.), feldspato potássico (25 a 35% vol.), plagioclásio (25 a 30% vol.) e biotita (até 5%), além de titanita, epídoto, zircão e, ocasionalmente, granada e relíquias de clinopiroxênio.

O quartzo constitui texturas diversas, em função das condições de deformação, ocorrendo como *ribbons* bastante restaurados, onde a deformação cessou a temperaturas relativamente altas (lâmina 12), como cristais estirados pouco restaurados, contendo defeitos cristalinos como sub-grãos e lamelas de deformação, e como cristais granoblásticos de grã fina, recristalizadas dinamicamente, como na lâmina 68, cuja rocha apresenta alta taxa de deformação em condições de mais baixa temperatura.

O ortoclásio ocorre como porfiroblastos ou porfiroclastos deformados, com exsolução de pertita e bordas recristalizadas (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 5). Ocorre também em arranjos com textura granoblástica mais fina, sem exsoluções e com geminação em grade incipiente, como na lâmina 12, devido ao maior grau de recristalização. Nesta mesma lâmina ocorrem porfiroblastos de mesopertita.

O plagioclásio encontra-se ora extremamente deformado e antipertítico, ora recristalizado e reequilibrado, com textura granoblástica poligonal, geminação da albita e composição variando entre An_{15} e An_{20} .

A biotita possui pleocroísmo marrom amarelado a escuro, está orientada nas foliações *S* ou *C* e apresenta exsoluções de rutilo nos planos da clivagem basal. Ocasionalmente, como nas lâminas dos afloramentos 101 e 120, a biotita está dobrada pela foliação milonítica.

A sericita e outra mica branca, provavelmente paragonita, ocorre nas rochas mais intensamente cisalhadas em temperaturas baixas, como nas lâminas dos afloramentos 101, 120 e 124. Estas micas cristalizaram-se nos planos de cisalhamento como finas placas, por vezes em arranjos radiados, e encontram-se associadas à biotita na foliação. Nos domínios mais granoblásticos substituem parcialmente o plagioclásio, indicando a ação de fluidos hidrotermais durante o cisalhamento de mais baixo grau. Estas texturas são bem visíveis em amostras do afloramento 55, cuja petrografia mostrou tratar-se de um sericita quartzito, produzido por intenso cisalhamento e lixiviação do granulito alaskítico, resultando

na substituição quase total dos feldspatos por micas e grande redução do volume da rocha.

A clinozoisita acessória pode estar presente como finíssimos cristais tardios, concentrados preferencialmente nos planos de cisalhamento e nas fraturas dos plagioclásio. Também ocorre ao redor de cristais de alanita.

O zircão possui hábito euédrico e apresenta, ocasionalmente, arredondamento das bordas que trunca o seu zoneamento, sugerindo origem sedimentar.

Opacos também podem estar presentes e normalmente associam-se à biotita.

Ocorre associado aos granulitos alaskíticos um biotita-granada gnaisse milonítico, presente no afloramento 116. A associação desta rocha com o litotipo descrito acima se dá tanto pela área de ocorrência no campo quanto pela composição pobre em minerais máficos.

Esta rocha apresenta aproximadamente a seguinte composição modal: 45% vol. de quartzo, segregado mecanicamente em *ribbons* bastante restaurados com poucos sub-grãos e ou defeitos cristalinos, 25% de ortoclásio pertítico com textura granoblástica e porfiroclástica, 15% de plagioclásio granoblástico, pouco deformado sob condições dúcteis, cerca de 10% de granada pré-cinemática, que ocorre como porfiroblastos ou porfiroclastos, além de aproximadamente 5% de biotita sin-cinemática cristalizada nas sombras de pressão da granada.

8.1.7 Granada-biotita gnaisses

Lâminas 112a, 112b e 112d

São rochas de textura granoblástica a lepidogranoblástica inequigranular de granulação média nos melanossomas e grossa nos leucossomas.

Os melanossomas são compostos por cerca de 50% vol. de plagioclásio granoblástico, com geminação polissintética e teor de anortita variando entre An_{30}

e An₃₅, 15% vol. de quartzo estirado, com lamelas e outros defeitos cristalinos decorrentes da deformação, pouco restaurados. A biotita marrom avermelhada é o mineral máfico mais abundante, ocupando cerca de 15% do vol. do melanossoma. Geralmente apresenta exsoluções de rutilo e opacos na clivagem e suas relações texturais indicam equilíbrio metamórfico, com contatos poligonais (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 6) e, em outras situações, desequilíbrio com a granada, a qual substitui parcialmente. A granada perfaz cerca de 10% vol., tem cor clara, está pouco fraturada e contém inclusões das associações plagioclásio + biotita + carbonato ou opaco + carbonato + biotita + muscovita + carbonato. Hornblenda verde clara a parda constitui até 5% vol. do melanossoma, associa-se a granada e à biotita (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 7) e também pode substituir relíquias de diopsídio (PRANCHA 7 - Fotomicrografia 8). Como acessórios ocorrem alanita, titanita, carbonato muscovita secundária e opacos.

Os leucossomas são constituídos por oligoclásio sódico e quartzo. O plagioclásio tem granulação grossa e possui geminação polissintética incipiente e o quartzo ocorre como cristais estirados, com sub-grãos e lamelas de deformação. Granada e biotita ocorrem subordinadamente.

Ocorrem também bandas félsicas que se diferenciam das demais pela ausência de biotita, sendo constituídas por quartzo de grã grossa, andesina de grã fina a média, granada e hornblenda com diopsídio reliquiar. Estas banda parecem representar um paleossoma de mais alto grau retrometamorfizado em fácies anfibolito.

8.2 Grupo Amparo

8.2.1 Gnaisses migmatíticos

Lâminas: 04, 05, 06, 21, 22a, 31 e 72.

As lâminas 05 e 06 correspondem a bandas de leucossoma e apresentam

textura ígnea de grã grossa, com félsicas intercaladas em outras mais máficas. As amostras têm composição granítica nos afloramentos 05, 04 e 72 e tonalítica do 06 e apresentam grande semelhanças texturais e estruturais entre si.

A lâmina 5 é de um hornblenda-biotita gnaiss de composição granodiorítica com textura granoblástica inequigranular, grã média a grossa e com bandas leucossomáticas de 1 cm de espessura, de composição granítica, com tênue foliação, indicada principalmente pela orientação das biotita. A deformação, como observado nas estruturas dos feldspatos foi em regime dúctil e de pouca intensidade .

O quartzo é granoblástico e localmente encontra-se estirado. O plagioclásio tem composição labradorítica e, aparentemente, ocorrem cristais cuja composição assemelha-se à do plagioclásio do leucossoma. O ortoclásio é mais raro e possui incipiente geminação em grade, indicando microclinização. A biotita ocorre em volume de aproximadamente 10%, tem cor marrom levemente avermelhada, exsoluções de rutilo e óxidos nas clivagens e pode estar, ocasionalmente, dobrada pela foliação milonítica. Hornblenda (5% vol.) e titanita e epídoto acessórios completam a mineralogia da rocha.

O leucossoma possui texturas com características ígneas, grã grossa e é composto por 40% vol. de quartzo granoblástico com lamelas de deformação, mas não estirados, 35% de microclínio, 25% de oligoclásio e biotita (< 5% vol.). Estas porções da rocha apresentam granulação mais grossa que o restante e são totalmente desprovidos de hornblenda.

A lâmina 04 diferencia-se da anterior principalmente por sua foliação milonítica com foliação penetrativa, que confere à rocha granulação fina a média.

É composta por 30% vol. de quartzo pouco estirado, porém com alto grau de recristalização dinâmica, 30% vol. de microclínio com geminação em grade e com exsolução de albita (5 a 20% do vol. do grão) condicionadas pela deformação, 20% vol. de oligoclásio (An₂₅) antipertítico e 10% vol. de biotita marrom avermelhada sin-cinemática orientada nas foliações S e C e parcialmente cloritizada. Como

minerais acessórios ocorrem titanita, epídoto e rara granada inclusa no plagioclásio.

A lâmina 06, de composição tonalítica, apresenta foliação penetrativa que transpôs e paralelizou o bandamento gnáissico e desenvolveu-se em regime dúctil, indicado pela deformação do plagioclásio. É marcada principalmente pela orientação da biotita.

Ocorre uma foliação S_{n+1} bem desenvolvida, porém pouco penetrativa, sub-paralela à anterior (S_n), com características rúpteis, com altas taxas de deformação, observada pelo fraturamento intergranular dos minerais.

A composição é, em volume, aproximadamente: plagioclásio (50%), quartzo (20%), biotita (15%), hornblenda (5%), epídoto (5%) e titanita, carbonato, alanita, microclínio e clorita como acessórios.

O plagioclásio raramente é antipertítico e possui teor de anortita ao redor de An_{20} . O quartzo encontra-se bastante recristalizado e a biotita e a hornblenda encontram-se orientadas segundo a foliação milonítica, sendo que o último é epidotizado quando é cortado pela S_{n+1} .

A lâmina 72 é caracterizada por um intenso cisalhamento que provocou forte recristalização dinâmica de minerais, mas com comportamento distinto no quartzo e nos feldspatos. Segundo PASSCHIER & TROUW (1996) a deformação deve ter ocorrido em condições de temperaturas entre 400 e 500° C, evidenciadas pelo comportamento de transição dúctil-rúptil e pela intensa recristalização dos minerais.

Petrograficamente é um hornblenda biotita gnaiss de composição granítica, textura granoblástica poligonal e grã média inequigranular.

O ortoclásio apresenta texturas de desequilíbrio, com forte exsolução de albita e recristalização para microclínio. O quartzo possui textura granoblástica poligonal, estando totalmente restaurado da deformação. O plagioclásio possui geminação polissintética e 28% de teor de anortita. Ocasionalmente seus núcleos não são geminados e alguns grãos são antipertíticos.

PRANCHA 7

FOTOMICROGRAFIA 1 - Lâmina 36Cd, silimanita-biotita-granada gnaiss com aglomerado de minerais pré-cinmáticos, mais competentes que a matriz (polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 2 - Melanossoma de gnaiss migmatítico polifásico da lâmina 88 (1) contendo hornblenda, biotita, plagioclásio e opaco (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 3 - Leucossoma de composição granítica do último evento anatético da lâmina 88 (2) (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 4 - Segregação mecânica de quartzo em *ribon* marcado em vermelho em granulito alaskítico, lâmina 101 (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 5 - Porfiroclasto de feldspato potássico perítico, em granulito alaskítico, lâmina 120, com recristalização dinâmica nas bordas do porfiroclasto e da matriz em grã fina, sugerindo uma deformação em regime de temperatura relativamente baixa. (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 6 - Granada-biotita gnaiss com contatos poligonais dos minerais indicando equilíbrio entre as fases, lâmina 112b (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 7 - Associação entre granada, hornblenda e biotita na lâmina 112b (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 8 - Clinopiroxênio passando para hornblenda em granada-biotita gnaiss na lâmina 112b (polarizadores descruzados).

PRANCHA 7

1 mm

0.5 mm

1 mm

0.5mm

0.5mm

0.2 mm

0.2 mm

0.2 mm

Os minerais máficos formam aglomerados alongados orientados segundo a foliação. A hornblenda é pré-cinemática e possui pleocroísmo variando entre verde azulado e pardo esverdeado. A biotita é marrom escura a amarelada, é pré- a sin-cinemática e possui exsolução de rutilo na clivagem basal. Ocorrem também opacos, provavelmente ilmenita ou titanomagnetita, envolvidas por titanita, e carbonatado associado aos aglomerados máficos.

No contexto geral a lâmina 21 representa uma porção com uma maior transposição por cisalhamento das estruturas migmatíticas.

A rocha é um hornblenda-biotita gnaiss de composição granodiorítica e textura granoblástica, gerada pelo alto grau de restauração do quartzo e dos feldspatos. O quartzo ocupa cerca de 50% vol. e encontra-se intensamente recristalizado em grã fina, com textura granoblástica poligonal. O feldspato potássico é mesopertítico e ocorre como porfiroclastos com bordas recristalizadas para ortoclásio e plagioclásio com geminação polissintética e teor de anortita entre An₁₀ e An₂₀. O melanossoma é composto por hornblenda e plagioclásio em textura granoblástica pouco deformada (PRANCHA 8 - Fotomicrografia 1).

A lâmina 22a é muito semelhante à 72, porém apresenta alta taxa de deformação em baixa temperatura, propiciando uma grande concentração de deformação em planos de cisalhamento. Apresenta feldspato potássico pertítico a mesopertítico preservado nas porções externas aos domínios de alta deformação.

A lâmina 29a mostra bandas leucossomáticas e melanossomáticas, além de uma porção de granulação mais fina, e estrutura menos foliada, aparentemente representando um paleossoma ou uma porção re-homogeneizada.

A lâmina 31c corresponde ao melanossoma do migmatito e é composta por 40% vol. de hornblenda verde oliva a marrom, com texturas de corrosão nas bordas, formando golfos ocupados por epídoto e plagioclásio, além de inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita e titanita, 30% vol. de plagioclásio antipertítico tabular, com geminação polissintética e cerca de 15% de teor de anortita. O

quartzo possui textura granoblástica e representa cerca de 20% vol. da rocha, que possui ainda biotita, titanita e alanita euédrica como minerais acessórios.

8.2.2 Anfibolitos e quartzitos associados

Lâminas: 24a, 24b e 24d

Ainda no domínio do Grupo Amparo ocorrem corpos de anfibolitos intercalados em quartzito, como nas proximidades das cidades de Serra Negra e Lindóia. Estes litotipos são considerado, segundo alguns autores, como pertencentes ao Grupo Itapira.

O anfibolito, representado pela lâmina 24b, é composto por aproximadamente 70% de hornblenda com pleocroísmo verde oliva, marrom e marrom amarelado, com oligoclásio subordinado e, em menor quantidade epídoto e titanita associada e inclusa no anfibólio. A rocha apresenta também bandas com aproximadamente 2 mm de espessura, compostas por quartzo e plagioclásio, com epídoto, titanita e, mais raramente, granada subordinados.

O muscovita quartzito possui textura granoblástica, devido à recristalização dinâmica do quartzo, principalmente nos domínios da foliação de cisalhamento, onde se encontra com grã mais grossa e com cristais estirados, com lamelas de deformação e sub-grãos e pouco restaurados. Nos domínios da superfície S a foliação é marcada principalmente pela orientação de porfiroblastos de muscovita em forma de *mica fish* (PRANCHA 8 - Fotomicrografia 2). Este mineral constitui cerca de 20% vol. da rocha e, associados a ele, ocorrem minerais opacos chegando a compor 5% vol., em formas que sugerem antigos porfiroblastos de um único mineral, provavelmente biotita.

Os cristais de quartzo apresentam boa orientação preferencial dos eixos cristalográficos, com o plano basal sendo o principal plano de deslizamento ativo durante a deformação, observação esta, obtida com a utilização da cunha de

quartzo.

8.2.3 Gnaisses calciossilicáticos

Lâminas: 83b, 83d e 96

Apresentam textura granoblástica ou granoporfiroblástica, granulação média, estrutura foliada gerada por deformação em regime dúctil e acentuada recristalização dinâmica do quartzo.

O quartzo compõe entre 35 e 30 % vol. da rocha e encontra-se estirado em intensidade variada, dependendo do domínio estrutural e do arcabouço mineral onde se encontra. Ocorre em planos com grande concentração de deformação, aparentemente mais tardios, com alta taxa de deformação e recristalização, ou como agregados granoblásticos poligonais de grã fina.

Apesar da tendência calciossilicática o plagioclásio tem composição de oligoclásio sódico (lâmina 96) ou oligoclásio cálcico (lâminas 83b e 83d). Compõe cerca de 45% vol., é antipertítico, possui hábito tabular e geminação por deformação, com zoneamento composicional apenas na lâmina 96.

Dois clinoanfíbólios compõem entre 15 e 10% vol. da rocha. Um deles possui composição mais tschermackítica, com pleocroísmo marrom amarelado a verde e características de cristalização pré-cinemáticas. Na lâmina 96 este anfibólio ocorre como poiquiloblastos com 4 mm de comprimento e com inclusões de oligoclásio geminado. O outro anfíbólio tem composição hornblenda e características sin-cinemáticas, relacionada à foliação de cisalhamento. Possui pleocroísmo verde azulado a verde oliva na lâmina 96 e verde azulado a verde claro na lâmina 83b.

A titanita constitui cerca de 5% vol. da rocha, tem formas euédricas ou subeuédricas e, em geral, associa-se ao anfibólio ou está incluso nele.

A granada ocorre subordinadamente em algumas bandas do ponto 83. Possui cor marrom avermelhada e apresenta-se sem texturas de desequilíbrio ou fraturas.

O epídoto é granoblástico, subeuhédrico e está sempre associado à titanita ou ao anfibólio, e as vezes em coronas em cristais de alanita.

O carbonato possui cor marrom, alto índice de refração e é geminação, constituindo, provavelmente, siderita. Na lâmina 96 este mineral está envolto por fino colar de epídoto.

8.3 Rochas cataclásticas

Estas rochas estão associadas tanto ao Grupo Amparo como com o Grupo Mostardas.

8.3.1 Granada-biotita-hornblenda gnaiss migmatítico brechado

Lâminas: 125d, 125b e 118b

As rochas dos afloramentos 118 e 125 apresentam intenso cisalhamento rúptil-dúctil, porém com estruturas migmatíticas ainda preservadas.

A lâmina 118b possui textura granonematoblástica poligonal, grã grossa, com melanossoma anfibolítico composto por hornblenda (80% vol.) euhédrica, com pleocroísmo entre verde oliva a castanho e bordas verde azuladas, plagioclásio (10% vol.), epídoto + titanita (10% vol.).

O leucossoma é composto por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita.

A rocha apresenta estruturas rúpteis com cominuição e brechagem do plagioclásio e do anfibólio em planos de cisalhamento oblíquos ao bandamento gnáissico, por vezes chegando a gerar ultracataclasitos, com porções totalmente preservadas intercaladas.

As rochas do afloramento 125 apresentam uma deformação mais homogênea, com foliação penetrativa paralela ao bandamento gnáissico, originada em regime predominantemente dúctil, evoluído para ou reativado em condições rúpteis.

São constituídas principalmente por biotita-granada-anfibólio gnaiss bandado de textura granoblástica e grã grossa. O leucossoma apresenta-se mais

deformado e é composto por quartzo recristalizado de grã fina e plagioclásio de grã grossa antipertítico a mesopertítico com bordas recristalizadas dinamicamente, ou granoblásticos, de grã fina, com cerca de 38% de anortita. O melanossoma é composto por cerca de 40% vol. de hornblenda pré-cinemática, 30% de biotita marrom avermelhada, 20% de plagioclásio, 5% de titanita granoblástica ou envolvendo ilmenita, 5% de granada, geralmente com substituição parcial por anfibólio e plagioclásio.

8.3.2 Ultracataclasitos

Lâminas: 8, 56b, 56c e 99b

As lâminas do afloramentos 8 e 56 encontram-se mais deformadas que as descritas acima, o que é evidenciado pela matriz finíssima de cor marrom, compostas por minerais de difícil identificação, mas com formas arredondados pela cataclase. Nestas lâminas não foram observadas texturas típicas de fusão por atrito, como finos veios de material vítreo, micrólitos e esferulitos, porém o processo de fluxo superplástico é indicado pela cominuição e arredondamento dos grãos da matriz e dos porfiroclastos (PRANCHA 8 - Fotomicrografia 3).

Na lâmina 56b a rocha é de coloração marrom escuro, apresenta foliação penetrativa, homogênea, sem porfiroclastos, e composta exclusivamente por material de grã extremamente fina, com grãos de diâmetro de aproximadamente 3 μm , cuja identificação é impossível em microscópio ótico.

Já a lâmina 56c apresenta granulação mais grossa, com antigos grãos estirados de quartzo intensamente cominuídos e recristalizados, além de grãos arredondados de plagioclásio e epídoto com diâmetro entre 0,15 e 0,03 mm. (PRANCHA 8 - Fotomicrografia 4).

PRANCHA 8

FOTOMICROGRAFIA 1 - Melanossoma de gnaiss migmatítico do Grupo Amparo, com hornblenda, plagioclásio e mesopertita (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 2 - Muscovita quartzito do Grupo Amparo, com *mica fish* marcando a superfície S e níveis de quartzo intensamente recristalizados marcando a superfície C (polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 3 - Cataclasito da lâmina 8 II contendo porfiroclastos de plagioclásio arredondados pela cominuição durante o cisalhamento

FOTOMICROGRAFIA 4 - Ultracataclasito da lâmina 56c com grão de quartzo estirados e recristalizado em uma matriz de granulação extremamente fina

FOTOMICROGRAFIA 5 - Cataclasito da lâmina 99b com microfalhas e veios discordantes de material escuro afanítico, provável pseudotaquilito (polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 6 - Mesma foto anterior com os polarizadores cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 7 - Detalhe do provável veio de pseudotaquilito presente nas fotomicrografias acima (polarizadores paralelos)

FOTOMICROGRAFIA 8 - Mesma fotomicrografia anterior com os polarizadores cruzados

PRANCHA 8

Em média apresentam cerca de 3 mm diâmetro, porém alguns porfiroclastos menos arredondados chegam a 1 cm de comprimento.

A matriz é macroscopicamente muito semelhante à observada nas lâminas anteriores (56b e 56c), mas possui granulação bem mais grossa, com diâmetro médio dos grãos entre 10 e 20 μm , permitindo a identificação da biotita e do epidoto como principais minerais constituintes. Ocorrem também finos leitos de quartzo recristalizados dinamicamente em grã extremamente fina.

A lâmina 99b é um cataclasito de grã fina constituído por plagioclásio, quartzo, hornblenda reliquiar, biotita verde, granada cataclasada e titanita, com uma foliação cataclástica penetrativa, contendo microfalhas oblíquas (PRANCHA 8 Fotomicrografias 5 e 6).

Esta lâmina diferencia-se do conjunto descrito acima principalmente pela presença de veios de espessura milimétrica, com textura afanítica e coloração preta, injetados geralmente em planos oblíquos à foliação e, mais raramente, paralelos a ela (PRANCHA 8 - Fotomicrografias 7 e 8). São constituídos por material opaco e porções claras de textura afanítica, imersos nas porções opacas, apesar de não ter sido observado esferulitos e micrólitos, as feições da lâmina são fortemente indicativas de fusão, com domínios cataclásticos e veios de pseudotaquilitos injetados em fraturas distensivas oblíquas ou sub-perpendiculares à foliação cataclástica.

9 QUÍMICA MINERAL

9.1 Grupo Mostardas

9.1.1 Granulitos básicos

Os granulitos básicos (lâminas 18, 18a e 18b) apresentam paragêneses típicas

de alto grau metamórfico, com zoneamento químico dos minerais registrando a trajetória retrógrado do metamorfismo. A granada apresenta núcleos mais ricos em Mg e Ca e com bordas mais ricas em Fe e Mn, como mostram os perfis composicionais da FIGURA 16, onde as análises 22, 20, 19 e 18 são, respectivamente núcleo, núcleo intermediário, borda intermediária e borda de um porfiroblasto da lâmina 18, círculo 1.

FIGURA 16 - Zonamento composicional dos *end-members* de um cristal de granada da lâmina 18, círculo 1.

A composição média dos núcleos da granada nestas rochas é de aproximadamente 60% a 50% de almandina, 20% de piropo e 20 a 30% de grossulária. Estas composições diferenciam-se um pouco da granada das amostras com texturas coroníticas (lâminas 18a e 18b). Isto pode se devido a diferenças na taxa de reequilíbrio químico inter- e intracristalino, mas também pode ser consequência de pequenas variações do volume composicional da rocha, uma vez que o grau e a evolução metamórfica de ambas são semelhantes.

A granada da lâmina 18 apresenta zonamento mais sutil, mostrando bordas enriquecidas em almandina e núcleos mais ricos em molécula piropo, sem variação no teor de grossulária, como mostra a FIGURA 17.

FIGURA 17 - Composição da granada da lâmina 18, com maior enriquecimento de almandina nas bordas relativamente aos núcleo, indicando o reequilíbrio em menor grau metamórfico.

As análises das lâminas 18a e 18b, representadas na FIGURA 18, apresentam zonamento mais nítido que nas análises da lâmina 18, inclusive com empobrecimento em cálcio em direção as bordas. Nota-se também que algumas análises de borda apresentam composições semelhantes às de núcleo, sugerindo tratar-se de porções preservadas pelo reequilíbrio químico que ocorreu no retrometamorfismo.

Observa-se também que as análises de núcleo destas duas lâminas, apresentam maior enriquecimento em grossulária (cerca de 10%) que as análises de núcleo da lâmina 18. Como os núcleos podem não ter sido reequilibrados pelo evento descompressional (consumo de molécula grossulária para formação das coronas) isto deve refletir uma composição total da rocha mais cálcica que as das lâminas 18a e 18b, que deve ter facilitado a formação das coronas.

FIGURA 18 - Variação composicional núcleo-borda de cristais de granada da lâminas 18a e 18b, indicando aumento do teor de almandina nas borda. Notar que parte das bordas apresentam-se pouco reequilibradas pelos processos retrometamórficos em fácies anfibolito.

O clinopiroxênio não apresenta zoneamento químico nítido mas observa-se, ocasionalmente, um leve enriquecimento em Mg nas suas bordas, dependendo do mineral em contato. Esta maior homogeneidade é indicativa de uma maior difusão intracristalina de Fe e Mg no clinopiroxênio em relação à granada, segundo ANOVITZ (1991), pois a diminuição da temperatura faz com que a difusão intracristalina seja o processo predominante na homogeneização química, enquanto que a difusão intercristalina predomina a altas temperaturas.

O zoneamento químico observado na granada, desta forma, pode ser explicado pela predominância da difusão intercristalina em relação à intracristalina, pois não houve homogeneização dos cristais durante o resfriamento, a não ser parcialmente nas bordas equilibradas a menor temperatura e pressão. Já no clinopiroxênio a difusão intracristalina continuou efetiva após o reequilíbrio da troca Fe-Mg com a granada, resultado em sua homogeneização. Portanto, a relação Fe/Mg obtida nas análises deve correlacionada com o reequilíbrio tardio e as composições dos núcleos não devem representar as condições do pico térmico do

metamorfismo.

O clinopiroxênio tem composição de diopsídio, como mostra a FIGURA 19, sendo que 45% das análises de borda corresponde a diopsídio aluminoso, entretanto somente 28% das análises intermediárias e apenas 10% das análises de núcleo tem esta composição. Segundo MORIMOTO (1988), este incomum zoneamento químico poderia ter sido gerado pelo metamorfismo progressivo, pois esta variação indica aumento da temperatura em direção à borda. Sua preservação, apesar do retrometamorfismo, seria devida à baixa taxa de difusão do Al no piroxênio, que é controlada pela troca tschermackítica, que requer reestruturação da cadeia tetraédrica.

FIGURA 19 - Classificação do clinopiroxênio do granulito básico.

Apesar de não ser observado zonamento nos teores de Fe e Mg no clinopiroxênio, o diopsídio da lâmina 18 possui relação Fe/Mg maior que a obtida nas análises das lâminas 18a e 18b. Isto pode ser devido ao reequilíbrio durante o resfriamento, tendo em vista que nestas lâminas este mineral está em contato com ortopiroxênio nas coronas e, neste caso, a partição do ferro se dá preferencialmente para este mineral. Já na lâmina 18 o contato do clinopiroxênio com minerais ferro-magnesianos é raro.

O ortopiroxênio, presentes apenas nas lâminas 18a e 18b, mostram diferenças na relação Fe/Mg entre os cristais diferentes texturas, sendo que o simplectítico das nas coronas são classificados como enstatita, enquanto que os associados aos pseudomorfos de granada são limítrofes entre a enstatita e a ferrossilita, tendendo um pouco para composições mais ricas em ferro.

Isto deve-se ao fato do ortopiroxênio das coronas estar em contato direto com a granada, propiciando o reequilíbrio entre as duas fases durante o resfriamento pós-descompressional, tornando o ortopiroxênio mais magnesiano e as bordas da granada mais almandínica. Já nos pseudomorfos de granada o ortopiroxênio está em contato apenas com os plagioclásios, impossibilitando a troca Fe-Mg durante o resfriamento.

Nestas rochas ocorrem anfibólio cálcico e clinofanfibólio ferro-magnesiano (FIGURA 20). O anfibólio cálcico ocorre como inclusões na granada, na matriz e em porções hidratadas do clinopiroxênio. O clinopiroxênio ferro-magnesiano tem composição de grunerita, mas é bastante magnesiana, aproximando-se da composição da cummingtonita (FIGURA 21) e está presente principalmente nas coronas de minerais das lâminas 18a e 18b, mas também ocorrem como cristais maiores em contato com a granada na lâmina 18. Estes provavelmente foram formados por hidratação dos ortopiroxênio durante o retrometamorfismo.

Dentre os anfibólios cálcicos podem ser distinguidos três grupos. O primeiro, formado por inclusões em granada, tem composições predominantemente de tschermackita e ferrotschermackita, porém dois grãos são de pargasita potássica, segundo a nomenclatura de LEAKE *et al.* (1997). O segundo grupo, formado por anfibólio disperso na matriz, de cristalização posterior ao do primeiro grupo, é predominantemente magnésio-hornblenda. Possui menor relação Fe/Mg e menor teor de Al no sítio tetraédrico, como mostra o diagrama da FIGURA 22. O terceiro grupo é formado por anfibólio retrometamórfico de cor verde azulada que muitas

vezes substitui as bordas do anfibólio do grupo anterior.

FIGURA 20 - Classificação dos anfibólios dos granulitos básicos.

FIGURA 21 - Classificação do anfíbólio ferro-magnesiano dos granulitos básicos.

FIGURA 22 - Classificação dos três grupos de anfibólio dos granulitos básicos.

O plagioclásio tem a mesma composição nas lâminas com e sem texturas coroníticas. De modo geral os núcleos dos cristais e os inclusos na granada tem composição de andesina. Nas bordas do plagioclásio da matriz a composição é de labradorita e o das texturas symplectíticas das coronas é bytownita.

Este zoneamento composicional pode ser produzido pelo metamorfismo progressivo, com o aumento da temperatura. Sua preservação em temperaturas compatíveis com a fácies granulítico é possível, pois a troca Na-Ca é acoplada com a troca Si-Al para balanceamento das cargas, o que torna a difusão intracristalina lenta em grau metamórfico mais baixo.

Porém é mais provável que o enriquecimento em Ca das bordas ocorreu durante o retrometamorfismo e a descompressão, pois as inclusões de plagioclásio na granada apresentam sempre composições andesínicas.

Além disto, a dispersão das composições do plagioclásio, principalmente em relação às suas bordas sugere enriquecimento em cálcio por cristalização acretiva

durante a descompressão, onde o enriquecimento em molécula anortita seria devido principalmente às reações acopladas com a remoção da molécula grossulária da granada. Nota-se na FIGURA 23 que algumas bordas não sofreram tal enriquecimento, o que pode ser explicado pela falta do contato entre as fases reagentes.

FIGURA 23 - Composição do plagioclásio nas diferentes texturas e porções do cristal dos granulitos básicos.

A recristalização do plagioclásio da matriz é evidenciada pela composição de dois grãos de plagioclásios da lâmina 18a, com teores de Ca e Na idêntico aos do plagioclásio das coronas.

Outro domínio onde a composição do plagioclásio difere do padrão geral é nos pseudomorfos, onde os cristais são bem mais sódicos que os das coronas devido, provavelmente, à assimilação do plagioclásio incluso na granada, como mostra a FIGURA 24.

Uma vez que estas rochas foram metamorfisadas em pressão relativamente alta, é possível interpretar que o plagioclásio estava presente em quantidades menores na rocha e apresentavam composições próximas, ou ainda mais sódicas, que os núcleos dos minerais antes do retrometamorfismo.

Dentre os minerais opacos foram identificados ilmenita e magnetita, presentes como inclusões na granada, na matriz, associados às coronas e aos pseudomorfos.

FIGURA 24 - Composição do plagioclásio dos granilitos básicos.

9.1.2 Granada-biotita gnaisses

A lâmina analisada (112b) apresenta assembléia com plagioclásio, biotita, quartzo, granada, anfibólio, opaco e relíquias piroxênio.

A granada possui zonamento químico, onde as composições das bordas e intermediárias são semelhantes (FIGURA 25), comportamento estes distinto das demais rochas, onde as análises das partes intermediárias são semelhantes às dos núcleos.

Este zonamento é provocado principalmente pela troca Fe-Mg durante o resfriamento, ocasionando um aumento do conteúdo de almandina e diminuição do pirope em direção às bordas. Com relação aos teores de grossulária, há uma certa dispersão das análises tanto de borda quanto de núcleo, aparentemente sem relação com o mineral que está em contato.

FIGURA 25 - Zoneamento composicional da granada do granada-biotita gnaiss.

As análises de plagioclásio apresentaram problemas analíticos, resultando em baixo total da porcentagem em peso dos óxido, provavelmente devido à subestimativa do Na, provocada pelo leve intemperismo da amostra. Apenas duas destas análises não apresentaram tal problema e estão plotadas na FIGURA 26. O plagioclásio de composição mais sódica está em contato com granada e anfibólio e o mais cálcico está em contato com granada e biotita.

A biotita possui alta taxa de ocupação do sítio tetraédrico, devido ao baixo teor de Si, situando-as próximo dos membros finais siderolita e eastonita (FIGURA 27) e, segundo GUIDOTTI (1984), tem composição próxima à linha que liga os membros annita e flogopita. Apresenta teores entre 0,47 e 0,37 cátions de Ti para seis sítios octaédricos, sendo então classificada como rico em Ti, segundo o mesmo autor.

O anfibólio corresponde à magnésio-hornblenda com razão Fe/Mg intermediária, sem adjetivos modificadores e prefixos segundo LEAKE *et al* (1997), como pode ser visto na FIGURA 28.

FIGURA 26 - Composição do plagioclásio da amostra de granada-biotita gnaiss.

FIGURA 27 - Classificação da biotita, segundo GUIDOTTI (1984).

