

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGÊNESE DAS ROCHAS DA PORÇÃO BASAL DA NAPPE
SOCORRO-GUAXUPÉ NA REGIÃO DE PARAGUAÇU, MG

Renata Ferreira de Barros

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
TF-12/39

TF
B277
RF.p
e.2

SÃO PAULO
2012

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGÊNESE DAS ROCHAS DA PORÇÃO BASAL DA NAPPE
SOCORRO-GUAXUPÉ NA REGIÃO DE PARAGUAÇU, MG

Renata Ferreira de Barros

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

TF-12/39

DEDALUS - Acervo - IGC



30900031210

SÃO PAULO

2012

TF
B277
RF P
l. 2



Renata F. de Barros

Aluna: Renata Ferreira de Barros

Renato de Moraes

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

*"Kept in a small bowl, the goldfish will remain small.
With more space, the fish can grow double, triple or quadruple its size."*

(Bloom, E.)

À Angelita, minha mãe e meu anjo.

Agradecimentos

Agradeço a todos aqueles que, direta ou indiretamente, fizeram parte deste Trabalho de Formatura.

Ao meu pai, Roberto, minha irmã, Roberta, e à família Barros pelo amor, apoio e incentivo ao “estudo das pedras”.

À minha mãe, Angelita, que se orgulharia de mais essa etapa concluída.

Ao meu orientador Prof. Dr. Renato de Moraes pela paciência de ensinar Geologia a alguém que está só começando.

À Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do trabalho através dos processos 10/11152-8 e 11/09735-8 (bolsa de Iniciação Científica).

Ao Samuel pela preparação das amostras para geoquímica e aos funcionários do Laboratório de Química e ICP-AES/MS e do Laboratório de Fluorescência de Raios-X por tornarem possíveis as análises apresentadas.

Ao Eng. Isaac (Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc-USP) pelo auxílio com as análises de MEV.

Às “granuletes” Beatriz (Intubada) e Brenda e ao Renato (Nany) pela ajuda nos trabalhos de campo.

À Camila (Planis) pela amizade e ajuda em todos esses anos, e apoio na reta final com o mapa geológico.

Aos amigos Guilherme (Piri) e Caio (Mocinha) pelo apoio moral em finais de semana e feriados de trabalho.

Ao Ricardo pela paciência e ajuda com questões computacionais.

Aos bons amigos que a Geologia e a Química me trouxeram.

Resumo

A Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG) integra parte meridional da Faixa Brasília, sudeste brasileiro, e representa importante associação de rochas metamórficas de médio a alto grau e granitoides. É constituída, da base para o topo, por unidades granulítica (UGB), diatexítica (UDI) e metatexítica (UMS). Na região de Paraguaçu, sul de Minas Gerais, afloram rochas das porções basal e intermediária da NESG, representadas por diatexitos, granulitos felsico, máfico e aluminoso, os últimos menos expressivos, além de granito e charnockito.

As relações entre estes litotipos são complexas, envolvendo processos de fusão parcial, metamorfismo em fácies granulito e deformação ocorridos na crosta inferior. A Unidade Granulítica da parte norte da área, base da NESG, corresponde à UGB, com variação composicional local dos granulitos, que são predominantemente felsicos de composição granodiorítica com rara granada.

A Unidade Migmatítica não corresponde à UMS, sendo composta por diatexitos com leucossoma sienogramítico, assemelhando-se mais à UDI que, de acordo com o mapa regional, afloraria a noroeste (fora da área de estudo). Estas rochas apresentam abundantes texturas que indicam altas taxas de fusão parcial, descritas na petrografia e no MEV, como *flasers*, fitas e “*string of beads*” de quartzo e pequenos ângulos diedrais em contatos tríplices entre cristais.

Importante zona de cisalhamento foi reconhecida em campo e associada com lineamento observado em imagem SRTM e indica contato tectônico entre as Unidades Migmatítica e Granulítica.

Charnockitos pobres em quartzo intrusivos na sequência foram individualizados na Suíte Paraguaçu, com características e assinatura geoquímica que diferem das suítes já descritas na região, como baixa quantidade de sílica, índice de cor alto e empobrecimento acentuado em Th.

Granulitos ocorrem associados às rochas migmatizadas e representam o material remanescente da fusão parcial, com características geoquímicas que corroboram com esse comportamento, como enriquecimento em ETR pesados. Corpos graníticos e charnockíticos representam migração e posterior cristalização de grandes volumes de fundidos gerados por anatexia crustal.

Abstract

The Socorro-Guaxupé Thrust Nappe (SGTN) is part of meridional Brasília Belt, southeast Brazil, and represents important association of medium to high grade metamorphic rocks and granitoids. It is constituted, from base to top, by granulite unit (BGU), diatexite unit (IDU) and metatexite unit (SMU). In Paraguaçu region, southern Minas Gerais, are described rocks of basal and intermediate units of SGTN, represented by diatexite, felsic, mafic and aluminous granulite, the last one less expressive, and bodies of granite and charnockite.

Relationships between these rocks are complex, involving partial melting, granulite facies metamorphism and deformation that took place in the lower crust. The Granulite Unit defined in the area, base of SGTN, corresponds to BGU, with local compositional variation of granulite, which is mainly felsic with granodiorite composition and rare garnet.

The Migmatite Unit does not correspond to SMU, corresponding to diatexite with leucosome of sienogranite composition, similar to IDU that, according to regional geological map, occurs northwest, outside the study area. These rocks presents many textures that indicate high grades of partial melting, as observed in petrography and SEM, such as interstitial quartz, films and "string of beads", also small dihedral angles on triple contacts between crystals.

An important shear zone was recognized in the field and associated with a lineament observed in the SRTM image and indicates tectonic contact between Migmatite and Granulite Units.

Intrusive charnockite bodies with low-quartz are individualized as the Paraguaçu Suite, with features and geochemical signature that are different from the other suites described within the SGTN, such as low silica, high color index and extremely low Th contents.

Granulite is associated with migmatite and represent the remaining material of partial melting, with geochemical features that explain this behavior, as high contents of heavy REE. Granitic and charnockitic bodies represent migration and crystallization of large volumes of melting generated by crustal anatexis.

Sumário

1 Introdução.....	1
2 Objetivos.....	1
3 Localização e vias de acesso.....	1
4 Fundamentação bibliográfica.....	2
4.1 Anatexia crustal e gênese de granulitos.....	2
4.2 Geologia regional.....	3
4.3 Geologia local	4
5 Materiais e métodos.....	6
6 Resultados obtidos	7
6.1 Dificuldades encontradas.....	7
6.2 Geologia da área	8
6.2.1 <i>Unidade Migmatítica</i>	9
6.2.2 <i>Unidade Granulítica</i>	15
6.2.3 <i>Suite Paraguaçu</i>	18
6.3 Geologia estrutural.....	19
6.4 Petrografia	25
6.4.1 <i>Unidade Migmatítica</i>	25
6.4.2 <i>Unidade Granulítica</i>	39
6.4.3 <i>Suite Paraguaçu</i>	41
6.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	45
6.6 Geoquímica	49
6.6.1 <i>Elementos maiores e menores</i>	49
6.6.2 <i>Elementos traço</i>	52
7 Interpretação e discussão dos resultados	55
7.1 Geologia da área de estudo.....	55
7.2 Fusão em fácies granulito	56
8 Considerações finais	58
9 Referências bibliográficas	59

Lista de anexos

Anexo I – Resultados das análises geoquímicas

Anexo II – Mapa Geológico

1 Introdução

No sudeste brasileiro ocorre importante associação de granulitos, migmatitos e complexos/batólitos graníticos calcioalcalinos de alto-K₂O, pré- a sincolisionais na denominada *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG), estrutura resultante da Orogenia Brasiliiana. A NESG, localizada na parte meridional da Faixa Brasília, a sul do Cráton do São Francisco, abrange unidades de médio a alto grau metamórfico, da base para o topo denominadas de unidades granulítica, diatexítica e metatexítica (Campos Neto & Caby 1999, 2000; Campos Neto 2000).

Na região de Paraguaçu, localizada no sul do Estado de Minas Gerais, afloram rochas das porções basal e intermediária da NESG, representadas por migmatitos, granulitos félscicos, máficos e aluminosos, os últimos menos expressivos, além de granitos e charnockitos. As relações entre estes litotipos é complexa, envolvendo processos de metamorfismo, anatexia e deformação.

A presente monografia integra os dados obtidos nos nove meses de desenvolvimento do Trabalho de Formatura TF-12/39, com descrição dos trabalhos realizados, dificuldades encontradas, resultados obtidos e interpretações.

2 Objetivos

Embora existam mapas geológicos de diversas escalas do sul de Minas Gerais, ainda não existem estudos detalhados sobre as relações entre as diversas rochas que compõem a NESG em sua porção basal. Desta maneira, o projeto teve como objetivo caracterizar os granulitos, migmatitos e charnockitos da região de Paraguaçu - MG, estabelecendo as relações de metamorfismo, deformação e fusão entre estes litotipos através de descrição de afloramentos, petrografia, análises microscópico eletrônico de varredura (MEV) e caracterização geoquímica das rochas da área.

3 Localização e vias de acesso

A área de pesquisa está localizada na região de Paraguaçu, sul do Estado de Minas Gerais. Partindo-se da cidade de São Paulo, o acesso à área pode ser feito inicialmente pela Rodovia Fernão Dias até o município de Pouso Alegre, MG, de onde opta-se pela BR-459 e segue-se por aproximados 8 km até a MG-179. No município de Machado, MG, toma-

se a MG-453 e segue-se por cerca de 27 km, até o município de Paraguaçu. A Figura 1 apresenta a localização da área de estudo neste contexto.

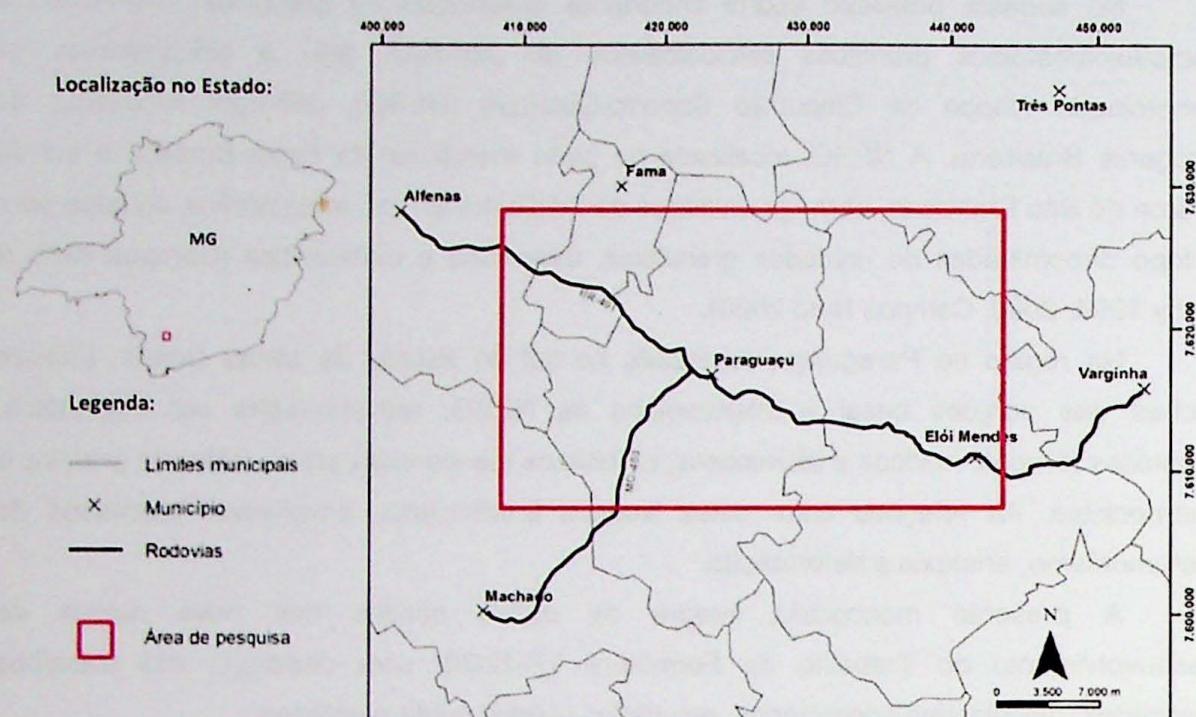


Figura 1: Localização da área de estudo no Estado de Minas Gerais.

4 Fundamentação bibliográfica

4.1 Anatexia crustal e gênese de granulitos

Sabe-se que a crosta continental não é uniforme, sendo observada ampla variedade de condições de deformação e metamorfismo, além de diferenças compostionais entre crosta superior e inferior evidenciadas pela abundância de litotipos ricos em SiO_2 e K_2O na crosta superior em comparação ao predomínio de litotipos mais máficos na crosta inferior, pelo enriquecimento de elementos terras raras leves na crosta superior, entre outros. Estas diferenças podem ser explicadas por fusão parcial, também denominada de anatexia, sendo a crosta inferior atingida por esse processo, gerando fundido que migra para a crosta superior e deixando para trás redísuo granulítico (Harley 1989; Sawyer *et al.* 2011).

As rochas crustais que passaram por processo de fusão parcial são denominadas migmatitos (Sawyer 2008), sendo compostos por duas partes: neossoma, produto da cristalização do fundido e de material residual, e paleossoma, rocha que não fundiu. O neossoma pode estar separado em parte diretamente derivada da fusão, chamada leucossoma, e parte derivada do material sólido residual, denominada resíduo ou melanossoma (se rica em minerais máficos). Na maioria dos casos as relações entre as

partes que compõe um migmatito são complexas pela presença de deformação quando do processo de fusão parcial da rocha.

Os granulitos são rochas metamórficas formadas em condições de altas temperaturas, acima de 800 °C, em intervalo significativo de pressão, entre 3 e 16 kbar (Pattison et al., 2003) e são muito importantes no estudo e compreensão da formação e evolução da crosta inferior. São rochas em que o ortopiroxênio é o mineral índice característico e são formadas por associações anidras com orto ou clinopiroxênio e feldspatos; a presença de minerais aluminosos é comum em rochas félsicas ou aluminosas, tais como granada, espinélio, cordierita e sillimanita e óxidos de Ti, ilmenita ou rutilo; quartzo pode estar presente ou não.

É comum a interpretação de que granulitos félsicos, máficos e aluminosos representem um resíduo sólido da fusão, após extração do fundido. Esse resíduo é formado pelas fases que resistiram à fusão e pelas peritéticas, as quais são geradas pelo cruzamento de reações de fusão (Moraes et al. 2002; White & Powell 2002).

4.2 Geologia regional

Foram utilizadas diversas terminologias para nomear os terrenos granulíticos da região oeste do Estado de Minas Gerais, como Maciço de Guaxupé (Almeida & Wernick, 1976), Complexo Varginha-Guaxupé (Fonseca et al. 1978), Complexo Varginha (Cavalcante et al. 1979), entre outras.

Cavalcante et al. (1979) descrevem o Complexo Varginha como grande conjunto tectonicamente alóctone do Mesoproterozoico contendo diversos tipos petrográficos de fácies anfibolito a granulito. Algumas das principais rochas representantes do complexo são granada biotita xistos, granada biotita gnaisses, granoblastitos granatíferos, piroxênio granulitos e migmatitos.

Campos Neto & Caby (1999, 2000) denominaram parte deste terreno de *Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG)*, terminologia adotada neste trabalho. A NESG encontra-se localizada na borda sul do Cráton São Francisco nos domínios da Faixa Brasília (figura 2), caracterizado por uma pilha de *nappes* resultante de episódios de subducção e colisão neoproterozoicos causados pela convergência das Placas Sanfranciscana e Paranapanema, que alicerçou a formação do Gondwana Ocidental (Campos Neto 2000; Campos Neto et al. 2007).

Neste contexto, a NESG abrange três unidades denominadas, da base para o topo, de: Unidade Granulítica Basal (UGB), representada por granulitos enderbíticos, com granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e quartzo, e metapelitos com granada, sillimanita, cordierita, espinélio, biotita, plagioclásio e quartzo; Unidade Diatexítica Intermediária (UDI), com biotita hornblenda diatexitos; e Unidade Metatexítica Superior

(UMS), de migmatitos pelíticos a semipelíticos. Estas unidades representam seção da crosta inferior a média (Campos Neto & Caby 1999; 2000; Campos Neto, 2000).