As análises dos piroxênios não apresentaram boa qualidade devido a hidratação, evidenciada pelo baixo teor total da porcentagem em peso dos óxidos e pelo enriquecimento em sílica. A somatória dos cátions tetraédricos, que segundo CAMERON & PAPIKE (1981) deve ser igual a $2 \pm 0,2$ e os resultados de 2,064 átomos de Si, a soma dos cátions no sítio M_1 cátions e no M_2 mostraram-se aceitáveis, mas a equação de balanço de carga, que deve apresentar valores entre

0,03 e - 0,03 resultou em valor de 0,08, descartando então o uso deste mineral na geotermobarometria. Entretanto, pôde-se concluir que as relíquias são de ferrossilita, caracterizando a fácies granulítica pré-cisalhamento.

FIGURA 28 - Classificação dos anfibólios do granada-biotita gnaisses.

9.1.3 Gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos

Estes granulitos, representados pela lâminas 57a e 46b, possuem duas gerações de piroxênios uma delas cristalizada em altas temperaturas, compatíveis com a manutenção da solução sólida entre o clino- e o ortopiroxênio. Estes foram identificados como augita rica em ferro com manganês e apresentam finas lamelas de exsolução de ortopiroxênio, decorrente da queda da temperatura. Estas exsoluções dificultaram as análises em microsonda eletrônica, ocasionando baixos valores do total das porcentagens em óxido. Segundo os parâmetros de CAMERON & PAPIKE (1981), apenas as análises da lâmina 57a foram consideradas de boa qualidade. Duas destas apresentam baixo conteúdo da molécula wollastonita, cerca

de 30%, devido à influência das lamelas de exsolução, porém representam aproximadamente a composição primária do mineral.

A segunda geração é representada pela ocorrência de clino- e ortopiroxênio em paragênese, sem texturas de exsolução nos minerais. A composição do clinopiroxênio é semelhante à anterior, ou seja, é augita rica em ferro e com manganês. Ortopiroxênio é representado pela ferrosilita com manganês.

A TABELA 2 mostra os membros finais de alguns piroxênios das duas gerações e nos diagramas de MORIMOTO (1988) estão plotadas todas as análises de boa qualidade (FIGURA 29).

TABELA 2 - *End-members* dos piroxênios dos gnaisses charnockíticos.

Análise	Mineral	WO	EN	FS	WEF	JD	AE
153	Cpx c/ exs	32	23	46	96	0	4
157	Cpx c/ exs	33	23	44	96	1	3
156	Cpx	42	22	36	96	1	3
155	Opx	3	27	70	100	0	0

FIGURA 29 - Classificação dos clinopiroxênios dos gnaisses charnockíticos.

Os feldspatos, assim como os piroxênios, cristalizaram-se em duas gerações distintas, sendo a primeira delas identificada em porfiroclastos de ortoclásio pertítico e, mais raramente de plagioclásio, e a segunda formada pela recrystalização do feldspato potássico como grão mais finos de ortoclásio e, às vezes, de microclina, e do oligoclásio.

Os porfiroclastos de ortoclásio são pertíticos, e suas exsoluções apresentam teor de anortita igual aos plagioclásios granoblásticos da segunda geração, como mostra o diagrama abaixo (FIGURA 30).

O plagioclásio das duas gerações diferem-se composicionalmente levemente nas lâminas 57a e 46b (FIGURA 31) apresentando teores um pouco menores em cálcio na primeira lâmina. Estes minerais também mostram zonamento químico bastante sutil nas análises da lâmina 57a, com teor de anortita levemente maior em suas bordas em relação aos núcleos (FIGURA 32).

FIGURA 30 - Classificação dos porfiroclastos de feldspato potássico (feldspatos da primeira geração) e suas exsoluções

FIGURA 31 - Variação composicional do plagioclásio das amostras 57a e 46b.

FIGURA 32 - Composição dos núcleos e bordas do plagioclásio da amostra 57a.

A granada apresentou problemas analíticos em algumas amostras, razão pela qual foi utilizado o parâmetro da porcentagem de ocupação dos cátions nos *end-members* de RICKWOOD (1968) na avaliação da qualidade dos resultados. Com isto pode-se notar também o cálculo da fórmula estrutural pelo método de DROOP (1987) utilizado MINPET superestima o conteúdo de Fe^{+3} , pois este é calculado por estequiometria, ocasionando um excesso de andradita, que por sua vez faz com que

o cálculo da molécula grossulária gere valores negativos. Já o cálculo da fórmula estrutural pelo método de KNOWLES (1987) feito com o mesmo *software*, utiliza parâmetros empíricos para a estimação do Fe^{+3} , considerando em todas as análises o ferro total como Fe^{+2} .

A TABELA 3 mostra a comparação das razões de oxidação do ferro pelos dois métodos acima citados, com a equação $\text{Fe}^{+3} = 2 - \text{Al}^{\text{VI}}$ de PATTISON (1991) e os membros finais resultantes calculados pelo método de DEAR *et al.* (1988).

A granada tem composição predominantemente almandínica e não apresenta zonamento químico significativo, ocorrendo apenas leves variações na relação Fe/Mg, devidas a reequilíbrios durante o resfriamento. Ao contrário do que ocorre nos granulitos básicos, não foram observadas variações no teor de Ca, como mostra o diagrama com cátions da FIGURA 33, calculados segundo KNOWLES (1987) e com membros finais calculados segundo DEER *et al.* (1992).

TABELA 3 - Comparação entre as razões de oxidação calculadas pelos diferentes métodos em granada dos gnaisses charnockíticos .

Amostra	Análise	$\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$	Alm	And	Grs	Prp	Espes
DROOP (1987)							
46 b - C1	81	0,81	60,58	18,08	0,36	12,57	8,30
46 b - C2	546	0,78	63,25	21,36	-2,72	9,78	8,26
57 a -C2	140	0,70	66,09	31,37	-12,05	8,33	5,97
57 a -C2	141	0,69	66,78	31,83	-13,44	9,28	5,46
KNOWLES (1987)							
46 b - C1	81	1,00	60,38	0,00	18,58	12,62	8,37
46 b - C2	546	1,00	64,53	0,00	17,98	9,44	7,95
57 a -C2	140	1,00	66,50	0,00	19,11	8,24	5,89
57 a -C2	141	1,00	67,20	0,00	18,15	9,14	5,39
DROOP (1987) modificado ($\text{Fe}^{3+} = 2 - \text{Al}^{\text{VI}}$)							
46 b - C1	81	0,95	60,58	4,52	13,92	12,57	8,30
46 b - C2	546	0,98	63,25	2,28	16,36	9,78	8,26
57 a -C2	140	0,95	66,09	4,67	14,64	8,33	5,97
57 a -C2	141	0,96	66,78	3,55	14,84	9,28	5,46

FIGURA 33 - Composição da granada dos gnaisses charnockíticos.

A biotita que ocorre nestas duas lâminas está sempre associada à granada, nas sombras de pressão ou como inclusões. A presente na primeira textura possui maior quantidade de Al no sítio tetraédrico porém, no diagrama de GUIDOTTI (1984), que utiliza o Al na posição octaédrica esta correlação não existe. O teor de Ti das análises da lâmina 57a apresentaram valores entre 0,18 e 0,5 cátions, maiores que os valores observados na granada da lâmina 46b, que situou-se entre 0,05 e 0,09 (FIGURA 34).

Uma única análise de ortopiroxênio indicou composição de ferrossilita, no limite composicional com a enstatita (FIGURA 35).

9.1.4 Sillimanita-granada-biotita gnaisses

Na lâmina 36Ac foram analisados plagioclásio, biotita e granada e os resultados confirmaram a existência das relíquias de porfiroblastos de granada, descritos na Petrografia, onde os núcleos tem alto teor de molécula piropo em relação às bordas e grãos localizados na borda do antigo cristal. Também foram observados cristais de granada metamorficamente reequilibrados, com análises de núcleo e intermediárias sem altos teores de Mg.

FIGURA 34 - Composição da biotita dos diferentes arranjos texturais dos gnaisses charnockíticos.

FIGURA 35 - Composição de uma análise de ortopiroxênio dos gnaisses charnockíticos.

Este desequilíbrio químico indicado pelo alta teor de molécula piropo, é mostrado no diagrama da FIGURA 36 e será melhor discutido no capítulo referente a geotermobarometria.

FIGURA 36 - Composição da granada de diferentes domínios microestruturais e de texturas de desequilíbrio do sillimanita-granada-biotita gnaise.

A biotita apresenta-se quimicamente homogênea quanto às razões Fe/Mg e à ocupação do sítio tetraédrico pelo Al. Isto ocorre entre análises de núcleo e borda e com as inclusões em granada, como mostra a FIGURA 37. O teor de Ti varia entre 0,2 e 1,5 cátions por seis sítios octaédricos.

O plagioclásio, apesar de possuir comportamento quanto à difusão intracristalina oposto ao da biotita, também não apresenta zonamento químico e tem composição de andesina sódica (FIGURA 38).

FIGURA 37 - Composição da biotita do sillimanita-granada-biotita gnaise.

FIGURA 38 - Composição do plagioclásio do sillimanita-granada-biotita gnaiss.

9.1.5 Biotia-Granada gnaisses miloníticos

Esta rocha de ocorrência restrita ao ponto 116, está provavelmente associada aos granulitos alaskíticos e foi analisada para determinação geotermobarométrica do cisalhamento, pois apresenta fases minerais de cristalização nitidamente correlacionáveis ao evento deformacional dúctil, com uma assembléia mineral reequilibrada a temperaturas mais baixas que as observadas nos gnaisses charnockíticos.

As bordas da granada são predominantemente almandínicas, porém as análises das partes intermediárias e dos núcleos mostraram composição mais rica em piropo, o que deve representar resquícios de uma composição de temperaturas mais altas. Os teores de grossulária são mais baixos que nas outras rochas, indicando pressões relativamente mais baixas. O zoneamento químico ocorre apenas com os teores de Fe e o Mg e os teores de Ca e Mn mantêm-se constantes e baixos entre as análises de núcleo e de borda (FIGURA 39).

FIGURA 39 - Variação composicional de granada do biotita-granada gnaiss milonítico.

Um porfiroclasto de feldspato perítico foi analisado, porém devido às finas lamelas de exsolução, apenas uma das análises não foi influenciada pela albita exsolvida, mostrando a composição do anortoclásio com 8% de anortita, como mostra o FIGURA 40.

A biotita é rica em Al, encontrando-se sua composição próxima à do membro siderofilita no diagrama $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al octaédrico. Já no diagrama que leva em conta o Al tetraédrico, as análises encontram-se mais próximas da composição da annita aluminosa (FIGURA 41).

Em relação ao teor de Ti, a biotita apresenta valores entre 0,25 e 0,19 átomos por seis sítios octaédricos nas análises de biotita em sombra de pressão das granada e 0,03 na biotita tardia, presente em uma fratura da granada.

FIGURA 40 - Composição do feldspato potássico pertítico, sendo que as análises mais ricas em albita são devidas ao diâmetro do feixe, que é maior que o espaçamento das lamelas de exsolução de albita.

FIGURA 41 - Composição da biotita dos biotita-granada gnaisses miloníticos.

9.2 Grupo Amparo

9.1.1 Hornblenda gnaisses

Devido a ausência de minerais apropriados à geotermobarometria, as análises de microsonda eletrônica restringiram-se à caracterização do anfibólio e o

feldspato pertítico presentes na lâmina 21.

O anfibólio tem composição de ferro-tschermackita (FIGURA 42), com potássio entre 0,35 e 0,39 cátions e cloro entre 0,4 e 0,3 cátions na fórmula unitária.

FIGURA 42 - Classificação do anfibólio do gnaisses do Grupo Amparo.

FIGURA 43 - Diagrama da composição da albita em cristais granoblásticos e do ortoclásio pertítico, onde as análises mais sódicas são devidas às finas exsoluções de albita analisadas conjuntamente.

Foram analisados cristais de plagioclásio granoblásticos, um deles tabular e antipertítico, e porfiroblastos de mesopertita, geralmente com exsoluções muito finas (FIGURA 43).

10 GEOTERMOBAROMETRIA

10.1 Conceitos Básicos e Aplicabilidade

GREEN & RINGWOOD (1967) investigaram a transição de gabros para eclogitos a partir de vidros basálticos de composição variada, em temperaturas entre 1000 e 1200° C e pressões entre 1 e 30 kbar, gerando importantes conclusões quanto aos parâmetros condicionantes da estabilidade dos minerais como granada e plagioclásio em diferentes faixas de pressão da fácies granulito e da transição desta com a fácies eclogito. Neste estudo, observaram que um dos principais condicionantes para a cristalização de granada é a saturação em sílica, pois rochas básicas com olivina normativa apresentam a cristalização de granada a pressões bem mais baixas que aquelas com quartzo normativo.

Entre as rochas insaturadas, o olivina tholeiíto pobre em álcalis $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 10 / \text{CaO} = 0,63$ e razão Mg/Fe^{2+} intermediária ($X_{\text{Mg}} = 0,66$) o começo da cristalização da granada ocorre a cerca de 10,1 kbar a 1100°C, coincidindo com a desestabilização da olivina; em um olivina tholeiíto com $X_{\text{Mg}} = 0,70$ e $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 10 / \text{CaO} = 1,78$ há cristalização de granada entre 12,4 e 13,5 kbar a 1100° C, junto com a desestabilização do espinélio. Porém quando aumenta-se o teor em álcalis, gerando uma relação $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 10 / \text{CaO} = 3,72$, ainda com $X_{\text{Mg}} = 0,60$, a granada cristaliza-se à pressão de 12,4 kbar a 1100°C. Quando o ferro está principalmente sob a forma oxidada, com $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_{\text{total}} = 0,70$ ($X_{\text{Mg}} = 0,82$), os primeiros cristais de granada cristalizam-se a 15,8 kbar.

Em quartzo toleíticos com razão ferro-magnésio intermediária ($X_{Mg} = 0,61$), a granada surge como fase estável à pressão de 14,6 kbar à temperatura de 1100° C, a partir daí coexistindo com plagioclásio, que se mantém estável até 18 kbar a 1100° C em quartzo toleítico pobre em álcalis ($((Na_2O+K_2O)*10/CaO = 1,77)$), e até 19,1 kbar a 1100° C em uma rocha mais rica em álcalis ($((Na_2O+K_2O)*10/CaO = 3,61)$).

Em um quartzo tholeiítico rico em ferro ($X_{Mg} = 0,10$) a granada torna-se estável em 11,3 kbar a 1000° C, coincidindo com a desestabilização da magnetita. Já uma rocha com composição modal igual, porém rica em magnésio ($X_{Mg} = 0,90$), a granada surge como fase estável somente a 16,9 kbar a 1100° C.

Este trabalho estabeleceu os parâmetros condicionantes da estabilidade de fases minerais de alto grau metamórfico, em relação ao volume composicional e às condições de pressão e temperatura. Também descreu as principais reações envolvidas nestas mudanças provocadas principalmente pela variação de pressão, propiciando assim a divisão da fácies granulito em faixas de baixa, média e alta pressão, caracterizadas em rochas máficas, respectivamente pelas seguintes assembléias: Ol + Pl $\pm$ Crd, Opx + Pl (sem Ol + Pl), Grt + Cpx + Qz (sem Opx + Pl).

Considerado como um clássico da petrologia de rochas de alto grau, tal estudo serviu de base para o entendimento das reações atuantes em condições de alta pressão e temperatura, cujos coeficientes de distribuição foram posteriormente calibrados para a realização de cálculos das condições de pressão e temperatura, denominados de geotermobarometria.

Estes cálculos são baseados na equação termodinâmica da energia livre de Gibbs:

$$(a) \Delta G = \Delta H - T\Delta S + P\int VdP$$

Como a energia livre de Gibbs pode também ser escrita como:

$$(b) \Delta G = - RT \ln K, \text{ então:}$$

$$(c) 0 = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT\ln K$$

Considerando-se um campo restrito de pressão e temperatura e que a variação do volume durante a reação é constante e independente da pressão, simplificação esta válida apenas para reações que não envolvem fase fluida, então a equação acima, que representa a linha de equilíbrio bivariante no campo P-T passa a ser escrita como:

$$(d) \Delta G = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT\ln K$$

onde H = entalpia, S = entropia, ΔV = variação de volume da reação, R = constante universal dos gases, P = pressão, T = temperatura, K = constante de equilíbrio da reação

Assumindo $\Delta G = 0$, o que significa que a associação mineral está em equilíbrio (em paragênese), então chega-se às equações geotermobarométricas, que são escritas como equações de retas, onde o K é fixado pelas análises de química mineral e pelos modelos de atividades postulados pelos autores, e as constantes ΔH , ΔS e ΔV são determinadas pelos trabalhos experimentais e teóricos.

$$(e) \quad T = \frac{-\Delta H + P\Delta V + RT\ln K}{\Delta S}$$

$$(f) \quad P = \frac{-\Delta H + T\Delta S + RT\ln K}{\Delta V}$$

Um dos geotermômetros mais bem estudado é o calculado com o par granada-biotita, baseado na reação contínua de troca catiônica de Fe e Mg entre as duas fases (4).

O fato desta reação apresentar alta variação de entalpia, faz com que sua

constante de equilíbrio seja fortemente controlada pela temperatura, sendo assim uma função cujos erros das calibrações são pequenos, uma vez que a reação apresenta diminuta influência da pressão, devido à pequena variação de entropia.

As calibrações denominadas de empíricas são baseadas na análise das reações em paragêneses naturais, com estimativa da temperatura independentemente. Calibrações deste tipo foram propostas por THOMPSON (1976) e GOLDMAN & ALBE (1977).

Outras calibrações são baseadas em trabalhos experimentais, como o de FERRY & SPEAR (1978) e LAVRENT'ÉVA & PERCHUK (1981), que utilizou materiais naturais nos seus experimentos, realizados entre 575 e 900° C em pressão de 6 kbar.

Posteriormente os cálculos foram apurados com o desenvolvimento de modelos de atividade química das moléculas grossulária e espessartita na granada, como HODGES & SPEAR (1982), PIAGI & GREENWOOD (1982), GANGULY & SAXENA (1984), PERCHUCK *et.al.* (1985), porém algumas destas calibrações possuem limitações rígidas na sua aplicação, quanto ao volume composicional. Como exemplo pode ser citado o trabalho de HODGES & SPEAR (1982), que aplica-se somente a associações onde o teor de espessartita na granada é menor que 20% e quando o Ti não é um componente importante na biotita.

INDARES & MARTINGNOLE (1985) propuseram duas calibrações deste geotermômetro, um desenvolvido através de dados termodinâmicos e outro associando estes dados com dados empíricos. Também introduziram correções nas atividades da biotita, com base nas substituições do Ti e do Al^{VI} .

Alguns trabalhos foram feitos para associações com volume composicional mais raro, como WILLIAN & GRAMBRING (1990), que desenvolveram calibrações aplicáveis em assembléias com granada contendo até 50% de espessartita. Apesar do rigoroso tratamento termodinâmico, com correções nas atividades, assumindo como misturas não ideais na granada e a presença de Ti, Al e Fe^{3+} na posição

octaédrica da biotita, sua calibração não foi utilizada neste trabalho devido à restrições composicionais que lhes são intrínsecas, como $X_{Grs} < 0,1$ e $X_{Spe} < 0,5$.

Trabalhos posteriores se sucederam refinando estes cálculos, como BATTACHARIA *et al.* (1991) que revisaram dados de entalpia e entropia, além das relações entre atividade e composição, chegando a dois cálculos que se diferenciam pela utilização de parâmetros de correção das atividades oriundos de diversos autores. Pode ainda ser citado a calibração de DASGUPTA *et al.* (1991), que derivaram os parâmetros termodinâmicos de tal reação através de regressões estatísticas dos dados experimentais de FERRY & SPEAR (1978)

A aplicação deste geotermômetro em rochas granulíticas é restrita e requer cuidados especiais, devido à alta taxa de difusão interna da troca Fe-Mg na biotita, fazendo com que o equilíbrio desta troca com a granada registrem temperaturas do resfriamento. Porém tal fato é minimizado quando há uma grande proporção modal de biotita na rocha, fazendo com que a relação Fe/Mg deste mineral seja pouco influenciada pelo reequilíbrio com a granada, podendo-se então assumir o mineral como um reservatório infinito de Fe e Mg e, mesmo sendo homogêneo (sem zonamento químico em relação a núcleo e borda), é comum assumir-se que o cálculo termométrico com o núcleo da granada, registre uma temperatura próxima do pico térmico.

Estimativas quantitativas de pressão e temperatura, são em geral bastante aplicadas em rochas de alto grau metamórfico, devido à presença comum de assembléias bastante estudadas experimentalmente, como $Grt + Opx + Cpx + Pl + Qtz$, $Grt + Rt + Ilm + Sil/Ky + Qtz$, que promovem equilíbrios de alto dP/dT (geotermômetros) e baixo dP/dT (geobarômetro).

Os geotermômetros mais usados em rochas granulíticas são os baseados na associação granada-piroxênio. As primeiras calibrações destes cálculos foram obtidas pela simples variação do K_d pois, de acordo com a temperatura, o K_d ou coeficiente de distribuição do ferro e do magnésio entre as duas fases

$((\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{grt}}/(\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{px}})$ apresenta variação significativa e é pouco influenciada pela pressão, propiciando medidas seguras de temperatura.

O grande problema neste tipo de estimativa é causado pela alta taxa de difusão a altas temperaturas e, mesmo em fases como granada e piroxênios, tidos como minerais com baixas taxas de difusão, isto provoca um reequilíbrio total das fases minerais durante o pico térmico do metamorfismo, podendo assim obliterar os registros químicos da trajetória progressiva do metamorfismo, razão pela qual os modelos evolutivos destes terrenos são quase sempre baseados no seu caminho retrógrado (resfriamento isobárico e descompressão isotérmica).

As trocas catiônicas de Fe e Mg entre granada e clinopiroxênio (5) foram estudadas experimentalmente por diversos autores, dentre eles RAHEIN & GREEN (1974) e ELLIS & GREEN (1979), que consideraram o efeito do teor de grossulária na granada. Posteriormente vários autores, incluindo PATTISON & NEWTON (1989), introduziram fatores de correção que variam de acordo com a relação Fe/Mg. Estes autores observaram também que a calibração de ELLIS & GREEN (1979) superestima as temperaturas em profundidades crustais, porém geram bons resultados quando calculadas em condições de pressão mantélica.

A superestimativa na ordem de 50 a 150° C em condições de pressão crustal, deve-se ao fato de ELLIS & GREEN (1979) terem calculado o efeito da grossulária em experimentos práticos efetuados a 30 kbar de pressão, e utilizando dados de RAHEIN & GREEN (1974) que fizeram experimentos em uma faixa de 20 a 40 kbar (GREEN & ADAM 1991).

Esta reação de troca catiônica de Fe e Mg entre granada e clinopiroxênio foi também calibrada para cálculos geotermométricos por GANGULY (1979) em uma faixa composicional mais ampla que a dos trabalhos anteriores, ao estudar a reação

no sistema $\text{FeO-MgO-CaO-MnO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$.

KOONS (1984) concluiu que a solução sólida de jadeíta em clinopiroxênio não é ideal, fazendo com que o uso deste geotermômetro em piroxênios com molécula jadeíta em teores maiores que 70% resulta em superestimativas da temperatura. Porém em concentrações menores, o sódio nos clinopiroxênios não influencia a partição do Fe e Mg entre esta fase e a granada.

Trabalhos posteriores foram feitos usando tanto dados termodinâmicos associados aos dados experimentais, quanto materiais naturais com estimativas independentes de P-T, gerando diversas calibrações do Kd do ferro e magnésio entre a granada e o clinopiroxênio, como POWELL (1985) e KROG (1988) que, por regressões matemáticas, recalibraram os dados de RAHEIN & GREEN (1974) e ELLIS & GREEN (1979), tornando mais segura a aplicação em condições de pressão crustal.

PATTISON & NEWTON (1989) fizeram outra versão do geotermômetro granada-clinopiroxênio, após a avaliação de 64 experimentos, aplicável a rochas não muito ricas em ferro e cobrindo uma grande variação de temperatura e faixa composicional da razão Mg/Mg+Fe entre 0,125 e 0,6. Nestes experimentos observaram a reversibilidade da troca catiônica entre Fe e Mg, o que não foi observado nas reações que controlam o conteúdo de Ca e Al nos piroxênios.

O equilíbrio Fe/Mg entre granada e ortopiroxênio (6) foi calibrado como geotermômetro por KAWASAKI & MATSUI (1983), porém a sua aplicação é restrita, devido ao fato do sistema químico utilizado em seus experimentos ser insaturado em sílica, propiciando a entrada do equilíbrio com olivina, além da faixa de pressão e temperatura dos experimento (1100 - 1150° C e 27 - 50 kbar) serem demasiadamente altos em relação às condições crustais.

HARLEY (1984a) calibrou esta reação para a utilização em granulitos comuns, através de experimentos realizados na faixa de 5 - 30 kbar e 800 - 1200° C, com os sistemas químicos $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ e $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CaO}$. Enquanto SEN & BATTACHARYA (1984) utilizou dados termodinâmicos de terceiros para formular sua calibração, comparando os resultados obtidos com estimativas de independentes de T. Posteriormente outras calibrações deste equilíbrio foram feitas, como a de LAVRETEVA & PERCHUK (1990) *apud* RECHÉ & MARTINEZ (1996), além do trabalho de LEE & GANGULY (1988), que introduziram o efeito do Ca e do Mn na granada, e trataram o LnKd em função de $1/T$ como função linear e não linear.

BATTACHARYA *et al.* (1991) e LAL (1993) calibraram de forma consistente o equilíbrio (6) junto com os geobarômetro Grt-Opx-Pl-Qtz , através de seus membros ferroso e magnésiano.

Os geotermômetros são particularmente mais sensíveis ao reequilíbrio durante o resfriamento que os geobarômetro, devido ao fato dos primeiros serem baseados em reações de troca catiônica de Fe e Mg, que não afetam o balanceamento das cargas, fazendo com que esta reação possua uma cinética mais rápida, como observado na maior facilidade reversibilidade das reações em estudos experimentais (PATTISON & NEWTON 1989). Este caráter de reversibilidade do experimento porém, tornam os dados termodinâmicos mais confiáveis que aqueles obtidos em experimentos não reversíveis.

Dentre os geotermômetros baseados em troca catiônica, o baseado no equilíbrio (5) é o menos afetado por reequilíbrios durante o resfriamento, devido a grande partição de ferro e magnésio entre os minerais e pela lenta difusão dos elementos em ambas as fases (FROST & CHACKO 1989). Porém segundo os mesmos autores, este geotermômetro pode sofrer reequilíbrios mesmo abaixo de 500° C.

Segundo PERKINS (1990), um problema ainda sem uma solução satisfatória neste tipo de cálculo, é o tratamento e a avaliação do conteúdo de Fe^{3+} , que

comumente é calculado a partir do Fe_{total} analisado, através de balanço das cargas em função do número de cátions total da fase mineral. Como o Fe^{3+} particiona-se preferencialmente para o clinopiroxênio, a relação Fe^{2+}/Mg no piroxênio é superestimada quando se usa o Fe total como Fe^{2+} , diminuindo então o Kd, o que faz com que a temperatura seja superestimada.

Este problema é particularmente sensível no geotermômetro granada-anfibólio, pois o Fe^{3+} está presente em quantidades significativas na maioria dos anfibólios e a sua determinação é extremamente sensível ao modo de cálculo da fórmula estrutural do mineral.

Um cuidado adicional tem que ser tomado na escolha da calibração em relação à reação e aos membros finais que foram utilizados para a calibração da partição do Fe e do Mg, tendo em vista a grande diversidade de membros finais dos clinoanfibólios, como tschermackita, pargasita cummingtonita.

GRAHAN & POWELL (1984) calibraram a reação (7) para ser utilizada com hornblenda comum em uma grande faixa composicional, mas respeitando os seguintes parâmetros: $X_{Mn} < 0,1$ na granada e $Na^{M4} < 0,09$ na hornblenda.

A partição do Fe e Mg entre clinoanfibólio e granada também foi calibrada por PERCHUCK *et al.* (1985), utilizando anfibólio com composição média entre a tschermackita e a pargasita.

A estabilidade da partição Fe-Mg nos minerais e o conseqüente registro do pico térmico em rochas granulíticas é controverso, mas diversos autores têm obtido dados coerentes nestas rochas, através de geotermobarometria baseada neste equilíbrio (PATTISON & BÉGIN 1994).

O uso de geotermômetros baseados na distribuição de elementos menos móveis em piroxênios, como Al, estudados em ANOVITZ (1991) é sugerido por PERCIVAL (1994) como relevantes na obtenção do pico metamórfico.

O geotermômetro do feldspato ternário baseado na extensão da solução sólida de feldspato potássico e plagioclásio em função da temperatura, é capaz de preservar o registro de altas temperaturas devido à sua baixa difusão, porém a dificuldade da reconstituição química de um feldspato contendo exsoluções, introduz erros significativos no cálculo.

Os geobarômetro, por serem baseados em reações de transferência em rede, são menos afetados pelo reequilíbrio durante o resfriamento, apresentando uma temperatura de fechamento maior que os geotermômetros (FROST & CHACKO 1989). Estes autores sugerem a reconstituição química de fases minerais com as suas lamelas de exsoluções retrometamórficas, afim de obter-se a composição original no pico metamórfico, além da escolha de rochas com granulação mais grossa e menos deformadas para os estudos geotermobarométricos.

Estes cálculos baseados em reações como $Pl + Opx \rightleftharpoons Grt + Qtz$, são controladas principalmente pela pressão, pois apresentam grande variação de volume, que é provocada pela diferente coordenação do alumínio na granada e no plagioclásio (PERKINS 1990).

A presença de Fe^{3+} também influencia os cálculos geobarométricos, pois a presença deste elemento faz com que a molécula andradita da granada seja erroneamente assumida como grossulária quando considera-se Fe_{total} como Fe^{2+} , o que provoca superestimação da pressão.

HARLEY (1989) exemplificou as interferências em dados geobarométricos provocados por *resetting* podem obliterar informações importante sobre o pico metamórfico e resultar em uma trajetória metamórfica de mais baixo dP/dT , com descompressão mais suave. As trajetória metamórficas podem tornar-se paralelos às linhas de equilíbrio constante e pode haver inversão de estágios do

metamorfismo retrógrado (*feedback*), provocado pela redistribuição do Fe e Mg entre a granada e o ortopiroxênio durante o resfriamento. Tais reequilíbrios modificam as atividades dos membros puros dos minerais provocando a subestimação do cálculo da pressão.

Calibrações para o cálculo geobarométrico em rochas com as paragêneses granada-clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo e granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo foram feitas por PERKINS & NEWTON (1981) e NEWTON & PERKINS (1982) com base nas reações:

BOHLEN *et al.* (1983) fizeram experimentos no intervalo de 750 a 1050° C e 4 a 5 kbar no sistema químico CFAS, sendo o primeiro a usar o membro ferroso do equilíbrio $\text{Grt} + \text{Qtz} = \text{Opx} + \text{Pl}$.

PERKINS & CHIPERA (1985) utilizaram os dados de diversos autores, inclusive as aproximações dos autores acima, e obtiveram calibrações para os equilíbrios (9) e (11).

MOECHER *et al.* (1988) recalibraram o geobarômetro (8) derivando também as reações dos membros ferrosos envolvendo clinopiroxênio (10) e ortopiroxênio (11), apresentando as resoluções de suas equações geotermobarométricas de forma gráfica.

A comparação dos geobarômetro (8), (10) e (11) feita neste trabalho, indicou uma leve superestimação da P obtida através do (10) em relação ao (11), e uma tendência de subestimação através do (8) e em sistemas muito ricos em ferro, os resultados são superestimados, assim como nos sistemas ricos em Mg, devido à grande extrapolação necessárias para as composições dos membros finais.

Segundo os autores o uso do (11) é preferível quando há Opx na assembléia mineral, pois este tem uma base experimental e termodinâmica correta, além de uma relação a -X (atividade-composição) relativamente direta, apresentando também a menor dP/dT , com uma influência média de 14,5 bar/°C. A grande diferença nos cálculos (8) e (11), para eles, é causada pelo modelo ideal de atividade do diopsídio:

$$(g) \quad a_{Di}^{Cpx} = [X_{Ca}^{M2}] * [X_{Mg}^{M1}]$$

que superestima sua atividade no clinopiroxênio ao assumir que todo Mg ocupa a posição M1, o que normalmente não ocorre, pois algum Mg é sempre particionando para o M2.

Esta superestimativa da atividade faz com que

$$(h) \quad K_{(8)} = a^2Grs \times aPy / a^3An \times a^3Di$$

diminua, reduzindo, conseqüentemente pressão, que é função de $\ln K$.

POWELL & HOLLAND (1988) recalibraram os equilíbrios (8) e (9) em uma faixa de 500 - 900° C e 0 - 20 kbar, utilizando incertezas nos parâmetros termodinâmicos que geraram, respectivamente, erros de $\pm 1,6$ e $\pm 1,5$ kbar para as duas reações.

Novas calibrações para estes equilíbrios foram feitas por ECKERT *et al.* (1991) chegando a incertezas de $\pm 1,9$ e $\pm 1,6$ kbar, respectivamente para (8) e (5).

PERKINS (1990) aplicou os geobarômetro (8), segundo NEWTON &

PERKINS (1982), e (8) e (10), segundo MOECHER *et al.* (1988) em rochas de 16 diferentes terrenos. As pressões calculadas através de (8) pela calibração dos primeiros, apresentaram valores diferentes, geralmente 1 a 3 kbar menores, que os calculados pela calibração de MOECHER *et al.* (1988). Esta, segundo PERKINS (1990), deve ser mais realista, pois seu tratamento termodinâmico é mais rigoroso e os seus dados são derivados de numerosos estudos experimentais cuidadosamente revertidos, além de aproximar os valores por meio de dois modos independentes de cálculo (10) e (8).

As reações (10) e (8) apresentam linhas bivariantes com coeficiente angular positivo, porém com valores diferentes, permitindo o uso da intersecção entre elas para a obtenção da pressão sem o uso da temperatura, o que permite uma conferência da sua precisão (PERKINS 1990). O autor sugere ainda o uso de técnicas iterativas de três ciclos de aplicação dos dados de T nos cálculos de P e vice-versa, até a obtenção de uma convergência satisfatória dos valores, e observa que, até que se desenvolvam modelos de atividade mineral mais realistas, os dados geotermobarométricos apresentarão sempre grandes incertezas.

Cálculos geobarométricos para associação granada-clinoanfibólio-plagioclásio-quartzo podem ser baseados em várias reações escritas através de seus membros extremos. KOHN & SPEAR (1989) calibraram a reação (12), aplicável em associações com plagioclásio com $0,35 < Ab < 0,6$; granada contendo menos de 15% de espessartita; e clinoanfibólio com $6,1 < Si < 6,6$; $2,0 < Al < 3,2$; $0,975 < Mg < 2,7$; $1,5 < Ca < 1,9$; $0 < Ti < 0,275$; $0,35 < Na < 0,6$; $2,1 < Na+Ca+K < 2,75$ e $1,7 < Fe < 2,8$, ou seja, restringindo a aplicação em associações com anfibólios de composições pargasíticas.

Posteriormente KOHN & SPEAR (1990) calibraram o geobarômetro granada-clinoanfíbólio-plagioclásio-quartzo em uma faixa composicional mais abrangente através do equilíbrio (13).

Outro geobarômetro bastante utilizado em rochas granulíticas é o granada-plagioclásio-aluminossilicato, representado pela reação (14). Segundo FROST & CHACKO (1989) pelo fato da reação não envolver membros finais de Fe e Mg, o barômetro fica livre da influência do reequilíbrio destes elementos durante o resfriamento. Porém observa-se que as linhas de equilíbrio deste barômetro apresentam dP/dT não muito baixas, provocando uma influência considerável da temperatura, que necessita de boas estimativas independentes para a sua aplicação.

O equilíbrio deste geobarômetro foi calibrado por NEWTON & HASELTON (1981, em HARLEY 1989), HODGES & SPEAR (1982), GANGULY & SAXENA (1984) e HODGES & CROWLEY (1985) e RECHÉ & MARTINEZ (1996), tendo sido inserida uma correção para a variação no volume da granada em relação à pressão. A calibração do equilíbrio em questão foi aprimorada por KOZIOL & NEWTON (1988) que melhoraram do cálculo das propriedades termodinâmicas da anortita, através determinação do grau de desordem do Al e Si na posição tetraédrica e por KOZIOL (1989) que utilizou dados de compressibilidade isotérmica e expansão termal dos minerais.

ANOVITZ (1991) considerou que as trajetória metamórficas que indicam resfriamento aproximadamente isobárico podem ser erroneamente inferidas quando os dados geotermobarométricos não registram as pressões máximas alcançadas pela rocha. Além disso a coexistência de processos genéticos, como colisão continental e *underplating*, torna necessária a obtenção de dados sobre a porção precoce do metamorfismo retrógrado e da parte tardia do metamorfismo progressivo, para se chegar ao verdadeiro sentido da trajetória das rochas no campo P-T.

As informações texturais, segundo PERCIVAL (1994), devem ser cuidadosamente analisadas antes dos cálculos, por poderem, inclusive, serem devidas outro evento metamórfico não relacionado, o que pode causar grandes erros interpretativos. O autor sugeriu ainda o uso de dados quantitativos da partição de Al e Si entre plagioclásio e piroxênio, pois esta troca é menos vulnerável à difusão que a simples troca catiônica como a entre Fe e Mg, por necessitar de outra substituição para promoção do balanço de carga necessário, constituindo-se em uma troca acoplada.

ANOVITZ (1991) analisou as taxas de difusão determinadas por diversos autores, e estabeleceu os melhores valores tendo valores para a substituição entre Na e Ca em plagioclásio a 800° C e 1 bar como sendo de $3,2 \times 10^{-26} \text{ m}^2/\text{s}$ e de $8 \times 10^{-18} \text{ m}^2/\text{s}$ para a troca entre Na e K nas mesmas condições. Para granada zonada rica em almandina outros trabalhos indicaram valores de $2,1 \times 10^{-21} \text{ m}^2/\text{s}$ para a taxa de difusão entre Fe, Mg, Mn e Ca, em condições de 800° C e 8,5 kbar, o que sugere que o Al e Si do plagioclásio e piroxênios tem maior capacidade de retenção das condições P-T do pico metamórfico.

Usando um modelo de relaxamento de difusão, que considera a influência da de temperatura e da pressão de H₂O na homogeneização do plagioclásio, e comparando estes dados com os de piroxênios, o autor acima concluiu que grãos de piroxênios maiores que 1 mm, praticamente não devem sofrer relaxamento

(homogeneização) até 900° C na maioria das condições geológicas.

A diferença no comportamento difusivo condicionado a estabilidade do zonamento químico de Fe-Mg e Al em granada e ortopiroxênio e a sua implicação na geotermobarometria foram estudadas por PATISON & BÉGIN (1994) em rochas granulíticas de Minto Block, da Província de Superior.

Neste trabalho foram elaborados mapas de teores de Fe, Mg, Ca e Mn na granada e de Fe, Mg e Al no ortopiroxênio, em diferentes associações e granulação. Na granada a distribuição de Mn mostrou-se homogênea, o Ca apresentou um leve empobrecimento em direção às bordas, independente tanto dos contatos com os minerais da associação, quanto do zonamento do Fe e Mg, mas estes minerais mostraram uma forte dependência dos minerais em associação, variando também substancialmente a razão Fe/Fe+Mg, em função do tamanho do grão. Esta razão diminui direção à borda quando a granada está associada ao piroxênio e, principalmente, à biotita. Quando a granada está em contato com quartzo e plagioclásio o gradiente de empobrecimento é mínimo.

Nos piroxênios o zonamento do Al mostrou-se concêntrico, com leve empobrecimento em direção às bordas, sem alteração em relação aos diferentes minerais em associação, e com pouca influência do tamanho do grão. Já a variação zonada de Fe e Mg mostra-se mais influenciada pelo tamanho do grão e pela paragênese, gerando um modelo complementar ao da granada. Porém a associação piroxênio-biotita mostra uma fraca de partição Fe-Mg, evidenciada pelo não empobrecimento da relação Fe/Fe+Mg em direção à borda do mineral, diferentemente do que ocorre quando o piroxênio está em contato com a granada.

Demonstrou-se então que a geotermobarometria baseada na quantidade de Al no ortopiroxênio, é controlada por trocas em rede como a do equilíbrio (15), que registra condições metamórficas mais precoces, do que aquelas baseadas na troca Fe-Mg, como as dos equilíbrios (4), (5) e (6).

Este trabalho demonstrou a grande importância da difusão intergranular a altas temperaturas e a menor taxa de difusão do Al nos piroxênios e Ca na granada, relativamente à difusão do Fe e Mg em ambos os minerais.

HARLEY & GREEN (1982) calibraram a reação (15) nos sistemas FMAS e CFMAS, através de experimentos práticos realizados na faixa de 800 - 1200° C e 5 - 20 kbar. Posteriormente o membro magnésiano deste equilíbrio foi novamente calibrado por HARLEY (1984b) através de um tratamento termodinâmico mais rigoroso. Porém o autor adverte para as grandes incertezas quando aplicado a composições ricas em ferro ou a pressões relativamente baixas.

ARANOVICH & BERMAN (1997) recalibraram o membro ferroso do equilíbrio (15) para a utilização em condições crustais e concluíram que este membro da reação é mais confiável nos cálculos geotermobarométricos que calibrações do membro magnésiano, pois apresentam variações de entropia e entalpia significativamente maiores.

Um ponto delicado na obtenção e uso de dados quantitativos no estudo do metamorfismo são as incertezas dos dados e cálculos, principalmente nos geobarômetro que são baseados em reações com equilíbrio com baixo dP/dT devido à grande variação de volume, pois apresentam uma relevante influência da temperatura, tendo em vista que a variação da entropia, será sempre significativa, mantendo-se um fator de multiplicação pela temperatura, na equação da energia livre de Gibbs:

$$(i) \quad \Delta G = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT\ln K$$

No estado de equilíbrio ($\Delta G = 0$) a pressão pode ser escrita através da equação definida anteriormente:

$$(j) \quad P = \Delta H / \Delta V - T \Delta S / \Delta V + RT \ln K / \Delta V$$

Esta pode ser lida como a equação da reta onde a variação de entropia dividida pela variação de volume é o coeficiente angular da reta. Como nestas reações a diferença nos valores da entropia de produto e reagentes são significativas e a variação de volume expressa em unidades de energia são relativamente discretas, a reta sempre apresentará uma considerável inclinação.

As influências recíprocas nos cálculos tradicionais de temperatura e pressão onde estas variáveis são calculadas individualmente, assumindo a outra como constante, provocam uma acumulação de erros, que já estão embutidos nos modelos termodinâmicos e métodos analíticos. Para diminuir esta influência PERKINS (1990) sugeriu o uso de técnicas iterativas de três ciclos de aplicação dos dados de T e P e vice versa. Outra alternativa é o uso de *softwares* que através de bancos de dados termodinâmicos reproduzem cálculos geotermobarométricos chegando a valores de P e T por multi-equilíbrio das fases.

No presente trabalho, a geotermobarometria foi baseada nos cálculos do *software* TWQEEU de BERMAM (1991), que obtêm os valores de P e T através da intersecção de linhas bivariantes, permitindo a análise individual da confiabilidade dos equilíbrios representados por estas linhas, e a quantificação da dispersão das intersecções das reações independentes, através de seu módulo estatístico, além da possibilidade de se testar a validade da premissa de que as fases estão em equilíbrio ou não.

10.2 Resultados Obtidos com o TWQEEU

Introdução

Visando o estabelecimento das trajetórias P-T-t-d dos litotipos afetados pela Zona de Cisalhamento, foram efetuados cálculos geotermobarométricos de

multi-equilíbrio através *software* TWQEEU (*Thermobarometry with Estimation of Equilibration State*) de BERMAN (1991), nas versões 2.02b e 1.02, sendo que esta última foi aplicada às associações com anfibólio, pois a versão mais nova não possui modelos de atividades para este mineral. O banco de dados termodinâmicos utilizado nestes programas é o de BERMAN (1988).

Foram feitos cálculos geotermobarométricos em diversas associações, levando-se em conta os diferentes domínios texturais e a localização da análise no mineral (núcleo, intermediário e borda), sendo escolhidas para estudo do metamorfismo os resultados de melhor qualidade obtidos em cada contexto, além daquelas com maiores indícios texturais de equilíbrio ou de desequilíbrio.

Foi também utilizada a planilha eletrônica MS-EXCEL programada por RECHÉ & MARTINEZ (1996) para os cálculos geotermobarométricos tradicionais, com calibrações de diversos autores para várias associações de minerais. Esta planilha não foi programada para o cálculo geobarométrico da associação granada-clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo, que foi calculada manualmente, segundo a calibração de NEWTON & PERKINS (1982). Os resultados obtidos foram utilizados na avaliação da confiabilidade dos cálculos realizados com o TWQEEU, bem como da validade das premissas do equilíbrio químico da associação estabelecida.

Os principais litotipos estudados, todos do Grupo Mostardas são os seguintes:

10.2.2 Granulitos básicos

A geotermobarometria dos granulitos básicos foi feita em lâminas de três amostras do ponto 18, que diferenciam-se entre si por aspectos texturais que indicam variações no grau de reequilíbrio da rocha e na cinética de suas reações.

As lâminas 18a e 18b, apresentam as texturas coroníticas de plagioclásio e ferrosilita simplectíticos que separam totalmente os cristais de granada do diopsídio. Também apresentam pseudomorfos de granada com a mesma associação

mineral das coronas.

A Lâmina 18 não apresenta tais texturas e, localmente, a associação de alta pressão da matriz (granada-clinopiroxênio-plagioclásio) encontra-se em contato mútuo, indicando tratar-se de uma porção mais preservada do reequilíbrio, relativamente às outras duas amostras, onde a paragênese referente ao pico bórico, manteve-se metaestável durante a descompressão.

Além de cálculos geotermobarométricos com as análises destes minerais em contato mútuo, foram também feitos cálculos com as associações da matriz das lâminas 18a e 18b, pois apesar de separadas pelas coronas, elas devem ter estado em paragênese durante o pico bórico do metamorfismo.

Os valores obtidos pelos geobarômetro (8), (10) e o geotermômetro de troca Fe-Mg na associação granada e clinopiroxênio poiquiloblásticos e plagioclásio da matriz, na lâmina 18, variaram entre 11 e 12,5 kbar a 870 a 890° C, utilizando as análises de núcleo de minerais, que não mais estão em contato mútuo. Já as associações de minerais em contato mútuas, observadas apenas no círculo 6 da mesma lâmina, geraram valores de pressão e temperatura variando entre 10,7 e 11,5 kbar a 850 e 875° C, como mostra a FIGURA 44. Os valores de temperatura são menores que os obtidos pelos cálculos citados anteriormente, devido ao reequilíbrio provocado pelo o resfriamento regional.

A mesma associação calculada com análises das lâminas 18b e 18a apresentaram maiores valores de pressão, entre 13,0 e 13,8 kbar, devido à presença de plagioclásio mais sódico, não reequilibrado pelo retrometamorfismo. Porém as temperaturas são menores, variando entre 780 e 820° C. Isto pode ser explicado pela presença do ortopiroxênio das coronas em paragênese com granada + clinopiroxênio, que teria propiciando o reequilíbrio Fe-Mg entre as fases durante o resfriamento.

Estas associações de alta pressão não mostraram bons equilíbrios termodinâmicos sem a utilização de fatores de correção para as atividades dos

membros finais clinopiroxênio presente em teor baixo, como a jadeíta e a Ca-tschermackita.

FIGURA 44 - Resultados geotermobarométricos da amostra 18 do granulito básico.

O desequilíbrio parcial, observado pela intersecção dos geobarômetro granada-clinopiroxênio-plagioclásio indica pressões por volta de 13 kbar, enquanto o geobarômetro jadeíta-anortita-quartzo resulta em pressão em torno de 20 kbar, como mostra a FIGURA 45, indicando um provável desequilíbrio entre o plagioclásio e a grossulária na granada e a jadeíta no clinopiroxênio.

Isto pode ter sido provocado pela superestimativa da quantidade de sódio no clinopiroxênio, porém este erro analítico é descartado pois seria esperável justamente uma subestimativa deste elemento, tendo em vista sua tendência de volatilização durante a análise em microsonda eletrônica, uma vez que foi utilizado feixe com diâmetro de 5 μ e corrente de 20,1 A.

O desequilíbrio entre o plagioclásio, a molécula grossulária na granada e a molécula jadeíta no clinopiroxênio pode ter sido causado pela recristalização e

consequente enriquecimento em cálcio do plagioclásio da matriz. Este processo é evidenciado pelo zonamento químico do plagioclásio e isto pode ter provocado um *resetting* dos geobarômetro (8) e (10).

FIGURA 45 - Geotermobarometria da amostra 18, indicando um provável desequilíbrio entre o plagioclásio e a grossulária na granada e jadeíta no clinopiroxênio.

O *resetting* total é indicado pela quase homogeneização da composição do plagioclásio, como ocorre na lâmina 18a, que varia de An_{88} do núcleo a An_{85} na borda, ou seja, são teores semelhantes aos observados no plagioclásio das coronas.

Porém, mesmo nas associações onde o plagioclásio não foi enriquecido em cálcio, a reação $Jd + Qtz = An$ permanece em desequilíbrio com os geobarômetro (8) e (10), apesar de mostrarem menor diferença de valores.

Portanto, pode-se concluir que o principal motivo da discrepância entre as pressões calculadas é a superestimativa da atividade da jadeíta pelo TWQEEU, devido ao baixo teor de Na no clinopiroxênio. Assim, há necessidade do estabelecimento do coeficiente de atividade da jadeíta no clinopiroxênio para melhor estimativa da pressão.

Analogamente, a reação de troca Ca-tschermakita no clinopiroxênio também superestima a pressão, havendo, portanto necessidade do estabelecimento de coeficientes de atividades mais realistas, afim de aproximar o modelo de atividade adotado pelo programa com a atividade real do componente Ca-tschermackita no clinopiroxênio.

Estes coeficientes de atividade foram calculados no TWQEEU através de gráficos log de atividade/pressão, com a temperatura fixada por cálculos com componentes maiores como Di, Hd, Alm, Py, Grs e An, cujos resultados são mais confiáveis.

A associação da lâmina 18c6b2 foi escolhida para a determinação das atividades, devido à melhor preservação das texturas indicativa de equilíbrio metamórfico. Nesta associação o coeficiente de atividade calculado da jadeíta foi de 0,102 ($\log a = -0,99$), como mostra a FIGURA 46, indicando que a atividade do componente jadeíta nesta rocha foi bastante superestimada pelo modelo de atividade de adotado pelo programa TWQEEU, mesmo admitindo-se a recristalização do plagioclásio.

FIGURA 46 - Cálculo do coeficiente de atividade da jadeíta na associação 18C6b2

A atividade do componente Ca-tschermackita no clinopiroxênio mostra-se ainda mais superestimada, com coeficiente de atividade igual a 0,045 ($\log a = -1,35$), como mostra a FIGURA 47.

FIGURA 47 - Cálculo do coeficiente de atividade do componente Ca-tschermackita no clinopiroxênio.

Utilizando-se os coeficientes de atividade calculados obtém-se um excelente equilíbrio, ilustrado na FIGURA 48, envolvendo 9 reações, sendo 4 delas independentes.

A geotermobarometria com os minerais das lâminas 18a e 18b apresentou bons resultados na paragênese das coronas (bytownita-ortopiroxênio) em associação com as bordas da granada, utilizando-se os componentes almandina, piropo, grossulária, quartzo, enstatita, ferrossilita, anortita, Al-ortopiroxênio (troca tschermackita no Opx).

Na maioria das associações usadas ocorrem discrepâncias entre os valores calculados os membros ferrosos e magnesianos das reações, devido a superestimação da pressão causada pela reação de desestabilização da molécula

piropo, que corresponde ao membro magnesiano da reação (15) FIGURA 49.

FIGURA 48 - Cálculo termobarométrico utilizando-se coeficientes de atividade para os componentes Jd e Ca-Tsc.

Estas diferenças nos cálculos pode ter sido provocada pela superestimativa da reação de desestabilização da molécula piropo e pode ser consequência da separação da granada dos minerais coroníticos, fazendo com que seu teor de Mg seja maior que o que o observada nas partes do cristal que estão em paragênese com o ortopiroxênio (implicando em maior probabilidade de equilíbrio). Porém, os resultados obtidos com os membros ferrosos devem ser mais realistas, devido à ao fato da reação de quebra da molécula almandina ser menos sensível a pequenas variações composicionais, pois os valores de ΔH e ΔS da reação $\text{Alm} = \text{Fs} + \text{Al-Opx}$ são maiores que os valores da reação $\text{Py} = \text{En} + \text{Al-Opx}$ (ARANOVICH & BERMAN 1997).

Em algumas associações onde as análises das bordas da granada foram feitas mais próximas das coronas os cálculos apresentaram equilíbrio entre as 6 reações dos membros ferrosos e magnesianos, permitindo então a obtenção de resultados

através de geotermômetros e geobarômetros definidos pela troca Fe-Mg entre Grt e Opx e do barômetro Grt-Opx-An-Qtz.

FIGURA 49 - Cálculo termobarométrico de associação coronítica mostrando desequilíbrio entre as reações de membros ferrosos e magnesianos

Estes cálculos, como o da associação 18bc2b4, mostrada na FIGURA 50, que resultou em condições entre 720° C e 8 kbar, são baseados em seis reações, sendo três independentes: $\text{Grt} = \text{Opx} + \text{Al-Opx(Tsc)}$, $\text{Alm} + \text{En} = \text{Py} + \text{Fs}$ e $\text{Opx} + \text{An} = \text{Grt} + \text{Qtz}$. Estes resultados confirmam a validade dos dados referentes à intersecção das reações dos membros ferrosos nos cálculos onde não foi obtido o equilíbrio de todas as reações.

As associações dos pseudomorfos de granada, como a da lâmina 18bc4b, também apresentaram equilíbrio do teor de Al no Opx, com geotermômetro Grt-Opx (2) e com os geobarômetros Grt-Opx-Pl-Qtz (5) e (7), porém com valores de temperatura um pouco menores que as obtidas nas coronas, pois os pseudomorfos representam um estágio mais avançado da reação $\text{Grt} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Opx} + \text{An}$, já durante o início do resfriamento, indicando condições de 720°C e 7,5 kbar (FIGURA 51).

FIGURA 50 - - Cálculo de associação Grt-Opx-Pla mostrando equilíbrio entre 6 reações.

tschermackita neste mineral, é pertinente, pois os experimentos realizados no trabalho acima citado, foram feitos com ortopiroxênio sintético com 2,9 a 5% em peso de Al_2O_3 e os analisados neste trabalho tem teores variando entre 0,9 a 1,2%, não requerendo grandes extrapolações do modelo de atividade. Além disto a não utilização deste componente gerou temperaturas muito altas, incompatíveis com os dados geológicos e petrográficos, como mostra o diagrama da FIGURA 52.

Também foram realizados cálculos nas associações de granada com plagioclásio e anfibólio que ocorrem como inclusões ou na matriz. Para estes cálculos utilizou-se o programa TWQEEU versão 1.0 de BERMAN (1992).

As diferenças observadas entre os anfibólios da matriz e em inclusões na granada analisadas no item Química Mineral, resultaram em valores geotermobarométricos diferentes, inclusive quanto à atividade de água, o que confirma serem de gerações distintas.

Os cálculos da associação da granada com suas inclusões de tschermackita e plagioclásio resultou em pressão de 8 kbar e temperatura entre 720 e 680° C e atividades de água entre 0,15 e 0,26, utilizando-se os componentes almandina, piropo, grossulária, anortita, albita, tremolita, actinolita, tschermackita, ferro-tschermackita, quartzo e água.

A determinação da atividade de água foi calculada à temperatura de 720° C na associação 18c6a3, onde o plagioclásio e o anfibólio estão inclusos na granada (FIGURA 53).

Foram calculadas 32 reações, porém somente 4 independentes, resultando em 232 intersecções. Estas foram tratadas no módulo *Intersx* do *software* TWQEEU, resultando no descarte de 84 reações devido ângulo menor que 20°, resultando então em um valor médio de $\text{Log } a(\text{água}) = -0,58$, com um desvio padrão de $\pm 0,14$, e pressão de $7,8 \pm 1$ kbar. Este erro é devido apenas à dispersão das intersecções e não se refere aos erros dos cálculos geotermobarométricos.

FIGURA 52 - Cálculo de associação coronítica 18bc1b sem a utilização do componente Al-Opx resultando em temperaturas irreais.

FIGURA 53 - Cálculo da atividade de água em associação incluída em granada

Utilizando o valor de Log a , que resulta em uma atividade de água de $0,263 \pm$

0,072, efetuou-se o cálculo com pressão e temperatura variáveis, resultando nas condições mais próximas do equilíbrio, representada pela FIGURA 54.

FIGURA 54 - Cálculo termobarométrico de associação granada-anfibólio (inclusão)-plagioclásio (inclusão).

As associações granada, plagioclásio e anfibólio da matriz resultaram em temperaturas mais baixas, em torno de 590 a 570° C, em pressão variando entre 6,0 e 7,2 kbar, indicando que este anfibólio foi recristalizado durante o retrometamorfismo.

O gráfico da FIGURA 55 mostra o cálculo da atividade de água para a associação externa 18bc2a, através das mesmas fases utilizadas nos cálculos acima.

O valor médio do $\text{Log } a = -1,36$ ($a = 0,043$), com desvio padrão de 0,28. Com este valor foram determinadas as condições de pressão e temperatura, resultando em 590° C e 7,2 kbar (FIGURA 56).

Outros cálculos em associações com anfibólios externos resultaram em valores de atividade de água entre 0,0346 e 0,066, que são extremamente baixos

para associações retrometamórficas, o que implica na presença de outro componente na fase fluida, provavelmente CO_2 como sugere ST-ONGE & IJEWLIW (1996).

FIGURA 55 - Cálculo da atividade de água de associação granada-anfibólio-plagioclásio da matriz.

10.2.3 Granada-biotita gnaisses

Deste conjunto foi estudada a lâmina 112b, que representa um granada-biotita gnaiss com hornblenda, magnetita e relíquias de clinopiroxênio. Dentre as fases analisadas não foi possível a obtenção de resultados do piroxênio, como discutido no item Química Mineral.

Apesar da rocha estar, devido à sua paragênese hidratada, aparentemente equilibrada na fácies anfibolito, a geotermobarometria, principalmente com o geotermômetro granada-biotita, indicou condições de metamorfismo na fácies granulito.

Os cálculos foram feitos com os componentes tremolita, ferro-tremolita, tschermackita, ferro-tschermackita, piropo, almandina, grossulária, flogopita,

annita e anortita, quartzo e água.

FIGURA 56 - Cálculo geotermobarométrico de associação granada-anfibólio-plagioclásio da matriz.

Com os resultados obtidos nas diversas associações observa-se que a hornblenda foi cristalizada ou recristalizada em um período metamórfico diferente do da biotita, apesar da não ocorrência de textura de desequilíbrio entre ambas fases, pois as temperaturas são sistematicamente mais baixas nas associações com hornblenda. Isto indica que o anfibólio é tardio em relação ao pico metamórfico, ao contrário da biotita, cuja associação com a granada registra temperaturas da fácies granulito.

Estas temperaturas mais altas da associação granada-biotita não seriam esperáveis, tendo em vista a maior taxa de difusão do Fe e do Mg na biotita relativamente ao anfibólio e a grande variação na partição destes elementos entre a granada e a biotita, em função da temperatura. Desta forma, seria esperável que a associação granada-biotita registrasse equilíbrios mais tardios que a associação granada-anfibólio, mesmo com a biotita cristalizada em condições mais próximas às

do pico metamórfico.

Porém uma explicação plausível para este fato é que a grande quantidade de biotita na rocha, em relação à granada e ao anfibólio, torna o mineral um reservatório "infinito" de Fe e Mg e, portanto, o reequilíbrio com a borda da granada é rapidamente diluído no grande volume de biotita, devido à alta taxa de difusão, fazendo com que a associação preserve os registros de alta temperatura.

A FIGURA 57 ilustra a diferença nas condições de temperatura de cristalização entre a biotita e a hornblenda, através do cálculo da associação granada (borda), biotita (borda) e hornblenda (núcleo).

FIGURA 57 - Cálculo de associação granada-anfibólio-biotita, mostrando desequilíbrio entre as fases.

Os registros geotermobarométricos mais preservados do metamorfismo obtidos com as análises do núcleo da granada indicam condições da fácies granulito e os cálculos com as análises das bordas registraram o início do resfriamento.

O diagrama da FIGURA 58 mostra estes resultados em associações cujas texturas com contatos poligonais são indicativos de equilíbrio. O cálculo que indica

condições de temperatura mais baixa é referente à associação da borda de uma granada com uma biotita com cerca de 30 μ de distância entre as análises. A linha de equilíbrio intermediário representa uma associação de biotita com o núcleo de uma granada com 0,12 mm de diâmetro e o equilíbrio divariante de maior temperatura refere-se ao núcleo de uma granada com 0,27 mm de diâmetro, calculado com a mesma análise de biotita do cálculo anterior.

FIGURA 58 - Registros termométricos diferentes de núcleo e borda das associações granada e biotita.

A associação granada + hornblenda + plagioclásio indicou valores de aproximadamente 640° C e pressões entre 6 e 7,5 kbar para os cálculos com análises de núcleo e cerca de 500° C e 4 kbar para os cálculos com análises das bordas.

Os diagramas da FIGURA 59 mostram dois cálculos, sem a as reações de desidratação (12c2n núcleo e 12c2b borda) de uma mesma associação mineral que apesar da textura de equilíbrio, mostrou uma dispersão de cerca de 80° C e 3 kbar nas intersecções.

- 1) $4 \text{ Grs} + 2 \text{ Py} + 12 \text{ aQtz} + 3 \text{ Ts} = 3 \text{ Tr} + 12 \text{ An}$
- 2) $10 \text{ Alm} + 20 \text{ Grs} + 60 \text{ aQtz} + 15 \text{ ts} = 6 \text{ FeTr} + 9 \text{ Tr} + 60 \text{ An}$
- 3) $5 \text{ Ts} + 12 \text{ aQtz} + 4 \text{ Grs} + 2 \text{ Alm} = 12 \text{ An} + 3 \text{ Tr} + 2 \text{ FeTs}$
- 4) $3 \text{ Tr} + 5 \text{ Alm} = 5 \text{ Py} + 3 \text{ FeTr}$
- 5) $5 \text{ Alm} + 4 \text{ Grs} + 12 \text{ AQtz} + 3 \text{ Ts} = 3 \text{ FeTr} + 3 \text{ Py} + 12 \text{ An}$
- 6) $\text{Ts} + \text{Alm} = \text{Py} + \text{FeTs}$
- 7) $4 \text{ Grs} + 5 \text{ Py} + 12 \text{ AQtz} + 3 \text{ FeTs} = 3 \text{ Tr} + 12 \text{ An} + 3 \text{ Alm}$
- 8) $3 \text{ FeTs} + 12 \text{ AQtz} + 4 \text{ Grs} + 2 \text{ Alm} = 12 \text{ An} + 3 \text{ FeTr}$
- 9) $4 \text{ Grs} + 2 \text{ Py} + 12 \text{ AQtz} + 5 \text{ FeTs} = 2 \text{ Ts} + 3 \text{ FeTr} + 12 \text{ An}$
- 10) $20 \text{ Grs} + 10 \text{ Py} + 60 \text{ aQtz} + 15 \text{ FeTs} = 9 \text{ FeTr} + 6 \text{ Tr} + 60 \text{ An}$
- 11) $3 \text{ Tr} + 5 \text{ FeTs} = 5 \text{ Ts} + 3 \text{ FeTr}$

FIGURA 59 - Cálculos geotermobarométricos de associações de núcleo e borda de granada, anfibólio e plagioclásio.

A atividade da fase fluida foi determinada através da associação da lâmina 12c4n3 e indicou 647° C e 7,4 kbar (FIGURA 60). Este cálculo refere-se ao núcleo da hornblenda com a borda da granada em contato e com o núcleo do plagioclásio e esta associação foi escolhida por apresentar maior convergência de intersecções das reações sem a utilização de água.

A atividade de água foi determinada em 0,158 ($\log a = -0,8 \pm 0,05$) no gráfico pressão por $\log a$, que foi calculado através dos componentes Alm, Py, Grs, Qtz, Ts, FeTs, Tr e FeTr. O valor obtido é extremamente baixo e mesmo admitindo-se uma margem de erro grande, deve ser reflexo da presença de outro componente na fase fluida, como foi citado anteriormente em relação aos granulitos básicos.

FIGURA 60 - Condições de fluidos (atividade de água) nos granada-biotita gnaisses calculados pela associação de núcleo granada-anfibólio-plagioclásio.

10.2.4 Gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos

Os cálculos geotermobarométricos da lâmina 57a basearam-se nas

associações clinopiroxênio-plagioclásio-ortopiroxênio e granada-ortopiroxênio-plagioclásio, cujas texturas indicam equilíbrio. Tais associações apresentaram resultados coerentes entre si, inclusive quando calculadas com minerais que não estão em contato, indicando que a rocha encontra-se em um razoável equilíbrio químico.

Já na lâmina 46b os cálculos restringiram-se às associações granada-biotita, devido à má qualidade das análises dos piroxênios, como foi citado anteriormente.

A associação granada-ortopiroxênio-plagioclásio em paragênese em um único local da lâmina 57c2c indicou condições de 770° C e 8,5 kbar, através das reações dos membros ferrosos (FIGURA 61). As reações dos membros magnesianos superestimaram a pressão, tal qual observado nas associações coroníticas dos granulitos básicos, e a geotermobarometria baseada nestes membros e na troca tschermackita no Opx (a-Opx) potencializam o erro, devido à baixa relação $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ dos minerais, situada, entre 0,11 e 0,13 na granada e 0,28 e 0,30 no ortopiroxênio.

As associações clinopiroxênio-plagioclásio-ortopiroxênio, como a da lâmina 57c1n3 apresentam nítidas texturas de equilíbrio paragenético. Tais associações indicaram condições entre 780 a 790° C e 7,5 a 7,7 kbar (FIGURA 62). Estes valores são semelhantes aos obtidos com os membros ferrosos da associação granada-ortopiroxênio-plagioclásio, reforçam a hipótese da superestimativa da pressão pelas reações com membros magnesianos e da validam os resultados obtidos pelas reações dos membros ferrosos.

FIGURA 61 - Geotermobarometria da associação Grt-Opx-Pla do gnaiss charnockítico.

FIGURA 62 - Condições de equilíbrio da associação Opx-Cpx-Pl presente nos gnaisses charnockíticos.

As condições de P-T mais prováveis em que a rocha foi metamorfisada estão

representadas na FIGURA 63, calculada com base em associações que mostram-se texturalmente mais equilibradas. A área negra que representa estas condições está demarcada pelo geotermômetro da troca Fe-Mg entre orto- e clinopiroxênio e os geobarômetro clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo (associação 57C3N) e as reações das fases Alm, a-Opx, Grs, Fs, An e α Qtz da associação 57C2C.

Foram feitos também cálculos em associações de biotita inclusa e externa à granada apresentando dispersão de 100° C (FIGURA 64). Isto pode representar diferentes estágios de reequilíbrio, porém algumas associações que indicam temperaturas superiores às obtidas pelo geotermômetro ortopiroxênio-clinopiroxênio e pelos equilíbrios granada-ortopiroxênio-plagioclásio, permite interpretar que tais temperaturas não são geologicamente factíveis e que os pontos analisados não estão em equilíbrio, devido à distância entre as análises da granada e a biotita.