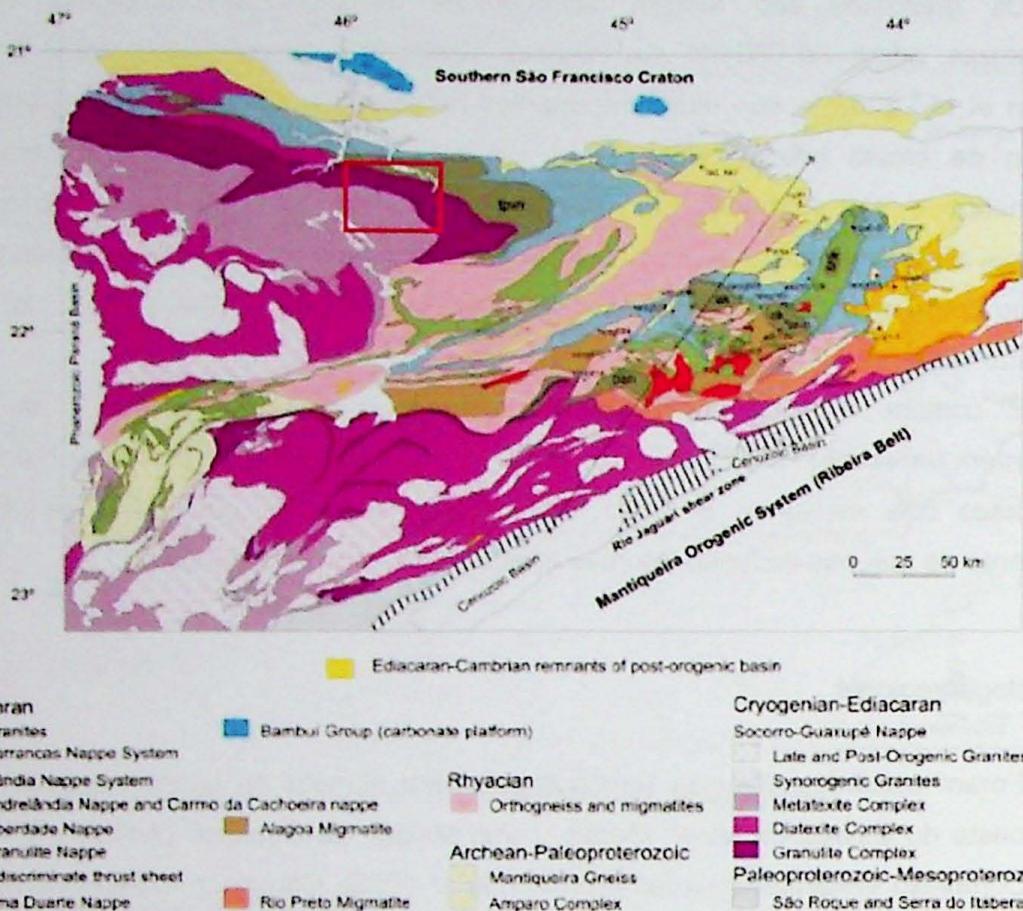


Figura 2: Mapa geológico regional dos sistemas de *nappes* da porção sul da Faixa Brasília. A região estudada está destacada no quadrado vermelho. Fonte: Campos Neto et al. (2011).

4.3 Geologia local

A área de estudo, na região de Paraguaçu - MG, apresenta as rochas da NESG descritas no item anterior, representadas por maciços de granulitos bandados a gnáissicos situados em extensa faixa de direção leste-oeste passando pelas cidades de Varginha, Elói Mendes, Paraguaçu e Alfenas que se configuraram como mega-restitos, encraves ou paleossoma nas unidades migmatíticas. Estas rochas foram denominadas de Complexo Varginha por Cavalcante *et al.* (1979), conforme pode ser observado na figura 3. De acordo com definição mais recente, a área abrangeia as unidades Granulítica Basal, Metatexítica Superior e Nappe Granulítica Andrelândia de Campos Neto & Caby (1999, 2000).

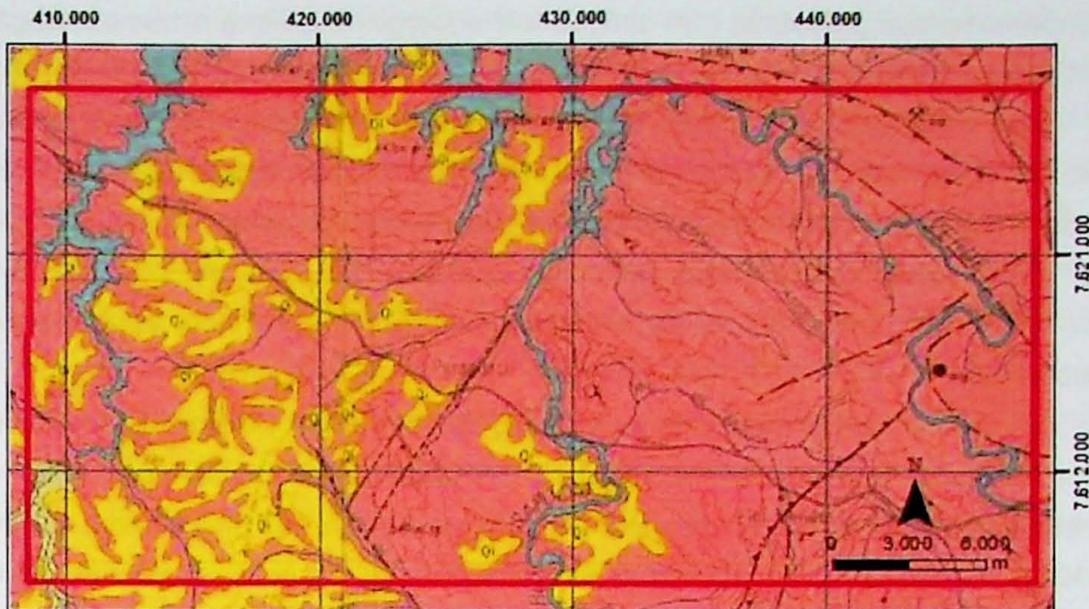


Figura 3: Mapa geológico da região estudada, destacada no retângulo vermelho, com migmatitos e granulitos do Complexo Varginha (cor rosa) e depósitos aluvionares recentes (cor amarela). Fonte: Cavalcante *et al.* (1979).

Os terrenos granulíticos da região são alvos de estudos desde a década de 1970. As rochas aflorantes do município de São José do Rio Pardo - SP, distante cerca de 150 km da área de estudo, foram inicialmente descritas por Oliveira (1973) como rochas metamórficas de alto grau, com predomínio de rochas gnássicas de composição granítica e granodiorítica, com ocorrência de tipos porfiroblásticos. Também foram descritos na área migmatitos, hiperstênio granulitos (charnockitos), kinzingitos, granulitos alaskíticos, anfibolitos e rochas calciosilicáticas. As informações obtidas neste estudo indicam a associação entre granulitos, gnaisses e migmatitos, sendo os dois primeiros litotipos interpretados como paleossoma do último.

Com o intuito de estudar a relação entre ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistentes nas rochas desta mesma região, Oliveira & Hypolito (1978) realizaram análises químicas em diversas amostras, estabelecendo tendências de cristalização/recristalização que coincidem com as das rochas metamórficas. Utilizando o geotermômetro ortopiroxênio-clinopiroxênio, calibração de Wood & Banno (1973), a temperatura média calculada para os minerais foi de 836 ± 50 °C e pressão inferior a 8kbar, com base no teor de Al do ortopiroxênio.

De acordo com Garcia (2001), a unidade de base da NESG é representada por granulitos enderbíticos bandados com intercalações de granulitos máficos associados à charnockitos, gnaisses charnockíticos e hornblenda granitos. Os litotipos metamorfizados em fácies granulito têm como minerais principais hiperstênio, diopsídio, augita, granada, hornblenda, plagioclásio, microclínio mesopertítico e quartzo. Ortognaisses ocorrem intercalados com as rochas granulíticas, sendo compostos por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita, hornblenda e/ou granada. As rochas apresentam foliação caracterizada

por bandamento composicional com direção NW e mergulho baixo a médio e lineações com direção ENE.

Negri & Oliveira (2005) descrevem os granulitos maficos do Domínio Socorro com granulação muito fina a fina, cor cinza escura a preta e caracterizados por estrutura bandada a fitada, com alternância de bandas essencialmente piroxeníticas ou de lentes de alguns milímetros e descontínuas de agregados de cristais de hornblenda. Os cristais distribuem-se em arranjo granonematoblástico poligonal, podendo apresentar textura poiquiloblastica.

Associadas às rochas de alto grau da NESG ocorrem suítes graníticas que datam de 620-630 Ma, geradas a partir da fusão parcial das rochas que compõem esta seção crustal. A geoquímica destes granitos sin-metamórficos apresenta grande diversidade, que pode ser atribuída à variedade de protolitos e às condições de fusão. Os granitos podem ser separados em três tipos: suíte São José do Rio Pardo (mangerito e quartzo mangerito), granito tipo-Pinhal (tonalito a biotita granito) e granito tipo-Nazaré Paulista (monzogranito com granada - Janasi 1997).

Quanto às condições de formação destas rochas, resultados de análises Rb/Sr realizadas em amostras de rochas charnockíticas revelam idades em torno de 600 Ma e as razões iniciais são relativamente elevadas, indicando origem a partir de fusão parcial de material crustal (Oliveira *et al.* 1986). Del Lama (1998) obteve valores de temperatura e pressão do pico metamórfico dos granulitos basais de Guaxupé de 950-960 °C e 12,5-13 kbar, utilizando a associação granada+clinopiroxênio+ortopiroxênio+plagioclásio. Segundo Janasi (1999), o metamorfismo que retrabalhou as rochas da região é de idade neoproterozoica, ca.625 Ma, e ocorreu em intervalo de pressão de 8,5 a 11 kbar, com temperatura entre 850 e 900 °C, dados obtidos em granada granulito enderbítico.

5 Materiais e métodos

Foi realizado levantamento bibliográfico a fim de compilar informações sobre o contexto geológico e geotectônico da região, a geologia local da área enfocada e características dos litotipos a serem estudados. Os mapas geológicos de Cavalcante *et al.* (1979) e Campos Neto *et al.* (2011) foram utilizados como base para o trabalho.

Foram feitas três etapas de campo em agosto de 2011, abril e junho de 2012. Na primeira, para reconhecimento do local e coleta de amostras para análises preliminares, foram feitos caminhamentos regionais, na MG-453, estrada que liga Paraguaçu a Machado, e na BR-491, de Paraguaçu para leste. Ainda foram visitadas duas pedreiras para descrição com maior detalhe das relações de contato entre os litotipos.

Nas etapas seguintes foi feito estudo de maior detalhe, incluindo caminhamentos nas estradas vicinais e nas margens dos Rios Sapucaí, em Paraguaçu, e Verde, em Elói

Mendes, mapeamento geológico e coleta de amostras dos diferentes tipos de rochas para confecção de lâminas petrográficas, análises com microssonda, microscópio eletrônico de varredura e geoquímica. A análise integrada dos dados estruturais foi realizada de maneira convencional, com tratamento das atitudes de foliações, lineações, elementos geométricos de dobras e zonas de cisalhamento em estereogramas e mapas estruturais. O mapa geológico integrado foi feito com o software *ArcMap* e as principais estruturas da área traçadas com base em imagem SRTM obtida para a região através do site da EMBRAPA.

Com as amostras coletadas em campo, foram feitas 39 lâminas delgadas abrangendo as unidades litoestratigráficas aflorantes na área. Adicionalmente foi descrita uma lâmina da coleção da matéria Petrologia Metamórfica de granada granulito felsico aflorante no Rio Verde em Varginha, MG, a leste da área de estudo. A descrição petrográfica destas consistiu no reconhecimento de associações minerais, texturas ígneas e metamórficas e relações entre cristais. Os trabalhos foram realizados no Laboratório de Microscopia Petrográfica (LMP) do IGc-USP. Abreviações de nomes de minerais seguiram o trabalho de Whitney & Evans (2010).

Destas, três amostras foram selecionadas para estudo no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc-USP. Foram preparadas lâminas polidas, posteriormente metalizadas, para investigação de detalhe de texturas relacionadas à cristalização de líquido aprisionado e texturas relacionadas a sua cristalização, como filmes ou sobrecrescimentos quartzo-feldspáticos, como descrito por Sawyer (2001), e texturas retrometamórficas (e.g. Moraes *et al.* 2002).

Amostras de charnockito fresco coletadas em campo (total de sete amostras) e uma amostra de granada granulito felsico foram encaminhadas para análises litogeoquímicas. As amostras foram pulverizadas com moinho de ágata e os elementos menores e traço analisados por plasma induutivamente acoplado (ICP-MS), que envolveu dissolução das amostras, mistura com gás argônio e formação de plasma em gerador, de maneira a excitar os átomos e medir as linhas de emissão de cada elemento. Para a quantificação de elementos maiores e menores foi utilizada fluorescência de raio-X (FRX), que consistiu na preparação de placas com material fundido das amostras e irradiação com raios-X, que resulta em emissão de raios-X fluorescentes cujas frequências, que variam para cada elemento, são medidas com detector (Mori 1999; Navarro 2008).

6 Resultados obtidos

6.1 Dificuldades encontradas

A ideia original do projeto baseou-se nos mapas geológicos regionais, inclusive o mais atualizado para o sul da Faixa Brasília, apresentado no item 4.2 – Geologia regional, elaborado por Campos Neto *et al.* (2011). Entretanto, os trabalhos de campo realizados na

região de Paraguaçu, MG mostraram que a faixa granulítica basal representada nos mapas, que deveria abranger boa parte da área de estudo, não aflora de maneira satisfatória, e a faixa diatexítica intermediária, apesar de aflorar bem, tem rochas bastante alteradas. A ausência de número representativo de amostras frescas de granulitos e migmatitos dificultou o andamento do trabalho proposto, de comparação entre estas rochas.

Em contrapartida, a presença de áreas de extração de charnockito e extensos afloramentos na Serra da Concórdia permitiu a coleta de amostras frescas deste litotipo e, conforme proposto no Relatório de Progresso, foi efetuada a análise litogeoquímica deste e de amostra fresca de granada granulito felsico da região de Varginha, MG.

Como a microssonda eletrônica do IGc-USP encontra-se inoperante, não foi realizado estudo termobarométrico proposto no Projeto Inicial.

O cronograma das atividades realizadas no Trabalho de Formatura TF-12/39 é apresentado na tabela a seguir.

Tabela 1: Cronograma de realização dos trabalhos do TF-12/39.

Atividade / mês	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out
Levantamento bibliográfico								
Trabalhos de campo								
Análises petrográficas								
Geoquímica								
Análises com MEV								
Integração e interpretações								
Relatório de Progresso								
Monografia								

6.2 Geologia da área

Os trabalhos de campo realizados totalizaram 9 dias e envolveram a descrição de afloramentos ao longo das rodovias BR-491, que liga Alfenas a Varginha, e MG-453, que liga Paraguaçu a Machado, em pedreiras abandonadas localizadas na área e nos leitos e margens dos Rios Sapucaí, no município de Paraguaçu, e Verde, no município de Elói Mendes. Os litotipos descritos podem ser separados nas unidades migmatítica, granulítica e Suíte Paraguaçu (charnockitos pobres em quartzo). Migmatitos e granulitos estão estruturados na forma de faixas alongadas na direção WNW-ESE, enquanto charnockitos ocorrem como corpos alongados N-S, sustentando as Serras da Concórdia e do Chapéu de Sol.

No Anexo II - Mapa Geológico pode-se observar os pontos de afloramento descritos e a estruturação interpretada em campo dos litotipos encontrados, que serão descritos nos tópicos a seguir.

6.2.1 Unidade Migmatítica

A Unidade Migmatítica abrange a porção sul da área de estudo. É representada por diatexitos com proporção variável de fusão (20 a 70%), sendo identificáveis paleossoma gnáissico, leucossoma sienogranítico e restitos granulíticos.

A sul da parte urbana de Paraguaçu, em PAR-3, onde há pedreira abandonada, ocorre diatexito venoso a estromático, com paleossoma representado por biotita-hornblenda gnaisse cinza e raras lentes de granulito máfico e leucossoma representado por granito rosa. O biotita-hornblenda gnaisse cinza é equigranular de granulação média, composto por quartzo, feldspato, biotita e hornblenda, com textura lepidonematogranoblástica, bandado e foliado com intensa orientação mineral. O granito é de granulação grossa, localmente pegmatoide, composto por quartzo, feldspato alcalino e pouca biotita.

O granulito máfico é caracterizado por granulação média, composto por quartzo (5%), plagioclásio (35%), óxidos (10%) e clino- e ortopiroxênio (45%), sendo difícil estimar a porcentagem destes minerais separadamente. A textura é granoblástica e não há indícios de retrometamorfismo na rocha. Ocorrem associados ao granulito bolsões e vénulas de rocha félssica de cor verde, tratando-se de porções charnockíticas. Um corpo maior de granulito máfico encontra-se associado ao biotita-hornblenda gnaisse, sendo que o contato se dá por zona de cisalhamento (figura 4). A parte leste do corte da pedreira abriga blocos de granulito de granulação média, relativamente mais grossa que o granulito máfico descrito anteriormente, com menor quantidade de minerais máficos e ocorrência de agregados de cristais finos de granada junto à biotita.

Na pedreira são observados dois tipos de contato entre paleossoma e leucossoma, difuso (leucossoma concordante ao bandamento gnáissico) e bem marcado (leucossoma em bolsões e veios) representando, respectivamente, leucossoma *in situ* e *in source* (figuras 5, 6 e 7), como definido por Sawyer (2008). Essas relações de campo permitem inferir o paleossoma é o biotita-hornblenda gnaisse e o granito rosa o leucossoma.

Ainda na região central da área de estudo, nos afloramentos descritos em PAR-29 e 30, ambos em cortes das estradas, foram observados saprolitos de diatexito, sendo identificáveis porções lenticulares de paleossoma bandado, com cor de alteração laranja a ocre, em meio a neossoma homogêneo, com cor branca a rosa. No neossoma intemperizado foram identificados cristais remanescentes de quartzo, além de alteração de feldspato (caulim) e minerais máficos (cor ocre). No ponto PAR-30 foi possível identificar porção fresca do paleossoma bandado, composto por quartzo (35%), feldspato (50%), e minerais máficos, biotita, hornblenda e piroxênio (15%).

A porção oeste da área de estudo é representada por intercalação entre diatexitos com vários graus de fusão e de preservação do paleossoma, sendo que a porcentagem de



Figura 4: Corpo alongado de granulito máfico (abaixo) em contato com biotita hornblenda gnaisse (acima) através de zona de cisalhamento – ponto PAR-03.



Figura 5: Relações de contato entre biotita hornblenda gnaisse (cinza escuro) e granito (róseo). Acima é possível observar que o contato é difuso, enquanto abaixo é clara a linha de contato entre o veio granítico e o gnaisse – ponto PAR-03.



Figura 6: Exemplo de porção estromática do diatexito, com leucossoma (róseo) concordante ao bandamento composicional do paleossoma (fusão *in situ*) - ponto PAR-03.