Já na lâmina 46b os cálculos do geotermômetro granada-biotita apresentaram resultados mais coerentes entre si, como mostra a FIGURA 64, onde a associação 46c2n é referente a uma pequena inclusão de biotita na granada, enquanto a associação 46c2b corresponde à borda desta granada com biotita em sombra de pressão. A associação 46c3n, que fornece temperaturas mais altas, refere-se a uma granada em contato com um cristal de biotita presente em um golfo da mesma.

Excetuando alguns cálculos do geotermômetro granada biotita da lâmina 57a, os valores obtidos pelas diversas reações em todas associações das duas lâminas foram razoavelmente consistentes, como mostra a FIGURA 66, onde estão plotados todos os cálculos de associações com confiabilidade textural e analítica.

FIGURA 63 - Condições de P e T dos gnaisses charnockíticos indicadas pelas associações Grt-Opx-Pls e Cpx-Opx-Pl.

FIGURA 64 - Termometria das associações granada-biotita presentes na lâmina 57a.

FIGURA 65 - Cálculos geotermométricos das associações granada-biotita da lâmina 46b.

FIGURA 66 - Condições de P-T dos gnaisses charnockíticos, definidas pelas associações das lâminas 57a e 46b.

Nestas rochas foram definidas as condições de P-T (FIGURA 67) com base no geotermômetro da lâmina 46b e do geobarômetro da lâmina 57a, assumindo-se a

paragênese granada-biotita-plagioclásio-feldspato potássico e atividade da água no fluido de aproximadamente 0,1.

10.2.5 Biotita-granada gnaisses miloníticos

Estas rocha apresentam biotita cristalizada em sombras de pressão de porfiroclastos de granada gerados pelo cisalhamento. O protólito do milonito esteve na fácies granulito, como indicado pela presença de relíquias de porfiroclastos de feldspato finamente pertítico e pela composição dos porfiroclastos de granada, enriquecida na molécula piropo e em desequilíbrio com a biotita. Isto resulta em temperatura muito alta, incompatível com os processos geológicos da região, como mostra a FIGURA 68.

FIGURA 67 - Equilíbrio entre granada, plagioclásio, biotita, ortoclásio e água, para $a_{\text{água}} = 0,1$ em gnaiss charnockítico.

FIGURA 68 - Cálculo geotermométrico com análises do núcleo de porfiroblasto de granada e biotita da sombra de pressão, mostrando temperaturas muito altas, incompatíveis com a paragênese da rocha, evidenciando desequilíbrio metamórfico entre as fases.

A temperatura do cisalhamento foi estimada através de análises das bordas pares biotita-granada da associação 16c2b2 (FIGURA 69), resultando em valores entre 520 e 550° C, compatíveis com as texturas indicativas de condições dúcteis para os feldspatos.

10.2.6 Sillimanita-granada-biotita gnaisses

As condições P-T fornecidas pelos cálculos geotermobarométricos nesta rocha indicaram metamorfismo em temperatura compatível com a fácies anfibolito e pressão relativamente baixa, diferente do ocorrido nas outras rochas.

As fases consideradas nos cálculos foram granada, biotita, plagioclásio sillimanita e quartzo, que propiciam apenas duas reações de cálculos geotermobarométricos.

Os cálculos geotermobarométricos nesta rocha mostraram o desequilíbrio entre a biotita e algumas relíquias de porfiroblastos de granada em arranjos

texturais ora de equilíbrio, ora de desequilíbrio.

FIGURA 69 - Estimativa da temperatura do cisalhamento dúctil, através da termometria da associação de borda de granada com biotita em sombra de pressão.

Devido ao fato da rocha ser constituída de por uma grande proporção de biotita, pode-se considerá-la um reservatório "infinito" de Fe e Mg, cuja composição seria, portanto, pouco afetada pelo reequilíbrio durante o resfriamento, contrariamente ao que ocorre com a granada. Assim, foi mais conveniente efetuar cálculos com as associações da biotita, tanto com análises de núcleos como de bordas de granada.

A FIGURA 70 mostra que os núcleos de alguns porfiroblastos de granada nunca estiveram em equilíbrio com a biotita. Assim, a granada deve representar relíquias de um evento metamórfico anterior, no qual a rocha deveria possuir um volume composicional diferente do atual, modificado por processos metassomáticos nos eventos metamórficos subsequentes.

Porém, a geotermobarometria em associações com granada granoblástica, mostraram condições mais realistas de temperatura e devem registrar equilíbrios

referentes ao último evento metamórfico. A associação 36c1n com análises dos núcleos dos minerais, representa as condições mais próximas do pico referente ao último metamorfismo (FIGURA 71). Porém estes dois equilíbrios divariantes não devem ser simultâneos, pois a reação $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Py} + \text{Ann}$ é muito sensível a reequilíbrios durante o resfriamento, ao contrário da reação $\text{An} = \text{Grs} + \text{Qtz} + \text{Sil}$.

FIGURA 70 - Cálculo geotermobarométrico mostrando temperatura muito alta, que indica a incompatibilidade da associação da granada com a biotita no atual volume composicional da rocha.

Isto se deve ao fato da reação $\text{An} = \text{Grs} + \text{Qtz} + \text{Sil}$ possuir grande variação de volume molar e, por não envolver membros finais ferro-magnesianos, torna-se independente da troca Fe-Mg entre as fases durante o resfriamento, o que a torna um geobarômetro para o pico bórico do metamorfismo.

Já a reação $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Py} + \text{Ann}$, apesar da grande entalpia e entropia da reação e dos inúmeros estudos e calibrações, possui pouca utilidade na obtenção de dados referentes ao pico térmico da rocha, devida à alta taxa de difusão da troca

Fe-Mg na biotita durante o resfriamento regional.

FIGURA 71 - Condições metamórficas registradas pela associação núcleo de granada granoblástica com biotita, plagioclásio e sillimanita.

O pico bórico deste evento metamórfico dado por esta associação deve localizar-se na linha do equilíbrio $An = Grs + Qtz + Sil$, porém o pico térmico deve ocorrer a temperaturas pouco superiores ao registrado devido ao reequilíbrio retrometamórfico.

Na FIGURA 72 estão plotados os cálculos com composições de núcleo da granada e dois com análises das bordas dos minerais. Nota-se que um dos cálculos de borda mostrou o mesmo equilíbrio da reação $An = Grs + Qtz + Sil$, com leve reequilíbrio do geotermômetro granada-biotita e o cálculo da associação em azul da associação 36c1b mostrou um reequilíbrio também do geobarômetro.

FIGURA 72 - Geothermobarometria das associações com análises de núcleo (vermelho) e borda (azul e verde) do silimanita-granada-biotita gnaíse.

10.3 Resultados Obtidos com a Geothermobarometria Clássica

10.3.1 Granulitos básicos

Os cálculos geothermobarométricos tradicionais para a assembléia da matriz, composta por granada-clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo, foram efetuados no *software* PTMAFIC de SOTO (1993). Algumas calibrações do geotermômetro Grt-Cpx deste programa foram descartadas por motivos diversos, tais como: a de MYSIEN & HEIR (1972) por ter sido elaborada para eclogitos e por não levar em conta o efeito da pressão; a de MORI & GREEN (1978) por ser um trabalho experimental feito na faixa de 950 - 1500° C e 30 - 40 kbar; a de DAHL (1980) por ser aplicável apenas em rochas da fácies anfibolito alto e granulito baixo e a de SENGUPTA *et al.* (1989) por ser uma correção da calibração de ELLIS & GREEN (1979) para rochas ricas em Mn, que superestima a temperatura em rochas com granada rica na molécula almandina, o que de fato foi observado em alguns cálculos

do presente trabalho.

Os cálculos foram realizados com Fe^{3+} estimado por balanço de carga feito através do *software* MINPET e também com Fe^{2+} como Fe_{total} . Em princípio o segundo modo seria mais apropriado, pois todas as calibrações são baseadas apenas na distribuição do Fe^{2+} e do Mg entre as fases. Porém, a estimativa da quantidade de Fe^{3+} nos minerais é fortemente influenciável pela qualidade da análise, o que faz com que somatória baixa de cátions terá toda a deficiência de carga atribuída à presença de Fe^{3+} , que será, então, superestimado, provocando erros adicionais na geotermobarometria.

Para a associação 18c6b2 o cálculo no TWQEEU 2.02b resultou em 840° C e 10,2 kbar, enquanto a geotermobarometria tradicional (TABELA 4) forneceu valores médios de 690° C com cálculos com o Fe^{3+} estimado e 740° C com $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}}$, e pressões respectivamente de 7,8 e 7,6 kbar.

TABELA 4 - Geotermobarometria dos granulitos básicos com a associação Grt-Cpx-Pls em contato mútuo.

18c6b	Fe^{3+} estim.	$\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}}$	18c6b	Fe^{3+} estim.	$\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}}$
Grt-Cpx	8 kbar	8 kbar	Grt-Cpx-Pl	690° C	770° C
Raheim & Green (1974)	648	692	Perkins & Newton (1981)	6,1	6,2
Ellis & Green (1979)	717	765	Moecher <i>et al.</i> (1988) - (6)	8,9	7,9
Ganguly (1979)	809	852	Moecher <i>et al.</i> (1988) - (4)	7,0	7,2
Powell (1985)	697	746	Powell & Holland (1988)	8,0	8,0
Krogh (1988)	669	721	Eckert <i>et al.</i> (1991)	8,8	8,8
Pattison & Newton (1089)	603	682			
Média	690,5° C	743,0° C	Média	7,8 kbar	7,6 kbar

As temperaturas relativamente baixas obtidas através do primeiro método indicam que deve ter havido superestimativa do Fe^{3+} no clinopiroxênio e a temperatura real deve situar-se entre esta e a obtida com o cálculo com $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}}$. Já os cálculos de pressão não são significativamente influenciados pela estimativa Fe^{3+} , pois utilizada a molécula andradita nos cálculos, o que diminuiria o conteúdo de grossulária e, conseqüentemente, a pressão calculada.

Na associação 18bc2n, os cálculos tradicionais geraram valores médios de

720° C a 11 kbar para o cálculo com Fe^{3+} estimado e 790° C a 11,8 kbar para $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}}$ (TABELA 5), valores estes um pouco inferiores aos calculados com o TWQEEU 202b, que indicou condições de 805° C a 13,8 kbar.

TABELA 5 - Geotermobarometria da associação da matriz Grt-Cpx-Pla com Grt e Cpx separados pelo desenvolvimento das coronas.

18bc2n	Fe^{3+} estim.	$\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}}$	18bc2n	Fe^{3+} estim.	$\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}}$
Grt-Cpx	11,5 kbar	11,5 kbar	Grt-Cpx-Pl	725° C	795° C
Raheim & Green (1974):	647	703	Perkins & Newton (1981)	9,1	9,8
Ellis & Green (1979)	753	822	Moecher <i>et al.</i> (1988) - (6)	12,5	14,2
Ganguly (1979)	816	874	Moecher <i>et al.</i> (1988) - (4)	10,0	10,8
Powell (1985)	735	806	Powell & Holland (1988)	10,9	11,6
Krogh (1988)	722	800	Eckert <i>et al.</i> (1991)	11,8	12,5
Pattison & Newton (1981)	668	764			
Média	723,5° C	794,8° C	Média	10,9 kbar	11,8 kbar

Os cálculos geotermobarométricos tradicionais nas associações coroníticas, representadas pela assembléia borda de granada, plagioclásio e ortopiroxênio coroníticos foram efetuados com planilha de RECHÉ & MARTINEZ (1996). Na grande maioria destes cálculos não houve superestimativa da temperatura, como ocorreu no TWQEEU, quando não utilizado o componente Al-Opx.

Nestas associações foi evitada a utilização do cálculo de LAL (1993) para o membro magnésiano da reação $\text{Grt} + \text{Qtz} = \text{Opx} + \text{Pl}$ (reação 9), pois com o aumento da temperatura utilizada, houve decréscimo da pressão, mostrando um coeficiente angular negativo para a reação, o que não é observado em nem um outro trabalho. Outras calibrações que se mostraram problemáticas foram as baseadas na solubilidade de Al em Opx, principalmente a de HARLEY & GREEN (1982) que superestimou as pressões em todas as associações calculadas, gerando valores entre 2 e 6 kbar acima da média. Já o cálculo HARLEY (1984b) mostrou resultados compatíveis nas associações 18bc1b (granulito básico), onde a pressão obtida foi de 9,7 kbar, enquanto a média foi de 8,8 kbar, e na associação 57c2c dos gnaisses charnockíticos, cujo cálculo com esta calibração gerou 8,2 kbar enquanto a média foi de 9,6 kbar. Esta calibração, entretanto, subestimou em cerca de 4 kbar as

pressões obtidas nas associações que geraram melhores equilíbrios no TWQEEU.

A associação coronítica 18bc1b apresentou condições metamórficas de 8,9 kbar e 780° C para as reações dos membros ferrosos, calculadas no TWQEEU, apresentou valor menor de temperatura que os cálculos tradicionais cuja média foi de 830 °C, porém os valores de pressão foram bastante consistentes, como se observa na TABELA 6.

Assembléias com Opx que mostraram equilíbrio entre os componentes magnesianos e ferrosos, como a da associação 18bc2b4 e a da associação presente nos pseudomorfos representada pela 18bc4b, mostraram comportamento inverso das associações acima quando comparadas com os resultados do TWQEEU, com valores de pressão maiores no segundo caso, pois nestes cálculos os equilíbrios $\text{Grt} = \text{Al-Opx} + \text{Qtz}$ não são influenciados pela a atividade da An, que por ser menor nestas associações, pois os plagioclásios são mais sódicos, diminuem as pressões calculadas pela geotermobarometria tradicional.

TABELA 6 - Condições de P-T segundo a geotermobarometria tradicional de associação Grt-Opx-Pl.

18bc1b Geobarômetro Grt-Pl-Opx-Qtz	800° C	830° C	18bc1b Geotermômetro Grt-Opx	8,5 kbar	9,0 kbar
Newton & Perkins (1982)	8,1	8,2	Aranovich (1984)	945,4	947,6
Bohlen <i>et al.</i> (1983a)	7,4	7,7	Sen & Bhattacharya (1984)	827,5	830,6
Perkins & Chipera (1985) – Mg	11,2	11,4	Harley (1984a)	741,6	744,3
Perkins & Chipera (1985) – Fe	12,3	12,7	Lee & Ganguly (1988)	910,5	913,3
Powell & Holland (1988) – Mg	7,6	7,6	Bhattacharya <i>et al.</i> (1991)	847,0	852,4
Moecher <i>et al.</i> (1988) – Fe	9,2	9,6	Lavrent'eva & Perchuk (1990)	770,7	772,9
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) – Mg	10,0	10,2	Lal (1993)	807,3	809,9
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) – Fe	7,5	7,8			
Lal (1993) – Fe	5,3	5,6			
Eckert <i>et al.</i> (1991) – Mg	5,9	6,0			
Média	8,5 kbar	8,8 kbar	Média	835,7° C	838,7° C

A associação coronítica 18bc2b4 apresentou nos cálculos termobarométricos tradicionais valores médios de 680° C e 7,2 kbar (TABELA 7), enquanto no TWQEEU a associação mostrou equilíbrio em 720° C e 8 kbar.

TABELA 7 - Geotermobarometria tradicional da associação 18bc2b4.

18bc2b4 Geobarômetro Grt-Pl-Opx-Qtz	700° C	750° C	18bc2b4 Geotermômetro Grt-Opx	7 kbar	8 kbar
Newton & Perkins (1982)	6,6	6,8	Aranovich (1984)	760,8	765,0
Bohlen <i>et al.</i> (1983a)	9,4	10,1	Sen & Bhattacharya (1984)	649,4	655,0
Perkins & Chipera (1985) – Mg	9,6	10,1	Harley (1984a)	606,6	611,4
Perkins & Chipera (1985) – Fe	11,5	12,3	Lee & Ganguly (1988)	727,5	732,6
Powell & Holland (1988) – Mg	6,1	6,2	Bhattacharya <i>et al.</i> (1991)	701,0	710,5
Moecher <i>et al.</i> (1988) – Fe	8,8	9,5	Lavrent'eva & Perchuk (1990)	643,1	647,3
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) – Mg	7,5	7,8	Lal (1993)	698,2	703,0
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) – Fe	6,3	7,0			
Lal (1993) – Fe	4,9	5,5			
Eckert <i>et al.</i> (1991) – Mg	4,7	4,9			
Média	7,5 kbar	8,0 kbar	Média	684° C	689° C

Os pseudomorfos representados pela associação 18bc4b apresentaram resultados semelhantes entre os cálculos tradicionais e os obtidos pelo TWQEEU, sendo que a média dos primeiros indica condições metamórficas de 7 kbar a 700° C (TABELA 8) e o segundo 7,5 kbar a 710° C.

TABELA 8 - Cálculos por geotermobarometria classica para a associação Grt-Opx-Pl de pseudomorfos de granada.

18bc4b Geobarômetro Grt-Pl-Opx-Qtz	700° C	750° C	18bc4b Geotermômetro Grt-Opx	7,0 kbar	7,5 kbar
Newton & Perkins (1982)	6,4	6,5	Aranovich (1984)	780,9	782,9
Bohlen <i>et al.</i> (1983a)	8,9	9,6	Sen & Bhattacharya (1984)	666,0	668,9
Perkins & Chipera (1985) – Mg	9,7	10,2	Harley (1984a)	619,3	621,7
Perkins & Chipera (1985) – Fe	10,9	11,6	Lee & Ganguly (1988)	741,8	744,3
Powell & Holland (1988) – Mg	5,8	5,9	Bhattacharya <i>et al.</i> (1991)	710,3	715,1
Moecher <i>et al.</i> (1988) – Fe	8,2	8,9	Lavrent'eva & Perchuk (1990)	661,2	663,3
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) – Mg	7,1	7,4	Lal (1993)	713,5	715,9
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) – Fe	6,2	6,8			
Lal (1993) – Fe	4,7	5,4			
Eckert <i>et al.</i> (1991) – Mg	4,4	4,6			
Média	7,2 kbar	7,7 kbar	Média	699° C	702° C

Os cálculos com assembléias com anfibólios feitos com o *software* PTMAFIC resultaram em valores de P-T menores que os do TWQEEU, mas confirmaram a conclusão que o anfibólio da matriz é retrometamórfico e o incluso na granada mantém registros de condições mais altas do metamorfismo.

A associação 18C6b3, com análises do núcleo de granada e das suas inclusões de anfibólio e plagioclásio, indicaram nos cálculos tradicionais condições entre 610° C e 650° C a 7 kbar (TABELA 9), enquanto no TWQEEU a associação resultou em condições de 720° C e 7,4 kbar.

Os baixos valores de temperatura obtidos no PTMAFIC, em relação ao obtido no TWQEEU são devidos principalmente ao alto teor de Fe^{3+} do anfibólio obtido com o cálculo pela média entre as fórmulas 13CNK e 15NK.

TABELA 9 - Geotermobarometria da associação de granada com suas inclusões de plagioclásio e anfibólio em granulito básico.

18C6a3 Geotermômetro Grd-Amp		18C6a3 Geobarômetro Grt-Pl-Amp	610° C
Grahan & Powell (1984)	625,3	Kohn & Spear (1990) - Mg	7,0
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	598,7	Kohn & Spear (1990) - Fe	7,1
Média	612,0° C	Média	7,0 kbar

As assembléias com anfibólio e plagioclásio externo, foram representadas pela associação 18bc2a, que também apresentou temperatura menor nos cálculos tradicionais (TABELA 10), porém com diferenças menos significativas, relativamente ao TWQEEU. Os valores médios obtidos foram de 537° C e 7,5 kbar e no TWQEEU, de 592° C e 7,2 kbar.

TABELA 10 - Cálculo da associação Grt (borda) - Pl (borda) - Amp (externo).

18bC2a Geotermômetro Grt-Amp		18bC2a Geobarômetro Grt-Pl-Amp	540° C
Grahan & Powell (1984)	564	Kohn & Spear (1990) Mg	7,4
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	510	Kohn & Spear (1990) Fe	7,6
Média	537° C	Média	7,5 kbar

10.3.2 Granada-biotita gnaisses

Os cálculos geotermométricos tradicionais das associações granada-biotita neste litotipo foram efetuados na planilha de RECHÉ & MARTINEZ (1996).

A associação 12c3n1, que registra as condições de temperatura mais próximas do pico metamórfico, cujo cálculo no TWQEEU 1.01a indicou 820° C a 7 kbar, nos cálculos tradicionais resultou numa temperatura média de 760° C (TABELA 11), confirmando as condições de fácies granulito no metamorfismo destas rochas.

TABELA 11 - Geotermometria do par Grt-Bi dos núcleos dos minerais do granada-biotita gnaiss, onde 1 e 2 correspondem a diferentes equações de calibração.

12C3N1	
Geotermômetro	7 kbar
Grt-Bi	
Thompson (1976)	743,0
Goldman & Albee (1977) - 1	614,0
Goldman & Albee (1977) - 2	689,5
Ferry & Spear (1978)	763,9
Lavrent'eva & Perchuck (1981)	695,7
Hodges & Spear (1982)	849,7
Pigage & Greenwood (1982)	987,1
Ganguly & Saxena (1984) - 1	765,2
Ganguly & Saxena (1984) - 2	754,4
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	799,8
Indares & Martignole (1985) - 1	728,6
Indares & Martignole (1985) - 2	843,7
Dasgupta <i>et al.</i> (1991)	861,1
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 1	691,2
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 2	668,2
Média	760° C

Já as análises das bordas da biotita e da granada em textura poligonizada da associação 12c3b resultaram em temperatura de 705° C no TWQEEU e num valor médio de 650° C nos cálculos tradicionais (TABELA 11).

Os cálculos geotermométricos do par granada-anfibólio forneceram valores médios de temperatura menores que os do TWQEEU, como ocorreu nos granulitos básicos, porém o geobarômetro granada-anfibólio-plagioclásio mostrou valores maiores nos cálculos tradicionais.

TABELA 11 - Temperaturas indicadas pela associação de borda granada-biotita do granada-biotita gnaiss.

12c3b -Geotermômetro Grt-Bi	7,0 kbar	8,5 kbar
Thompson (1976)	647,3	658,5

Goldman & Albee (1977) - 1	549,4	549,4
Goldman & Albee (1977) - 2	579,8	579,8
Ferry & Spear (1978)	634,4	640,4
Lavrent'eva & Perchuck (1981)	631,3	635,5
Hodges & Spear (1982)	704,0	709,8
Pigage & Greenwood (1982)	817,7	823,8
Ganguly & Saxena (1984) - 1	663,6	669,6
Ganguly & Saxena (1984) - 2	651,4	657,4
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	710,9	723,4
Indares & Martignole (1985) - 1	585,0	590,7
Indares & Martignole (1985) - 2	675,2	681,3
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 1	601,0	602,0
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 2	561,6	563,0
Média	642° C	647° C

A associação de núcleo 12C4n3, indicou condições de 570° C e 8 kbar no PTMAFIC (TABELA 12), cerca de 70° C abaixo que os resultados obtidos no TWQEEU, que foram de 640° C a 7,4 kbar.

TABELA 12 - Geotermobarometria tradicional da associação Grt-Pl-Amp, com as análises de núcleo de minerais do granada-biotita gnaiss.

12C4n3 Geotermômetro Grt-Amp		12C4n3 Geobarômetro Grt-Pl-Amp	570° C
Grahan & Powell (1984)	588,6	Kohn & Spear (1990) - Mg	8,0
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	546,1	Kohn & Spear (1990) - Fe	8,2
Média	567° C	Média	8,1 kbar

Já a associação 12C2b, composta por análises de bordas, indicou valores discrepantes mais entre os dois métodos geotermobarométricos, principalmente em relação à pressão, pois resultou em 450° C e 6,7 kbar nos cálculos tradicionais (TABELA 13) e 500° C e 4,2 kbar TWQEEU.

TABELA 13 - Cálculo com análises de borda da associação Grt-Pl-Amp.

12C2b Geotermômetro Grt-Amp		12C2b Geobarômetro Grt-Pl-Amp	450° C
Grahan & Powell (1984)	539	Kohn & Spear (1990) - Mg	6,6
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	523	Kohn & Spear (1990) - Fe	7,1
Média	453° C	Média	6,7 kbar

10.3.3 Gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos

Os cálculos da associação 57c2c, composta pela assembléia granada-ortopiroxênio-plagioclásio, mostraram-se consistentes entre ambos métodos, com resultados levemente maiores nos cálculos tradicionais (810° C e 9,6 kbar) e 770° C e 8,5 kbar no TWQEEU, como pode ser visto na TABELA 14. Já a calibração de ARANOVITCH (1984) superestimou a temperatura (915° C), como ocorreu no TWQEEU, quando não utilizado o componente Al-Opx.

Esta comparação valida a utilização do componente Al-Opx nos cálculos com o TWQEEU, pois o desequilíbrio entre os membros ferrosos e magnesianos nos cálculos deste *software* é causado pela superestimativa da pressão pelos membros magnesianos e, como a rocha possui alta razão Fe/Mg, os valores obtidos pelos equilíbrios dos membros ferrosos, são bastante consistentes.

Nos cálculos geotermométricos tradicionais as associação granada-biotita geraram temperaturas menores que as obtidas nos cálculos da associação granada-ortopiroxênio, ao contrário do TWQEEU, que resultou em valores semelhantes ou um pouco maiores. O cálculo da associação 57c1in2 indicou 700° C a pressões entre 8 e 9,5 kbar, valor significativamente menor que os 800° C obtidos na associação granada-ortopiroxênio da mesma lâmina.

TABELA 14 - Geotermobarometria tradicional da associação Grt-Opx-Pl nos gnaisses charnockíticos.

57c2c Geobarômetro Grt-Pl-Opx-Qtz	760° C	800° C	57c2c Geotermômetro Grt-Opx	9,0 kbar	9,5 kbar
Newton & Perkins (1982)	8,5	8,7	Sen & Bhattacharya (1984)	818,4	821,7
Bohlen <i>et al.</i> (1983a)	10,9	11,5	Harley (1984a)	739,9	742,6
Perkins & Chipera (1985) - Mg	14,7	15,3	Lee & Ganguly (1988)	887,2	890,0
Perkins & Chipera (1985) - Fe	11,9	12,6	Bhattacharya <i>et al.</i> (1991)	802,5	807,9
Powell & Holland (1988) - Mg	8,1	8,3	Lavrent'eva & Perchuk (1990)	800,6	803,0
Moecher <i>et al.</i> (1988) - Fe	8,9	9,5	Lal (1993)	817,3	819,8
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) - Mg	7,0	7,3			
Bhattacharya <i>et al.</i> (1991) - Fe	7,9	8,5			
Lal (1993) - Fe	6,8	7,4			
Eckert <i>et al.</i> (1991) - Mg	6,7	7,0			
Média	9,1 kbar	9,6 kbar	Média	809,5° C	812,7° C

A associação 46c2n granada (núcleo) e biotita (inclusão) gerou temperatura média de 674° C a 9,6 kbar (TABELA 15), enquanto o TWQEEU forneceu 780° C para a mesma pressão. Já a associação 46c2b resultou 690° C na planilha e 810° C no TWQEEU, na mesma pressão.

TABELA 15 - Cálculo de associações granada-biotita compostas por análises de núcleo (46c2n) e borda (46c2b).

46c2n Geotermômetro Gt-Bi	9,6 kbar	46c2b Geotermômetro Gt-Bi	9,5 kbar
Thompson (1976)	674,0	Thompson (1976)	686,0
Goldman & Albee (1977) - 1	554,2	Goldman & Albee (1977) - 1	562,5
Goldman & Albee (1977) - 2	556,9	Goldman & Albee (1977) - 2	560,6
Ferry & Spear (1978)	654,5	Ferry & Spear (1978)	670,7
Lavrent'eva & Perchuck (1981)	643,7	Lavrent'eva & Perchuck (1981)	652,0
Hodges & Spear (1982)	722,9	Hodges & Spear (1982)	745,9
Pigage & Greenwood (1982)	816,6	Pigage & Greenwood (1982)	860,8
Ganguly & Saxena (1984) - 1	689,2	Ganguly & Saxena (1984) - 1	741,2
Ganguly & Saxena (1984) - 2	681,0	Ganguly & Saxena (1984) - 2	730,3
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	736,8	Perchuck <i>et al.</i> (1985)	754,1
Indares & Martignole (1985) - 1	710,2	Indares & Martignole (1985) - 1	727,5
Indares & Martignole (1985) - 2	802,6	Indares & Martignole (1985) - 2	841,6
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 1	628,3	Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 1	623,1
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 2	610,6	Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 2	585,1
Média	674°C	Média	692°C

10.3.4 Biotita-granada gnaisses miloníticos

A associação 16c2b1, formada por uma análise da borda de um porfiroblasto de granada com uma análise de biotita cristalizada em sua sombra de pressão, forneceu temperatura próxima a 480° C em pressões entre 5 e 6 kbar nos cálculos tradicionais (TABELA 16). Esta temperatura corresponde ao limite entre as fácies xisto verde e anfibolito, mas no TWQEEU 2.02b a temperatura é levemente superior, situando a cerca de 530°C, que deve estar mais próxima das condições térmicas da milonitização, tendo em vista o comportamento essencialmente dúctil do feldspato, observado na petrografia.

Para estes litotipos foram descartados os cálculos feitos com versão 1.02 do

TWQEEU porque os valores de P-T situaram-se no campo de estabilidade da andaluzita, que não está presente na assembléia mineral.

TABELA 16 - Geotermometria do par Grt-Bt indicando temperaturas relacionadas ao cisalhamento.

16c2b1 Geotermômetro Grt-Bt	5 kbar	6 kbar
Thompson (1976)	484,8	491,0
Goldman & Albee (1977) - 1	450,9	451,0
Goldman & Albee (1977) - 2	390,4	390,4
Ferry & Spear (1978)	441,5	444,7
Lavrent'eva & Perchuck (1981)	516,8	519,3
Hodges & Spear (1982)	476,2	479,3
Pigage & Greenwood (1982)	523,9	527,1
Ganguly & Saxena (1984) - 1	504,2	507,4
Ganguly & Saxena (1984) - 2	498,0	501,2
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	541,2	548,6
Indares & Martignole (1985) - 1	435,3	438,5
Indares & Martignole (1985) - 2	473,6	476,8
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 1	481,6	482,2
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 2	453,1	453,9
Média	477[±] C	480,0[±] C

10.3.5-Sillimanita-granada-biotita gnaisses

Estas rochas propiciam uma importante comparação dos dados geotermobarométricos com os campos de estabilidade dos aluminossilicatos, como a associação 36c1b, composta por análises de borda dos minerais, que gerou condições de 545° C e 1,2 kbar quando calculada pelo TWQEEU 1.02, nitidamente fora do campo de estabilidade da sillimanita. O mesmo ocorre com a maioria cálculos tradicionais, apresentados na TABELA 17, cujo valor médio é de 550° C a 2 kbar e na versão 2.02b do TWQEEU, com valores de 600° C e 2,4 kbar. Portanto fica claro que o geotermômetro Grt-Bt e o geobarômetro Grt-Pl-Sil-Qtz registram condições metamórficas que não ocorreram concomitantemente, principalmente nos cálculos das bordas das associações.

A associação 36c1n, que se refere às análises de núcleo de granada, plagioclásio e biotita, todos em contato com sillimanita, foi calculada na planilha

resultando numa média de 635° C a 3,1 kbar (TABELA 18), mas no TWQEEU 1.02 os valores foram de 650° C e 2,9 kbar e, na versão 2.02b, deste foram 680° C a 3,8 kbar.

TABELA 17 - Geotermobarometria tradicional da associação Grt-Bi-Pla-Sil, composta por análises de borda no silimanita granada-biotita gnaiss.

36C1b Geotermômetro Grt-Bi	2 kbar	2,5 kbar	36C1b Geobarômetro Grt-Pl-Sil-Qtz	550° C	560° C
Thompson (1976)	564,5	568,0	Newton & Haselton (1981) - Sill	1,2	1,4
Goldman & Albee (1977) - 1	517,8	517,8	Hodges & Spear (1982) - Sill	1,4	1,5
Goldman & Albee (1977) - 2	504,6	504,6	Hodges & Crowley (1985) - Sill	1,8	2,0
Ferry & Spear (1978)	554,3	556,2	Hodges & Crowley (1985) - Sill	1,9	2,1
Lavrent'eva & Perchuck (1981)	584,1	585,4	Koziol (1989) - Sill	2,5	2,6
Hodges & Spear (1982)	565,8	567,7	Koziol & Newton (1988) - Sill	2,1	2,9
Pigage & Greenwood (1982)	642,7	644,6			
Ganguly & Saxena (1984) - 1	556,9	558,8			
Ganguly & Saxena (1984) - 2	543,3	545,2			
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	560,5	564,6			
Indares & Martignole (1985) - 1	501,6	503,4			
Indares & Martignole (1985) - 2	556,7	558,6			
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 1	532,9	533,3			
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 2	492,1	492,6			
Média	549° C	551° C	Média	1,8 kbar	2,0 kbar

TABELA 18 - Condições de pressão e temperatura obtidas pela termobarometria tradicional em associação de núcleo da associação Grt-Bi-Pla-Sil.

36C1n Geotermômetro Grt-Bt	3 kbar	4 kbar	36C1n Geobarômetro Grt-Pl-Als-Qtz	635° C	680° C
Thompson (1976)	651,0	658,8	Newton & Haselton (1981) - Sill	3,1	3,8
Goldman & Albee (1977) - 1	572,5	572,5	Hodges & Spear (1982) - Sill	2,6	3,0
Goldman & Albee (1977) - 2	556,7	556,7	Ganguly & Saxena (1984) - Sill	1,8	2,3
Ferry & Spear (1978)	663,2	667,4	Hodges & Crowley (1985) - Sill	3,2	3,7
Lavrent'eva & Perchuck (1981)	643,4	646,3	Hodges & Crowley (1985) - Sill	3,4	4,0
Hodges & Spear (1982)	675,4	679,6	Koziol (1989) - Sill	4,3	5,0
Pigage & Greenwood (1982)	754,8	758,9	Koziol & Newton (1988) - Sill	3,7	4,3
Ganguly & Saxena (1984) - 1	629,7	633,8			
Ganguly & Saxena (1984) - 2	615,9	620,2			
Perchuck <i>et al.</i> (1985)	624,2	632,9			
Indares & Martignole (1985) - 1	615,8	619,9			
Indares & Martignole (1985) - 2	679,1	683,3			
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 1	600,7	601,5			
Bathacharya <i>et al.</i> (1992) - 2	567,3	568,3			
Média	632° C	636° C	Média	3,1 kbar	3,7 kbar

10.4 Discussões

Os granulitos básicos apresentam matriz composta com paragêneses típicas de granulito de alta pressão e uma segunda paragênese característica de granulito de pressão intermediária, segundo GREEN & RINGWOOD (1967). Os dados geotermobrométricos confirmam esta classificação, mostrando uma descompressão aproximadamente isothermal do primeiro para o segundo evento de recristalização metamórfica.