Figura 7: Diatexito de estrutura venosa, com leucossoma (róseo) discordante do paleossoma (cinza escuro) - fusão *in source*. Detalhe para acúmulo de máficos na interface leucossoma/paleossoma - ponto PAR-03.

fundido nas rochas aumenta conforme se segue para norte. O diatexito observado é inequigranular de granulação média a grossa, com ocorrência de cristais de feldspato alcalino de até 2 cm, de paleossoma foliado, com estrutura estromática, dobrada, e com estrutura *schölen* ocorrendo localmente, bem como *schlieren* rico em biotita. A rocha é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita, podendo ocorrer granada. A porcentagem de leucossoma chega a 60% (ponto PAR-07), entretanto ainda podem ser observadas, em alguns locais, porções com paleossoma preservado (figura 8).

Localmente o diatexito apresenta menor quantidade de leucossoma, entre 40 e 50%, e foliação no paleossoma algo mais coerente e menos perturbada. A granulação é fina a média, sendo o leucossoma mais grosso que o paleossoma, e é composto por quartzo, feldspato potássico róseo, plagioclásio e biotita. No ponto PAR-06 cristais de granada formam aglomerados de até 2 cm. A principal estrutura é a estromática, podendo estar dobrada (figura 9). Leitos de leucossoma *in situ* e *in source* são observados.

No ponto PAR-08 foram descritos matacões de granito inequigranular fino a médio, composto por quartzo (30%), feldspato potássico (42%), plagioclásio (20%), biotita (5%) e granada (3%) - figura 10. Há variações locais de granulação do granito, que chega a ser porfírico, com fenocristais de feldspato potássico de até 8 cm. Ocorre associado a este litotipo granito grosso mais máfico, com biotita e hornblenda (IC=15%) e sem granada. Foi observado um xenólito de 10 cm de rocha foliada rica em biotita (figura 11). É provável que os corpos de granito observados correspondam ao diatexito em porções em que o grau de fusão atingiu proporções maiores que 70%.

Em corte no km 213 da BR-491, é observado granito inequigranular médio a grosso, porfírico, com fenocristais de feldspato e hornblenda, com presença de núcleos pegmatoides de mesma composição. Associadas ao granito ocorrem lentes de até 3m de extensão do eixo maior e até 2 m de espessura de granulito máfico intercalado com granulito felsico, ambos foliados e dobrados, sendo identificados cristais de ortopiroxênio envoltos por hornblenda indicando que a rocha sofreu retrometamorfismo. Em um bloco rolado foi possível atestar o comportamento intrusivo do granito no granulito máfico (figura 12).

A sul da ponte da BR-491 sobre o rio Sapucaí é descrito diatexito, com predomínio de leucossoma granítico e lentes de rochas máficas, podendo representar o paleossoma. O diatexito observado é inequigranular com intercalações de bandas de granulação fina-média, com composição de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e hornblenda, sendo a soma da porcentagem dos minerais máficos inferior a 10%. São observados veios pegmatoides com espessura de 5 a 10 cm compostos por feldspato e hornblenda, com cristais de até 5 cm. Granada foi observada no ponto PAR-25, ocorrendo como núcleos de até 0,5 cm de diâmetro no leucossoma.



Figura 8: Diatexito foliado, com leucossoma localmente mais grosso (no meio) e protolito gnáissico preservado (acima) – ponto PAR-07.



Figura 9: Diatexito foliado, estromático, dobrado, com separação evidente entre leucossoma (mais grosso) e paleossoma - ponto PAR-06.

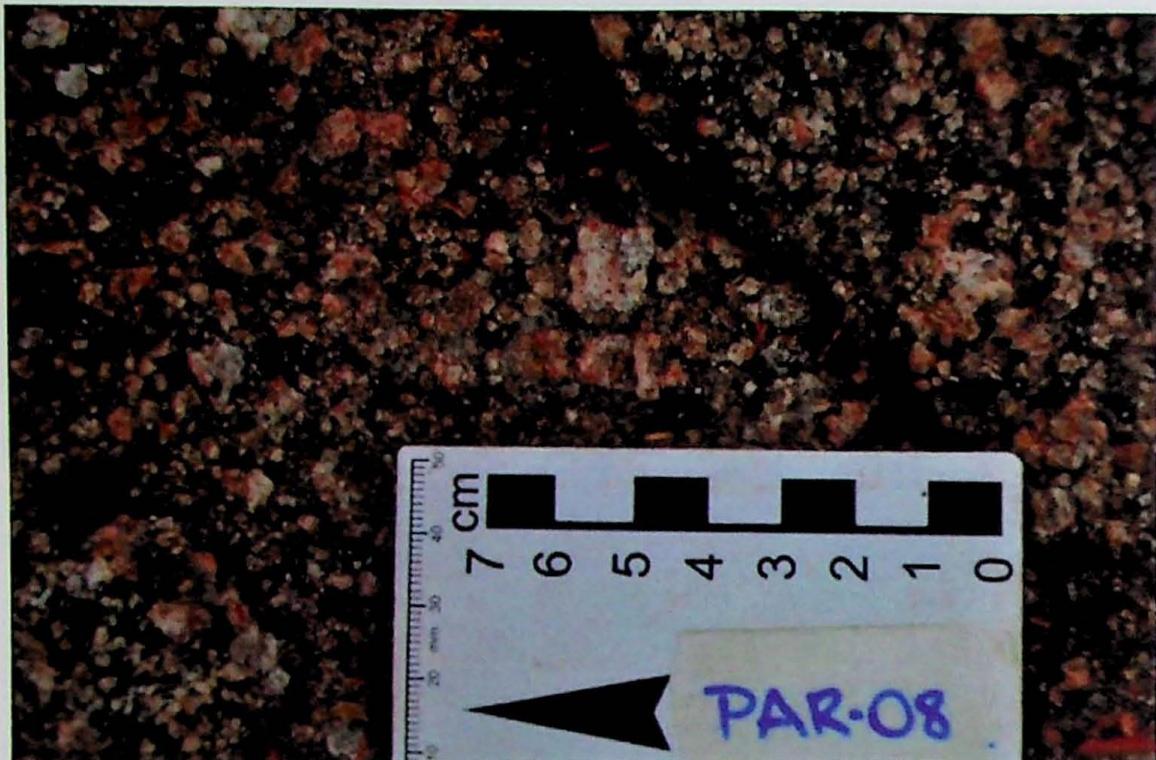


Figura 10: Aspecto ígneo da rocha do ponto PAR-08, classificada como granito.



Figura 11: Xenólito de rocha bandada, rica em biotita, que pode representar paleossoma preservado em grande quantidade de líquido granítico cristalizado – ponto PAR-08.



Figura 12: Lente de granulito máfico (ao centro, cinza escura, indicada com a seta) associada a intrusões graníticas pegmatoides (cinza clara a rosa) – ponto PAR-10.

As rochas maficas foram classificadas como anfibolitos e são compostas por hornblenda e plagioclásio, com textura granonematooblástica e foliação determinada pela orientação dos cristais de anfibólio. Ocorrem na forma de lentes ou xenólitos em meio ao leucossoma granítico (figura 13).

No ponto PAR-26 foi observado extenso afloramento de diatexito bandado, com intercalações entre bandas félsicas (leucossoma) de granulação fina, compostas por quartzo (35%), feldspato (50%), biotita e hornblenda (15%), e bandas maficas, algo mais finas, com feldspato (55%), biotita e hornblenda (45%). Foi possível observar leucossoma *in situ*, definindo o bandamento da rocha, e *in source*, truncando este bandamento (figura 14).

6.2.2 Unidade Granulítica

A Unidade Granulítica abrange a porção norte da área de estudo. Com poucos afloramentos descritos, é representada por granulitos de composição variável, com intercalação entre granulitos maficos e félsicos em escala de afloramento.

Na porção oeste, representada pelo afloramento PAR-9, foram observados diversos blocos próximos a afloramento no corte da BR-491 de granulito félsico, foliado e bandado, com granulação fina a média, composto por quartzo e plagioclásio (90%) e minerais maficos (10%), sendo identificados cristais de ortopiroxênio envoltos por coroas de hornblenda.



Figura 13: Lente de anfibolito em leucossoma granítico – ponto PAR-23.

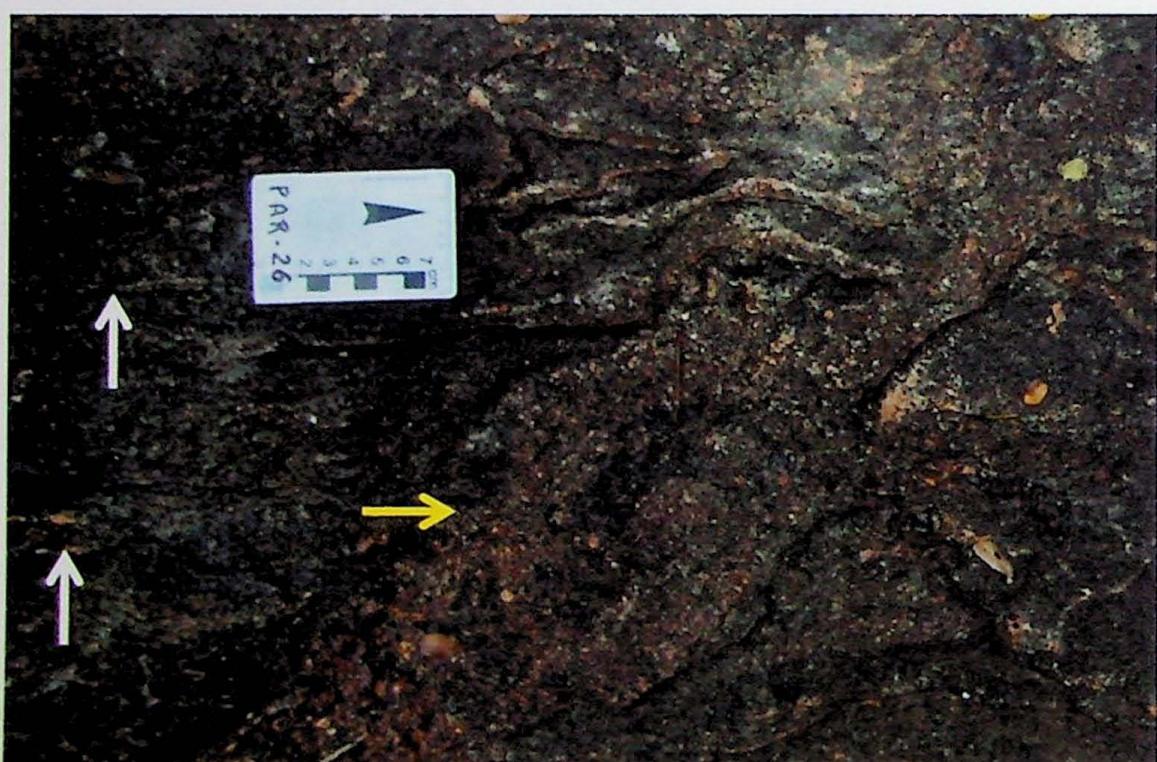


Figura 14: Leucossoma *in situ* (destaque em branco), definindo estrutura estromática à rocha, e *in source* (destaque em amarelo), truncando o bandamento. - ponto PAR-26.

Na parte central da unidade o granulito observado (PAR-11 a 16) encontra-se alterado e retrometamorfizado em todos os afloramentos. Tem granulação fina e é composto por quartzo (35%), feldspato (45%), e agregados de minerais maficos onde são identificados biotita, hornblenda e ortopiroxênio (20%), com foliação definida pela orientação dos minerais maficos. Presença de porções bandadas, alternando bandas maficas e felsicas, lentes de quartzo com textura *flaser* e ortopiroxênio com núcleos preservados e bordas de hornblenda.

Nos pontos PAR-43, 44 e 46, localizados a leste da área de estudo, nas margens e leito do Rio Verde, foi descrito granulito cinza claro a cinza escuro, foliado, bandado, de granulação fina a média, por vezes apresentando textura porfiroblástica, e composto por quartzo (20 a 25%), feldspato (30 a 50%), biotita (10 a 15%), ortopiroxênio (5 a 10%) e granada (até 10%). No ponto PAR-46 a granada ocorre na forma de porfiroblastos de até 1 cm de diâmetro.

Foram observadas intercalações do litotipo com camadas de até 30 cm de espessura de granada gnaisse fino, leucocrático, com fitas de quartzo estiradas de maneira concordante à foliação, além de leitos de granulito sem granada, grosso ou pegmatito, rico em feldspato potássico.

Nos pontos PAR-45, 47 e 48 foi observada variação composicional do litotipo, que não apresenta granada. A rocha observada em PAR-45 é a mais mafica entre as descritas para a unidade, com 25 a 30% de ortopiroxênio e biotita compondo a rocha.

A norte, próximo ao acesso pela balsa a Pontalete, foi observado afloramento de granada leucognaisse alterado, de cor branca, composto por quartzo, feldspato (caulim) e até 10% de granada, com pouca muscovita tardia e bolsões de alteração vermelha escura que podem indicar acúmulos de biotita. A foliação é definida pela orientação e estiramento dos cristais de quartzo. Litotipo similar, conforme descrito anteriormente, ocorre em menores espessuras intercalado com os granulitos bandados.

O afloramento observado em PAR-42, em área de extração de saibro, trata-se de saprolito de milonito bandado e fina, intercalando leitos ricos em quartzo e pouco feldspato rosa de 10 cm de espessura (em média), níveis cauliníticos mais espessos (15 a 30 cm) e pacotes de 1 m de cor vermelha, provável alteração de minerais maficos, com pouco quartzo e feldspato. Presença de corpos espessos de rocha mafica alterada, com até 1,5 m de espessura, bandada, com caulim e alteração de minerais maficos de cor ocre (figura 15). A foliação da rocha, muito intensa, é milonítica. Esta exposição de zona de cisalhamento parece definir o contato tectônico entre as unidades granulítica e migmatítica.



Figura 15: Aspecto geral do milonito do ponto PAR-42. Notar corpo alongado de rocha máfica alterada, de cor ocre.

6.2.3 Suite Paraguaçu

A Suíte Paraguaçu é definida por corpos de charnockito pobre em quartzo, intrusivos no diatexito, alongados na direção N-S, foliados, com poucas variações litológicas ao longo das serras e significativas variações deformacionais.

O corpo a oeste sustenta a Serra da Concórdia. Na Fazenda Ipezinho foram observados diversos blocos e matações de dimensões variadas de charnockito alterado, de cor marrom esverdeada, inequigranular médio a grosso, composto por quartzo (35%), feldspato (45%), hornblenda (15%) e biotita (5%), com poucos cristais de piroxênio identificados pela cor de alteração ocre. A rocha tem foliação marcada pela orientação dos agregados de máficos (hornblenda, biotita e piroxênio) e textura lepidonematogranoblástica, não sendo observadas grandes variações destas características nos diversos blocos, tratando-se de litotipo homogêneo (figura 16).

O litotipo tem poucas variações ao longo da serra. Na maioria dos afloramentos é de cor cinza esverdeada, inequigranular médio a grosso, composto por quartzo (30%), feldspato alcalino e plagioclásio (50%) e aglomerados de minerais maficos, ortopiroxênio, hornblenda e biotita (20%), cuja orientação define a foliação observada. O índice de cor da rocha varia entre 10 e 25%, sendo a rocha descrita no ponto PAR-33 a de índice de cor mais baixo e mais rica em feldspato potássico. Ortopiroxênio foi identificado pela alteração de cor ocre, com cristais por vezes rodeados por coroas de hornblenda.

Em áreas abandonadas de extração, de onde o charnockito era retirado para uso como rocha ornamental (PAR-02, 32, 36) foi observado o litotipo fresco, com cor cinza escura esverdeada, cristais grossos de hornblenda e feldspato alcalino de até 1,5 cm e cristais médios de ortopiroxênio frequentemente rodeados por coroas de hornblenda. A foliação, que é definida pela orientação de minerais máficos, é dificilmente identificada devido à cor escura da rocha.

No ponto PAR-35 a foliação é milonítica, sendo observados porfiroclastos de feldspato potássico. Além disso, em alguns afloramentos foram observados veios pegmatoides de até 30 cm de espessura, compostos por feldspato e hornblenda de até 8 cm e ortopiroxênio mais fino (figura 17). No ponto PAR-37, próximo ao pé da serra, a rocha aflorante tem aspecto granítico, com cor rosa e foliação incipiente. É composta por quartzo (30%), feldspato potássico (30%), plagioclásio (20%), biotita e hornblenda (20%) e é porfirítica, com matriz fina e fenocristais de feldspato potássico de até 2,5 cm.

A leste do Rio Sapucaí predomina charnockito que aflora em toda a Serra do Chapéu de Sol. Tanto nos afloramentos na serra (PAR-17 e 41) quanto no rio (PAR-18, 20 e 21) é possível observar charnockito foliado, inequigranular médio a grosso, composto por quartzo (35%), feldspato (40%), ortopiroxênio (5%), hornblenda (15%) e biotita (5%). No ponto PAR-17 a rocha encontra-se milonitizada, com porfiroclastos sigmoidais de feldspato de até 1 cm (figura 18).

No ponto PAR-19, ao pé da serra, as relações entre charnockito e granulito são observadas. O charnockito, litotipo predominante, é foliado e similar aos descritos na serra. O granulito fino, bandado, com núcleos de ortopiroxênio preservados, assemelha-se aos descritos no tópico anterior e se configura como *schölen* ou xenólitos no charnockito (figura 19). Cortando os dois litotipos, ocorrem veios pegmatoides graníticos, com cristais de até 10 cm de feldspato e hornblenda, por vezes estirados e boudinados (figuras 20 e 21).

6.3 Geologia estrutural

Segundo Harley (1989), grande parte dos terrenos granulíticos associados a fusão parcial de alto grau e deformação sobreposta são estruturalmente complexos. Geralmente, dois, três ou mais eventos deformacionais são reconhecidos. Um cenário comum corresponde à formação de estruturas horizontalizadas pré- e sin-metamórficas relacionadas a intensas forças cisalhantes, com posterior desenvolvimento de dobras de baixo ângulo e redobramento em escala regional.

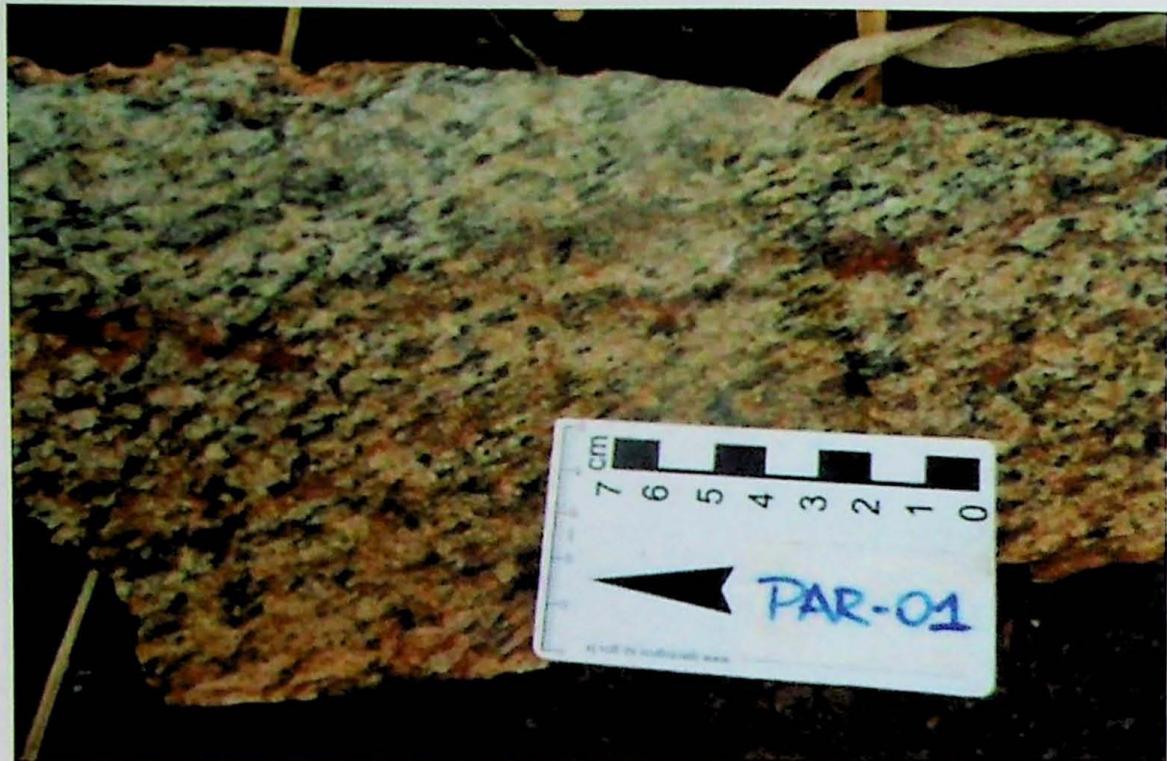


Figura 16: Amostra de charnockito alterado, com foliação marcada pela orientação de minerais máficos – ponto PAR-01.



Figura 17: Aspecto geral do charnockito da Serra da Concórdia, cor cinza esverdeada, foliado, com destaque para veio pegmatítico de mesma composição da rocha – ponto PAR-36.

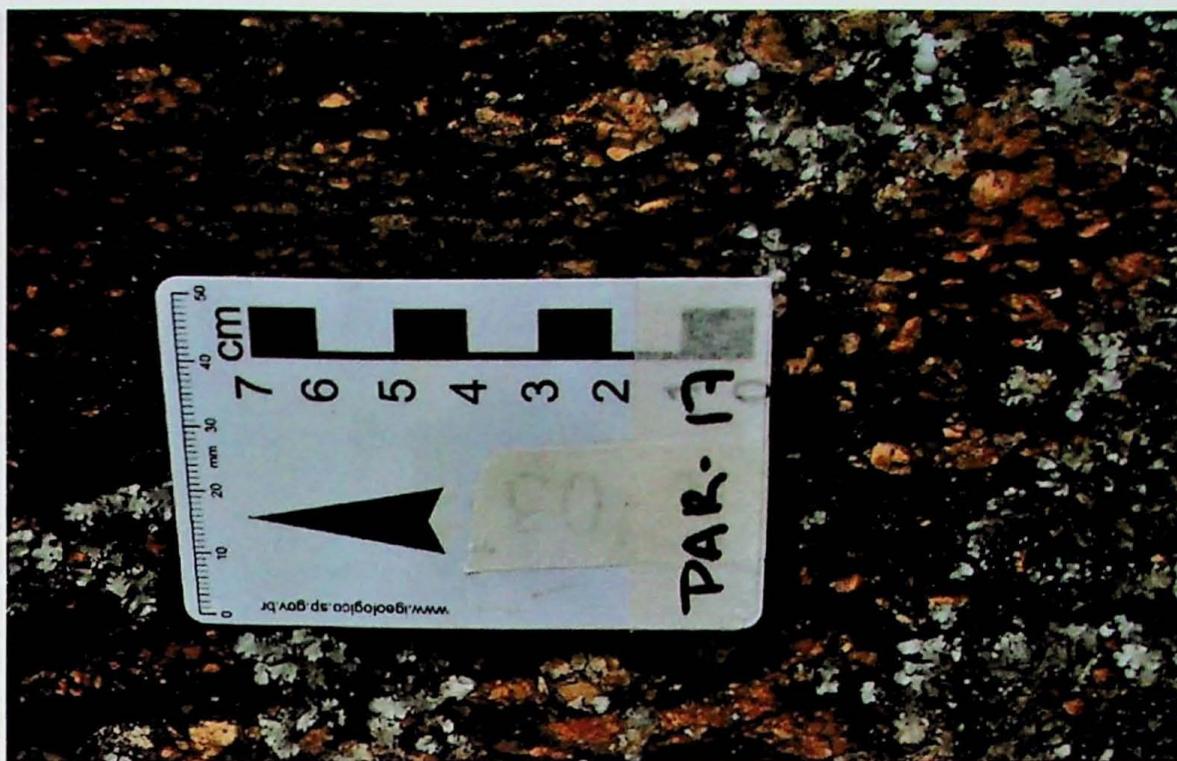


Figura 18: Aspecto do charnockito aflorante na Serra do Chapéu de Sol, alterado e milonitizado. Detalhe para porfiroclastos de feldspato – ponto PAR-17.



Figura 19: Schölen de granulito fino, bandado (cinza escuro), em charnockito foliado – ponto PAR-19.

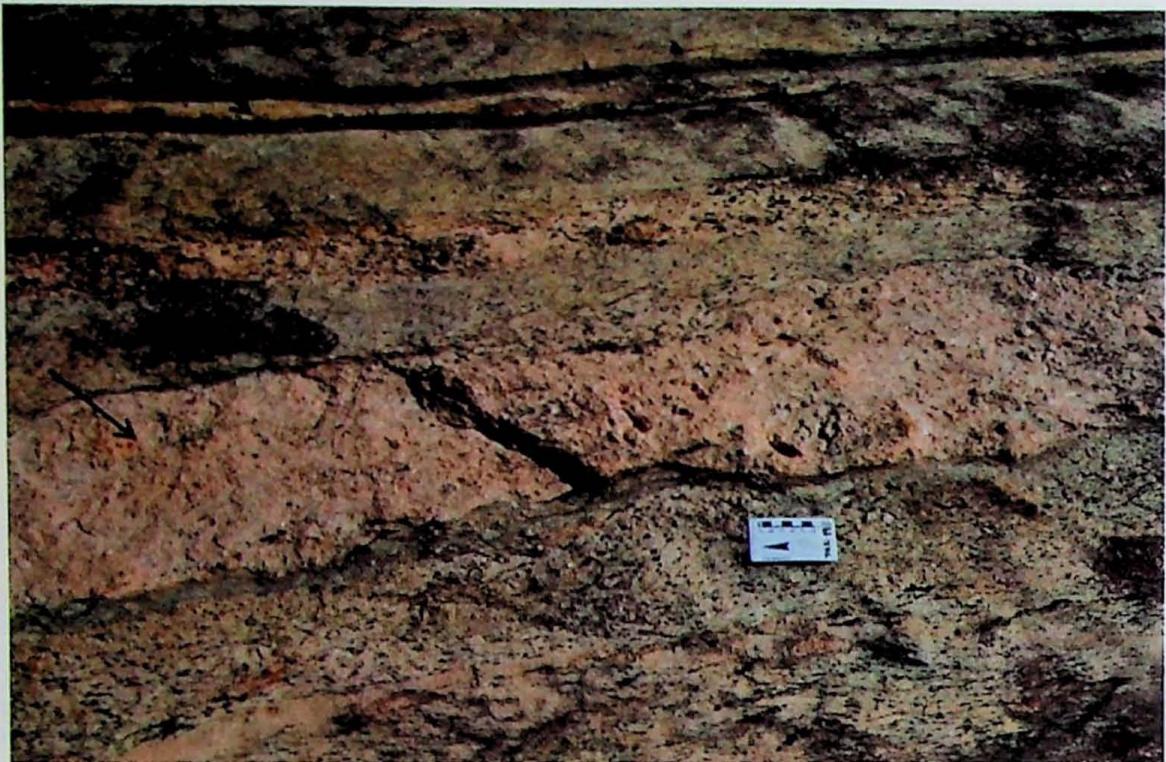


Figura 20: Charnockito foliado com intrusões de pegmatito (cor cinza rosada) e *schölen* de granulito (cor cinza escura) – ponto PAR-19.



Figura 21: Megacristais de hornblenda (cor cinza escura) boudinados – ponto PAR-19.

As rochas da região apresentam foliação S_{n+1} , plano axial à foliação S_n dobrada, que ocorre na forma de dobras intrafoliares, conforme observado nos pontos PAR-10 e PAR-42 (figuras 22 e 23). A foliação tem mergulho entre 20 e 50º para sudoeste. Na superfície S_{n+1} foram identificadas lineações de estiramento mineral de hornblenda, quartzo e biotita.

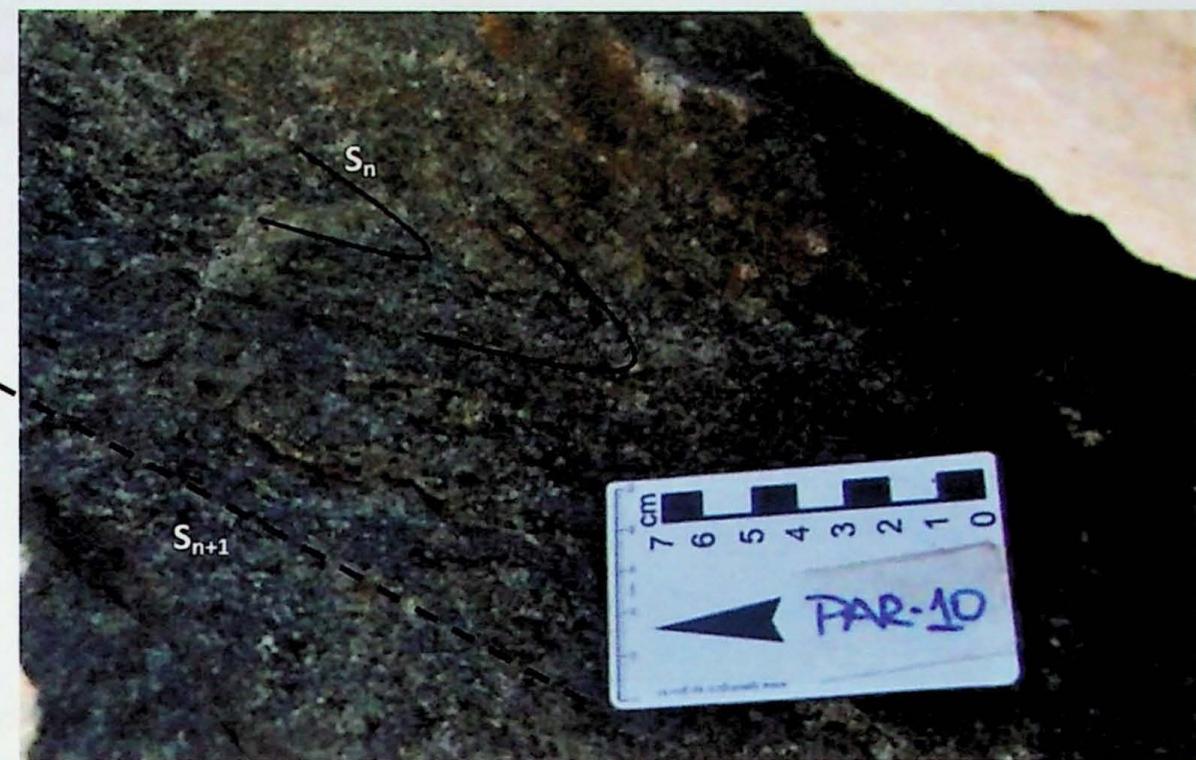


Figura 22: Superfície S_n , representada por bandamento, configurando dobras intrafoliares a S_{n+1} – ponto PAR-10.



Figura 23: S_n na forma de dobras intrafoliares a S_{n+1} – ponto PAR-42.

A presença de foliação milonítica é recorrente nas rochas da região. No perfil do Rio Sapucaí, foi possível identificar porfiroclastos sigmoidais de feldspato em granulito e charnockito indicando movimentação de empurrao (topo para leste - figura 24).

No ponto PAR-42 a intensa foliação e a granulação fina da rocha indicam expressiva zona de cisalhamento de direção aproximada WNW-ESE (figura 25). Foram descritas zonas de cisalhamento de menor expressão associadas ao diatexito e charnockito, com atitude NW-SE e até 10 cm de espessura, preenchidas por granito resultante da fusão das rochas adjacentes.



Figura 24: Destaque para porfiroclasto de feldspato potássico sigmoidal indicando movimentação inversa (detalhe no esquema ao lado) – ponto PAR-17.



Figura 25: Afloramento no ponto PAR-42 de rocha fina, bandada e milonitizada. Detalhe para pares SC indicando movimentação inversa com topo para nordeste.

O estereograma da figura 26 apresenta o resumo dos dados estruturais obtidos nas duas etapas de campo. O espalhamento observado nos pólos de planos de foliação S_{n+1} indica a mesma fase que dobrou a S_n , vista na forma de dobras intrafoliares, cujo eixo medido em afloramento é muito próximo do eixo construído através da guirlanda do dobramento (D_n). Este eixo é aproximadamente perpendicular à lineação de estiramento mineral.

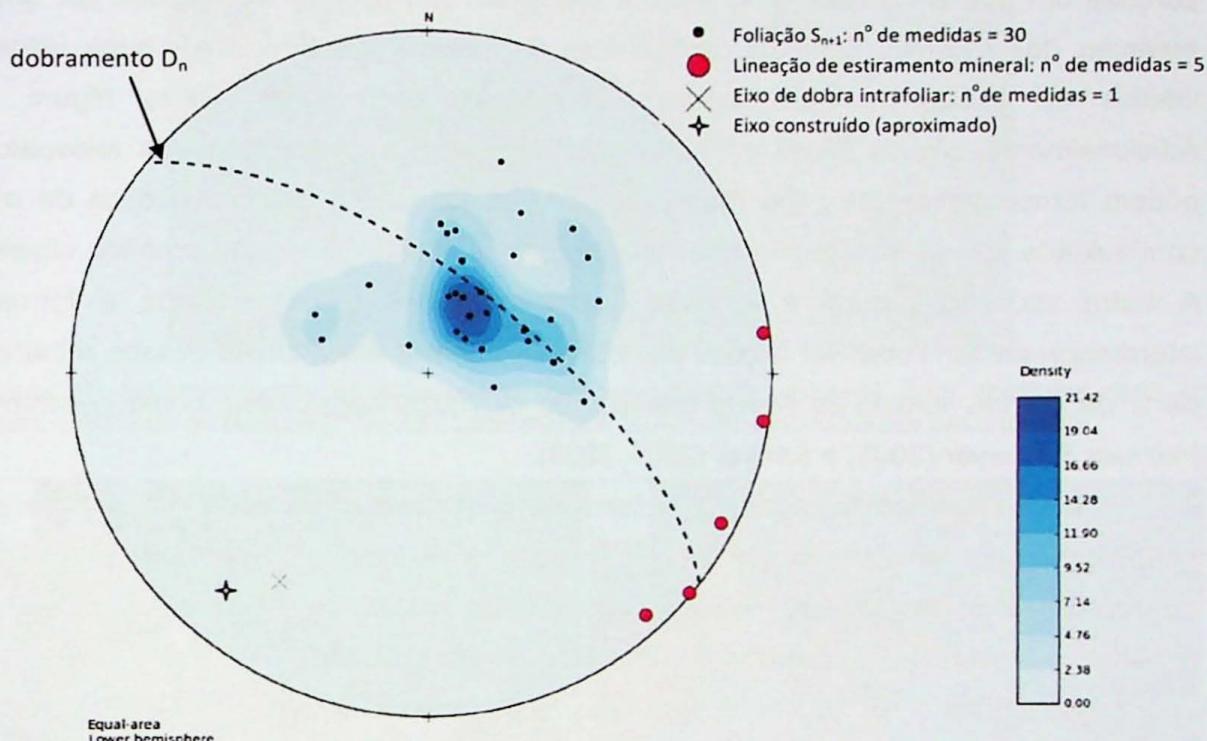


Figura 26: Projeções polares dos planos de foliação S_n (em preto) e de lineação de estiramento mineral (em vermelho). A linha tracejada indica guirlanda aproximada do dobramento.

6.4 Petrografia

6.4.1 Unidade Migmatítica

Paleossoma

O paleossoma é constituído por três litotipos principais: rochas gnáissicas (PAR-3B, 3D), anfibolito (PAR-26B) e granulito (PAR-3A, 3C, 10B, 19B, 19C).