O pico bórico destas rochas encontra-se melhor preservado nos minerais das lâminas 18a e 18b, devido à menor recristalização do plagioclásio da matriz, e está em torno de 14 kbar. Já o equilíbrio do pico térmico encontra-se registrado na lâmina 18, devido à separação das fases ferromagnesianas, e está por volta de 840° C. Estas condições podem ser consideradas como indicativas da trajetória no campo P-T, ou muito próximas a ela pois, apesar de terem sido obtidas em lâminas diferentes do mesmo afloramento, os cálculos referem-se às mesmas paragêneses.

Apesar da descompressão apresentar registro textural apenas nas lâminas 18a e 18b, a lâmina 18 mostra sinais deste evento metamórfico nos resultados geotermobarométricos no cálculo da associação 18c6b, feito com análises de borda da única associação da matriz ainda em equilíbrio textural. Estes minerais registram pressão intermediária entre o pico bórico e as obtidas nas coronas de descompressão.

O litotipo granada-biotita gnaiss, representado pela lâmina 112b, resultou em altas temperaturas para o par granada-biotita, ao redor de 820° C e 7 kbar com as análises dos núcleos dos minerais, e cerca de 700° C para as bordas. Entretanto a associação granada-hornblenda-plagioclásio registra condições metamórficas mais brandas, ao redor de 640° C a 7,5 kbar. Texturalmente não há indícios de que a hornblenda tenha sido recristalizada tardiamente, portanto é provável que esta diferença nos dados geotermométricos seja devida à grande proporção modal da

biotita, fazendo com que ela comporte-se como um reservatório "infinito", cuja composição praticamente não seria afetada pelo reequilíbrio da granada durante o resfriamento. Isto, aliado à alta taxa de difusão intracristalina da biotita faz com que as suas análises de borda não registrem as temperaturas mais tardias, que estão preservadas nos anfibólios.

As altas temperaturas de formação destes litotipos e a distribuição de suas ocorrências nas proximidades dos corpos de granulitos básicos permitem interpretá-los como parte do mesmo evento metamórfico de alta pressão que afetou os granulitos básicos, mas sua composição mineralógica permitiu maiores reequilíbrios e maiores taxas de fusão parcial.

A temperatura do evento de cisalhamento tangencial de baixo ângulo foi definida pela associação da lâmina 116, com o par granada-biotita resultando em 485 a 530° C. Estas condições térmicas são muito mais brandas que as atuantes na deformação dos gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos, tendo em vista as feições microestruturais descritas no capítulo referente a petrografia. Isto permite a inferência de um longo tempo de duração desta deformação, iniciada na fácies granulito e continuada até o limite entre fácies anfibolito e xisto verde.

Os gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos possuem dois piroxênios e são classificados segundo GREEN & RINGWOOD (1967) como granulitos de pressão intermediária, apesar da ocorrência de granada, que é devida à alta relação Fe/Mg da rocha. Não foram obtidos registros ou mesmo indícios do caminho metamórfico no campo P-T, porém os dados obtidos na geotermobarometria são seguros e devem estar próximos do pico metamórfico, devido aos altos valores de pressão e temperatura, situados entre 8,0 e 9,5 kbar e 770 e 800° C. Estas condições são compatíveis com a trajetória metamórfica dos granulitos básicos.

Quanto aos sillimanita-granada-biotita gnaisses, a aquisição de dados referentes ao pico metamórfico foi comprometida pela composição dos porfiroblastos de granada, alcançando até 40% de molécula piropo, que indica que o

mineral nunca esteve em equilíbrio com a biotita no atual volume composicional da rocha.

A geotermobarometria destas rochas, restringe-se, desta forma aos cálculos na assembléia superposta, na qual ocorre uma segunda geração de granada granoblástica, cujas condições metamórficas estão entre 640 e 680° C e 3,4 e 3,8 kbar para os cálculos com análises de núcleos. Já os cálculos com as análises de bordas resultaram em pressão e temperatura entre 550 e 600° C a 2 e 2,4 kbar, condições estas fora do campo de estabilidade da sillimanita, indicando que as reações utilizadas como geotermômetro e o geobarômetro não foram reequilibradas concomitantemente.

A presença de granada com altos teores de molécula piropo, resultou em temperaturas irreais (maiores que 900°C) para os pares granada-biotita, evidenciando claro desequilíbrio entre as fases, corroborando a hipótese da rocha ter sofrido metassomatismo potássico associado com o cisalhamento, indicado pela substituição dos porfiroblastos de granada por biotita, sillimanita e plagioclásio (PRANCHA 6 Fotomicrografias 7 e 8).

Tanto este metassomatismo quanto as condições metamórficas distintas dos demais litotipos, registradas na geotermobarometria desta rocha, podem estar ligados à colocação do corpo granítico situado no leste da área.

A presença de núcleos de granada com alto teor de magnésio tanto nos sillimanita-granada-biotita gnaisses quanto no biotita-granada gnaisses miloníticos (lâmina 116) sugerem que o pico metamórfico destas rochas foi compatível com o metamorfismo de alto grau e que os litotipos descritos neste trabalho, excluindo os pertencentes ao Grupo Amparo e o Granito Bragança Paulista, foram afetados por este metamorfismo.

11 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A trajetória dos litotipos do Grupo Mostardas, definida pelos cálculos geotermobarométricos dos granulitos básicos, permite a inferência de uma trajetória metamórfica horária no campo P-T, onde o pico bórico pode ter sido quase que concomitante ao pico térmico. A parte preservada desta trajetória indica que as rochas da região foram metamorfizadas na transição entre as fácies granulito e eclogito e evoluíram para condições da fácies granulito, através de uma descompressão aproximadamente isotermal, seguida de resfriamento em pressão relativamente baixa.

Os gnaisses charnockíticos, do mesmo modo que os granada-biotita gnaisses, mostram condições compatíveis com a trajetória metamórfica dos granulitos básicos (FIGURA 73).

FIGURA 73 - Trajetória metamórfica das rochas granulíticas do Grupo Mostardas.

A descompressão isothermal provavelmente está geneticamente ligada à evolução da Zona de Cisalhamento de Socorro, durante seu evento de cisalhamento tangencial de baixo ângulo, impresso nas rochas charnockíticas. Este evento deve ter proporcionado um rápido soerguimento e denudação tectônica, o que não ocorreria em um processo de denudação puramente erosivo.

Na FIGURA 74 são apresentadas as condições de pressão e temperatura das associações mais representativas dos granulitos básicos relativamente algumas geotermas modeladas matematicamente por (SPEAR 1995), através da condutividade térmica (K), fluxo térmico mantélico (Q) e calor produzido por decaimento radioativo de origem crustal (A). Inclui ainda os campos referentes às fácies metamórficas de MIYASHIRO (1979).

A trajetória aqui definida apresenta um estágio inicial de alta pressão, que sugere pico na transição entre as fácies granulito e eclogito, porém este estágio não é compatível com uma grande anomalia geotérmica. Desta forma estas condições seriam típicas da geoterma de uma crosta continental em equilíbrio, como representada no caso "a" da FIGURA 74.

Já o evento descompressivo foi acompanhado por uma grande anomalia geotérmica, tendo promovido rápida exumação, sem uma queda significativa da temperatura e, posteriormente, seguiu-se um resfriamento segundo uma geoterma de alto gradiente, evidenciada pelos resultados de menor temperatura, obtidos pelo cálculo com as assembléias com anfibólio.

O metamorfismo, a partir da descompressão isothermal, tem características de temperatura alta em relação ao nível crustal, indicando regime de alto fluxo térmico, o que sugere correlação deste estágio metamórfico com o evento de formação do magmatismo granítico.

O metamorfismo das rochas granulíticas de Socorro é, desta forma, típico de colisão continental, e o fato de não apresentar um resfriamento logo após o pico

metamórfico de alta pressão, sugere que estas rochas pertençam a crosta inferior de uma placa cavalgada, pois, caso contrário, elas se resfriariam antes da descompressão, devido à sobreposição de rochas mais frias de um nível crustal superior do bloco subductado, como ilustra a FIGURA 75 de SPEAR (1995). Nesta figura está representada a trajetória metamórfica de dois pontos, um em uma placa cavalgante e outro na cavalgada, bem como os distúrbios das geotermas e o subsequente relaxamento termal em um modelo de cavalgamento "instantâneo".

Obviamente, o modelo acima é muito limitado, tendo em vista a velocidade relativamente lenta de um evento tectônico de colisão continental, o que faz com que os processos de fluxo térmico entre as duas placas e a erosão atuem simultaneamente ao cavalgamento. Partindo deste pressuposto GRASEMANN (1993), elaborou modelos matemáticos para explicar a inversão metamórfica que ocorre no noroeste do Himalaia, onde rochas de mais alto grau metamórfico cavalgaram rochas de temperaturas mais amenas. O autor concluiu que, utilizando parâmetros termais uniformes e uma velocidade de cavalgamento de 5 cm por ano, a transferência de calor entre as placas é mais rápida que a do cavalgamento, fazendo com que não ocorra inversão das geotermas, ou seja, em nem um ponto ocorre o decréscimo da temperatura com o aumento da profundidade, invalidando o estágio inicial do modelo de cavalgamento "instantâneo". Segundo o autor acima, esta inversão das geotermas somente seria possível se houvesse uma camada de rochas de baixa condutividade térmica, isolando as rochas mais aquecidas dos níveis crustais mais profundos, como uma camada de metapelitos, por exemplo.

FIGURA 74 - Os diferentes casos de geotermas são:

- a) Geoterma média, com gradiente geotermal de crosta continental estável, calculado com valores médios de K , Q e A .
- b) Alto K , calculado com alta condutividade térmica, fazendo com que o calor se dissipe mais rápido e diminua o gradiente geotérmico.
- c) Alto Q , calculado com alto de fluxo térmico mantélico, gerando um gradiente geotérmico alto.
- d) Crosta duplicada, modelamento de uma crosta continental com 60 km de espessura. À primeira vista o modelo é antagônico pois o espessamento crustal provoca uma diminuição do gradiente geotérmico, porém depois que este chega a um estado de equilíbrio, a produção de calor por decaimento radioativo é elevada devido a grande espessura crustal.
- e) Alto A , calculado assumindo-se 2/3 da espessura da crosta com composição granítica que produz mais calor por decaimento radiativo que as rochas básicas.

FIGURA 75 - Trajetória metamórfica no campo P-T de placa cavalgante (Hp) e cavalgada (Lp) com as geotermas, em milhões de anos, após o evento tectônico inicial.

Considerando-se a ausência de corpos isolantes contínuos no Grupo Mostardas, haveria necessidade de considerar-se que a descompressão das rochas granulíticas não ocorreu durante o evento deformacional que originou a sua sobreposição às rochas do Grupo Amparo, nos estágios iniciais de desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Socorro, pois tal evento provocaria um resfriamento das rochas cavalgantes concomitante à descompressão.

Para resultar na trajetória metamórfica observada, deveria ter sido mantido o gradiente térmico das rochas granulíticas durante a exumação, o que pode ser atribuído, pelo menos em parte, ao magmatismo granítico do Complexo Socorro, que deu-se um pouco antes, ou até mesmo, em parte, concomitantemente ao cavalgamento. Nestas condições as porções crustais aquecidas pelas intrusões e o próprio granito recém consolidado, colocados sobre os granulitos pela zona de cisalhamento, manteriam os granulitos suficientemente aquecidos quando colocados

sobre os gnaisses e migmatitos do Grupo Amparo, que deveriam estar já relativamente frios no brasileiro.

Assim, pode-se concluir que a Zona de Cisalhamento de Socorro afetou litotipos regionais (incluindo metassedimentos) metamorfizados em fácies granulito de alta pressão na base da crosta arqueana (?)/paleoproterozóica, provocando uma inversão estratigráfica e das geotermas e reequilíbrio em fácies anfibolito no brasileiro.

Para confirmação destes resultados há, entretanto, necessidade da definição da evolução metamórfica do grupo Amparo na área, de estudos mais detalhados da deformação dos gnaisses charnockíticos onde estes não foram afetados pelo cisalhamento na fácies anfibolito e, sobretudo da datação dos granulitos do Grupo Mostardas e dos gnaisses e migmatitos do Grupo Amparo.

12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANOVITZ, L.M. 1991. Al zoning in pyroxene and plagioclase: Window on late prograde to early retrograde P-T paths in granulite terranes. *American Mineralogist*, **76**(7-8): 1328-1343.
- ARANOVICH, L. & KOSYAKOVA, N.A. 1984. Experimental study of cordierite + orthopyroxene + quartz equilibrium in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. *Dokl. Acad. Nauk., SSSR* **274**: 399-401.
- ARANOVICH, L.Y. & BERMAN, R.G. 1997. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $FeO-Al_2O_3 - SiO_2$ orthopyroxene. *American Mineralogist* **82**: 345-353.
- ARTUR, A.C.; EBERT, H.D.; WERNICK, E. 1991. Magmatismo e tectônica no Complexo Socorro(SP/MG), II Simpósio Geologia do Sudeste, Sociedade Brasileira de Geologia -SP, São Paulo.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1990. Migmatitos policíclico do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do estado de São Paulo: Caracterização estrutural/petrográfica e dados geocronológicos. 36º Cong. Bras. Geol.S.B.G. Natal, anais, v.6, p. 2827-2841.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E. 1986. Interpretação geotectônica de alguns aspectos de embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais...Goiânia, SBG, v.3, p. 1285-1295.
- BHATTACHARYA, A.; KRISHINAKUMAR, K.R.; RAITH, M.; SEN, S.K. 1991. An improved set of a -x parameter for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer. *Journal of Petrology* **32**(3): 629-656.
- BERMAN, R.G. 1991. Thermobarimetry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist* **29**: 833-855.
- BERMAN, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system $Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2$. *Journal of Petrology*, **29**: 445-522.
- BOHLEN, S.R.; WALL, V.L.; BOETTCHER, A.L. 1983. Experimental investigation and

application of garnet granulite equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **27**(5): 1025-1034.

CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist* **66**(1-2): 1-50.

CAMPOS NETO, M. C. 1991. A Porção Ocidental da Faixa Alto Rio Grande- Ensaio da Evolução Tectônica. Tese de Doutorado, IGC-USP,

CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. 1984. Os granitóides da região de Bragança Paulista, SP, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.

CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. 1983. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: Dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. 4º Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo.

CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITEX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - 1979 -Projeto Sapucaí, estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório final de geologia. Brasília, DNPM - São Paulo CPRM, p 100-115.

DAHL, P.S.(1980): The thermal-compositional dependence of Fe²⁺-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: Applications to geothermometry. *American Mineralogist*. **65**(9-10): 854-866.

DASGUPTA, S.; SENGUPTA, P.; GUNHA, D.; FUKUOKA, M. 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109**(1): 130-137.

DEER, W.A., HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman, London.

DEL LAMA, E.A. 1993 Petrologia das rochas Metamórficas de Alto Grau do Complexo Campo Gerais em relação com as do Complexo Varginha-Guaxupé. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas a Universidade Estadual Paulista.

DEL LAMA, E.A. 1998. Terrenos Granulíticos de Guaxupé: Evolução Petrológica de um Segmento da Crosta Inferior. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas Universidade Estadual Paulista.

DROOP G.T.R .1987.A general Equation for Fe³⁺ Concentrations in Ferromagnesian

- silicates and oxides from Microprobe Analyzes using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*. **51**(3): 431-435.
- EBERT, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais e no Polígono das Secas. D.N.M.P., Rel. An. Div. Geol. Min.:79-89.
- EBERT, H. 1956. A tectônica do sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes; Relat. An. Dir. Div. Geol. Min. ano de 1956 p: 97-107, 136-137.
- EBERT, H. 1958. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. D.N.P.M.- Div. Geol. Min., Bol. 183, p:48.
- EBERT, H. 1962. Gondites and Charnockites as guide-in the Brazilian Shield horizons; Proc Vth, Inter Guiana Geol. Conf.(Georgetown, 1959; publ. 1962), p: 41-45.
- EBERT, H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: Hipóteses sobre sua origem. Na. Acad. Bras. Ciênc., 40(suplemento).
- EBERT, H. 1971 Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. 25º Cong. Bras. Geol.- SBG - São Paulo Bol. esp. 1, p.177-178.
- EBERT, H.D. & ARTUR, A.C. 1991. Geologia estrutural e evolução tectônica da Quadrícula Extrema(MG): relações entre embasamento, magmatitos, tectônica tangencial e direcional. In: Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, 3º, Rio Claro, 1991. Atas...Rio Claro SP, SBG.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; SATORATO, G.; ALMEIDA, S.H.; COSTA, J.B.S. 1993. Arcabouço Estrutural e tectônica transpressiva das Faixas Móveis da bordas Sul e Sudeste do Cráton do São Francisco e da Sintaxe do Guaxupé. 4º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, S.B.G., Belo Horizonte M.G., Bol. 12, p.166-170.
- EBERT, H.D.; CHEMALE Jr., F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C.; SCHMUS, W.R.V. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, **15**(2): 688-699.
- ECKERT, J.O.Jr.; NEWTON, R.C.; KLEPPA, O.J. 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*. **76**(1-2): 148-160.

- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. 1979. An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **66**(2):113-117.
- FIGLIORE, A.P. 1979. Geologia da região de Pouso Alegre - Machado: Análise Estrutural de Dobramentos Superpostos. Tese de Doutorado apresentada ao Insti. Geoc.da USP.
- FIGLIORE, A.P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J.S. - 1978 - Evolução Policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. 30º Cong. Bras. Geol.-SBG- Recife- anais v1 p309-320.
- FRANCO, R.R. & COUTINHO, M.G.N. 1956. Charnockitos e Rochas aAssociadas nos Municípios de Amparo e Socorro, Estado de São Paulo, Brasil. *Anais da Acad. Bras. Ciênc.* **28**(3):
- FREITAS, F.C. & JULIANI, C. 2000 Isothermal decompression in granulites of the Socorro's Shear Zone. 31 Internatinal Congress of Geology. Abstracts
- FREITAS, F.C. & JULIANI, C. 1999. Geotermobarometria dos Granulitos da Zona de Cisalhamento de Socorro. *Boletim de Resumo do IV Simpósio de Geologia do Sudeste.* p 11.
- FROST, B.R. & CHACKO, T. 1989. The Granulite Uncertainty principle: Limitations on Themobarometry in Granulites. *Journal of Geology*, **97**: 435-450.
- GANGULY, J. 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochimica et Cosmochimica. Acta.* **43**(7): 1021-1029.
- GANGULY, G. & SAXENA, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermometry. *American Mineralogist*. **69B**(1-2): 88-97.
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*. **2**(1): 13-31.
- GOLDMMAN, D.S. & ALBEE, A.L. 1977. Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with partitioning between quartz and magnetite. *American Journal of Science* **277**(6): 750-767.

- GRENN, D.H. & ADAM, J. 1991. Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**(3): 341-347.
- GRENN, D.H. & RINGWOOD, R.E. 1967. An Experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, **31**,(5): 767-833.
- GROSSI SAD, J.H.; BARBOSA, A.L.M.; PPAIVA, J.A.M.; ROLIM, U.K.; PINTO, P.C. 1983. Síntese geológica da folha de Socorro. In: 1º Jornada sobre a carta geológica do estado de São Paulo em 1:50.000; Pró Minério - Sec. Ind. Com. Ciênc.Tecnol.SP.-IPT. P 109-135.
- GUIDOTTI, C.V. 1984. Micas in Metamorphic Rocks. in BAILEY, S.W.(ed.) *Micas*. Cap 10. *Reviews in Mineralogy* **13**: 357-467, Mineralogical Society of America.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. 32º Cong. Bras. Geol.-SBG- Salvador.
- HARLEY, S.L. 1984a. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **86**(4): 359-373.
- HARLEY, S.L. 1984b. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Journal of Petrology*, **25**(3): 665-696.
- HARLEY, S.L. 1989. The Origins of Granulites: a Metamorphic Perspective. *Geological Magazine*, **126**,(3): 215-247.
- HARLEY, S.L. & GREEN, D.H. 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature* **300**(5894): 697-701.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira. In: F.F.M. de Almeida e Y. Hasui(coords.). *O Pré Cambriano do Brasil*.
- HODGES, K.V. & CROWLEY, P.D. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic system. *American Mineralogist* **70**(7-8): 702-709.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* **67**(11-12): 1118-1134.

- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: The influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, **70**(3-4): 272-278.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.G.J. 1987. Petrogenesis of the Monzonitic-Monzodioritic Piracaia Massif, state of São paulo, Southern Brasil : field and petrographic aspects. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(4): 524-534
- JULIANI, C. 1983. Geologia e evolução estrutural da Faixa Granulítica de Socorro - SP. Atas 4º Simp. Reg. Geol.- SBG.- São Paulo- p 33-45.
- KAWASAKY, T. & MATSUI, Y. 1983. Thermodynamic analyses involving olivine, orthopyroxene and garnet. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* **47**(10): 1661-1680.
- KNOWLES C.R. 1987. A basic program to recast garnet end members. *Computer & Geosciences* **13**(6):655-658.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist* **75**(1-2): 89-96.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *American Mineralogist* **74**(1-2): 77-84.
- KOONS, P.O. 1984. Implication to garnet-clinopyroxene geothermometry of non ideal solid solution in jadeitic pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **88**(4): 340-347.
- KOZIOL, A.M. 1989. Recalibration of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz(GASP) geobarometer and applications to the natural parageneses. *EOS*. **70**(15): 493.
- KOZIOL, A.M. & NEWTON, R.C. 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz barometer. *American Mineralogist* **73**(3-4): 216-223.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock form minerals. *American Mineralogist* **68**(1-2): 277-279.
- KROGH, E. J. 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **99**(1): 44-48.

- LAL, R.K. 1993. Internally consistent recalibration of mineral equilibria for geothermometry involving garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz assemblages and their application to the South Indian granulites. *Journal of Metamorphic Geology*. **11**(7): 855-866.
- LAVRENT'EVA, I.V. & PERCHUK, L.L. 1990. Oorthopyroxene-garnet geothermometer: Experimental data. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **310**: 1779-182.
- LAVRENT'EVA, I.V. & PERCHUK, L.L. 1981. Phase correspondence in the system Biotite-garnet: Experimental data. *Doklady Academy Nauk. SSSR*. **260**: 731-734.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, G.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy* **9**(3): 623-651.
- LEE, H.Y. & GANGULY, J. 1988. Equilibrium composition of co-existing garnet and orthopyroxene: Experimental determination in the system $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and applications: *Journal of Petrology* **29**(1): 93-114.
- MACHADO, R. & ENDO, I. 1994. Superposição Cinemática Brasileira no Cinturão de Cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé 38° Congr. Bras. Geol., Camburiú, S.C.
- MOECHE, D.P.; ESSENE, E.J.; ANOVITZ, L.M. 1988. Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **100**(1): 92-106.
- MORI, T. & GREEN, D. H. 1978. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. *Journal of Geology*. **86**(1): 83-97.
- MORIMOTO, N. Subcommittee on Pyroxenes, IMA. 1988. Nomenclature of Pyroxene. *Mineralogical Magazine* **52**(4): 535-550.
- MIYASHIRO, A. 1979. *Metamorphism and Metamorphic Belts* (fourth impression).

London, Georg Allen & Unwin.

- MYSEN, B.O. & HEIER, K.S. 1972. Petrogenesis of eclogite in high grade metamorphic gneisses, exemplified by the Hareidland eclogite, western Norway. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **36**(1): 73-94.
- NEWTON, R.C. & PERKINS, D. 1982. Thermodynamic calibrations of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene(clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist* **67**: 203-222.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In NEWTON, R.C.; NAVROTSKY, A.; WOOD, B.J. eds. *Thermodynamics of Minerals and Melts*. Springer-Verlag. New York. 131-147.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Micro-Tectonics*. Springer-Verlag. Berlin. 289 p.
- PATISON, D.R.M. 1991. Infiltration driven dehydration anatexis in granulite facies metagabbro, Grenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Metamorphic Geology* **9**(3): 315-332.
- PATISON, D.R.M. & BEGUIN, N.J. 1994. Zoning Patterns in Orthopyroxene and Garnet in Granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**(4): 387-410
- PATTISON, D.R.M. & NEWTON R.C. 1989. Reversed experimental calibration of garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**(1): 87-103.
- PERCHUCK, L.L. ; ARANOVICH, L.Y.; PODENSKI, K.K.; LAVRENTEVA, I.V.; GROSSIMOV, V.Y.; FED'KIN, V.I.; KTISUL, V.I.; KARSAKOV, L.P.; BETNIKOV, N.V. 1985. Precambrian Granulite of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of Metamorphic Geology* **3**(3): 265-310.
- PERCIVAL, J.A. 1994. Archean High-Grade Metamorphism in Condie, K.C.(ed) *Archean Crustal Evolution* cap 9. Elsevier. Amsterdam.
- PERKINS, D. & NEWTON, R. C. 1981. Charnockites geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz. *Nature* **292**: 144-146
- PERKINS, D. 1990. Thermometry and barometry of mafic granulites based on garnet-clinopyroxene-plagioclase-quartz assemblages, In: VIELZEUF, D. & VIDAL, PH.(eds.), *Granulites and Crustal Evolution*. Nato, Dordrecht. P.435.

- PERKINS, D. III & CHIPERA, S.J. 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: Refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **89**(1): 69-80.
- PIGAGE, L.C. & GREENWOOD, H.J. 1982. Internally consistent estimates of pressure and temperature. The staurolite problem. *American Journal of Science*. **282**(7): 943-969.
- POWELL, R. 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*. **3**(3): 231-243.
- 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.
- RAHEIM, A. & GREEN, D.H. 1974. Experimental Determination of the Temperature and Pressure Dependence of the Fe-Mg Partition Coefficient for Coexisting Garnet and Clinopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **48**(3) 179-203.
- RECHE, J. & MARTINEZ, F.J. 1996. GPT An excel spreadsheet for thermobarometric calculation in metapelitic rock. *Computer & Geosciences* **22**(7): 775-784.
- RICKWOOD, P.C. 1968. On Recasting Analyses of Garnet into End Members Molecules. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **18**(2): 175-198
- S-T ONGE, M.R. & IJEWLEW, O.J. 1996. Mineral Corona Formation During High-P Retrogression of Granulitic Rocks, Ungava Oregon, Canada. *Journal of Petrology* **37B**(3): 553-582.
- SENGUPTA, P.; DASGUPTA, S.; BHATTACHARYA, P.K.; AND HARIYA, Y. 1989. Mixing behavior in quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and Green garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **103**(2): 223-227.
- SEN, S.K. & BHATTACHARYA, A. 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madars charnockites. *Contribution to Mineralogy and*

Petrology **88**(1-2): 64-71.

SOTO, J.I. 1993. PTMAFIC: Software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic assemblages. *American Mineralogist* **78**(7-8): 840-844

SPEAR, F.S. 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. 2 ed. Mineralogical Society of America. Washington. 799 p.

THOMPSON, A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science* **276**(4): 425-454.

TROUW, R.A.J.; PACIULLU, F.C.; RIBEIRO, A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretado como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. 38^o Congr. Bras. Geol., -SBG- Camburiú, S.C. Bol. res. exp. v. 3, p. 234-235.

WERNICK, E. 1967. A geologia da Região de Amparo. Tese de Doutorado apresentada a FFCL. de Rio Claro. Universidade de Campinas.

WERNICK, E. 1978. Contribuição à estratigrafia do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Brasileira de Geociências*, v. 8.

WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FERREIRA, C.J. 1995. Evolução Magmática de complexos granitóides associados as zonas de cisalhamento no Estado de São Paulo, Brasil, *Geociências*, São Paulo, **14**(1):p. 199-216.

WERNICK, E.; HORMANN, P.K.; ARTUR, A.C.; EULERT, H. 1984. Aspectos petrológicos do Complexo Granítico Socorro(SP/MG): Dados analíticos e discussão preliminar, *Rev. Bras. Geocienc.*, **14**, p 23-29.

WERNICK, E. & PENALVA. 1973. As relações entre os Grupos Amparo e Itapira(SP.). 28^o Congr. Bras. Geol. SBG.- Salvador BA. Bol. esp. n^o 1 res. com., p 116-117.

WILLIAMS, M.I. & GRAMBLING, J.A. 1990. Manganese, ferric iron and equilibrium between garnet and biotite. *American Mineralogist* **75**(7-8): 886-908.

ZANARDO, A. 1987. Análise petrográfica e microestrutural das rochas da folha de Águas de Lindóia. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

ZANARDO, A. ; OLIVEIRA, M.A.F. ; MORALES, N. 1990. Evolução geológica das rochas pré cambrianas da região de Águas de Lindóia - 36^o Cong. Bras. Geol.-Natal RN, anais, v.4, p. 1956-1965.

Mapa de Afloramentos

LEGENDA

- Área urbana
- 18 Pontos de afloramento realizados no presente trabalho
- J-141 Pontos de afloramento compilados de Juliani (1983)
- G-246 Pontos de afloramento compilados de Grossi & Barbosa (1983)
- // Estradas

Dissertação de Mestrado de
Fernando Camargo Freitas

Orientador: Caetano Juliani

0 1 2 Km

LEGENDA

- Qa Sedimentos Aluvionares

- Complexo Granitóide Socorro**
- NPcs Granito porfírico cinza e róseo, comumente foliado e milonítico.

- Grupo Amparo**
- PPGagn Biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses migmatíticos, com corpos subordinados de anfibólito e quartzito não individualizados no mapa.

- Grupo Mostardas**
- APPGMgm Unidade dos biotita gnaisses e anfibólio-biotita gnaisses migmatíticos, milonitizados e reequilibrados pela Zona de Cisalhamento de Socorro.
- APPGMgn Unidade dos granada-biotita gnaisses, composta por granada-biotita gnaisses com hornblenda, intercalados com biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses e migmatitos.
- APPGMgb Unidade dos granulitos básicos, por vezes reequilibrados para granada-plagioclásio anfibólito, com intercalações de gnaisses e granulitos ácidos.
- APPGMgg Unidade dos gnaisses grafitosos a grafita xistos, com intercalações de biotita gnaisses com grafita, milonitos e ultramilonitos.
- APPGMga Unidade dos granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocráticos, com intercalações de gnaisses quartzosos, biotita gnaisses e, localmente, biotita-granada gnaisses.
- APPGMq Unidade dos quartzitos e gnaisses quartzosos, contendo também granada quartzito, sillimanita quartzito e quartzitos feldspáticos.
- APPGMhb Unidade dos gnaisses charnockíticos e biotita gnaisses, com intercalações de granulitos alaskíticos, e anfibólio-biotita gnaisses.
- APPGMch Unidade dos gnaisses charnockíticos e granulitos alaskíticos contendo também gnaisses charnoenderbíticos, enderbíticos, além de intercalações de biotita gnaisses.
- APPGMnh Unidade dos magnetita gnaisses charnockíticos, com gnaisses charnoenderbíticos e enderbíticos, com ou sem granada e porções mais máficas.
- APPGMhs Unidade dos gnaisses charnockíticos e sillimanita-granada-biotita gnaisses, com presença granada-biotita gnaisses com grafita, granada gnaisses e biotita gnaisses.
- APPGMsg Unidade dos sillimanita-granada-biotita gnaisses, incluindo intercalações de granada-biotita gnaisses com grafita, granada gnaisses, biotita gnaisses e anfibólio-biotita gnaisses.