As rochas gnáissicas têm cor cinza rosada, são bandadas, foliadas, inequigranulares e de granulação fina a média (1 a 3 mm). É observada intercalação entre bandas de textura granolepidonematoblástica com bandas granoblásticas. A foliação é definida pela orientação de cristais de biotita e hornblenda e a variação na proporção ou presença destes dois minerais é o que define o bandamento composicional (figura 27). O aspecto ígneo preservado em alguns cristais de microclínio e oligoclásio, ou seja, idiomórficos a subidiomórficos, também é comum às amostras.

A rocha da amostra PAR-3B tem composição de quartzo (30%), oligoclásio An₂₆ (10%), microclínio (30%), hornblenda (20%), biotita (10%) e zircão subordinado e a amostra PAR-3D tem a associação mineral definida por quartzo (25%), microclínio (30%), ortoclásio (5%), oligoclásio An₁₉ (14%), hornblenda (20%), biotita (3%), minerais opacos (2%), apatita (1%) e zircão subordinado.

Nas bandas félscicas da amostra PAR-3B são observadas texturas distintas. Há porções em que os cristais de quartzo e feldspatos são grossos e cercados por cristais menores dos mesmos minerais configurados de maneira interlobada e alguns leitos de cristais de quartzo ou de feldspato apresentam continuidade óptica (figura 28). Adicionalmente, alguns filmes de quartzo estão dispostos nas bordas dos feldspatos e podem formar trilhas de grãos menores (*string of beads*), de maneira que os de maior continuidade apresentam terminações com pequenos ângulos diedrais, formando cúspides. A outra situação textural é formada por cristais finos e xenomórficos e formando intercrescimentos. Todas as feições são coerentes com a cristalização desses minerais a partir de grande volume de líquido granítico ou de líquido aprisionado, como descrito por Holness & Sawyer (2008) e Sawyer (2001, 2008).

Nas bandas máficas, biotita e hornblenda ocorrem associadas em aglomerados orientados, com cristalização tardia em relação a quartzo e feldspatos, já que são observadas inclusões destes minerais naqueles. Os cristais de oligoclásio ocorrem com geminação arqueada e o quartzo com subcristais ou recristalizado.

Na lâmina PAR-3D os cristais são xenoblásticos e arranjam-se em contatos ondulados a serrilhados, com quartzo e feldspatos alongados paralelamente à foliação. Porções com granulação mais fina são observadas analogamente à amostra PAR-3D, sendo também identificadas as feições de cristalização mimetizando líquido supracitadas (figura 29).

A lâmina da amostra PAR-26B corresponde a lente de anfibolito descrito em campo em meio ao neossoma, podendo configurar restito máfico (figura 30). A rocha tem granulação fina (0,4 mm em média), foliação incipiente definida pela orientação dos minerais máficos e textura lepidogranonematoblástica. É composta por hornblenda (50%), oligoclásio An₂₀ (40%), biotita (10%), com apatita e minerais máficos subordinados. Biotita tem comportamento retrometamórfico, substituindo hornblenda, e por vezes forma início de simpleteitos com plagioclásio (figura 31)

As lentes de granulito máfico interpretadas como paleossoma têm granulação fina (0,5 a 1 mm), estrutura foliada definida pela orientação de minerais máficos e presença abundante de exsoluções em cristais de feldspato, pertitas e mesopertitas. Além disso, nestas rochas são raramente observadas feições de fusão, devido às condições anidras em que se formaram. As diferentes amostras apresentam-se variavelmente retrometamorfisadas.

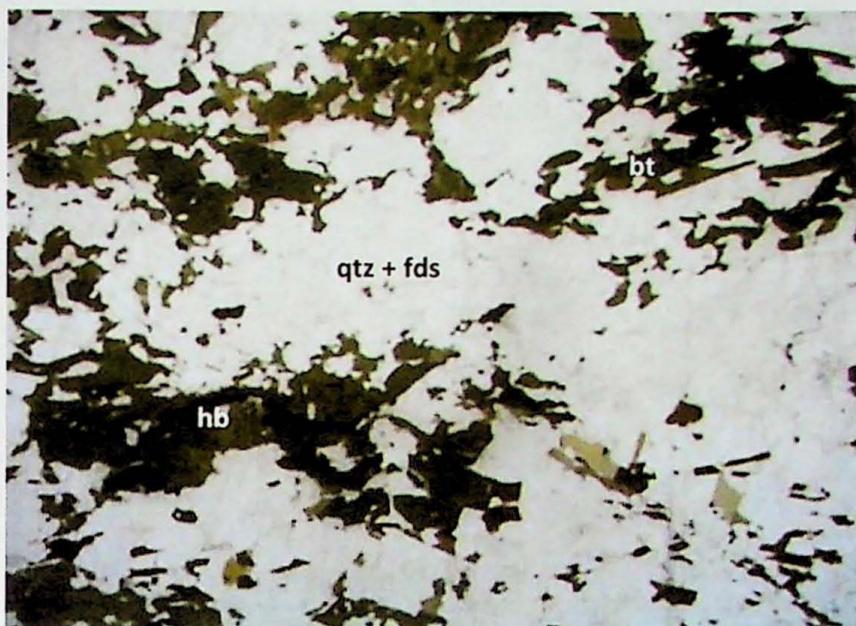


Figura 27: Fotomicrografia do paleossoma (biotita-hornblenda gnaisse), com domínios ricos em minerais maficos ou felsicos (PAR-3B). Lado maior = 10,40 mm. Polarizadores descruzados.

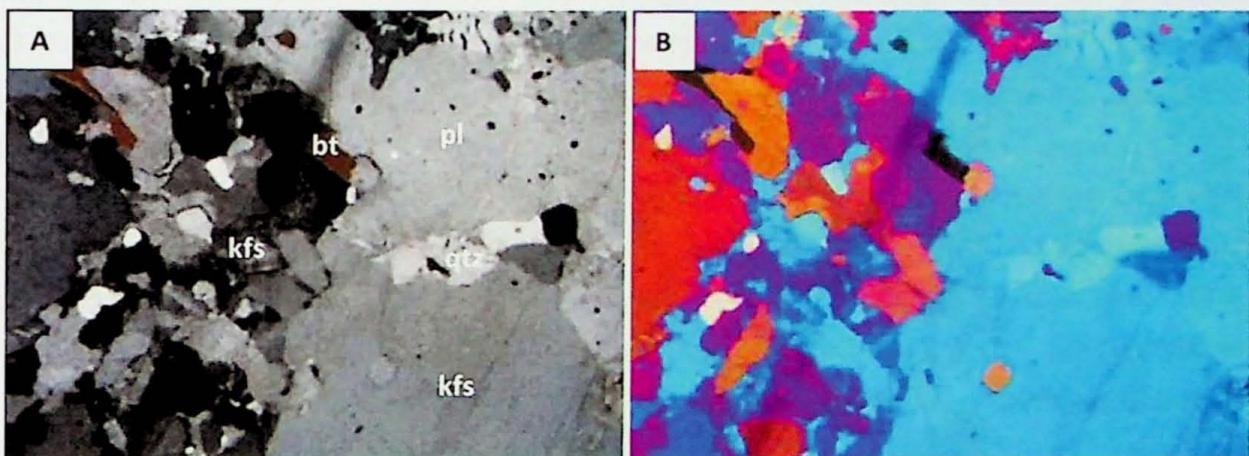


Figura 28: Cristais de diferentes tamanhos nas bandas felsicas da amostra PAR-3B. A) Polarizadores cruzados. B) Polarizadores cruzados e placa de gipso. Lado maior = 3,25 mm.

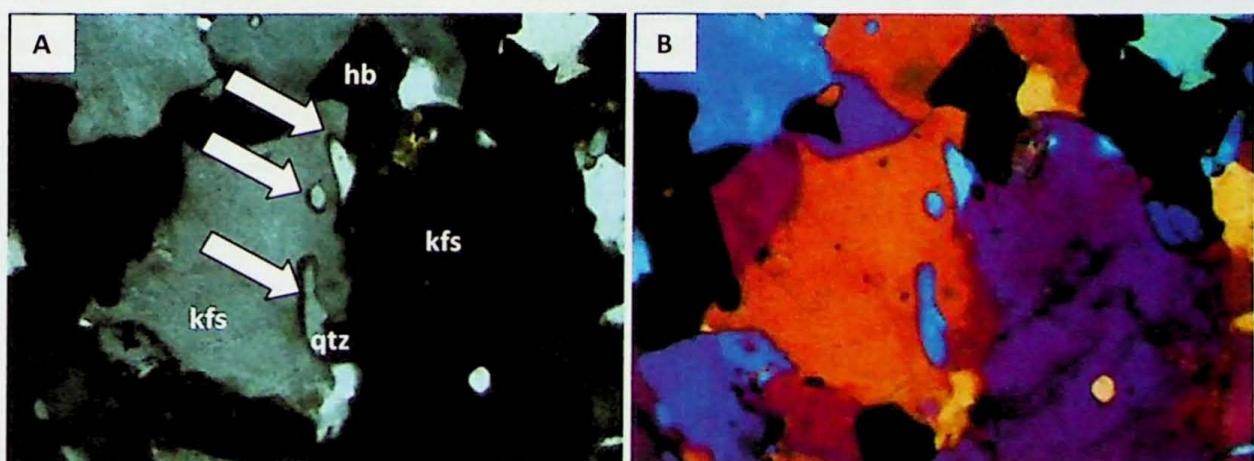


Figura 29: Fitas de quartzo na borda de cristal de feldspato. A) Polarizadores cruzados. B) Polarizadores cruzados e placa de gipso. Notar em B) continuidade óptica dos grãos das fitas (PAR-3D). Lado maior = 3,25 mm.

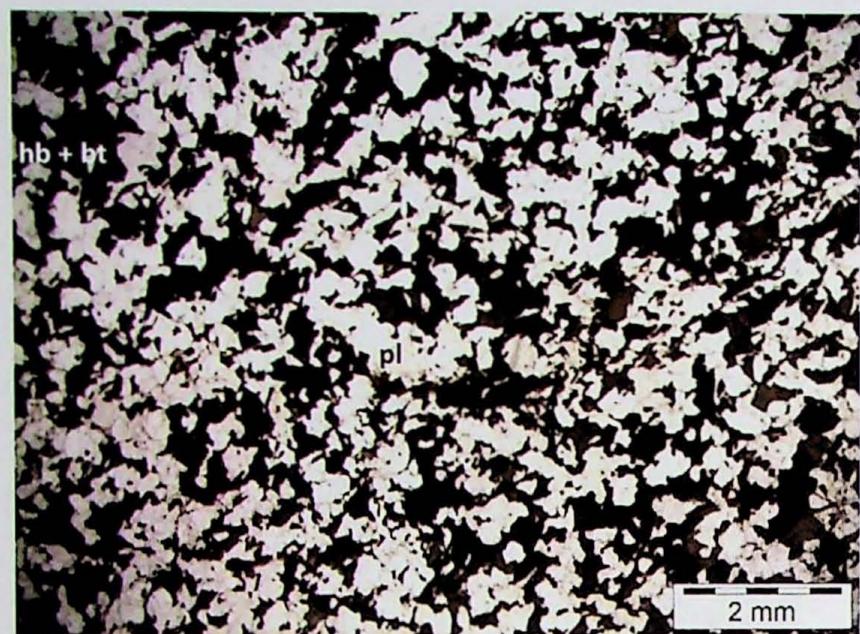


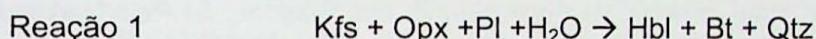
Figura 30: Aspecto geral do anfibolito, com predominio de hornblenda, oligoclásio e biotita (PAR-26B). Polarizadores descruzados.



Figura 31: Formação de simpleteito de biotita e plagioclásio em anfibolito (paleossoma - PAR-26B). Polarizadores descruzados.

Na amostra PAR-3A, cujo corte representa o contato entre granulito máfico e charnockito, a porção granulítica é composta por hornblenda (35%), biotita (25%), quartzo (20%), andesina An₃₈ (16%), apatita (1%) e opacos (3%), com diopsídio, cummingtonita, ortopiroxênio e zircão ocorrendo em menor quantidade.

O granulito apresenta textura granoblástica com quantidade significativa de biotita e hornblenda retrometamórfica. O retrometamorfismo é inferido devido a biotita tardia substituindo e truncando outros cristais e em equilíbrio com hornblenda, sendo observados poucos cristais de ortopiroxênio residuais associados a estes minerais (figura 32), de acordo com a seguinte reação 1. Veio quartzo-feldspático de granulação grossa, subparalelo à foliação, com quartzo com textura *flaser*, pode indicar líquido fundido de rochas adjacentes.



A lâmina PAR-3C apresenta o granulito melhor preservado, sendo composta de ortopiroxênio (34%), quarzto (5%), oligoclásio An₂₀ (40%), diopsídio (15%), minerais opacos (6%) e zircão (traço). A textura é o exemplo excelente de granoblástica, em que os cristais são equigranulares, com contatos retos e poligonais de 120° (figura 33). Os piroxênios apresentam exsoluções e nenhum sinal de retrometamorfismo é observado. Feições de fusão são raras e podem corresponder a pseudomorfos de poros preenchidos por quartzo (figura 34) e plagioclásio, como descrito por Holness & Sawyer (2008).

PAR-10B foi classificada em campo como granulito, mas os cristais de ortopiroxênio fresco são raros, e estão substituídos por argilas e hidróxidos de ferro. A composição é de hornblenda (16%), oligoclásio An₂₇ (34%), quarzto (10%), microclínio (5%), ortoclásio (14%), biotita (11%) e minerais opacos (5%), e argilas e hidróxido de ferro que substituem ortopiroxênio (5%) com pouco zircão e apatita. Os cristais de biotita e opacos encontram-se por vezes com forma esquelética, formando simplectitos.

PAR-19B representa porção granulítica fina configurada na forma de lente em meio a neossoma charnockítico. A rocha é finamente bandada com intercalação entre leitos de textura granoblástica e de textura granonematoblástica, composta por quartzo (7%), oligoclásio An₂₂ (43%), ortoclásio (30%), hornblenda (11%), ortopiroxênio (3%), clinopiroxênio (2%), minerais opacos (4%), apatita, cummingtonita e biotita subordinados (figura 35). Foram observadas intercalações do granulito com material felsico pouco mais grosso, de composição similar, agregados de minerais máficos estirados (figura 36)

A amostra PAR-19C corresponde a paleossoma granulítico em estrutura *schollen* identificado em campo. É foliada, fina (cristais de 1 mm) com presença de porfiroblasto de feldspato de 0,9 cm. É composta por hornblenda (55%), clinopiroxênio (5%), biotita (15%), feldspato potássico (22%), ortopiroxênio (1%), titanita (2%) e minerais opacos (traço). A rocha sofreu intenso retrometamorfismo, com poucos núcleos de ortopiroxênio preservados após consumo por hornblenda e biotita (figura 37).

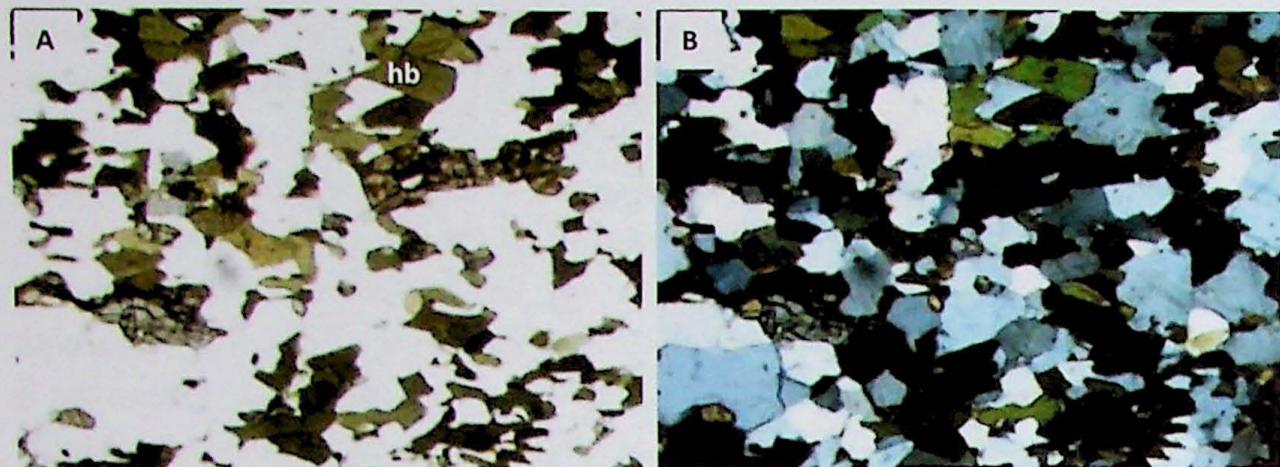


Figura 32: Granulito retrómetamorfizado com núcleos de ortopiroxênio preservados (PAR-3A). Notar birrefringência baixa, característica deste mineral. A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados. Lado maior = 3,25 mm.