- Zonas de cisalhamento tangencial (empurrão oblíquo com componente dextrógiro)
- Orientação da foliação de cisalhamento "C" ou foliação principal.
- Orientação da foliação "S" quando associada a foliação de cisalhamento "C".
- Limites de áreas urbanas
- Estrada pavimentada

0 500 1000 m
1 : 25.000

Dissertação de Mestrado de
FERNANDO CAMARGO FREITAS

Orientador: CAETANO JULIANI

novembro de 2000

ANEXO III

QUIMICA MINERAL

Lâminas: 18, 18a e 18b (granulitos básicos)

Granada												
Sample	Análise	Loc	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
18 - C 3	58 a	N c/inc	37.928	0.046	21.215	29.619	0.642	4.392	6.844	0.013	0.000	100.74
18 - C 3	62 a	B	37.427	0.000	21.170	30.256	0.905	3.223	6.702	0.024	0.003	99.71
18 - C 6	10	B	37.462	0.063	21.007	30.609	0.744	3.222	7.130	0.022	0.000	100.26
18 - C 6	11	B	37.420	0.113	20.967	30.664	0.945	2.602	7.252	0.026	0.021	100.01
18 - C 6	12	I	37.773	0.091	21.245	27.921	0.568	4.208	7.850	0.016	0.000	99.73
18 - C 6	13	B	37.938	0.157	21.340	29.819	0.672	3.609	7.536	0.050	0.004	101.15
18 - C 6	14	B	37.894	0.024	21.292	29.902	0.725	3.367	7.317	0.054	0.006	100.59
18 - C 6	15	B	37.669	0.107	21.307	28.496	0.588	4.133	7.591	0.000	0.000	99.91
18 - C 6	16	I	38.015	0.119	21.210	28.026	0.477	4.430	8.413	0.000	0.000	100.70
18 - C 6	17	I c/inc	37.637	0.167	21.348	29.393	0.481	4.353	7.171	0.000	0.000	100.57
18 - C 6	18	N c/inc	38.096	0.055	21.276	28.970	0.570	4.331	6.987	0.030	0.000	100.34
18 - C 6	8	B	37.682	0.031	21.083	28.284	0.530	4.371	7.876	0.028	0.012	99.91
18 - C 6	9	B	37.517	0.082	20.906	30.247	0.743	3.339	6.892	0.012	0.019	99.77
18 - C1	18	B	38.101	0.116	21.438	29.076	0.840	4.322	6.676	0.019	0.008	100.60
18 - C1	19	I/B	38.660	0.000	21.267	28.617	0.760	4.400	7.036	0.005	0.000	100.75
18 - C1	20	I	38.530	0.111	20.913	27.304	0.454	4.770	7.811	0.018	0.000	99.91
18 - C1	21	c/ in	38.518	0.007	20.989	27.565	0.460	4.601	8.119	0.007	0.009	100.28
18 - C1	22	N	38.779	0.021	21.488	26.728	0.465	4.822	8.124	0.017	0.000	100.44
18 - C1	23	B	38.377	0.476	21.009	27.279	0.583	4.437	7.812	0.000	0.019	99.99
18 - C1	25	C/ in Pl	38.341	0.088	21.279	28.656	0.601	4.884	6.647	0.000	0.029	100.53
18 - C1	509	B	38.175	0.044	20.976	28.821	0.861	3.360	7.279	0.000	0.024	99.54
18 - C2	43	B	37.852	0.064	21.113	28.891	0.684	4.462	6.386	0.000	0.035	99.49
18 - C2	44	N	38.483	0.036	21.238	27.531	0.525	5.248	7.093	0.000	0.000	100.15
18 - C2	45	B	37.901	0.069	21.347	28.915	0.663	4.418	6.569	0.005	0.008	99.90
18 - C2	46	B	37.484	0.000	21.234	30.025	0.786	3.419	6.611	0.023	0.000	99.58
18 - C2	47	B	37.975	0.137	20.612	31.590	1.005	3.110	6.086	0.000	0.005	100.52
18 - C2	48	B	38.000	0.019	21.129	28.808	0.823	3.952	6.420	0.025	0.000	99.18
18 - C3	524	I/B	38.489	0.009	21.091	28.936	0.611	4.472	6.706	0.000	0.005	100.32
18 - C3	525	B	37.924	0.303	20.823	29.521	0.681	3.969	6.670	0.025	0.008	99.92
18 - C3	55	B	38.054	0.000	20.963	29.280	0.797	3.953	6.441	0.002	0.005	99.49
18 - C3	56	N	38.211	0.000	21.009	28.978	0.673	4.667	6.373	0.020	0.000	99.93
18 - C3	57	B	38.008	0.070	20.880	30.408	0.789	3.679	6.530	0.000	0.006	100.37
18 - C3	58	N/I	37.964	0.082	20.836	28.437	0.643	4.626	6.733	0.000	0.001	99.32
18 - C3	62	B	37.969	0.000	21.029	29.159	0.687	4.194	6.982	0.000	0.020	100.04
18 - C4	514	B	37.941	0.017	21.207	29.062	0.805	3.678	6.937	0.000	0.021	99.67
18 - C4	526	N	38.078	0.055	21.018	26.914	0.505	5.028	7.733	0.000	0.002	99.33
18 - C4	68	I/B	38.662	0.026	21.130	27.368	0.584	4.976	6.508	0.342	0.004	99.60
18 - C4	69	B	37.913	0.000	21.266	29.465	0.729	3.926	6.431	0.018	0.000	99.75
18 - C4	70	I / B	38.617	0.086	21.235	26.937	0.500	4.825	7.461	0.020	0.043	99.72
18a - C4	285	N	38.477	0.064	21.840	23.889	0.603	4.927	10.561	0.000	0.001	100.36
18a - C4	285 a	N - I	38.346	0.016	21.629	25.215	0.636	4.469	10.944	0.015	0.000	101.27
18a - C4	286	I	38.581	0.101	21.921	24.528	0.621	4.429	10.622	0.000	0.017	100.83
18a - C4	287	B	38.649	0.083	22.029	22.937	0.535	5.278	11.512	0.000	0.000	101.02
18a - C1	256	B / I	38.535	0.120	21.552	28.784	0.751	5.245	8.237	0.014	0.002	103.24
18a - C1	256	N c/Bio	39.132	0.059	21.532	23.688	0.680	5.305	10.194	0.000	0.000	100.59
18a - C1	258	I	39.362	0.140	21.613	21.818	0.513	5.814	11.378	0.019	0.001	100.66
18a - C1	521	B	38.604	0.094	21.230	27.375	0.853	4.991	7.225	0.000	0.002	100.37

Sample	Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
18a -C2	269	B	38.458	0.004	21.307	26.361	1.036	4.936	7.347	0.018	0.000	99.47
18a -C2	270	B	38.578	0.068	21.304	27.692	0.914	5.121	7.050	0.000	0.011	100.74
18a -C2	271	N	39.049	0.099	21.614	24.163	0.615	6.410	8.330	0.014	0.006	100.30
18a -C3	279	N	37.856	0.073	21.548	27.074	0.776	5.307	7.061	0.000	0.001	99.70
18a -C3	280	B	38.523	0.068	21.591	26.947	0.934	4.576	7.159	0.001	0.007	99.81
18a -C3	285	N	38.569	0.060	21.469	24.395	0.672	4.396	10.516	0.022	0.000	100.10
18a -C3	285	N	38.815	0.010	21.339	24.249	0.720	4.372	10.550	0.001	0.000	100.06
18a -C3	286	I	38.532	0.170	21.590	23.342	0.617	4.717	10.831	0.000	0.000	99.80
18a -C3	287	B c/cor	39.239	0.104	21.518	22.662	0.591	5.256	10.766	0.061	0.000	100.20
18b -C1	166	N	38.558	0.107	21.204	26.031	1.014	4.380	8.888	0.000	0.000	100.18
18b -C1	167	c/ incAl	38.105	0.071	21.105	28.050	1.067	4.324	7.400	0.000	0.000	100.12
18b -C1	168	B c/ cor	38.709	0.150	21.278	23.550	0.636	5.195	10.528	0.000	0.000	100.05
18b -C1	519	I	38.687	0.079	21.117	24.705	0.866	4.684	9.444	0.004	0.011	99.60
18b -C1	520	c/ incPl	38.397	0.073	20.990	25.848	0.962	4.137	9.360	0.026	0.006	99.80
18b -C2	182	N	40.037	0.081	20.792	22.524	0.706	4.960	10.199	0.001	0.000	99.30
18b -C2	183	B	38.552	0.127	21.721	23.342	0.517	5.150	10.329	0.028	0.002	99.77
18b -C2	184	N	38.878	0.066	21.594	23.266	0.499	5.424	10.032	0.000	0.000	99.76
18b -C2	185	B	38.625	0.000	21.656	26.635	0.799	4.635	8.569	0.000	0.009	100.93
18b -C2	186	B	38.586	0.046	21.129	27.780	0.900	4.643	6.955	0.006	0.001	100.05
18b -C2	521	I	38.838	0.070	21.483	22.793	0.603	4.906	10.877	0.000	0.005	99.57
18b -C3	200	N	39.004	0.014	21.328	22.882	0.625	5.829	10.259	0.025	0.000	99.97
18b -C3	201	B	38.790	0.038	21.787	23.024	0.403	5.886	10.135	0.009	0.000	100.07
18b -C3	202	I	38.545	0.030	20.869	23.948	0.607	4.332	11.121	0.000	0.000	99.45
18b -C4	209	Psedo	37.966	0.000	21.494	28.272	1.016	4.121	6.692	0.012	0.000	99.57
18b -C4	210	Psedo	37.821	0.022	20.761	30.002	1.097	3.379	6.438	0.000	0.000	99.52

Cátions (24 oxigénios)

Sample	Análise	TSi	TAI	AlVI	Fe3	Ti	Fe2	Mg	Mn	Ca	Na
18 - C 3	58 a	5.934	0.066	3.844	0.000	0.005	3.890	1.024	0.085	1.147	0.004
18 - C 3	62 a	5.962	0.038	3.934	0.000	0.000	4.027	0.765	0.122	1.144	0.007
18 - C 6	10	5.938	0.062	3.859	0.000	0.008	4.055	0.761	0.100	1.211	0.007
18 - C 6	11	5.967	0.033	3.904	0.000	0.014	4.089	0.619	0.128	1.239	0.008
18 - C 6	12	5.953	0.047	3.896	0.000	0.011	3.698	0.989	0.076	1.326	0.005
18 - C 6	13	5.941	0.059	3.877	0.000	0.018	3.894	0.843	0.089	1.264	0.015
18 - C 6	14	5.970	0.030	3.920	0.000	0.003	3.938	0.791	0.097	1.235	0.016
18 - C 6	15	5.937	0.063	3.891	0.000	0.013	3.765	0.971	0.078	1.282	0.000
18 - C 6	16	5.930	0.070	3.827	0.000	0.014	3.660	1.030	0.063	1.406	0.000
18 - C 6	17	5.903	0.097	3.847	0.000	0.020	3.847	1.018	0.064	1.205	0.000
18 - C 6	18	5.981	0.019	3.914	0.000	0.006	3.806	1.014	0.076	1.175	0.009
18 - C 6	8	5.930	0.070	3.837	0.000	0.004	3.727	1.025	0.071	1.328	0.009
18 - C 6	9	5.977	0.023	3.900	0.000	0.010	4.017	0.793	0.100	1.176	0.004
18 -C1	18	5.968	0.032	3.923	0.000	0.014	3.816	1.009	0.111	1.120	0.006
18 -C1	19	6.040	0.000	3.913	0.000	0.000	3.742	1.025	0.101	1.178	0.002
18 -C1	20	6.042	0.000	3.862	0.000	0.013	3.589	1.115	0.060	1.312	0.005
18 -C1	21	6.027	0.000	3.868	0.000	0.001	3.606	1.073	0.061	1.361	0.002
18 -C1	22	6.035	0.000	3.938	0.000	0.002	3.484	1.119	0.061	1.355	0.005
18 -C1	23	6.035	0.000	3.891	0.000	0.056	3.584	1.040	0.078	1.316	0.000
18 -C1	25	5.998	0.002	3.918	0.000	0.010	3.740	1.139	0.080	1.114	0.000
18 -C1	509	6.075	0.000	3.931	0.000	0.005	3.834	0.797	0.116	1.241	0.000
18 -C2	43	5.997	0.003	3.936	0.000	0.008	3.827	1.054	0.092	1.084	0.000
18 -C2	44	6.009	0.000	3.905	0.000	0.004	3.604	1.222	0.069	1.187	0.000
18 -C2	45	5.980	0.020	3.946	0.000	0.008	3.806	1.039	0.089	1.110	0.002
18 -C2	46	5.971	0.029	3.955	0.000	0.000	3.992	0.812	0.106	1.128	0.007
18 -C2	47	6.033	0.000	3.856	0.000	0.016	4.186	0.737	0.135	1.036	0.000

Sample	Análise	TSi	TAI	AlVI	Fe3	Ti	Fe2	Mg	Mn	Ca	Na
18 -C2	48	6.043	0.000	3.957	0.000	0.002	3.849	0.937	0.111	1.094	0.008
18 -C3	524	6.043	0.000	3.900	0.000	0.001	3.800	1.047	0.081	1.128	0.000
18 -C3	525	6.006	0.000	3.884	0.000	0.036	3.906	0.937	0.091	1.132	0.008
18 -C3	55	6.046	0.000	3.922	0.000	0.000	3.892	0.936	0.107	1.096	0.001
18 -C3	56	6.018	0.000	3.897	0.000	0.000	3.819	1.096	0.090	1.075	0.006
18 -C3	57	6.011	0.000	3.889	0.000	0.008	4.012	0.867	0.106	1.106	0.000
18 -C3	58	6.009	0.000	3.884	0.000	0.010	3.777	1.092	0.086	1.142	0.000
18 -C3	62	5.991	0.009	3.898	0.000	0.000	3.843	0.986	0.092	1.180	0.000
18 -C4	514	6.020	0.000	3.963	0.000	0.002	3.857	0.870	0.108	1.179	0.000
18 -C4	526	5.992	0.008	3.887	0.000	0.007	3.556	1.180	0.067	1.304	0.000
18 -C4	68	6.065	0.000	3.904	0.000	0.003	3.588	1.164	0.078	1.094	0.104
18 -C4	69	6.012	0.000	3.971	0.000	0.000	3.893	0.928	0.098	1.093	0.006
18 -C4	70	6.060	0.000	3.924	0.000	0.010	3.551	1.129	0.066	1.254	0.006
18a -C4	285	5.947	0.053	3.922	0.000	0.007	3.108	1.135	0.079	1.749	0.000
18a -C4	285 a	5.909	0.091	3.835	0.000	0.002	3.242	1.027	0.083	1.807	0.004
18a -C4	286	5.963	0.037	3.953	0.000	0.012	3.174	1.020	0.081	1.759	0.000
18a -C4	287	5.914	0.086	3.884	0.000	0.010	2.946	1.204	0.069	1.887	0.000
18a -C1	256	5.864	0.136	3.726	0.000	0.014	3.626	1.190	0.097	1.343	0.004
18a -C1	256	6.023	0.000	3.903	0.000	0.007	3.080	1.217	0.089	1.681	0.000
18a -C1	258	6.022	0.000	3.894	0.000	0.016	2.805	1.326	0.066	1.865	0.006
18a -C1	521	6.041	0.000	3.912	0.000	0.011	3.547	1.164	0.113	1.211	0.000
18a -C2	269	6.046	0.000	3.945	0.000	0.000	3.471	1.157	0.138	1.238	0.005
18a -C2	270	6.005	0.000	3.905	0.000	0.008	3.597	1.188	0.121	1.176	0.000
18a -C2	271	6.010	0.000	3.918	0.000	0.011	3.132	1.471	0.080	1.374	0.004
18a -C3	279	5.997	0.003	4.017	0.000	0.009	3.419	1.253	0.104	1.198	0.000
18a -C3	280	6.056	0.000	3.997	0.000	0.008	3.535	1.072	0.124	1.206	0.000
18a -C3	285	6.001	0.000	3.934	0.000	0.007	3.190	1.020	0.089	1.753	0.007
18a -C3	285	6.049	0.000	3.916	0.000	0.001	3.162	1.016	0.095	1.761	0.000
18a -C3	286	5.997	0.003	3.954	0.000	0.020	3.044	1.094	0.081	1.806	0.000
18a -C3	287	6.058	0.000	3.913	0.000	0.012	2.931	1.210	0.077	1.781	0.018
18b -C1	166	6.039	0.000	3.911	0.000	0.013	3.388	1.023	0.135	1.492	0.000
18b -C1	167	5.997	0.003	3.909	0.000	0.008	3.678	1.015	0.142	1.248	0.000
18b -C1	168	5.994	0.006	3.875	0.000	0.017	3.078	1.199	0.083	1.747	0.000
18b -C1	519	6.064	0.000	3.898	0.000	0.009	3.232	1.094	0.115	1.586	0.001
18b -C1	520	6.035	0.000	3.885	0.000	0.009	3.390	0.969	0.128	1.576	0.008
18b -C2	182	6.251	0.000	3.823	0.000	0.010	2.962	1.154	0.093	1.706	0.000
18b -C2	183	5.991	0.009	3.966	0.000	0.015	3.029	1.193	0.068	1.720	0.008
18b -C2	184	6.035	0.000	3.948	0.000	0.008	3.021	1.255	0.066	1.668	0.000
18b -C2	185	5.998	0.002	3.959	0.000	0.000	3.437	1.073	0.105	1.426	0.000
18b -C2	186	6.063	0.000	3.910	0.000	0.005	3.642	1.088	0.120	1.171	0.002
18b -C2	521	6.037	0.000	3.932	0.000	0.008	2.995	1.137	0.079	1.811	0.000
18b -C3	200	6.028	0.000	3.882	0.000	0.002	2.958	1.343	0.082	1.699	0.007
18b -C3	201	5.984	0.016	3.942	0.000	0.004	2.969	1.354	0.053	1.675	0.003
18b -C3	202	6.045	0.000	3.854	0.000	0.004	3.135	1.013	0.081	1.869	0.000
18b -C4	209	6.018	0.000	4.012	0.000	0.000	3.719	0.974	0.136	1.137	0.004
18b -C4	210	6.042	0.000	3.906	0.000	0.003	3.995	0.805	0.148	1.102	0.000

					Plagioclásio									
Sample	Análise	Loc	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na2O	K2O	total
18 - C 6	27	incl	56.526	27.826	0.062	0.282	0.003	0.002	9.856	0.000	0.000	5.768	0.036	100.36
18 - C 6	28	inc Grt	52.247	30.704	0.059	0.332	0.017	0.009	13.425	0.000	0.019	3.899	0.019	100.73

Sample	Analise	Loc	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na2O	K2O	total
18 - C 6	29	B	56.790	27.616	0.017	0.282	0.000	0.000	9.788	0.026	0.000	5.776	0.067	100.36
18 - C 6	30	N	58.079	26.771	0.070	0.161	0.010	0.008	8.762	0.071	0.104	6.248	0.060	100.34
18 - C 6	31	B	56.367	28.021	0.005	0.302	0.000	0.000	9.960	0.000	0.013	5.722	0.048	100.44
18 - C 6	32	N	56.458	27.735	0.032	0.136	0.028	0.001	9.907	0.053	0.089	5.694	0.059	100.19
18 - C 6	33	B	55.252	27.820	0.000	0.354	0.009	0.010	10.160	0.023	0.082	5.456	0.050	99.22
18 - C 6	34	N	56.497	27.358	0.045	0.157	0.004	0.009	9.421	0.007	0.031	5.835	0.089	99.45
18 - C1	1	N	56.222	27.359	0.000	0.163	0.000	0.000	9.515	0.002	0.032	6.007	0.053	99.35
18 - C1	2	B c/ Gr	55.554	27.886	0.021	0.219	0.020	0.001	9.737	0.050	0.094	5.916	0.036	99.53
18 - C1	3	N in Gr	56.069	27.813	0.088	0.193	0.010	0.000	9.773	0.062	0.000	6.075	0.048	100.13
18 - C1	5	N in Gr	56.795	27.263	0.000	0.217	0.009	0.000	9.159	0.000	0.008	6.063	0.178	99.69
18 - C1	6	B in Gr	55.840	27.372	0.059	0.391	0.046	0.047	9.430	0.030	0.000	5.997	0.157	99.37
18 - C1	7	N	56.974	26.753	0.000	0.032	0.011	0.014	8.945	0.024	0.000	6.443	0.082	99.28
18 - C1	8	B c/ Gr	55.217	28.067	0.094	0.077	0.007	0.000	10.510	0.011	0.000	5.700	0.061	99.74
18 - C1	9	N	55.065	27.941	0.015	0.128	0.045	0.003	10.097	0.050	0.094	5.714	0.039	99.19
18 - C1	10	in B Px	56.860	27.427	0.039	0.272	0.000	0.011	9.490	0.000	0.000	6.261	0.071	100.43
18 - C1	13	in Px	56.836	26.870	0.011	0.146	0.000	0.005	8.882	0.044	0.000	6.351	0.232	99.38
18 - C1	14	in Px	56.791	26.702	0.000	0.212	0.020	0.043	8.827	0.059	0.000	6.567	0.155	99.38
18 - C1	508	B c/ Gr	55.012	28.297	0.009	0.241	0.010	0.000	10.212	0.030	0.019	5.596	0.034	99.46
18 - C2	40	N	56.868	27.289	0.040	0.068	0.008	0.004	9.322	0.058	0.000	6.146	0.072	99.88
18 - C2	41	B c/ Px	55.024	28.561	0.015	0.132	0.037	0.011	10.796	0.014	0.108	5.585	0.045	100.33
18 - C2	42	B	56.932	27.378	0.001	0.303	0.000	0.002	9.304	0.079	0.000	6.137	0.052	100.19
18 - C2	37	in Gr	55.901	27.530	0.009	0.496	0.000	0.000	9.896	0.072	0.000	5.942	0.048	99.89
18 - C2	38	B c/ Px	55.801	28.059	0.000	0.276	0.000	0.000	10.211	0.029	0.046	5.887	0.059	100.37
18 - C2	509	N	57.034	27.020	0.000	0.158	0.000	0.002	9.064	0.022	0.031	6.352	0.059	99.74
18 - C2	510	N	55.508	28.141	0.000	0.192	0.000	0.000	10.227	0.009	0.039	5.658	0.040	99.81
18 - C2	511	B c/ Gr	56.254	27.344	0.000	0.326	0.000	0.000	9.547	0.108	0.000	6.178	0.052	99.81
18 - C2	512	N c/ Gr	56.850	26.812	0.045	0.190	0.026	0.001	9.054	0.056	0.000	6.469	0.059	99.56
18 - C2	513	B c/ Px	58.108	26.244	0.057	0.110	0.000	0.004	8.122	0.058	0.000	7.075	0.077	99.86
18 - C3	51	N	55.001	27.804	0.000	0.146	0.000	0.007	10.196	0.039	0.000	5.705	0.031	98.93
18 - C3	513 a	B	55.362	28.373	0.000	0.343	0.016	0.025	10.401	0.037	0.001	5.617	0.034	100.21
18 - C3	52	N	54.586	28.269	0.000	0.164	0.000	0.000	10.573	0.071	0.000	5.502	0.036	99.20
18 - C3	53	N	53.162	29.737	0.016	0.184	0.024	0.014	12.209	0.011	0.005	4.565	0.027	99.95
18 - C3	61	I	53.543	29.558	0.014	0.401	0.000	0.010	11.909	0.030	0.051	5.016	0.056	100.59
18 - C4	516	N	56.569	27.634	0.000	0.254	0.000	0.024	9.276	0.041	0.000	6.039	0.181	100.02
18 - C4	517	B c/ Gr	55.954	27.658	0.000	0.259	0.027	0.003	9.804	0.066	0.000	6.001	0.048	99.82
18 - C4	518	N	56.432	27.773	0.023	0.089	0.000	0.000	9.626	0.025	0.099	6.147	0.044	100.26
18 - C4	76	in Gr	56.111	27.607	0.000	0.318	0.024	0.000	9.584	0.079	0.000	6.076	0.022	99.82
18 - C4	77	B	55.148	28.566	0.025	0.114	0.006	0.000	10.528	0.034	0.017	5.537	0.034	100.01
18a -C1	260	in Gr	52.538	30.113	0.000	0.390	0.001	0.019	12.570	0.000	0.012	4.293	0.072	100.01
18a -C1	261	corona	46.987	33.537	0.025	0.174	0.000	0.006	16.245	0.041	0.000	2.073	0.000	99.09
18a -C1	263	B	54.593	28.170	0.000	0.105	0.012	0.018	10.535	0.006	0.021	5.465	0.000	98.93
18a -C1	264*	corona	43.897	35.880	0.049	1.353	0.024	0.578	17.677	0.000	0.000	1.000	0.075	100.53
18a -C1	503	N	54.666	28.182	0.082	0.103	0.005	0.009	10.336	0.011	0.000	5.701	0.042	99.14
18a -C2	272	B golf	46.299	33.230	0.000	0.193	0.025	0.000	16.189	0.000	0.013	2.008	0.006	97.96
18a -C2	273	N golf	47.620	33.033	0.059	0.187	0.000	0.002	16.098	0.000	0.000	2.257	0.000	99.26
18a -C2	274	corona	45.910	34.294	0.000	0.307	0.004	0.008	17.357	0.000	0.150	1.325	0.006	99.36
18a -C3	281	incl Gr	45.533	34.579	0.080	0.226	0.071	0.000	17.431	0.000	0.000	1.241	0.009	99.17
18a -C3	505	N in Gr	46.201	33.974	0.000	0.223	0.000	0.010	17.203	0.034	0.000	1.522	0.014	99.18
18a -C3	506	B c	46.371	33.996	0.023	0.305	0.000	0.000	17.038	0.032	0.010	1.646	0.008	99.43
18a -C4	289	B	45.698	34.304	0.000	0.089	0.005	0.012	17.497	0.072	0.019	1.333	0.007	99.04
18a -C4	290	N	45.842	34.197	0.025	0.064	0.010	0.000	17.067	0.067	0.032	1.680	0.012	99.00
18a -C4	291	N	45.781	34.479	0.050	0.118	0.000	0.001	17.512	0.074	0.000	1.322	0.000	99.34
18a -C4	507	B	46.196	34.327	0.000	0.000	0.001	0.002	17.387	0.117	0.002	1.446	0.000	99.48
18b -C1	169	corona	46.718	33.752	0.017	0.272	0.022	0.085	16.973	0.000	0.025	1.726	0.041	99.63
18b -C1	171	in Gr	52.426	27.633	0.004	3.164	0.093	0.394	10.340	0.000	0.041	5.023	0.096	99.21
18b -C1	172	corona	52.510	30.384	0.011	0.077	0.000	0.001	12.729	0.000	0.092	4.431	0.035	100.27
18b -C1	173	corona	51.598	30.604	0.000	0.168	0.026	0.000	13.093	0.000	0.028	3.952	0.015	99.48

Sample	Análise	Loc	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na2O	K2O	total
18b -C1	180	N in Px	49.393	31.379	0.000	0.137	0.016	0.001	14.559	0.000	0.000	3.046	0.035	98.57
18b -C1	181	B in Px	51.603	30.434	0.000	0.184	0.006	0.012	13.147	0.000	0.021	4.201	0.061	99.67
18b -C2	189	corona	52.065	30.529	0.039	0.232	0.025	0.004	13.099	0.004	0.000	4.148	0.013	100.16
18b -C2	190	corona	47.026	33.832	0.034	0.261	0.000	0.001	16.782	0.000	0.000	1.741	0.000	99.68
18b -C2	191	N	56.637	27.458	0.026	0.081	0.008	0.024	9.233	0.000	0.000	6.182	0.028	99.68
18b -C2	192	B	55.473	28.217	0.000	0.231	0.013	0.000	10.220	0.036	0.000	5.803	0.031	100.02
18b -C2	199	N	56.481	27.654	0.025	0.056	0.025	0.021	9.636	0.047	0.000	6.117	0.046	100.11
18b -C2	501 r	B c/ Px	53.028	29.660	0.049	0.113	0.004	0.009	12.035	0.000	0.017	4.738	0.047	99.70
18b -C4	210	pseudo	55.492	28.615	0.037	0.258	0.011	0.000	10.555	0.000	0.000	5.554	0.069	100.59
18b -C4	211	pseud	53.837	27.636	0.021	0.171	0.006	0.029	9.942	0.000	0.022	5.651	0.064	97.38
18b -C4	212	pseud	55.058	27.757	0.000	0.108	0.000	0.000	10.080	0.000	0.000	5.795	0.082	98.88
18b -C4	213	matrix	55.942	27.945	0.014	0.173	0.027	0.016	9.893	0.000	0.000	5.849	0.049	99.91
					cátions (32 oxigénios)					Componentes				
Sample	Análise	Si	Al	Fe3	Ti	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	Ab	An	Or
18 - C 6	27	10.114	5.863	0.038	0.008	0.000	0.001	0.000	1.889	2.001	0.008	51.3	48.5	0.2
18 - C 6	28	9.421	6.520	0.045	0.008	0.003	0.002	0.001	2.594	1.363	0.004	34.4	65.5	0.1
18 - C 6	29	10.158	5.817	0.038	0.002	0.000	0.000	0.000	1.876	2.003	0.015	51.4	48.2	0.4
18 - C 6	30	10.361	5.625	0.022	0.009	0.002	0.002	0.007	1.675	2.161	0.014	56.1	43.5	0.4
18 - C 6	31	10.083	5.903	0.041	0.001	0.000	0.000	0.001	1.909	1.985	0.011	50.8	48.9	0.3
18 - C 6	32	10.126	5.858	0.018	0.004	0.004	0.000	0.006	1.904	1.980	0.013	50.8	48.9	0.3
18 - C 6	33	10.025	5.944	0.048	0.000	0.001	0.003	0.006	1.975	1.919	0.012	49.1	50.6	0.3
18 - C 6	34	10.188	5.810	0.021	0.006	0.001	0.002	0.002	1.820	2.040	0.020	52.6	46.9	0.5
18 - C1	1	10.160	5.823	0.022	0.000	0.000	0.000	0.002	1.842	2.105	0.012	53.2	46.5	0.3
18 - C1	2	10.045	5.938	0.030	0.003	0.003	0.000	0.007	1.886	2.074	0.008	52.3	47.5	0.2
18 - C1	3	10.074	5.885	0.026	0.012	0.002	0.000	0.000	1.881	2.116	0.011	52.8	46.9	0.3
18 - C1	5	10.218	5.777	0.029	0.000	0.001	0.000	0.001	1.766	2.115	0.041	53.9	45.0	1.0
18 - C1	6	10.109	5.836	0.053	0.008	0.007	0.013	0.000	1.829	2.105	0.036	53	46.1	0.9
18 - C1	7	10.288	5.689	0.004	0.000	0.002	0.004	0.000	1.731	2.256	0.019	56.3	43.2	0.5
18 - C1	8	9.975	5.971	0.010	0.013	0.001	0.000	0.000	2.034	1.997	0.014	49.4	50.3	0.3
18 - C1	9	10.001	5.976	0.017	0.002	0.007	0.001	0.007	1.965	2.012	0.009	50.5	49.3	0.2
18 - C1	10	10.172	5.778	0.037	0.005	0.000	0.003	0.000	1.819	2.172	0.016	54.2	45.4	0.4
18 - C1	13	10.263	5.714	0.020	0.001	0.000	0.001	0.000	1.718	2.224	0.053	55.7	43	1.3
18 - C1	14	10.263	5.683	0.029	0.000	0.003	0.012	0.000	1.709	2.301	0.036	56.9	42.2	0.9
18 - C1	508	9.959	6.033	0.033	0.001	0.002	0.000	0.001	1.981	1.964	0.008	49.7	50.1	0.2
18 - C2	40	10.214	5.772	0.009	0.005	0.001	0.001	0.000	1.794	2.140	0.016	54.2	45.4	0.4
18 - C2	41	9.901	6.053	0.018	0.002	0.006	0.003	0.008	2.081	1.949	0.010	48.2	51.5	0.2
18 - C2	42	10.199	5.776	0.041	0.000	0.000	0.001	0.000	1.786	2.132	0.012	54.2	45.4	0.3
18 - C2	37	10.078	5.845	0.067	0.001	0.000	0.000	0.000	1.912	2.077	0.011	51.9	47.8	0.3
18 - C2	38	10.018	5.932	0.037	0.000	0.000	0.000	0.003	1.964	2.049	0.014	50.9	48.8	0.3
18 - C2	509	10.256	5.722	0.021	0.000	0.000	0.001	0.002	1.746	2.215	0.014	55.7	43.9	0.4
18 - C2	510	10.008	5.975	0.026	0.000	0.000	0.000	0.003	1.976	1.978	0.009	49.9	49.9	0.2
18 - C2	511	10.139	5.804	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	1.844	2.159	0.012	53.8	45.9	0.3
18 - C2	512	10.251	5.694	0.026	0.006	0.004	0.000	0.000	1.749	2.262	0.014	56.2	43.5	0.3
18 - C2	513	10.418	5.541	0.015	0.008	0.000	0.001	0.000	1.560	2.460	0.018	60.9	38.6	0.4
18 - C3	51	10.009	5.959	0.020	0.000	0.000	0.002	0.000	1.988	2.013	0.007	50.2	49.6	0.2
18 - C3	513 a	9.955	6.008	0.046	0.000	0.002	0.007	0.000	2.004	1.958	0.008	49.3	50.5	0.2
18 - C3	52	9.921	6.051	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	2.059	1.939	0.008	48.4	51.4	0.2
18 - C3	53	9.627	6.342	0.025	0.002	0.004	0.004	0.000	2.369	1.603	0.006	40.3	59.6	0.2
18 - C3	61	9.651	6.274	0.054	0.002	0.000	0.003	0.004	2.300	1.753	0.013	43.1	56.6	0.3
18 - C4	516	10.155	5.842	0.034	0.000	0.000	0.006	0.000	1.784	2.102	0.041	53.5	45.4	1.0
18 - C4	517	10.086	5.871	0.035	0.000	0.004	0.001	0.000	1.893	2.097	0.011	52.4	47.3	0.3
18 - C4	518	10.119	5.865	0.012	0.003	0.000	0.000	0.007	1.849	2.137	0.010	53.5	46.3	0.3