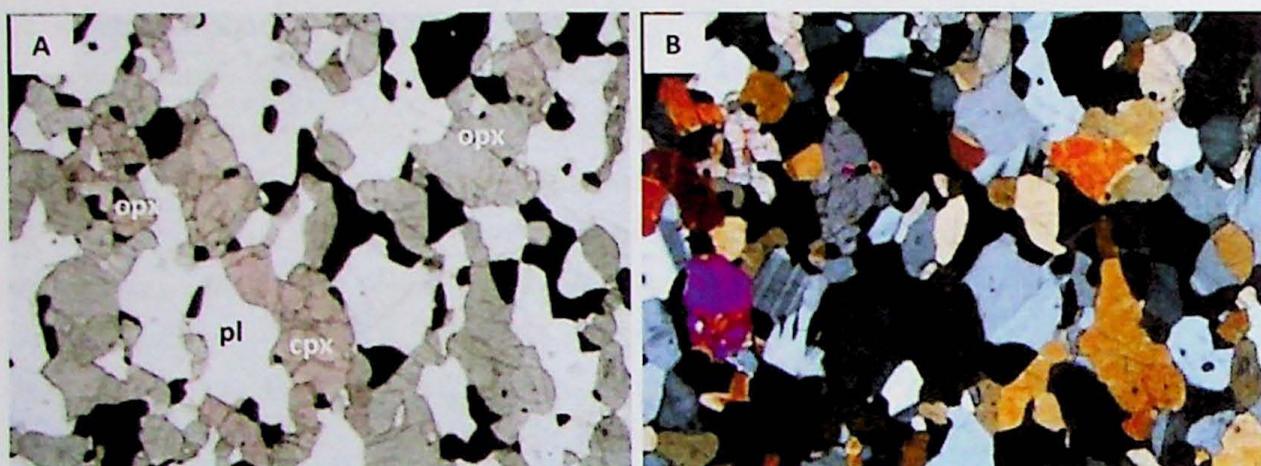


Figura 33: Textura granoblástica em granulito máfico (PAR-3C), com contatos entre cristais de aproximadamente 120° . A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados. Lado maior = 3,25 mm.

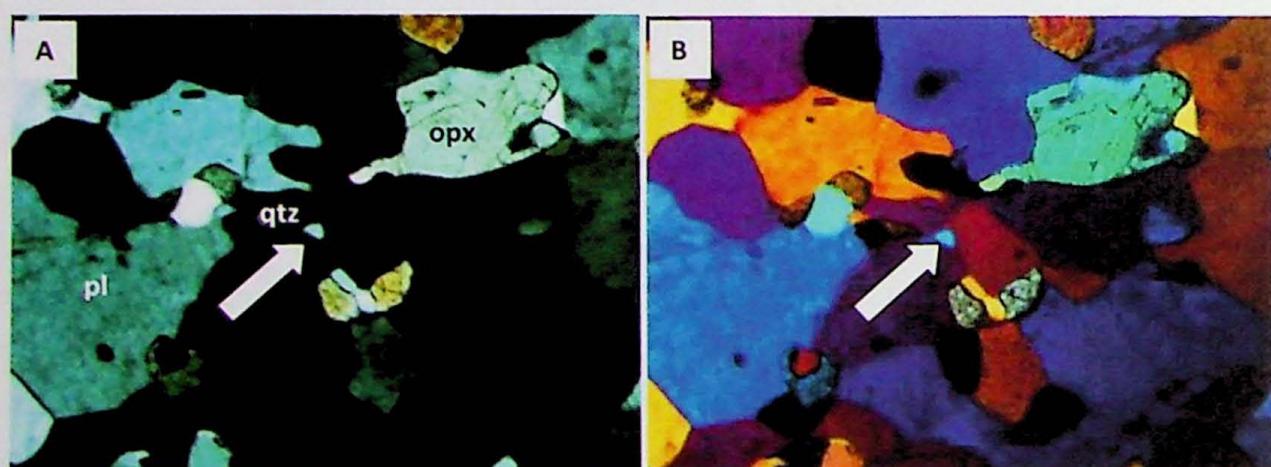


Figura 34: Pseudomorfo de poro ou canal de fusão mimetizado por quartzo (PAR-3C). A) Polarizadores cruzados. B) Polarizadores cruzados e placa de gipso. Lado maior = 1,30 mm.

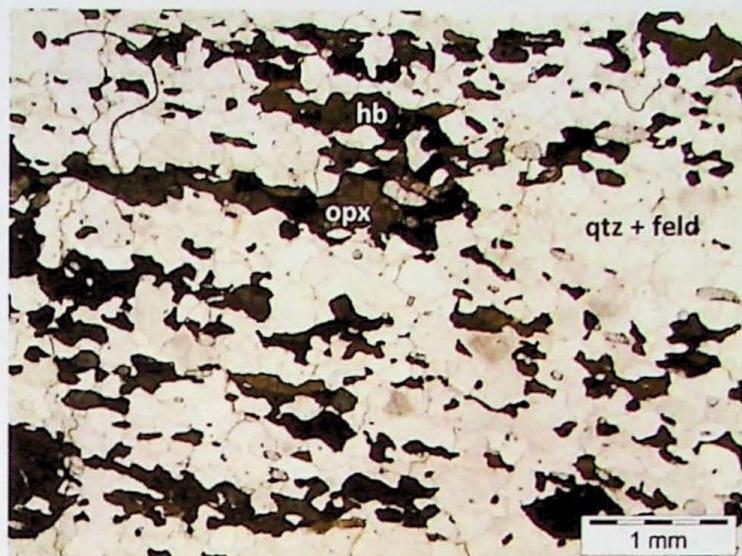


Figura 35: Fotomicrografia do aspecto geral do granulito (paleoossoma - PAR-19B). Polarizadores descruzados.

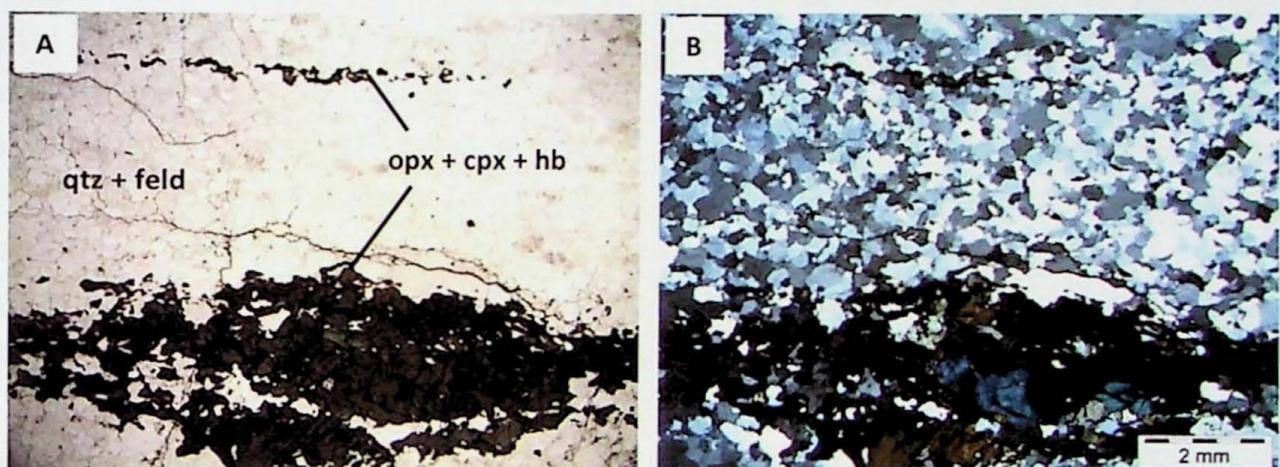


Figura 36: Porção de neossoma granulítico com leucossoma quartzo-feldspático e agregados de minerais maficos (PAR-19B). A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.

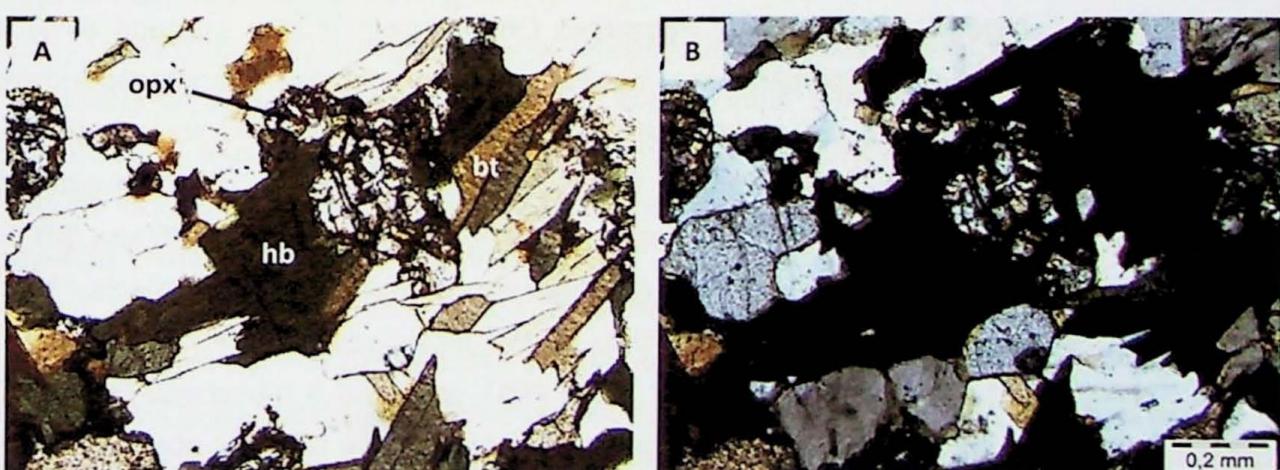


Figura 37: Núcleo de ortopiroxênio preservado, envolto por hornblenda e biotita retrometamórficas (PAR-19C). A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.

Neossoma

As amostras PAR-3E, 5, 6A, 6C, 24, 26A, 30 abrangem diatexito com predominância de neossoma - tabela 3. Foram feitas também lâminas de amostras de leucossoma *in situ* e *in source*, que serão detalhadas mais abaixo.

O diatexito da amostra PAR-3E é composto por quartzo (32%), oligoclásio An₂₇ (35%), microclínio (5%), biotita (15%), granada (8%) e ortopiroxênio (3%), com clorita, opacos, zircão e muscovita somando 2%. É caracterizado por intercalações entre leitos com textura granoblástica, com granulação média a grossa (3 a 5mm) e leitos com textura nematolepidogranoblástica, com granulação fina a média (0,5 a 3mm).

A rocha apresenta bandamento composicional, intercalando leitos quartzo-feldspáticos e outros abundantes em minerais máficos, tais como granada, biotita e ortopiroxênio, indicando migmatização em fácies granulito. Os leitos quartzo-feldspáticos são representantes do leucossoma e os de composição rica em minerais máficos representantes do paleossoma (granulítico). É observada foliação incipiente definida pela orientação de cristais de biotita. Cristais de granada são subidioblásticos a xenoblásticos com abundantes inclusões de oligoclásio, quartzo e biotita. Cristais de ortopiroxênio encontram-se substituídos por óxido de ferro, indicando alto grau de alteração da rocha.

O retrometamorfismo que atingiu a rocha é inferido devido a cristais de biotita que substituem o ortopiroxênio em fraturas e clivagens nas bordas dos cristais, indicando entrada de água no sistema, além de cristais de clorita e muscovita xenobásticos que indicam que o retrometamorfismo ocorre até condições de baixas temperaturas.

O diatexito da amostra PAR-5 pode ser dividido em duas porções distintas: uma cinza clara, com foliação incipiente, granulação fina a média (0,5 a 2mm), textura lepidogranoblástica e porfiroblástica (porfiroblastos de granada de até 3 mm), composta por quartzo (35%), oligoclásio An₂₉ (15%), microclínio (36%), biotita (10%), granada (3%) e minerais opacos (1%) e outra porção rósea, maciça, textura xenomórfica, granulação grossa (5mm em média), composta por quartzo (30%), oligoclásio An₂₃ (20%), microclínio (44%), ortoclásio (5%) e granada (10%), e pouca biotita. São observados cristais de quartzo e feldspato potássico com terminações em cúspide, com ângulo diedral pequeno (figura 38).

A rocha da amostra PAR-6A tem cor rosa, estrutura maciça, granulação média (1 a 3 mm), composta por quartzo (26%), microclínio (15%), oligoclásio An₂₉ (40%), ortoclásio (5%), biotita (10%), minerais opacos (3%), zircão (1%), monazita e muscovita (traço). O aspecto é ígneo, apresentando cristais subidiomórficos nos quais é possível observar faces bem formadas e contatos planos entre cristais. São observadas feições de intercrescimento de quartzo e plagioclásio e quartzo e feldspato potássico nas bordas dos cristais.

Feições como “fitas” e *string of beads* de quartzo indicam a cristalização do líquido final aprisionado na rocha (figura 39). São observados bolsões quartzo-feldspáticos nos quais os contatos entre cristais são interlobados, além de cristais com terminações em

cúspide aparecem com maior frequência, sendo estes bolsões representativos de leucossoma *in source* discordante da foliação do paleossoma, conforme observado em campo.

Na lâmina PAR-6C a rocha é composta por quartzo (35%), ortoclásio (20%), oligoclásio An₂₇ (32%), granada (1%), biotita (10%) e minerais opacos, com rara ocorrência de microclínio; a rocha é foliada, com intercalação entre leitos lepidogranoblásticos e granolepidoblásticos, de granulação fina a média (0,5 a 2mm).

A rocha apresenta aspecto metamórfico, com foliação marcada pela orientação de biotita e cristais deformados e alongados de quartzo, em textura *flaser*, com contatos serrilhados e interlobados entre os cristais. São observadas muitas feições de cristalização de fundido aprisionado, como cristais de quartzo com terminações em cúspide e *string of beads*. Cristais de granada são xenoblásticos, com inclusões de quartzo e biotita (figura 40).

PAR-24 representa contato entre paleossoma granulítico, com resquícios de ortopiroxênio, e neossoma médio a grosso (cristais de até 1,5 cm), foliado, composto por quartzo (45%), oligoclásio An₂₅ (40%), hornblenda (5%), biotita (10%), com minerais opacos e zircão subordinados. Quartzo se encontra disposto em textura *flaser* e, assim como plagioclásio, comumente tem contatos interlobados, com algumas terminações em cúspide.

A amostra PAR-26A representa diatexito bandado e foliado, com leucossoma concordante. A rocha tem granulação fina (0,2 a 0,5 mm) e é composta por oligoclásio An₂₀ (58%), quartzo (5%), hornblenda (25%), ortopiroxênio (6%), apatita (1%), minerais opacos (5%) e zircão (traço), enquanto o leucossoma é grosso (2 a 3 mm) e composto por oligoclásio An₂₀ e quartzo, com ortopiroxênio em menor quantidade e pouca hornblenda retrometamórfica. A zona de contato entre leucossoma e paleossoma apresenta um acúmulo dos minerais máficos, tais como hornblenda, ortopiroxênio e óxidos, podendo representar *selvedge* máfico (figura 41).

Texturalmente, paleossoma e leucossoma são bastante distintos. Enquanto o paleossoma tem aspecto metamórfico, com cristais subidiomórficos a xenomórficos, estirados, o leucossoma apresenta cristais maiores, subidiomórficos, com aspecto ígneo (figura 42). Antiperita e mesoperita são comuns no leucossoma, assim como feições de quartzo mimetizando líquido aprisionado.

O diatexito da amostra PAR-30 representa neossoma félscico descrito em campo. Trata-se de rocha fina (até 0,5 cm) e composta por quartzo (35%), oligoclásio An₂₀ (41%), ortoclásio (15%), biotita (6%), ortopiroxênio (2%), e minerais opacos (1%), com apatita e hornblenda subordinadas. Retrometamorfismo é observado em núcleos de ortopiroxênio substituídos por biotita e quartzo, que por vezes formam simplectitos. Contatos entre os cristais são interlobados.

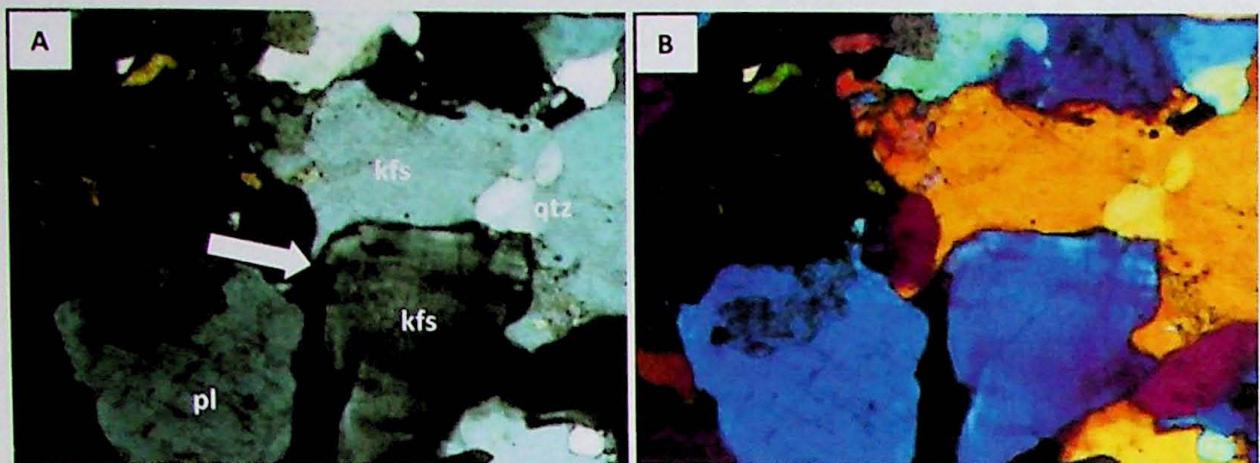


Figura 38: Terminação em cúspide de cristal de feldspato potássico pertítico (PAR-5). A) Polarizadores cruzados. B) Polarizadores cruzados e placa de gipso. Lado maior = 1,30 mm.

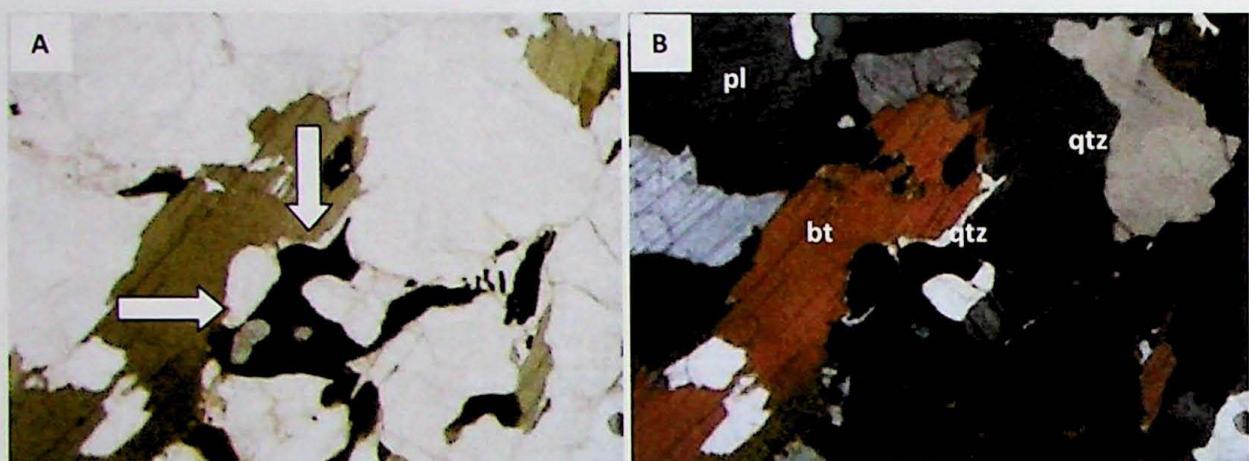


Figura 39: Borda de quartzo mimetizando líquido aprisionado no entorno de cristais de quartzo e biotita (PAR-6A). A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados. Lado maior = 3,25 mm.

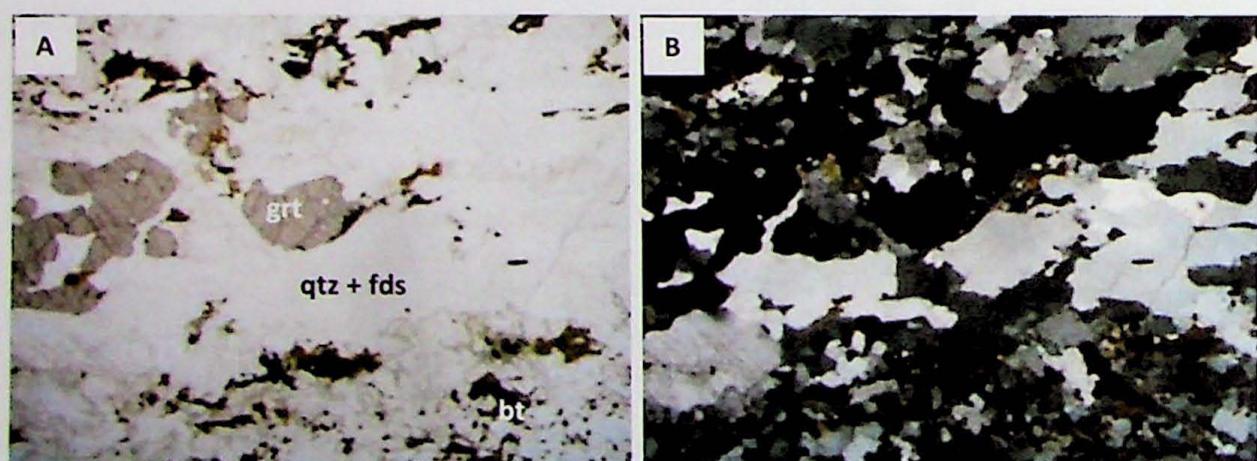


Figura 40: Diatexito com granada (PAR-6C). Notar leito félsico quartzo-feldspático e contatos entre cristais. A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados. Lado maior = 10,40 mm.



Figura 41: Acúmulo de maficos observado na interface do paleossoma (à esquerda) e leucossoma (à direita - PAR-26A).

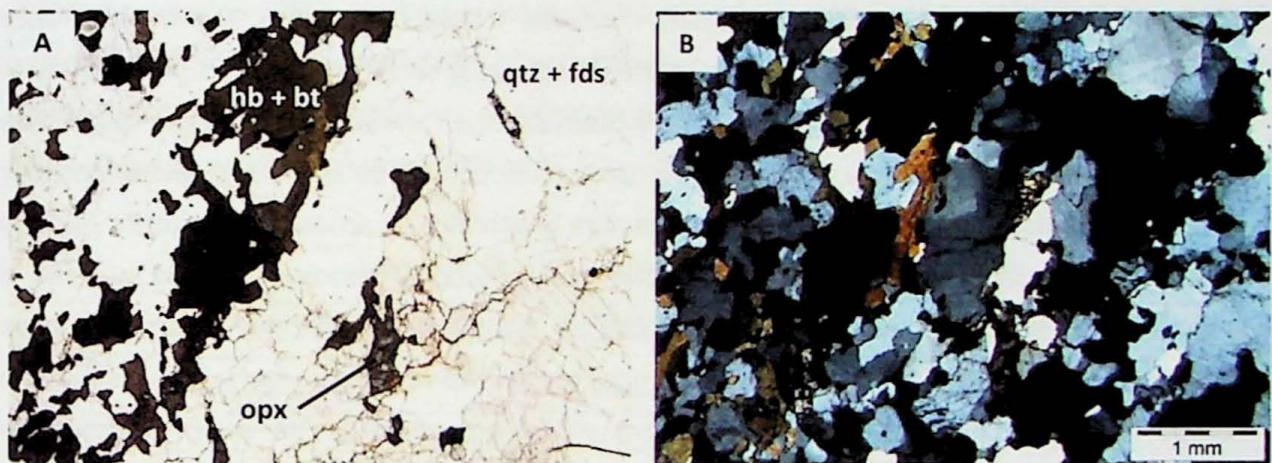


Figura 42: Diferenças de composição, granulação e hábito dos cristais entre paleossoma (à esquerda) e leucossoma (à direita - PAR-26A). A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.

Tabela 3: Quadro de blastese das rochas do neossoma.

	Cristalização pré-S _{n+1}	S _{n+1}
Qtz	—	---
Kfs	—	---
Pl (An ₂₅)	---	---
Bt	---	—
Mz	—	—
Zr	—	—
Opc	—	---
(Grt)	---	---
(Opx)	---	—

O leucossoma apresenta composição variada, sendo as mais comuns sienogranitos (PAR-4, 6B, 8A, 8B, 10A e 25A - tabela 4), com menor ocorrência de granulito (PAR-25B) e hornblenda pegmatito (PAR-19D). A granulação é grossa e os leitos são concordantes ao bandamento composicional e/ou truncam o paleossoma de granulação mais fina. No

leucossoma são comuns tanto as feições de fusão, tais como inclusões arredondadas ou xenoblásticas de quartzo e feldspatos em granada, como as de cristalização do líquido, como cristais de feldspatos euédricos e quartzo xenomórfico tardio, além de alguns grãos que cristalizaram mimetizando o líquido aprisionado, agora com terminações em cúspide, com ângulo diedral pequeno. O quartzo pode ainda ocorrer com textura *flaser*. De maneira geral, os cristais apresentam aspecto ígneo (figura 43).

As porções de composição de sienogranito têm cor rosa, granulação fina a média, estrutura maciça a levemente orientada, textura holocristalina subhedral a xenomórfica e são compostas por quartzo (23 a 40%), plagioclásio com teor de anortita $An_{15\text{ a }27}$ (10 a 20%), microclínio (20 a 55%), biotita (1 a 15%) e zircão, podendo haver apatita, granada, ortoclásio, minerais opacos e muscovita em menor quantidade, com índice de cor variando entre 3 e 15%. Os cristais de zircão são notavelmente grandes, com até 0,5 mm.

Na amostra PAR-4 são observados bolsões de granulação fina de aglomerados quartzo-feldspáticos xenomórficos entre cristais bem formados, provavelmente representando cristalização tardia rápida, além de textura granofírica formada por quartzo e feldspato potássico. Cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, enquanto cristais de albita apresentam geminação arqueada. Contatos entre cristais de quartzo e feldspatos por vezes apresentam-se serrilhados. Além da textura granofírica, a amostra apresenta feições de cristalização tardia seguida de deformação, como *string of beads*, "fitas" de quartzo e feldspato potássico e terminações em cúspide de cristais de quartzo, e alguns contatos tríplices próximos de 120°, o que corrobora com o contexto no qual a rocha foi descrita no campo, pois os corpos de granito parecem ser o agrupamento de maior volume de leucossoma do metatextito.

Em PAR-6B os contatos entre cristais são planos, com porções com contatos interlobados (figura 44). É vista textura mirmequítica nas bordas de cristais de microclínio. Quartzo apresenta extinção ondulante. Nos contatos entre três cristais há preenchimento de quartzo, podendo representar pseudomorfismo de líquido aprisionado e tardio.

Na lâmina PAR-8A cristais de plagioclásio e microclínio têm faces bem formadas, com hábito tabular. Contatos entre cristais são ondulados e chegam a serrilhados. A biotita ocorre inclusa em feldspato potássico, que por sua vez ocorre como inclusão em plagioclásio, com quartzo intersticial na matriz. Isso indica ordem de cristalização biotita, feldspato potássico, plagioclásio, quartzo.

A amostra PAR-8B é a única entre as amostras que contém granada (3%). Os cristais de quartzo e feldspatos são predominantemente xenomórficos e encontram-se levemente orientados, com presença de *flasers* de quartzo e de cristais deformados de biotita e granada. A presença de biotita e clorita na borda irregular de granada e muscovita sobre os cristais de biotita indica retrometamorfismo. Fitas de quartzo bordejando microclínio também são observadas (figura 45).

A rocha da amostra PAR-10A é similar às descritas anteriormente, com cristais subidiomórficos. Clorita tardia substitui a biotita e pode estar associada com entrada tardia de água no sistema ou ao retrometamorfismo regional.

PAR-25A representa granada sienogranito descrito em campo, com cristais de granada de até 2 cm de diâmetro. Os cristais são subidiomórficos, sendo quartzo a fase tardia, xenomórfico, intersticial. Feldspato potássico é pertítico a mesopertítico.

PAR-25B representa granulito retrometamorfizado. Trata-se de rocha média a grossa (cristais de até 1 cm) com quartzo (35%), ortoclásio (24%), oligoclásio An_{20} antipertítico (30%), hornblenda (6%), ortopiroxênio (2%), biotita (3%) e minerais opacos e zircão subordinados. Ortopiroxênio ocorre substituído por hornblenda e biotita tardias. Quartzo ocorre com textura *flaser*.

A lâmina da amostra PAR-19D, porção pegmatítica félsica associada a diatexito, composta por quartzo (15%), microclínio (55%), oligoclásio An_{20} (20%), hornblenda (8%), minerais opacos (2%), biotita (traço) e zircão (traço). A rocha sofreu milonitização, sendo observadas feições de cristalização/recristalização em ambiente dinâmico como hornblenda *fisch* e quartzo cristalizando em sombra de pressão (figura 46), geminação deformada do oligoclásio e quartzo em textura *flaser*.

Tabela 4: Quadro de blastese das rochas do neossoma.

	Fusão/metamorfismo	Cristalização magmática	S_{n+1} (incipiente)
Qtz	-----	-----	-----
Kfs	-----	-----	-----
Pl (An_{20})	-----	-----	-----
Bt	---	-----	-----
Mz		-----	-----
Zr		-----	-----
Opc		-----	-----
(Apa)		-----	-----
(Grt)	-----	-----	-----

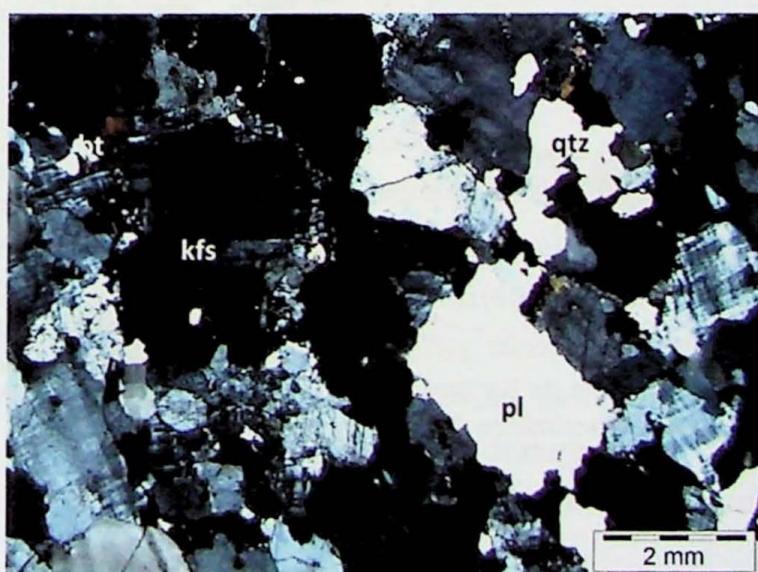


Figura 43: Aspecto ígeo do leucossoma, com cristais subhedrais (PAR-4). Polarizadores cruzados.

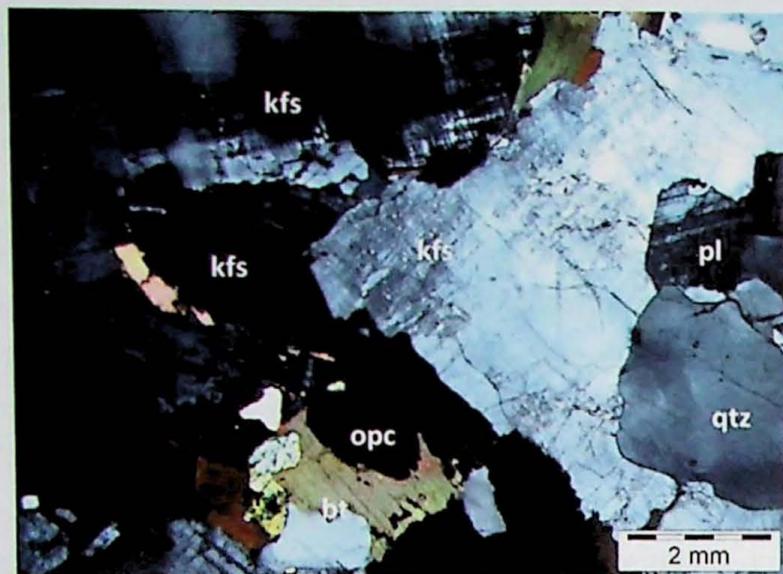


Figura 44: Exemplo de contato retilíneo entre cristais de feldspato potássico, de hábito subhedral (PAR-6B). Polarizadores cruzados.

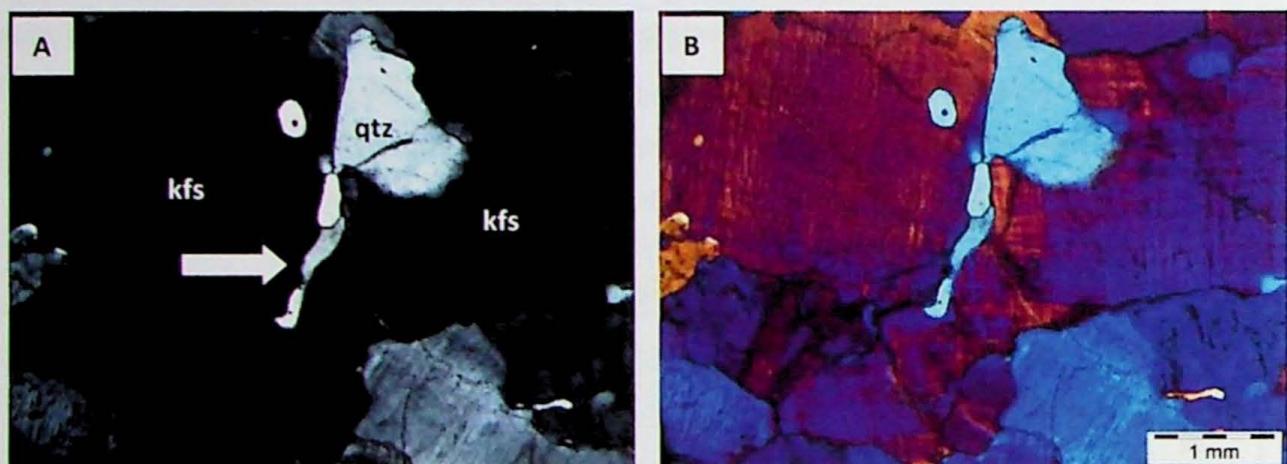


Figura 45: Presença de fita de quartzo e início de formação de *string of beads* (PAR-8B). A) Polarizadores cruzados. B) Polarizadores cruzados e placa de gipso.

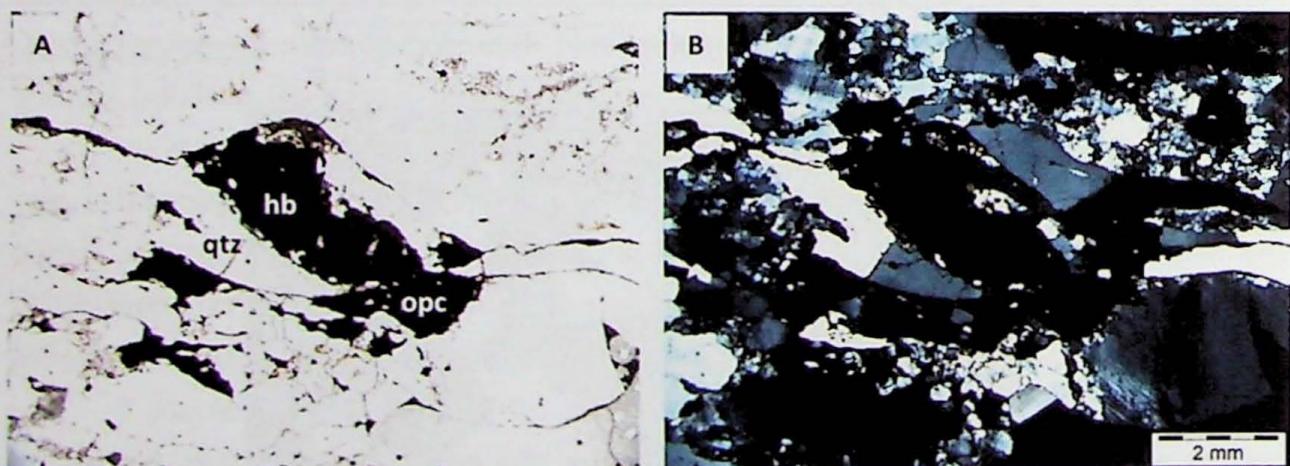


Figura 46: Porfiroclasto tipo-delta de hornblenda, com quartzo cristalizando em sombra de pressão (PAR-19D). A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.