Sample	Análise	Si	Al	Fe3	Ti	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	Ab	An	Or
18 - C4	76	10.108	5.857	0.043	0.000	0.004	0.000	0.000	1.850	2.122	0.005	53.4	46.5	0.1
18 - C4	77	9.932	6.059	0.015	0.003	0.001	0.000	0.001	2.032	1.934	0.008	48.7	51.1	0.2
18a -C1	260	9.527	6.431	0.053	0.000	0.000	0.005	0.001	2.442	1.509	0.017	38	61.5	0.4
18a -C1	261	8.693	7.307	0.024	0.003	0.000	0.002	0.000	3.220	0.744	0.000	18.8	81.2	0.0
18a -C1	263	9.940	6.040	0.014	0.000	0.002	0.005	0.001	2.055	1.929	0.000	48.4	51.6	0.0
18a -C1	264*	8.088	7.785	0.187	0.007	0.004	0.159	0.000	3.490	0.357	0.018	9.2	90.3	0.5
18a -C1	503	9.936	6.032	0.014	0.011	0.001	0.002	0.000	2.013	2.009	0.010	49.8	49.9	0.2
18a -C2	272	8.669	7.328	0.027	0.000	0.004	0.000	0.001	3.248	0.729	0.001	18.3	81.6	0.0
18a -C2	273	8.789	7.180	0.026	0.008	0.000	0.001	0.000	3.183	0.808	0.000	20.2	79.8	0.0
18a -C2	274	8.504	7.480	0.043	0.000	0.001	0.002	0.011	3.445	0.476	0.001	12.1	87.8	0.0
18a -C3	281	8.445	7.553	0.032	0.011	0.011	0.000	0.000	3.464	0.446	0.002	11.4	88.5	0.1
18a -C3	505	8.562	7.414	0.031	0.000	0.000	0.003	0.000	3.416	0.547	0.003	13.8	86.1	0.1
18a -C3	506	8.572	7.401	0.042	0.003	0.000	0.000	0.001	3.374	0.590	0.002	14.9	85.1	0.1
18a -C4	289	8.489	7.504	0.012	0.000	0.001	0.003	0.001	3.482	0.480	0.002	12.1	87.8	0.1
18a -C4	290	8.517	7.482	0.009	0.003	0.002	0.000	0.002	3.397	0.605	0.003	15.1	84.8	0.1
18a -C4	291	8.477	7.518	0.016	0.007	0.000	0.000	0.000	3.474	0.475	0.000	12	88.0	0.0
18a -C4	507	8.535	7.469	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.442	0.518	0.000	13.1	86.9	0.0
18b -C1	169	8.617	7.332	0.038	0.002	0.003	0.023	0.002	3.354	0.617	0.010	15.5	84.3	0.3
18b -C1	171	9.642	5.985	0.437	0.001	0.014	0.108	0.003	2.038	1.791	0.023	46.5	52.9	0.6
18b -C1	172	9.502	6.475	0.010	0.001	0.000	0.000	0.007	2.468	1.555	0.008	38.6	61.2	0.2
18b -C1	173	9.413	6.575	0.023	0.000	0.004	0.000	0.002	2.559	1.398	0.003	35.3	64.6	0.1
18b -C1	180	9.135	6.835	0.019	0.000	0.003	0.000	0.000	2.885	1.092	0.008	27.4	72.4	0.2
18b -C1	181	9.411	6.537	0.025	0.000	0.001	0.003	0.002	2.569	1.486	0.014	36.5	63.1	0.3
18b -C2	189	9.438	6.517	0.032	0.005	0.004	0.001	0.000	2.544	1.458	0.003	36.4	63.5	0.1
18b -C2	190	8.654	7.332	0.036	0.005	0.000	0.000	0.000	3.309	0.621	0.000	15.8	84.2	0.0
18b -C2	191	10.187	5.816	0.011	0.004	0.001	0.006	0.000	1.779	2.156	0.006	54.7	45.1	0.2
18b -C2	192	9.988	5.983	0.031	0.000	0.002	0.000	0.000	1.972	2.026	0.007	50.6	49.2	0.2
18b -C2	199	10.135	5.844	0.008	0.003	0.004	0.006	0.000	1.853	2.128	0.011	53.3	46.4	0.3
18b -C2	501 r	9.628	6.342	0.015	0.007	0.001	0.002	0.001	2.341	1.668	0.011	41.5	58.2	0.3
18b -C4	210	9.938	6.035	0.035	0.005	0.002	0.000	0.000	2.025	1.929	0.016	48.6	51.0	0.4
18b -C4	211	9.959	6.020	0.024	0.003	0.001	0.008	0.002	1.970	2.027	0.015	50.5	49.1	0.4
18b -C4	212	10.023	5.950	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	1.966	2.045	0.019	50.7	48.8	0.5
18b -C4	213	10.065	5.921	0.023	0.002	0.004	0.004	0.000	1.907	2.040	0.011	51.5	48.2	0.3

Piroxênios														
Sample	Análise	Loc	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	total
18 - C1	32	N	Cpx	51.140	0.220	1.388	13.016	0.044	0.152	11.957	21.642	0.248	0.014	99.82
18 - C1	33	N	Cpx	51.512	0.000	1.011	12.059	0.030	0.169	11.885	22.438	0.253	0.004	99.36
18 - C1	34	N	Cpx	50.797	0.155	1.186	12.480	0.000	0.143	11.888	21.988	0.262	0.000	98.90
18 - C1	35	I	Cpx	51.500	0.119	1.110	12.217	0.000	0.155	11.904	22.103	0.229	0.001	99.34
18 - C1	36	B	Cpx	51.173	0.145	0.895	11.942	0.012	0.124	11.867	23.066	0.208	0.002	99.43
18 - C6	1	B	Cpx	49.432	0.351	3.948	16.565	0.044	0.086	13.277	11.646	0.290	0.173	95.81
18 - C6	2	B	Cpx	50.018	0.196	1.810	13.749	0.006	0.150	11.058	21.222	0.258	0.000	98.47
18 - C6	3	N	Cpx	50.173	0.128	1.330	12.931	0.000	0.172	10.920	22.776	0.191	0.014	98.63
18 - C6	4	I	Cpx	50.191	0.084	1.467	13.562	0.037	0.119	11.087	21.869	0.290	0.006	98.71
18 - C6	40	N	Cpx	50.188	0.038	0.615	13.292	0.000	0.115	11.330	22.623	0.212	0.001	98.41
18 - C6	41	N	Cpx	49.836	0.031	0.621	13.510	0.007	0.142	11.258	22.462	0.225	0.000	98.09
18 - C6	5	B	Cpx	50.490	0.171	1.350	13.691	0.029	0.064	11.735	20.515	0.253	0.000	98.30
18 - C6	6	I	Cpx	51.006	0.161	1.004	13.776	0.027	0.082	11.455	20.824	0.153	0.000	98.49
18 - C6	7	N	Cpx	50.370	0.173	1.150	13.350	0.078	0.104	11.331	21.705	0.279	0.007	98.55
18a -C1	262a	corona	Opx	54.690	0.085	0.700	24.652	0.000	0.127	18.842	0.640	0.052	0.011	99.80
18a -C2	275	c/ Gr Pl	Opx	51.308	0.029	1.240	26.749	0.017	0.269	19.867	0.554	0.002	0.008	100.04

Sample	Análise	Loc	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	total
18a -C4	292	N	Cpx	51.535	0.135	1.651	8.932	0.023	0.189	13.539	23.432	0.285	0.000	99.72
18a -C4	293	B	Cpx	51.843	0.172	2.354	8.348	0.000	0.117	13.937	22.444	0.332	0.000	99.55
18b -C1	177	corona	Opx	50.951	0.000	0.999	27.985	0.066	0.355	18.758	0.466	0.000	0.000	99.58
18b -C1	178	B	Cpx	51.110	0.260	2.426	9.405	0.075	0.124	13.343	22.270	0.301	0.000	99.31
18b -C1	179	I/B	Cpx	50.283	0.367	2.873	9.900	0.032	0.142	13.111	22.037	0.343	0.006	99.09
18b -C1	527	B c/Pla	Cpx	51.457	0.165	0.867	9.074	0.028	0.115	13.800	23.176	0.205	0.000	98.89
18b -C1	529	corona	Opx	50.446	0.113	1.017	27.966	0.065	0.352	18.543	0.644	0.000	0.000	99.15
18b -C1	175a	corona	Opx	51.343	0.021	0.971	28.058	0.000	0.312	19.007	0.610	0.000	0.000	100.32
18b -C2	195	B	Cpx	51.004	0.290	2.192	9.876	0.000	0.129	13.062	22.622	0.355	0.000	99.53
18b -C2	196	N	Cpx	51.151	0.325	2.394	9.752	0.000	0.134	13.151	22.440	0.313	0.000	99.66
18b -C2	194	corona	Opx	51.075	0.000	0.890	27.604	0.000	0.230	18.804	0.447	0.005	0.000	99.06
18b -C2	194	corona	Opx	50.581	0.077	1.075	27.881	0.029	0.347	18.386	0.621	0.001	0.000	99.00
18b -C2	195	B	Cpx	50.546	0.117	1.216	28.179	0.062	0.263	18.378	0.679	0.004	0.000	99.44
18b -C2	529a	B	Cpx	51.363	0.185	1.504	9.795	0.027	0.107	13.424	22.479	0.202	0.000	99.09
18b -C2	530	I	Cpx	51.132	0.232	2.348	9.388	0.049	0.169	12.931	22.428	0.298	0.000	98.97
18b -C3	203	B	Cpx	50.842	0.391	2.883	9.162	0.032	0.145	13.347	22.569	0.339	0.000	99.71
18b -C3	204	N	Cpx	51.204	0.157	2.088	9.360	0.060	0.132	13.958	22.101	0.321	0.001	99.38
18b -C3	205	I	Cpx	51.581	0.156	1.110	8.627	0.050	0.127	13.888	23.409	0.152	0.000	99.10
18b -C4	214	pseud	Opx	50.389	0.078	0.712	31.472	0.045	0.383	16.810	0.486	0.000	0.000	100.38
18b -C4	531	pseud	Opx	49.848	0.075	1.072	30.552	0.005	0.352	16.801	0.505	0.000	0.002	99.21

Cátions (6 oxigénios)

Sample	Análise	TSi	TAI	TFe3	M1Al	M1Ti	M1Fe3	M1Fe2	M1Cr	M1Mg	M2Mg	M2Fe2	M2Mn	M2Ca	M2Na
18 - C1	32	1.939	0.061	0.000	0.001	0.006	0.000	0.316	0.001	0.676	0.000	0.097	0.005	0.879	0.018
18 - C1	33	1.958	0.042	0.000	0.004	0.000	0.000	0.322	0.001	0.674	0.000	0.062	0.005	0.914	0.019
18 - C1	34	1.941	0.053	0.000	0.000	0.004	0.000	0.318	0.000	0.677	0.000	0.081	0.005	0.900	0.019
18 - C1	35	1.960	0.040	0.000	0.009	0.003	0.000	0.312	0.000	0.675	0.000	0.077	0.005	0.901	0.017
18 - C1	36	1.945	0.040	0.000	0.000	0.004	0.000	0.323	0.000	0.672	0.000	0.056	0.004	0.939	0.015
18b -C2	175a	1.952	0.043	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.999	0.078	0.892	0.010	0.025	0.000
18b -C2	194	1.966	0.034	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.994	0.085	0.889	0.007	0.018	0.000
18 - C 6	195	1.914	0.086	0.000	0.011	0.008	0.000	0.250	0.000	0.731	0.000	0.060	0.004	0.910	0.026
18 - C 6	196	1.917	0.083	0.000	0.023	0.009	0.000	0.234	0.000	0.735	0.000	0.072	0.004	0.901	0.023
18 - C 6	224	2.064	0.000	0.000	0.053	0.001	0.000	0.070	0.000	0.876	0.000	0.821	0.047	0.062	0.002
18 - C 6	225	2.125	0.000	0.000	0.072	0.002	0.000	0.123	0.001	0.803	0.000	0.358	0.010	0.502	0.004
18 - C 6	1	1.951	0.049	0.000	0.134	0.010	0.000	0.073	0.001	0.781	0.000	0.474	0.003	0.492	0.022
18 - C 6	2	1.930	0.070	0.000	0.013	0.006	0.000	0.345	0.000	0.636	0.000	0.098	0.005	0.877	0.019
18 - C 6	3	1.932	0.060	0.000	0.000	0.004	0.000	0.369	0.000	0.627	0.000	0.047	0.006	0.940	0.014
18 - C 6	4	1.931	0.066	0.003	0.000	0.002	0.085	0.276	0.001	0.636	0.000	0.073	0.004	0.901	0.022
18 - C 6	40	1.936	0.028	0.000	0.000	0.001	0.000	0.347	0.000	0.652	0.000	0.081	0.004	0.935	0.016
18a -C1	41	1.930	0.028	0.000	0.000	0.001	0.000	0.349	0.000	0.650	0.000	0.088	0.005	0.932	0.017
18a -C2	5	1.948	0.052	0.000	0.009	0.005	0.000	0.310	0.001	0.675	0.000	0.131	0.002	0.848	0.019
18a -C4	6	1.969	0.031	0.000	0.015	0.005	0.000	0.320	0.001	0.659	0.000	0.124	0.003	0.861	0.011
18a -C4	7	1.940	0.052	0.000	0.000	0.005	0.000	0.342	0.002	0.651	0.000	0.088	0.003	0.896	0.021
18b -C1	262a	2.080	0.000	0.000	0.031	0.002	0.000	0.000	0.000	0.966	0.102	0.784	0.004	0.026	0.004
18b -C1	275	1.943	0.055	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.999	0.123	0.847	0.009	0.022	0.000
18b -C1	292	1.925	0.073	0.000	0.000	0.004	0.000	0.242	0.001	0.754	0.000	0.038	0.006	0.938	0.021
18b -C1	293	1.933	0.067	0.000	0.036	0.005	0.000	0.184	0.000	0.775	0.000	0.076	0.004	0.897	0.024
18b -C1	177	1.953	0.045	0.002	0.000	0.000	0.045	0.000	0.002	0.953	0.119	0.851	0.012	0.019	0.000
18b -C1	178	1.919	0.081	0.000	0.026	0.007	0.059	0.158	0.002	0.747	0.000	0.078	0.004	0.896	0.022
18b -C2	179	1.894	0.106	0.000	0.021	0.010	0.000	0.231	0.001	0.736	0.000	0.081	0.005	0.889	0.025
18b -C2	527	1.940	0.038	0.000	0.000	0.005	0.000	0.219	0.001	0.776	0.000	0.067	0.004	0.936	0.015
18b -C2	529	1.944	0.046	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.995	0.071	0.901	0.011	0.027	0.000
18b -C2	194	1.953	0.047	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.995	0.063	0.900	0.011	0.026	0.000
18b -C2	195	1.943	0.055	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.995	0.059	0.906	0.009	0.028	0.000

18b -C3	529a	1.937	0.063	0.000	0.004	0.005	0.000	0.235	0.001	0.755	0.000	0.074	0.003	0.908	0.015
18b -C3	530	1.930	0.070	0.000	0.034	0.007	0.000	0.230	0.001	0.728	0.000	0.066	0.005	0.907	0.022
18b -C3	203	1.899	0.101	0.000	0.026	0.011	0.000	0.219	0.001	0.743	0.000	0.068	0.005	0.903	0.025
18b -C4	204	1.916	0.084	0.000	0.008	0.004	0.000	0.207	0.002	0.779	0.000	0.086	0.004	0.886	0.023
18b -C4	205	1.938	0.049	0.000	0.000	0.004	0.000	0.216	0.001	0.778	0.000	0.055	0.004	0.942	0.011
18b -C4	214	1.947	0.032	0.000	0.000	0.002	0.000	0.028	0.001	0.968	0.000	0.988	0.013	0.020	0.000
18b -C4	531	1.943	0.049	0.008	0.000	0.002	0.052	0.000	0.000	0.945	0.031	0.936	0.012	0.021	0.000

Biotita															
Análise	Loca	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	Total
63 (C3)	incl Grd	29.763	2.010	18.741	0.047	26.967	0.176	8.759	0.009	0.828	0.059	3.029	0.030	0.018	90.44
64 (C3)	incl Grd	32.626	1.969	17.271	0.004	26.458	0.049	7.942	0.000	0.357	0.062	6.352	0.072	0.010	93.17
72(C4)	c/ Grd	30.939	1.900	16.955	0.000	26.688	0.120	8.920	0.031	0.418	0.068	4.620	0.059	0.012	90.73

Cátions (24 oxigênios)															
Análise	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe3	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	CF	CCI
63 (C3)	4.116	3.053	0.000	0.209	0.000	3.119	0.005	0.021	1.806	0.000	0.123	0.016	0.534	0.026	0.008
64 (C3)	4.688	2.923	0.000	0.213	0.000	3.180	0.000	0.006	1.701	0.000	0.055	0.017	1.164	0.065	0.005
72(C4)	4.317	2.786	0.000	0.199	0.000	3.114	0.000	0.014	1.855	0.002	0.062	0.018	0.822	0.052	0.006

Anfibólio															
Sample	Análise	Loc	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	Total
18 - C 6	20	B inc	Hbl	45.490	0.755	8.248	18.691	0.059	10.812	10.985	0.716	0.407	0.123	0.014	96.3
18 - C 6	21	B	Hbl	44.725	1.249	9.934	17.283	0.069	10.503	11.388	1.051	0.714	0.158	0.019	97.09
18 - C 6	22	N	Anf	44.555	1.297	10.019	18.546	0.072	9.829	11.359	1.065	0.719	0.118	0.008	97.59
18 - C 6	23	B	Anf	47.405	0.158	7.404	19.807	0.123	10.699	11.198	0.680	0.368	0.047	0.000	97.89
18 - C 6	24	B	Act	49.785	0.208	4.655	17.390	0.068	12.108	12.144	0.360	0.192	0.067	0.002	96.98
18 - C 6	25	N	Act	48.921	0.076	5.654	18.099	0.113	12.034	11.670	0.534	0.229	0.000	0.011	97.34
18 - C1	26	in B Gr	Anf	48.449	0.254	10.617	21.146	0.148	8.768	6.481	1.305	0.060	0.007	0.012	97.25
18 - C1	28	in B Gr	Fts	42.256	0.220	14.140	20.564	0.078	7.269	11.646	0.805	0.483	0.029	0.023	97.51
18 - C1	29	in N Gr	Fpa	43.338	1.020	11.992	14.391	0.010	11.312	11.843	0.845	2.213	0.224	0.054	97.24
18 - C1	60	c/ Gr	tsc	43.071	1.569	11.671	18.649	0.038	9.884	11.529	1.157	0.993	0.102	0.033	98.7
18 - C3	538	B incl	Cum	46.716	0.175	5.011	29.636	0.219	9.542	4.826	0.296	0.151	0.046	0.013	96.63
18 - C3	59	c/ Gr	tsc	42.509	1.564	11.771	19.302	0.054	8.740	11.380	1.155	0.964	0.004	0.049	97.49
18 - C3	60a	N incl	Anf	43.579	0.541	9.321	21.825	0.094	8.348	10.975	0.670	0.243	0.073	0.004	95.67
18 - C3	65 a	B - I	cum	51.026	0.099	0.634	30.324	0.289	13.227	0.737	0.091	0.007	0.081	0.002	96.52
18 - C3	66 a	I	cum	50.046	0.055	0.711	29.986	0.271	13.795	0.875	0.070	0.024	0.054	0.000	95.89
18 - C3	67	B	cum	50.964	0.020	0.552	28.985	0.301	14.027	0.841	0.053	0.028	0.079	0.002	95.85
18 - C4	73	in B Gr	Fts	39.447	0.370	16.459	22.243	0.094	5.216	11.457	1.246	0.409	0.000	0.000	96.94
18 - C4	74	in B Gr	tch	41.622	0.347	14.370	20.987	0.082	6.963	11.394	1.297	0.339	0.196	0.010	97.61
18 - C6	19	N	tsc	42.604	0.834	12.148	18.602	0.074	9.246	11.132	1.242	0.490	0.148	0.011	96.53
18a -C1	522	in Gr	Fpa	40.580	2.069	15.765	13.051	0.061	10.156	12.087	1.064	1.951	0.071	0.103	96.96
18a -C2	277	golf Gr	tch	43.928	1.485	13.014	12.794	0.093	12.576	11.643	1.597	0.414	0.126	0.023	97.69
18b -C2	278	c/ Gr	tsc	43.660	1.690	12.601	13.605	0.107	12.146	11.497	1.579	0.410	0.048	0.019	97.36
18b -C1	174	in Gr	tch	41.411	0.155	16.176	20.518	0.160	7.332	10.524	1.513	0.156	0.079	0.000	98.02
18b -C1	197	c/ Gr	tsc	43.685	1.522	12.460	13.859	0.035	12.177	11.490	1.395	0.573	0.015	0.015	97.23

Cátions (23 Oxigênios)															
Análise	TSi	TAI	TFe3	CAI	CFe3	CTI	CMg	CFe2	CMn	BCa	BNa	ANa	AK	CCI	CF
20	6.753	1.247	0.000	0.195	1.106	0.084	2.393	1.215	0.007	1.747	0.206	0.000	0.077	0.004	0.058
21	6.642	1.358	0.000	0.380	0.637	0.140	2.325	1.510	0.009	1.812	0.188	0.115	0.135	0.005	0.074
22	6.616	1.384	0.000	0.367	0.670	0.145	2.176	1.633	0.009	1.807	0.193	0.114	0.136	0.002	0.055
23	6.935	1.065	0.000	0.211	1.047	0.017	2.333	1.376	0.015	1.755	0.193	0.000	0.069	0.000	0.022
24	7.348	0.652	0.000	0.158	0.468	0.023	2.664	1.679	0.009	1.921	0.079	0.024	0.036	0.001	0.031
25	7.161	0.839	0.000	0.136	0.831	0.008	2.626	1.384	0.014	1.830	0.152	0.000	0.043	0.003	0.000
26	6.844	1.156	0.000	0.611	2.161	0.027	1.847	0.337	0.018	0.981	0.357	0.000	0.011	0.003	0.003

Análise	TSI	TAI	TFe3	CAI	CFe3	CTi	CMg	CFe2	CMn	BCa	BNa	ANa	AK	CCI	CF
28	6.302	1.698	0.000	0.785	0.818	0.025	1.616	1.747	0.010	1.861	0.139	0.094	0.092	0.006	0.014
29	6.466	1.534	0.000	0.573	0.281	0.114	2.516	1.515	0.001	1.893	0.107	0.138	0.421	0.014	0.106
60	6.337	1.663	0.000	0.359	0.805	0.174	2.168	1.489	0.005	1.817	0.183	0.147	0.186	0.008	0.047
538	6.605	0.834	0.560	0.000	2.944	0.019	2.011	0.000	0.026	0.731	0.081	0.000	0.027	0.003	0.021
59	6.369	1.631	0.000	0.446	0.659	0.176	1.952	1.760	0.007	1.827	0.173	0.162	0.184	0.012	0.002
60a	6.608	1.392	0.000	0.272	1.187	0.062	1.887	1.580	0.012	1.783	0.197	0.000	0.047	0.001	0.035
65 a	6.827	0.100	1.074	0.000	2.319	0.010	2.638	0.000	0.033	0.106	0.024	0.000	0.001	0.000	0.034
66 a	6.721	0.112	1.166	0.000	2.202	0.006	2.762	0.000	0.031	0.126	0.018	0.000	0.004	0.000	0.023
67	6.828	0.087	1.085	0.000	2.162	0.002	2.801	0.000	0.034	0.121	0.014	0.000	0.005	0.000	0.033
73	5.993	2.007	0.000	0.938	0.808	0.042	1.181	2.018	0.012	1.865	0.135	0.232	0.079	0.000	0.000
74	6.233	1.767	0.000	0.768	0.823	0.039	1.555	1.805	0.010	1.828	0.172	0.205	0.065	0.003	0.093
19	6.370	1.630	0.000	0.510	0.912	0.094	2.061	1.414	0.009	1.783	0.217	0.144	0.093	0.003	0.070
522	6.077	1.923	0.000	0.857	0.039	0.233	2.267	1.595	0.008	1.939	0.061	0.248	0.373	0.026	0.034
277	6.352	1.648	0.000	0.569	0.624	0.162	2.711	0.923	0.011	1.804	0.196	0.252	0.076	0.006	0.058
278	6.353	1.647	0.000	0.512	0.659	0.185	2.635	0.996	0.013	1.792	0.208	0.238	0.076	0.005	0.022
174	6.062	1.938	0.000	0.851	1.293	0.017	1.600	1.219	0.020	1.651	0.349	0.080	0.029	0.000	0.037
197	6.361	1.639	0.000	0.498	0.722	0.167	2.643	0.966	0.004	1.793	0.207	0.186	0.106	0.004	0.007

Opacos											
Sample	Análise	Loc	Mineral	FeO	MgO	SiO2	CaO	MnO	TiO2	Al2O3	Total
18 C-5	351		ilm	48.365	0.000	0.000	0.000	0.000	51.635	0.000	100.00
18 - C 6	35	incl	mag	77.418	0.014	0.002	0.075	0.017	0.013	0.005	77.54
18 - C 6	37	incl	mag	76.807	0.026	0.042	0.054	0.042	0.098	0.005	77.07
18 - C 6	38	incl	ilm	47.399	0.071	0.028	0.047	0.252	50.916	0.002	98.75
18a -C4	356	in grd	ilm	43.925	1.445	0.000	0.046	0.227	50.447	0.032	96.12
18b -C1	219	B	ilm	45.182	0.795	0.000	0.047	0.366	49.171	0.000	95.56
18b -C1	220	N	ilm	44.634	0.760	0.016	0.009	0.394	49.950	0.019	95.78
18b -C3	218	B	ilm	43.376	0.882	0.034	0.015	0.305	49.442	0.022	94.08
18b -C4	216	pseud	ilm	44.700	0.313	0.024	0.024	0.365	47.732	0.039	93.20
18b -C4	217	pseud	ilm	45.267	0.278	0.010	0.022	0.296	49.490	0.017	95.38

Cátions									
Sample	Análise	Mineral	Si	Al	Ti	Fe2	Mn	Mg	Ca
18 - C5	351	ilm	0.000	0.000	1.973	2.054	0.000	0.000	0.000
18 - C 6	35	mag	0.000	0.001	0.001	5.986	0.001	0.002	0.007
18 - C 6	37	mag	0.004	0.001	0.007	5.965	0.003	0.004	0.005
18 - C 6	38	ilm	0.001	0.000	1.969	2.038	0.011	0.005	0.003
18a -C4	356	ilm	0.000	0.002	1.978	1.915	0.010	0.112	0.003
18b -C1	219	ilm	0.000	0.000	1.959	2.001	0.016	0.063	0.003
18b -C1	220	ilm	0.001	0.001	1.977	1.964	0.018	0.060	0.001
18b -C3	218	ilm	0.002	0.001	1.986	1.937	0.014	0.070	0.001
18b -C4	216	ilm	0.001	0.003	1.956	2.037	0.017	0.025	0.001
18b -C4	217	ilm	0.001	0.001	1.976	2.009	0.013	0.022	0.001

Lâmina: 112b (granada-biotita gnaiss)

				Granada								
Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	
221(C1)	N	37.782	0.031	21.068	28.103	4.024	2.751	6.365	0.028	0.000	100.15	
226(C1)	B	37.948	0.063	20.997	27.968	4.480	2.159	7.205	0.017	0.000	100.84	
227(C2)	N	37.858	0.016	21.409	28.497	3.841	2.771	6.419	0.008	0.000	100.82	
228(C2)	B	37.770	0.141	21.053	27.426	4.464	1.450	8.572	0.021	0.001	100.90	
234(C3)	N	37.186	0.030	21.379	27.175	4.900	2.989	6.303	0.013	0.002	99.98	

235(C3)	N	37.712	0.068	21.433	25.473	3.975	3.284	7.773	0.003	0.000	99.72
236(C3)	B	37.391	0.000	21.303	27.221	5.166	2.647	6.329	0.000	0.035	100.09
546(C3)	I	37.713	0.000	21.322	26.545	4.138	3.215	7.045	0.042	0.000	100.02
547(C3)	I	38.089	0.030	21.167	27.264	4.571	2.930	6.722	0.032	0.000	100.81
243(C4)	B	37.800	0.000	21.072	26.776	4.798	2.488	7.408	0.000	0.007	100.35
244(C4)	N	38.239	0.131	21.450	25.124	2.538	3.533	9.855	0.008	0.005	100.88
246(C4)	N	38.223	0.057	20.881	25.700	3.650	3.227	8.265	0.000	0.000	100.00
247(C4)	N	38.285	0.000	21.027	27.189	4.476	2.841	6.777	0.012	0.011	100.62
251(C4)	B	37.756	0.046	21.192	26.436	4.338	2.802	7.633	0.035	0.018	100.26
Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
548(C4)	B	37.958	0.103	20.798	26.632	4.867	2.768	6.746	0.034	0.000	99.91
550(C4)	B	38.460	0.084	20.958	26.304	5.297	2.093	7.527	0.001	0.044	100.77

Cátions (24 oxigênios)											
Análise	TSi	TAI	AlVI	Fe3	Ti	Fe2	Mg	Mn	Ca	Na	
221(C1)	6.086	0.000	3.997	0.000	0.004	3.597	0.661	0.549	1.099	0.009	
226(C1)	6.022	0.000	3.924	0.000	0.008	3.703	0.511	0.602	1.225	0.005	
227(C2)	5.987	0.013	3.975	0.000	0.002	3.765	0.653	0.515	1.088	0.002	
228(C2)	5.994	0.006	3.929	0.000	0.017	3.647	0.343	0.600	1.458	0.006	
234(C3)	5.920	0.080	3.928	0.000	0.004	3.620	0.709	0.661	1.075	0.004	
235(C3)	5.976	0.024	3.975	0.000	0.008	3.387	0.776	0.533	1.320	0.001	
236(C3)	5.966	0.034	3.969	0.000	0.000	3.621	0.630	0.698	1.082	0.000	
546(C3)	5.976	0.024	3.955	0.000	0.000	3.522	0.759	0.555	1.196	0.013	
547(C3)	6.015	0.000	3.937	0.000	0.004	3.596	0.690	0.611	1.137	0.010	
243(C4)	6.004	0.000	3.941	0.000	0.000	3.560	0.589	0.645	1.261	0.000	
244(C4)	5.959	0.041	3.896	0.000	0.015	3.285	0.821	0.335	1.645	0.002	
246(C4)	6.050	0.000	3.892	0.000	0.007	3.399	0.761	0.489	1.402	0.000	
247(C4)	6.063	0.000	3.922	0.000	0.000	3.591	0.671	0.600	1.150	0.004	
251(C4)	5.982	0.018	3.937	0.000	0.005	3.507	0.662	0.582	1.296	0.011	
548(C4)	6.053	0.000	3.906	0.000	0.012	3.550	0.658	0.657	1.153	0.011	
550(C4)	6.099	0.000	3.914	0.000	0.010	3.491	0.495	0.712	1.279	0.000	

Plagiocásio										
Análise	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	CaO	Na2O	K2O	total	
230(C2)	60.72	24.925	0.002	0.127	0.015	6.509	8.222	0.115	100.64	
238(C3)	59.706	25.573	0.000	0.369	0.029	7.356	7.607	0.156	100.8	

Cátions (32 oxigênios)										
Análise	Si	Al	Fe3	Mn	Ca	Na	K	Ab	An	Or
230(C2)	10.753	5.198	0.017	0.002	1.235	2.823	0.026	69.1	30.2	0.6
238(C3)	10.589	5.341	0.049	0.004	1.398	2.616	0.035	64.6	34.5	0.9

Amfibólio										
-----------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	Total
232(C2)	N c/ Gr	45.365	0.393	10.245	19.34	0.256	9.584	11.754	0.875	0.735	0.181	0	98.73
556(C2)	B c/ Gr	45.249	0.375	10.562	19.154	0.313	9.32	11.992	0.649	0.757	0	0.019	98.39
252(C4)	N c/ Gr	43.743	1.684	10.537	18.395	0.48	9.472	11.115	1.245	1.072	0.095	0.079	97.92
557(C4)	B c/ Gr	44.044	1.258	10.882	17.816	0.451	9.249	11.545	0.982	0.922	0.023	0.083	97.25

Cátions (23 Oxigênios)															
Análise	TSi	TAI	CAI	TiO2	CFe3	CTi	CMg	CFe2	CMn	BCa	BNa	ANa	AK	CCI	CF
232(C2)	6.671	1.329	0.445	0.393	0.706	0.043	2.101	1.673	0.032	1.852	0.148	0.101	0.138	0	0.084
556(C2)	6.673	1.327	0.508	0.375	0.618	0.042	2.049	1.745	0.039	1.895	0.105	0.081	0.142	0.005	0
252(C4)	6.512	1.488	0.359	1.684	0.644	0.189	2.102	1.646	0.061	1.773	0.227	0.132	0.204	0.02	0.045

557(C4)	6.591	1.409	0.508	1.258	0.455	0.142	2.063	1.775	0.057	1.851	0.149	0.136	0.176	0.021	0.011
					Biotita										
Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	Total
241(C3)	B c/Grt	35.997	4.169	16.048	0.058	20.676	0.209	9.932	0.325	0.031	0.092	9.244	0.466	0.078	97.33
241'(C3)	B c/Grt	35.498	3.747	16.351	0.043	20.945	0.211	9.771	0.343	0.03	0.073	9.135	0.133	0.085	96.36
242(C3)	N c/Grt	35.828	3.706	15.74	0.065	20.798	0.192	9.783	0.108	0.02	0.076	9.302	0.363	0.079	96.06
249(C4)	B c/ Grt	35.628	3.291	15.809	0.087	22.132	0.202	9.792	0.245	0.054	0.046	8.969	0.383	0.102	96.74
250(C4)	N c/ Grt	35.868	3.088	16.246	0.025	21.241	0.168	10.151	0.44	0.003	0.079	9.286	0.288	0.088	96.97
551(C4)	B c/ Grt	36.033	3.104	16.316	0.07	20.606	0.232	10.428	0.301	0.052	0.038	9.133	0.353	0.077	96.74
					Cátions (24 Oxigênios)										
Análise	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	CF	CCl	OH
241(C3)	5.373	2.627	0.194	0.468	2.581	0.007	0.026	2.21	0.019	0.005	0.027	1.76	0.44	0.039	2.671
241'(C3)	5.231	2.769	0.069	0.415	2.581	0.005	0.026	2.147	0.02	0.005	0.021	1.717	0.124	0.042	3.581
242(C3)	5.265	2.724	0	0.41	2.556	0.008	0.024	2.143	0.006	0.003	0.022	1.744	0.337	0.039	3.866
249(C4)	5.309	2.691	0.083	0.369	2.758	0.01	0.025	2.175	0.014	0.009	0.013	1.705	0.361	0.052	3.243
250(C4)	5.341	2.659	0.19	0.346	2.645	0.003	0.021	2.253	0.026	0	0.023	1.764	0.271	0.044	3.012
551(C4)	5.327	2.673	0.168	0.345	2.548	0.008	0.029	2.298	0.017	0.008	0.011	1.723	0.33	0.039	3.218
					Opacos										
Análise	Mineral	FeO	MgO	SiO2	CaO	TiO2	Cr2O3	Al2O3	Total						
233	mag	76.344	0.028	0.040	0.015	0.002	0.000	0.033	76.46						
254	mag	75.457	0.000	0.000	0.003	0.029	0.000	0.038	75.53						
					Cátions										
Análise	Mineral	Si	Al	Ti	Fe2	Mg	Ca								
233	mag	0.004	0.004	0.000	5.981	0.004	0.002								
254	mag	0.000	0.004	0.002	5.989	0.000	0.000								

Lâminas: 57a e 46b (gnaisses charnockíticos)

Granada												
Sample	Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
46b -C1	545	I	37.445	0.170	20.320	28.384	3.237	3.315	6.837	0.012	0.007	99.73
46b -C1	79	N	37.950	0.159	20.230	28.389	3.075	3.268	6.986	0.024	0.000	100.08
46b -C1	80	I	37.667	0.148	20.154	28.123	3.123	3.401	6.923	0.009	0.001	99.55
46b -C1	81	B	37.500	0.028	20.001	28.383	3.687	3.164	6.472	0.015	0.020	99.27
46b -C2	546	I	36.867	0.075	20.233	29.694	3.602	2.425	6.428	0.015	0.000	99.34
46b -C2	87	c/ inc Bi	37.520	0.066	20.364	29.824	3.473	2.482	6.337	0.000	0.000	100.07
46b -C2	88	B	37.336	0.081	20.308	28.247	4.404	1.864	6.828	0.027	0.012	99.11
46b -C3	94	c/ inc Bi	37.617	0.071	20.180	29.379	3.279	2.682	6.268	0.000	0.018	99.49
46b -C3	95	c/ inc Bi	36.963	0.046	20.548	29.011	3.069	3.460	6.232	0.003	0.006	99.34
46b -C3	96	B c/ Pla	37.367	0.018	20.545	28.433	3.418	3.070	6.267	0.044	0.001	99.16
57a -C1	128	N	37.290	0.201	20.296	30.381	2.373	2.339	6.534	0.005	0.007	99.43
57a -C1	129	I c/inBi	37.160	0.166	19.864	30.156	2.549	2.177	6.522	0.000	0.031	98.63
57a -C1	130	B	37.616	0.109	20.324	30.028	2.602	2.451	6.501	0.010	0.012	99.65
57a -C1	542	c/ inc Bi	37.399	0.158	19.961	29.884	2.544	2.177	6.375	0.030	0.006	98.53
57a -C1	543	c/ inc Bi	37.269	0.084	20.155	30.098	2.349	2.490	6.389	0.027	0.007	98.87
57a -C1	555	c/ inc Bi	37.531	0.079	19.859	30.321	2.759	1.973	6.550	0.031	0.020	99.12
57a -C2	140	B c/ Bio	37.336	0.167	19.806	30.158	2.636	2.095	6.753	0.051	0.003	99.01
57a -C2	141	N	37.380	0.134	20.140	30.542	2.422	2.331	6.436	0.022	0.000	99.41
57a -C2	142	B c/ Bio	37.061	0.077	20.210	29.775	2.887	2.080	6.693	0.000	0.001	98.78

57a -C2	544	I	37.530	0.073	20.219	30.025	2.506	2.300	6.562	0.026	0.001	99.24
57a -C2	554	c/ inc Bi	37.275	0.102	19.876	30.777	2.663	2.279	6.500	0.029	0.000	99.50

Cátions (24 oxigénios)												
Sample	Análise	TSi	TAI	AlVI	Fe3	Ti	Fe2	Mg	Mn	Ca	Na	
46b -C1	545	5.973	0.027	3.790	0.000	0.020	3.792	0.788	0.437	1.168	0.004	
46b -C1	79	6.033	0.000	3.787	0.000	0.019	3.775	0.775	0.414	1.190	0.007	
46b -C1	80	6.015	0.000	3.790	0.000	0.018	3.758	0.810	0.422	1.185	0.003	
46b -C1	81	6.024	0.000	3.784	0.000	0.003	3.811	0.758	0.502	1.114	0.005	
46b -C2	546	5.952	0.048	3.798	0.000	0.009	4.000	0.584	0.493	1.112	0.005	
46b -C2	87	6.008	0.000	3.840	0.000	0.008	3.993	0.593	0.471	1.087	0.000	
46b -C2	88	6.042	0.000	3.870	0.000	0.010	3.833	0.450	0.604	1.184	0.008	
46b -C3	94	6.052	0.000	3.823	0.000	0.009	3.946	0.643	0.447	1.080	0.000	
46b -C3	95	5.919	0.081	3.795	0.000	0.006	3.887	0.826	0.416	1.069	0.001	
46b -C3	96	6.000	0.000	3.885	0.000	0.002	3.822	0.735	0.465	1.078	0.014	
57a -C1	128	6.016	0.000	3.856	0.000	0.024	4.086	0.563	0.324	1.129	0.002	
57a -C1	129	6.049	0.000	3.808	0.000	0.020	4.106	0.528	0.351	1.137	0.000	
57a -C1	130	6.043	0.000	3.845	0.000	0.013	4.035	0.587	0.354	1.119	0.003	
57a -C1	542	6.087	0.000	3.826	0.000	0.019	4.068	0.528	0.351	1.112	0.009	
57a -C1	543	6.034	0.000	3.843	0.000	0.010	4.074	0.601	0.322	1.108	0.008	
57a -C1	555	6.085	0.000	3.792	0.000	0.010	4.110	0.477	0.379	1.138	0.010	
57a -C2	140	6.052	0.000	3.781	0.000	0.020	4.089	0.506	0.362	1.173	0.016	
57a -C2	141	6.030	0.000	3.826	0.000	0.016	4.118	0.561	0.331	1.112	0.007	
57a -C2	142	6.016	0.000	3.863	0.000	0.009	4.047	0.503	0.397	1.164	0.000	
57a -C2	544	6.058	0.000	3.843	0.000	0.009	4.051	0.553	0.343	1.135	0.008	
57a -C2	554	6.016	0.000	3.778	0.000	0.012	4.149	0.548	0.364	1.124	0.009	

Feldspatos																
Sample	Análise	Loc	Mineral	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na2O	K2O	total	
46b -C1	84	N	Pla	60.860	24.070	0.012	0.130	0.000	0.000	5.969	0.000	0.000	8.327	0.203	99.1	
46b -C2	565	N	Pla	61.499	24.141	0.048	0.158	0.000	0.000	5.509	0.000	0.000	8.643	0.126	100.0	
46b -C3	93	golf Gr	Pla	61.087	23.699	0.020	0.051	0.000	0.000	5.464	0.000	0.000	8.520	0.185	99.1	
46b -C4	103	pertita	Pla	64.523	18.436	0.046	0.102	0.014	0.000	0.053	0.000	0.000	1.962	13.850	98.1	
46b -C4	104	hosped	Kfe	64.525	18.184	0.000	0.076	0.000	0.015	0.077	0.000	0.000	1.174	15.002	99.1	
46b -C4	566	hosped	Kfe	64.612	18.072	0.043	0.111	0.006	0.012	0.071	0.000	0.000	2.355	13.263	98.1	
46b -C4	567	hosped	Pla	61.117	23.779	0.000	0.600	0.000	0.019	5.780	0.000	0.000	8.294	0.177	99.1	
57a -C1	132	B	Pla	61.431	23.554	0.030	0.133	0.000	0.002	5.244	0.034	0.034	8.680	0.214	99.1	
57a -C1	559	I c/ Gr	Pla	61.982	23.844	0.000	0.082	0.020	0.001	5.227	0.000	0.000	8.684	0.188	100.0	
57a -C1	560	I	Pla	61.434	23.929	0.000	0.057	0.000	0.013	5.354	0.000	0.000	8.391	0.187	99.1	
57a -C2	144	N	Pla	60.940	23.135	0.011	0.089	0.000	0.015	5.005	0.000	0.048	8.736	0.230	98.1	
57a -C2	553	N	Pla	61.890	23.260	0.000	0.095	0.000	0.000	4.859	0.000	0.000	8.663	0.222	98.1	
57a -C2	561	pertita	Pla	61.530	23.002	0.042	0.223	0.000	0.024	4.829	0.000	0.077	8.692	0.230	98.1	
57a -C3	161	N c/ Px	Pla	62.369	23.257	0.019	0.276	0.011	0.000	4.877	0.000	0.114	8.825	0.210	99.1	
57a -C4	162	Anortoc	Kfe	62.701	20.457	0.009	0.294	0.003	0.031	2.348	0.000	0.254	5.537	6.911	98.1	
57a -C4	163	antip	Kfe	63.555	18.274	0.007	0.028	0.000	0.013	0.043	0.000	1.081	1.265	14.458	98.1	
57a -C4	562	Anortoc	Kfe	63.223	18.629	0.026	0.000	0.000	0.000	0.482	0.000	0.754	2.442	12.835	98.1	
57a -C4	563	Hosp	Kfe	62.486	19.185	0.019	0.041	0.000	0.003	0.828	0.000	0.825	2.540	12.155	98.1	
57a -C4	564	antipert	Kfe	61.789	23.255	0.000	0.051	0.000	0.006	5.087	0.000	0.053	8.925	0.125	99.1	

Cátions (32 oxigénios)													Componentes		
Sample	Análise	Mineral	Si	Al	Fe3	Ti	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	Ab	An	Or
46b -C1	84	Pla	10.877	5.066	0.017	0.002	0.000	0.000	0.000	1.143	2.886	0.046	70.8	28.0	1
46b -C2	565	Pla	10.915	5.046	0.021	0.006	0.000	0.000	0.000	1.048	2.974	0.029	73.4	25.9	0
46b -C3	93	Pla	10.957	5.006	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	1.050	2.963	0.042	73.1	25.9	1
46b -C4	103	Pla	11.960	4.024	0.014	0.006	0.002	0.000	0.000	0.011	0.705	3.275	17.7	0.3	82
46b -C4	104	Kfe	11.998	3.982	0.011	0.000	0.000	0.004	0.000	0.015	0.423	3.559	10.6	0.4	89

Sample	Análise	Mineral	Si	Al	Fe3	Ti	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	Ab	An	Or
46b -C4	566	Kfe	12.006	3.955	0.016	0.006	0.001	0.003	0.000	0.014	0.849	3.144	21.2	0.3	78
46b -C4	567	Pla	10.906	4.997	0.080	0.000	0.000	0.005	0.000	1.105	2.870	0.040	71.5	27.5	1
57a -C1	132	Pla	10.987	4.961	0.018	0.004	0.000	0.001	0.002	1.005	3.010	0.049	74.1	24.7	1
57a -C1	559	Pla	10.996	4.982	0.011	0.000	0.003	0.000	0.000	0.994	2.987	0.043	74.2	24.7	1
57a -C1	560	Pla	10.967	5.031	0.008	0.000	0.000	0.003	0.000	1.024	2.905	0.043	73.1	25.8	1
57a -C2	144	Pla	11.022	4.928	0.012	0.001	0.000	0.004	0.003	0.970	3.064	0.053	75.0	23.7	1
57a -C2	553	Pla	11.079	4.903	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.932	3.007	0.051	75.4	23.4	1
57a -C2	561	Pla	11.070	4.874	0.030	0.006	0.000	0.006	0.005	0.931	3.032	0.053	75.5	23.2	1
57a -C3	161	Pla	11.077	4.864	0.037	0.003	0.002	0.000	0.008	0.928	3.039	0.048	75.7	23.1	1
57a -C4	162	Kfe	11.507	4.421	0.041	0.001	0.000	0.008	0.018	0.462	1.970	1.618	48.6	11.4	40
57a -C4	163	Kfe	11.935	4.041	0.004	0.001	0.000	0.004	0.080	0.009	0.461	3.464	11.7	0.2	88
57a -C4	562	Kfe	11.846	4.110	0.000	0.004	0.000	0.000	0.055	0.097	0.887	3.068	21.9	2.4	75
57a -C4	563	Kfe	11.734	4.243	0.006	0.003	0.000	0.001	0.061	0.167	0.925	2.912	23.1	4.2	72
57a -C4	564	Kfe	11.048	4.897	0.007	0.000	0.000	0.002	0.004	0.975	3.094	0.029	75.5	23.8	0
					Biotita										
Sample	Análise	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	Total
46b -C2	89	34.706	0.427	15.465	0.008	23.794	0.105	9.508	0.269	0.387	0.055	5.082	0.205	0.024	90.1
46b -C2	90	34.096	0.643	14.322	0.001	27.620	0.080	8.380	0.361	0.189	0.072	6.337	0.099	0.013	92.1
46b -C2	91	35.117	0.737	16.085	0.000	24.210	0.070	9.033	0.313	0.065	0.038	7.849	0.240	0.024	93.1
57a -C1	139	34.285	1.450	16.241	0.020	24.097	0.118	8.678	0.080	0.032	0.061	8.693	0.233	0.175	94.1
57a -C2	553	34.004	3.158	15.162	0.048	26.097	0.358	6.058	0.000	0.400	0.013	8.370	0.274	0.062	94.1
57a -C2	152	34.961	4.069	15.320	0.000	24.417	0.007	6.261	0.000	0.000	0.022	8.838	0.291	0.025	94.1
					Cátions (24 oxigênios)										
Sample	Análise	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	CF	CCI
46b -C2	89	4.734	2.484	0.000	0.044	2.714	0.001	0.012	1.933	0.014	0.057	0.015	0.884	0.177	0.0
46b -C2	90	4.883	2.415	0.000	0.069	3.308	0.000	0.010	1.789	0.020	0.029	0.020	1.158	0.090	0.0
46b -C2	91	5.062	2.731	0.000	0.080	2.919	0.000	0.009	1.941	0.018	0.010	0.011	1.443	0.219	0.0
57a -C1	139	4.996	2.787	0.000	0.159	2.936	0.002	0.015	1.885	0.005	0.005	0.017	1.616	0.215	0.0
57a -C2	553	4.994	2.623	0.000	0.349	3.206	0.006	0.045	1.326	0.000	0.063	0.004	1.568	0.255	0.0
57a -C2	152	5.093	2.628	0.000	0.446	2.975	0.000	0.001	1.360	0.000	0.000	0.006	1.643	0.268	0.0
					Piroxênios										
Sample	Análise	Loc	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	total		
57a -C2	147	B	Opx	47.955	0.074	0.453	38.900	0.000	1.185	9.613	0.736	0.006	98.93		
57a -C2	148 a	N	Opx	48.380	0.158	0.550	39.047	0.000	1.132	9.287	0.820	0.022	99.40		
57 a -C2	151	B	Opx	47.755	0.242	0.615	38.980	0.000	1.117	9.350	0.908	0.002	98.97		
57a -C3	153	c/ exsol	Cpx	47.829	0.260	1.839	25.607	0.000	0.888	7.370	14.300	0.479	98.57		
57a -C3	154	c/ ex	Cpx	48.560	0.237	2.121	19.704	0.000	0.641	6.949	19.693	0.633	98.54		
57a -C3	155	N	Opx	47.764	0.148	0.599	39.486	0.000	1.204	8.881	1.276	0.000	99.36		
57a -C3	156	N	Cpx	48.920	0.209	1.936	20.328	0.000	0.691	7.146	19.259	0.563	99.05		
57a -C3	157	exs	Cpx	48.261	0.284	1.526	24.363	0.000	0.795	7.468	14.779	0.442	97.92		
57a -C3	158	N	Opx	47.631	0.090	0.413	39.157	0.001	1.397	9.105	1.084	0.045	98.92		
57a -C3	540	c/ exsol	Cpx	48.233	0.230	1.937	21.507	0.000	0.714	7.018	18.247	0.549	98.44		
					Cátions (6 oxigênios)										
smample	Análise	Mineral	TSi	TAI	M1Al	M1Ti	M1Fe2	M1Mg	M2Fe2	M2Mn	M2Ca	M2Na			
57a -C2	147	Opx	1.973	0.022	0.000	0.002	0.408	0.590	0.930	0.041	0.032	0.000			
57a -C2	148 a	Opx	1.984	0.016	0.011	0.005	0.416	0.568	0.923	0.039	0.036	0.002			
57 a -C2	151	Opx	1.967	0.030	0.000	0.007	0.418	0.574	0.924	0.039	0.040	0.000			
57a -C3	153	Cpx	1.921	0.079	0.008	0.008	0.543	0.441	0.317	0.030	0.615	0.037			
57a -C3	154	Cpx	1.924	0.076	0.023	0.007	0.559	0.411	0.094	0.022	0.836	0.049			
57a -C3	155	Opx	1.965	0.029	0.000	0.005	0.451	0.545	0.908	0.042	0.056	0.000			
57a -C3	156	Cpx	1.931	0.069	0.021	0.006	0.552	0.421	0.119	0.023	0.815	0.043			

57a -C3	157	Cpx	1.947	0.053	0.020	0.009	0.523	0.449	0.299	0.027	0.639	0.035
57a -C3	158	Opx	1.965	0.020	0.000	0.003	0.437	0.560	0.914	0.049	0.048	0.004
57a -C3	540	Cpx	1.922	0.078	0.013	0.007	0.563	0.417	0.154	0.024	0.779	0.042

Lâmina: 116 (biotita-granada gnaiss milonítico)

Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
328(C1)	c/ Bio	37.978	0.061	21.173	29.993	2.389	5.260	3.140	0.016	0.014	100.02
329(C1)	I	38.041	0.038	21.106	30.669	2.378	5.532	3.178	0.015	0.000	100.96
330(C1)	N	37.851	0.109	21.211	29.914	2.361	5.653	3.462	0.029	0.015	100.61
331(C1)	B c/ Bio	37.429	0.012	20.732	32.290	3.068	3.730	3.133	0.000	0.004	100.40
336(C2)	N	37.920	0.053	20.804	30.711	2.538	1.741	3.271	0.013	0.000	97.05
338(C2)	B	37.298	0.044	20.497	32.669	3.058	1.325	3.115	0.000	0.000	98.01
346(C2)	B	37.317	0.112	20.496	31.579	3.134	1.278	3.051	0.017	0.000	96.98
347(C3)	N	38.117	0.082	21.172	30.074	2.965	4.610	3.369	0.016	0.000	100.41
348(C3)	B c/ Bio	37.281	0.068	20.540	31.935	3.479	3.162	3.158	0.015	0.012	99.65

Cátions (24 oxigênio)											
Análise	TSi	TAI	AlVI	Fe3	Ti	Fe2	Mg	Mn	Ca	Na	
328(C1)	6.008	0.000	3.944	0.000	0.007	3.943	1.240	0.320	0.532	0.005	
329(C1)	5.954	0.046	3.844	0.000	0.004	4.008	1.291	0.315	0.533	0.005	
330(C1)	5.929	0.071	3.841	0.000	0.013	3.923	1.320	0.313	0.581	0.009	
331(C1)	5.972	0.028	3.868	0.000	0.001	4.293	0.887	0.415	0.536	0.000	
336(C2)	6.289	0.000	4.063	0.000	0.007	4.269	0.430	0.357	0.581	0.004	
338(C2)	6.177	0.000	3.998	0.000	0.005	4.511	0.327	0.429	0.553	0.000	
346(C2)	6.229	0.000	4.029	0.000	0.014	4.415	0.318	0.443	0.546	0.006	
347(C3)	6.017	0.000	3.936	0.000	0.010	3.981	1.085	0.396	0.570	0.005	
348(C3)	6.011	0.000	3.900	0.000	0.008	4.294	0.760	0.475	0.546	0.005	

				Biotita											
Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	Total
345(C2)	frat Grd	34.281	0.294	19.989	0	23.489	0.131	8.116	0.062	0.048	0.059	8.174	0.268	0.085	
349(C3)	c/Grd	35.1	2.12	17.551	0	23.991	0.152	7.386	0.124	0	0.057	9.378	0.132	0.185	96.
344(C2)	c/Grd	34.955	1.569	18.423	0.005	22.822	0.17	8.471	0.108	0.055	0.035	7.751	0.317	0.097	94.
				Cátions (24 oxigênios)											
Análise	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	CF	CCl	OH
345(C2)	4.983	3.017	0.405	0.032	2.855	0	0.016	1.759	0.004	0.007	0.017	1.516	0.246	0.042	4.8
349(C3)	5.226	2.774	0.304	0.237	2.988	0	0.019	1.64	0.007	0	0.016	1.781	0.124	0.093	3.7
344(C2)	5.05	2.95	0.184	0.17	2.757	0.001	0.021	1.824	0.006	0.009	0.01	1.428	0.29	0.048	5.0

Plagioclásio											
Análise	Loc	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	total
342(C2)	N	64.343	20.148	0	0.006	0	0	1.743	7.81	5.06	99.11
343(C2)	N	64.105	18.696	0	0.022	0.004	0	0.514	3.122	11.951	98.41
344(C2)	antiper	64.037	18.068	0.016	0.024	0.016	0.001	0.004	1.132	15.005	98.3
Cátions (32 oxigênios)											
Componentes											
Análise	Si	Al	Fe3	Ti	Mn	Ca	Na	K	Ab	An	Or
342(C2)	11.634	4.290	0.001	0.000	0.000	0.338	2.738	1.167	64.500	8.000	27.500
343(C2)	11.892	4.084	0.003	0.000	0.001	0.102	1.123	2.828	27.700	2.500	69.800
344(C2)	12.000	3.987	0.003	0.002	0.003	0.001	0.411	3.587	10.300	0.000	89.700

Lâmina: 36Ac (silimanita-granada-biotita gnaiss)

					Granada								
Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total		
295(C1)	B c/ Boi	37.086	0.000	20.797	30.919	6.176	2.905	0.925	0.003	0.031	98.90		
296(C1)	N c/inBi	36.280	0.000	21.038	31.844	5.798	2.860	1.040	0.013	0.008	98.88		
Análise	Loc	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total		
296'(C1)	N c/inBi	36.380	0.067	21.151	31.512	5.649	3.029	1.047	0.028	0.026	98.89		
297(C1)	B c/ Bio	36.166	0.019	20.977	31.193	5.433	3.224	1.032	0.000	0.002	98.05		
299(C1)	N	36.890	0.005	21.004	31.382	5.380	3.447	1.008	0.021	0.000	99.14		
300(C1)	B c/PIBi	36.989	0.014	20.963	31.433	5.928	2.760	0.971	0.012	0.002	99.07		
310(C1)	N	38.474	0.046	22.103	27.709	0.469	9.602	1.118	0.000	0.001	99.52		
311(C2)	B c/ Bio	36.886	0.000	21.001	31.511	5.793	2.522	1.228	0.008	0.002	98.95		
312(C2)	i	38.058	0.000	21.450	29.730	1.632	6.804	1.229	0.034	0.001	98.94		
577(C2)	i	36.499	0.000	21.503	30.654	1.802	6.735	0.953	0.012	0.009	98.17		
578(C2)	I/N	37.815	0.000	21.877	27.955	0.495	9.182	1.087	0.020	0.000	98.43		
317(C3)	Npof rel	38.045	0.076	21.716	29.802	0.761	7.760	1.155	0.010	0.010	99.34		
319(C3)	B i	37.172	0.057	20.938	31.149	4.876	3.604	1.265	0.024	0.000	99.09		
320(C3)	N	37.200	0.103	20.884	31.382	5.179	3.224	1.170	0.026	0.000	99.17		
321(C3)	N I	36.862	0.041	20.878	31.127	5.441	2.979	1.176	0.000	0.026	98.53		
323(C3)	B i	36.939	0.045	20.907	31.606	4.949	3.447	1.000	0.012	0.017	98.92		
324(C3)	B e	36.577	0.025	20.863	31.725	6.165	2.415	1.224	0.024	0.000	99.02		
577(C3)	N e	38.364	0.048	21.711	29.172	0.587	8.371	0.996	0.016	0.007	99.27		
				Cátions (24 oxigênios)									
Análise	Tsi	TAI	AlVI	Fe3	Ti	Fe2	Mg	Mn	Ca	Na			
295(C1)	6.058	0.000	4.001	0.000	0.000	4.217	0.707	0.854	0.162	0.001			
296(C1)	5.926	0.074	3.972	0.000	0.000	4.343	0.696	0.802	0.182	0.004			
296'(C1)	5.929	0.071	3.988	0.000	0.008	4.297	0.736	0.780	0.183	0.009			
297(C1)	5.935	0.065	3.989	0.000	0.002	4.283	0.789	0.755	0.181	0.000			
299(C1)	5.981	0.019	3.992	0.000	0.001	4.254	0.833	0.739	0.175	0.007			
300(C1)	6.029	0.000	4.024	0.000	0.002	4.284	0.671	0.818	0.170	0.004			
310(C1)	5.932	0.068	3.945	0.000	0.005	3.597	2.207	0.061	0.185	0.000			
311(C2)	6.033	0.000	4.045	0.000	0.000	4.286	0.615	0.803	0.215	0.003			
312(C2)	6.020	0.000	3.996	0.000	0.000	3.943	1.604	0.219	0.208	0.010			
577(C2)	5.838	0.162	3.888	0.000	0.000	4.095	1.606	0.244	0.163	0.004			
578(C2)	5.910	0.090	3.936	0.000	0.000	3.671	2.139	0.066	0.182	0.006			
317(C3)	5.968	0.032	3.980	0.000	0.009	3.898	1.815	0.101	0.194	0.003			
319(C3)	6.022	0.000	3.995	0.000	0.007	4.210	0.870	0.669	0.220	0.008			
320(C3)	6.036	0.000	3.991	0.000	0.013	4.257	0.780	0.712	0.203	0.008			
321(C3)	6.029	0.000	4.021	0.000	0.005	4.259	0.726	0.754	0.206	0.000			
323(C3)	6.004	0.000	4.002	0.000	0.006	4.293	0.835	0.681	0.174	0.004			
324(C3)	5.980	0.020	3.996	0.000	0.003	4.336	0.589	0.854	0.214	0.008			
577(C3)	5.986	0.014	3.975	0.000	0.006	3.823	1.947	0.078	0.167	0.005			
					Plagioclásio								
Análises	Locatio n	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na2O	K2O	total
301 (C1)	N	59.667	24.902	0.012	0.146	0.000	0.012	6.492	0.000	0.000	7.617	0.053	98.90
302 (C1)	B	59.874	25.038	0.000	0.277	0.000	0.006	6.465	0.000	0.000	7.822	0.080	99.56
303 (C1)	N	60.371	24.828	0.000	0.082	0.009	0.000	6.481	0.000	0.000	7.920	0.111	99.80
304 (C1)	B	59.867	24.661	0.003	0.198	0.000	0.006	6.404	0.000	0.000	7.788	0.077	99.00
313 (C2)	N	60.075	24.654	0.000	0.113	0.006	0.003	6.424	0.000	0.000	7.967	0.090	99.33
570 (C2)	B	59.642	24.324	0.000	0.145	0.000	0.000	6.360	0.000	0.000	7.980	0.038	98.49
313 (C3)	N	59.784	24.991	0.009	0.156	0.000	0.024	6.634	0.000	0.000	7.910	0.072	99.58
326 (C3)	B	59.403	24.750	0.000	0.255	0.026	0.000	6.569	0.000	0.000	7.676	0.092	98.77
569 (C3)	B	59.546	24.692	0.000	0.232	0.045	0.000	6.376	0.000	0.000	7.980	0.062	98.93

Lâmina 21 (anfíbio gnaisse - Grupo Amparo)

					Feldspatos								
Análise	Loc	Mineral	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	total	
112 (C1)	mesop	Kfe	64.391	18.524	0.056	0.040	0.000	0.000	0.148	2.870	12.633	98.66	
112'(C1)	mesop	exs	66.546	19.540	0.000	0.037	0.012	0.000	0.605	9.929	2.257	98.93	
113 (C1)	mesop	Kfe	64.359	18.070	0.033	0.075	0.000	0.010	0.024	1.361	14.690	98.62	
116 (C1)	I	pla	67.568	19.752	0.000	0.020	0.013	0.006	0.711	10.808	0.424	99.3	
117 (C1)	B	pla	67.249	19.689	0.000	0.050	0.022	0.000	1.024	11.270	0.058	99.36	
122 (C1)	N	pla	65.936	20.847	0.000	0.068	0.006	0.009	1.337	10.829	0.090	99.12	
573 (C1)	pert pr	kfe	63.846	18.155	0.061	0.000	0.000	0.007	0.050	2.189	13.002	97.31	
120 (C2)	N	pla	67.603	19.856	0.044	0.009	0.012	0.007	0.901	11.240	0.062	99.73	
121 (C2)	B	pla	66.124	20.218	0.000	0.132	0.015	0.010	1.390	10.884	0.083	98.86	
123 (C2)	B	pla	66.207	20.210	0.031	0.159	0.000	0.000	1.419	10.813	0.072	98.91	
124 (C3)	mesop	Kfe	64.148	18.031	0.003	0.000	0.015	0.000	0.000	0.413	15.983	98.59	
126 (C3)	mesop	pla	66.820	20.093	0.005	0.006	0.000	0.000	1.198	11.021	0.136	99.28	
					Cátions (32 oxigénios)					Componentes			

Análise	Si	Al	Fe3	Ti	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ab	An	Or	
112 (C1)	11.934	4.043	0.006	0.008	0.000	0.000	0.029	1.031	2.987	25.5	0.7	73.8	
112'(C1)	11.869	4.104	0.005	0.000	0.002	0.000	0.116	3.434	0.514	84.5	2.9	12.6	
113 (C1)	12.006	3.970	0.011	0.005	0.000	0.003	0.005	0.492	3.496	12.3	0.1	87.6	
116 (C1)	11.905	4.099	0.003	0.000	0.002	0.002	0.134	3.693	0.095	94.2	3.4	2.4	
117 (C1)	11.860	4.089	0.007	0.000	0.003	0.000	0.193	3.854	0.013	94.9	4.8	0.3	
122 (C1)	11.669	4.345	0.009	0.000	0.001	0.002	0.254	3.716	0.020	93.1	6.4	0.5	
573 (C1)	11.992	4.016	0.000	0.009	0.000	0.002	0.010	0.797	3.116	20.3	0.3	79.4	
120 (C2)	11.866	4.104	0.001	0.006	0.002	0.002	0.169	3.825	0.014	95.4	4.2	0.3	
Análise	Si	Al	Fe3	Ti	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ab	An	Or	
121 (C2)	11.738	4.227	0.018	0.000	0.002	0.003	0.264	3.746	0.019	93.0	6.6	0.5	
123 (C2)	11.742	4.221	0.021	0.004	0.000	0.000	0.270	3.719	0.016	92.9	6.7	0.4	
124 (C3)	12.019	3.979	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.150	3.820	3.8	0.0	96.2	
126 (C3)	11.798	4.178	0.001	0.001	0.000	0.000	0.227	3.773	0.031	93.6	5.6	0.8	
					Anfibólio								
Análise	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	Total
118 (C1)	Fe-Tsc	37.947	1.859	9.326	30.858	0.771	0.344	10.199	0.161	1.611	0.104	0.989	94.17
119 (C2)	Fe-Tsc	37.564	0.879	11.047	30.087	0.676	0.352	10.625	0.143	1.799	0.000	0.671	93.84
					Cátions (23 oxigênios)								
Análise	TSi	TAI	CAI	CFe3	CTI	CMg	CFe2	CMn	BCa	BNa	AK	CCI	CF
118 (C1)	6.382	1.618	0.229	0.846	0.235	0.086	3.494	0.110	1.838	0.053	0.346	0.282	0.055
119 (C2)	6.302	1.698	0.484	0.742	0.111	0.088	3.479	0.096	1.910	0.047	0.385	0.191	0.000

ANEXO IV

Abreviações dos minerais de KRETZ (1983) modificado por SPEAR (1985)

Acm	acmite	Fa	fayalite	Or	orthoclase
Act	actinolite	Fac	ferroactinolite	Opx	orthopyroxene
Ab	albite	Fs	ferrosilite (ortho)	Osm	osumilite
Aln	allanite	Fts	ferrotschermakite	Pg	paragonite
Alm	almandine	Fo	forsterite	Prg	pargasite
As	aluminosilicate	Grt	garnet	Per	periclase
Amp	amphibole	Ged	gedrite	Phl	phlogopite
Anl	analcime	Gln	glaucophane	Pgt	pigeonite
And	andalusite	Gr	graphite	Pl	plagioclase
Ads	andesine	Grs	grossularite	Prh	prehnite
Adr	andradite	Gru	grunerite	Pen	protoenstatite
Ank	ankerite	Hs	hastingsite	Pmp	pumpellyite
Ann	annite	Hd	hedenbergite	Py	pyrite
An	anorthite	Hem	hematite	Prp	pyrope
Atg	antigorite	Hc	hercynite	Prl	pyrophyllite
Ath	anthophyllite	Hul	heulandite	Po	pyrrhotite
Arg	aragonite	Hbl	hornblende	Qtz	quartz
Aug	augite	Ill	illite	Rbk	riebeckite
Bt	biotite	Ilm	ilmenite	Rt	rutile
Brc	brucite	Jd	jadeite	Sa	sanidine
Cam	Ca clinoamphibole	Kln	kaolinite	Spr	sapphirine
Cpx	Ca clinopyroxene	Kfs	K feldspar	Srp	serpentine
Cal	calcite	Krn	kornepurine	Sd	siderite
Chl	chlorite	Ky	kyanite	Sil	sillimanite
Cld	chloritoid	Lab	labradorite	Sps	spessartine
Ctl	chrysotile	Lmt	laumontite	Spn	sphene
Cen	clinoenstatite	Lws	lawsonite	Spl	spinel
Cfs	clinoferrosilite	Liq	liquid (silicate melt)	St	staurolite
Czo	clinozoisite	Lz	lizardite	Stb	stilbite
Coe	coesite	Mrb	magnesioriebeckite	Sti	stishovite
Crd	cordierite	Mgs	magnesite	Tlc	talc
Crn	corundum	Mrg	margarite	Ttn	titanite
Crs	cristobalite	Mc	microcline	Tr	tremolite
Cum	cummingtonite	Mnt	montmorillonite	Trd	tridymite
Di	diopside	Ms	muscovite	Ts	tschermakite
Dol	dolomite	Ntr	natrolite	Usp	ulvöspinel
Eck	eckermanite	Olg	oligoclase	Wai	wairakite
Ed	edenite	Ol	olivine	Wo	wollastonite
En	enstatite (ortho)	Omp	omphacite	Wus	wüstite
Ep	epidote	Oam	orthoamphibole	Zo	zoisite
Fed	ferroedenite				