6.4.2 Unidade Granulítica

A unidade em que predominam granulitos tem menos afloramentos na área de estudo e é representada pelas lâminas das amostras PAR-9, 11, 27 e MGR-08 (Rio Verde). As melhores exposições do Rio Verde são de lajes de dezenas de metros, porém nas três viagens de campo feitas estavam encobertas por água em virtude da cheia do rio.

Na amostra PAR-9 foram identificados em campo poucos núcleos de ortopiroxênio envoltos por coroas de hornblenda. Em lâmina, são observados núcleos de mineral substituído por hidróxido de ferro, provavelmente tratando-se dos núcleos de ortopiroxênio muito alterados intempericamente.

A rocha encontra-se bastante alterada, com quartzo (15%), plagioclásio (20%), microclínio (45%), ortoclásio (10%), clorita (7%) e opacos (3%), com zircão, biotita e muscovita subordinados. É inequigranular fina a média (0,5 a 1,5mm), com textura lepidogranoblástica e foliação definida pela orientação dos cristais que a compõem. Hornblenda ocorre substituída por agregados de filossilicatos aciculares. Mesoperita e mirmequita são comuns.

PAR-11 representa granulito máfico com leito de leucossoma quartzo-feldspáctico grosso concordante à foliação. A rocha é fina (0,4 mm em média), foliada, bandada, com textura nematolepidogranoblástica, composta por hornblenda (15%), biotita (30%), ortopiroxênio (3%), oligoclásio An₂₀ (43%), ortoclásio (5%), minerais opacos (3%), apatita (1%), zircão (traço) e quartzo (traço) – figura 47. O quadro de blastese é apresentado na tabela 5.

Os contatos entre plagioclásio e feldspato potássico são poligonais a pouco interlobados, enquanto no leucossoma se observam contatos interlobados. No granulito não são evidentes feições que indiquem fusão parcial da rocha, enquanto no leucossoma estas feições são comuns.

O leucognaisse granatífero da amostra PAR-27 (figura 48) tem granulação fina a média (até 1mm) e tem foliação bem marcada pelo estiramento dos minerais. É composto por microclínio (65%), quartzo (30%) e granada (5%), com pouco ortoclásio, plagioclásio (antiperita), biotita e muscovita retrometamórfica.

A lâmina da amostra MGR-08, de afloramento no Rio Verde, representa granada granulito felsico (figura 49) de granulação fina (3 mm) e porfiroblastos de granada e ortopiroxênio médios (4 a 6 mm), com andesina An₃₅ (40%), quartzo (15%), ortoclásio (25%), granada (8%), hornblenda (7%), ortopiroxênio (3%), clinopiroxênio (1%) e minerais opacos (1%), com apatita e biotita subordinadas. A rocha tem foliação bem marcada pelo estiramento dos minerais máficos e quartzo em textura *flaser*. Granada tem textura poiquiloblástica, com inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio e coronas de diopsídio e hornblenda.

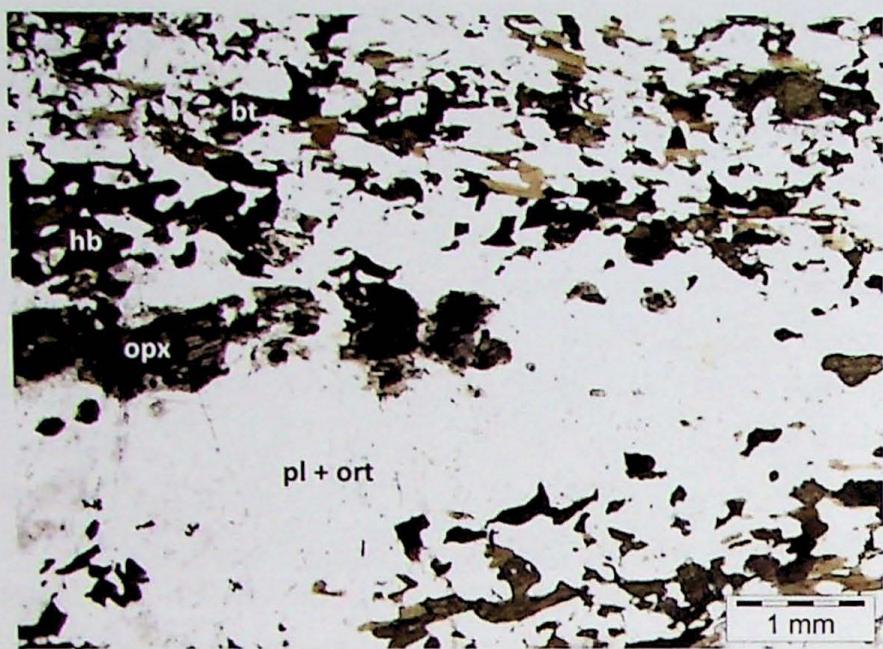


Figura 47: Granulito foliado e bandado, intercalando bandas ricas e pobres em minerais máficos (PAR-11). Polarizadores descruzados.

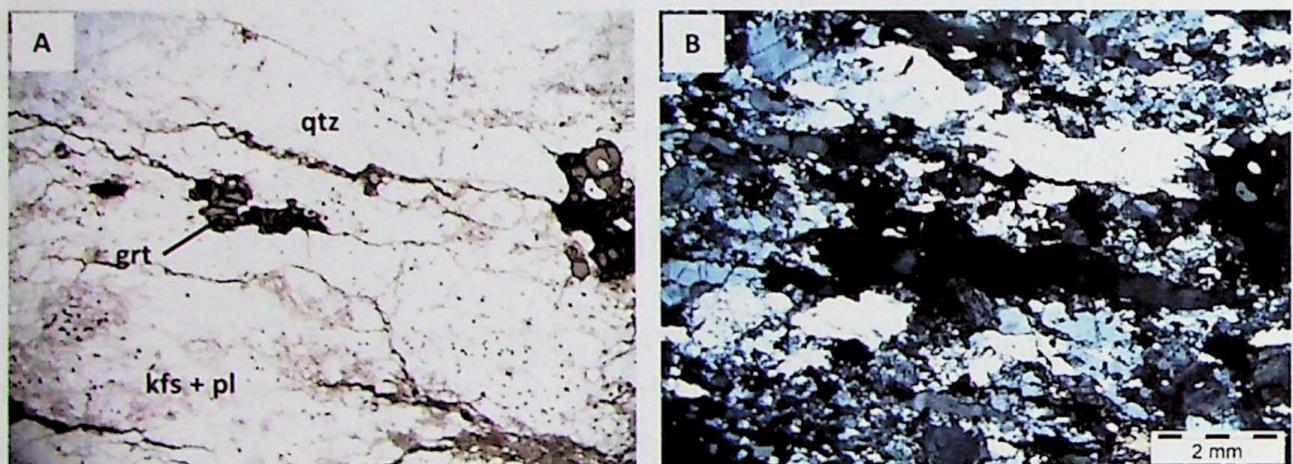


Figura 48: Aspecto geral de granada leucognaisse (PAR-27). A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.

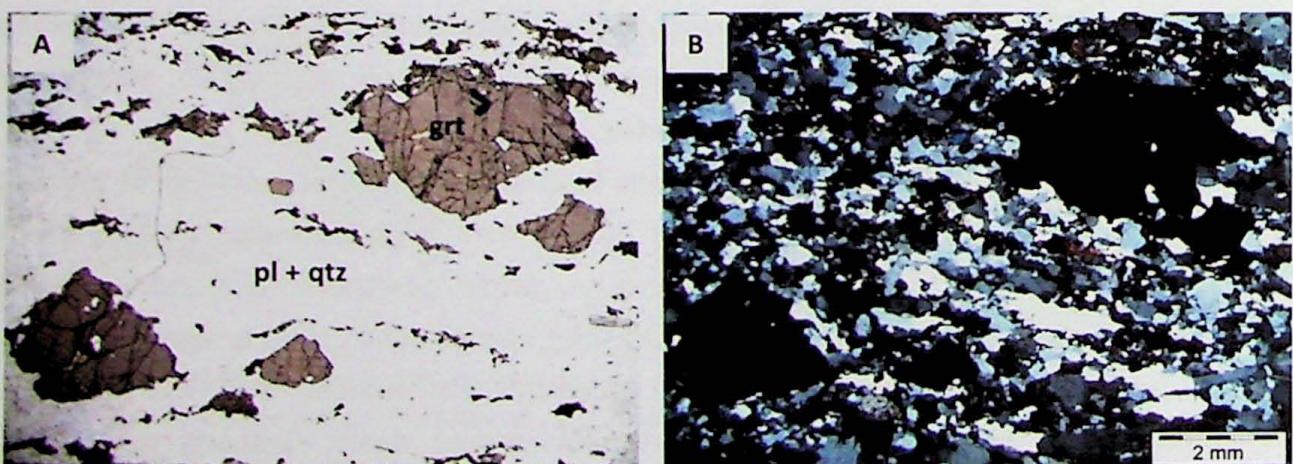


Figura 49: Fotomicrografia de granada granulito felsico, aflorante fora da área de estudo a sudeste (MGR-8). A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.

Tabela 5: Quadro de blastese das rochas granulíticas.

PI (An ₂₀)	S _{n+1}	Pós-S _{n+1} (retrometam.)
Ort	---	
Qtz	---	
Opx	—	
Apa	—	
Zr	—	
Opc	—	—
Hb	—	---
Bt		---

6.4.3 Suite Paraguaçu

Os charnockitos da Suite Paraguaçu foram amostrados em diversas localidades e as melhores amostras são PAR-2, 3A (contato com granulito), 17, 18, 19A, 32C, 36B, 36C, 37, 40 e 41. O litotipo tem cor cinza esverdeada, sendo a cor verde caracterizada pelos cristais de feldspato potássico, textura inequigranular fina a média (0,5 a 2mm), com exceção da PAR-36B que tem granulação grossa (até 2 cm), e textura nematogranoblástica. Há pouca variação composicional nesta unidade, porém notável variação deformacional A tabela 6 apresenta resumo das composições estimadas visualmente nestas amostras.

Tabela 6: Composições estimadas para as amostras de charnockito.

	Serra da Concórdia							Serra do Chapéu de Sol			
	2	3A	32C	36B	36C	37	40	17	18	19A	41
qtz (%)	20	21	15	20	20	30	25	25	20	21	10
kfs (%)	30	30	40	47	45	45	43	50	40	40	50
oli (%)	20	20	27	19	18	13	20	8	22	15	20
opx (%)	5	5	5	1	2	<1	2	<1	3	<1	3
cpx (%)	3	-	2	3	<1	-	4	-	5	-	6
hb (%)	15	20	10	10	12	3	3	13	7	15	4
apa (%)	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1
opc (%)	5	2	1	<1	3	1	2	1	3	5	5
bt (%)	-	1	-	-	-	8	-	2	-	2	2
cum (%)	1	-	-	-	-	-	2	-	<1	-	-
zr (%)	<1	-	<1	-	<1	<1	<1	1	<1	1	<1
ti (%)	<1	-	-	-	<1	-	-	<1	-	-	<1

Nas amostras de ambos os corpos a foliação é bem marcada e definida pela orientação de aglomerados de minerais máficos, tais como hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio (figura 50). O feldspato alcalino é em maior parte mesoperítico. Em algumas amostras, como PAR-2 e PAR-18, são observadas lamelas de exsolução de ortopiroxênio em cristais de clinopiroxênio (figura 51).

As lâminas PAR-17 e PAR-40 representam as porções mais milonitzadas de cada corpo charnockítico. Os minerais se encontram estirados e recristalizados, com presença constante de sigmoides de feldspato potássico e hornblenda (figura 52). Em campo foram observadas tais feições, relacionando estes corpos a zonas de cisalhamento inversas.

Feições ígneas preservadas são comuns mesmo após a deformação imposta para definir a foliação, como cristais subedrais a euedrais de faces bem formadas e contatos poligonais, além de abundância de apatita e presença de titanita e zircão ígneos, bem facetados (figura 53). Contatos entre quartzo e feldspatos são poligonais, sendo observados alguns limites interlobados, sendo comuns intercrescimentos destes minerais, como mirmequitas.

Também são comuns em todas as lâminas analisadas feições que indicam que a rocha foi derivada de fundido, como terminações em cúspide de cristais de quartzo e feldspato potássico em contatos tríplices, quartzo intersticial com textura *flaser* e *string of beads*, simplectitos de biotita e quartzo (figura 54).

A tabela 7 apresenta as relações de cristalização e recristalização observadas.

Tabela 7: Quadro de relação temporânea entre os minerais do charnockito.

	Cristalização magmática	Deformação S _n	Pós-S _n (retrometam.)
Qtz	—	-----	-----
Kfs	—	-----	-----
Pl (An ₂₂)	—	-----	-----
Opx	—	-----	-----
Cpx	—	-----	-----
Apa	—	-----	-----
Zr	—	-----	-----
Opc	—	-----	-----
Hb	—	---	-----
Bt	—	—	-----

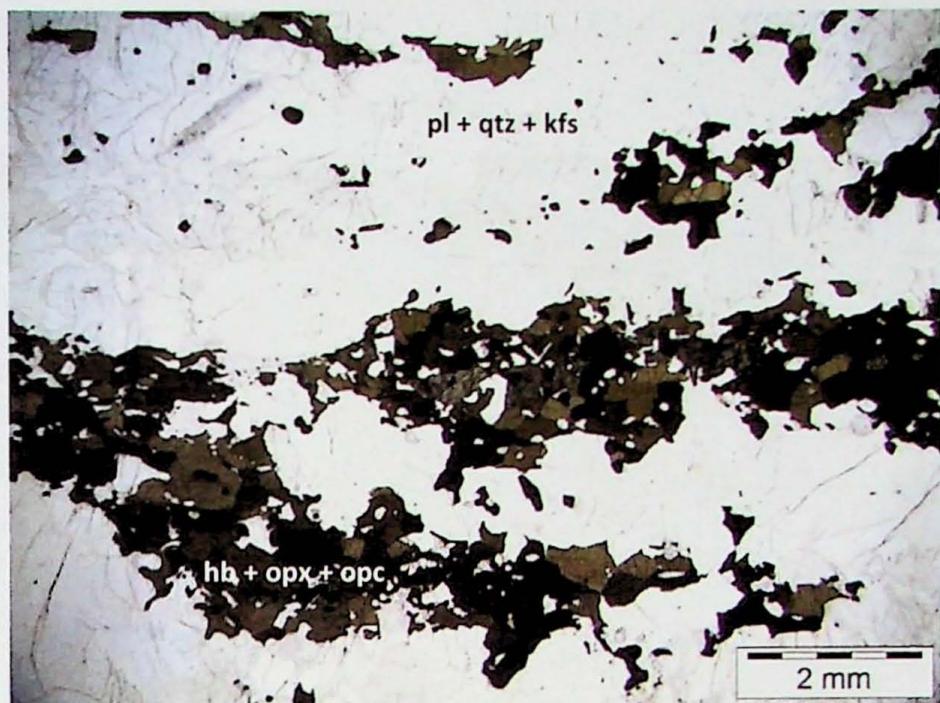


Figura 50: Aspecto geral do charnockito foliado (PAR-36C). Polarizadores descruzados.

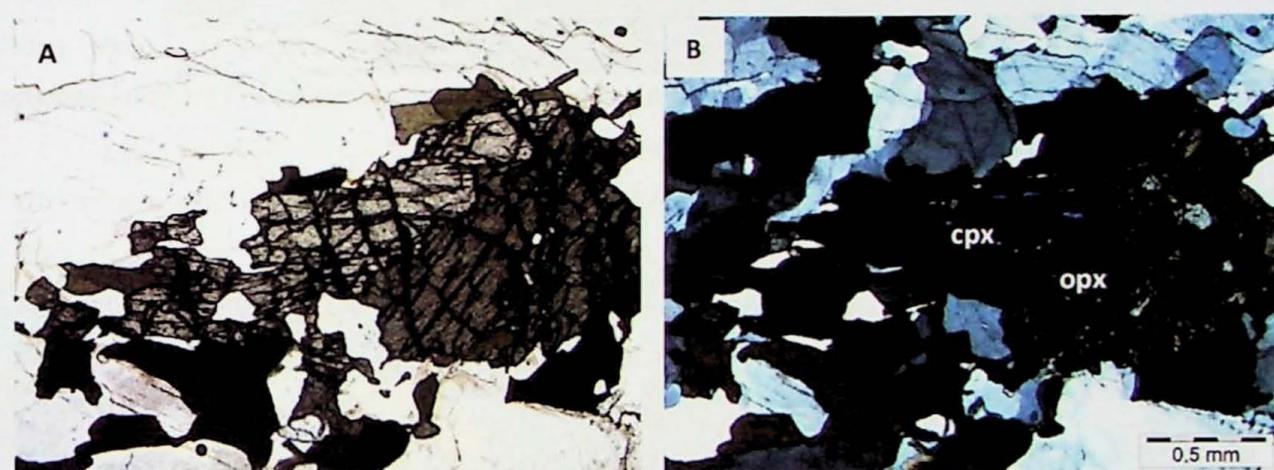


Figura 51: Lamelas de exsolução de clinopiroxênio (birrefringência alta) em ortopiroxênio (PAR-32C).
A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.

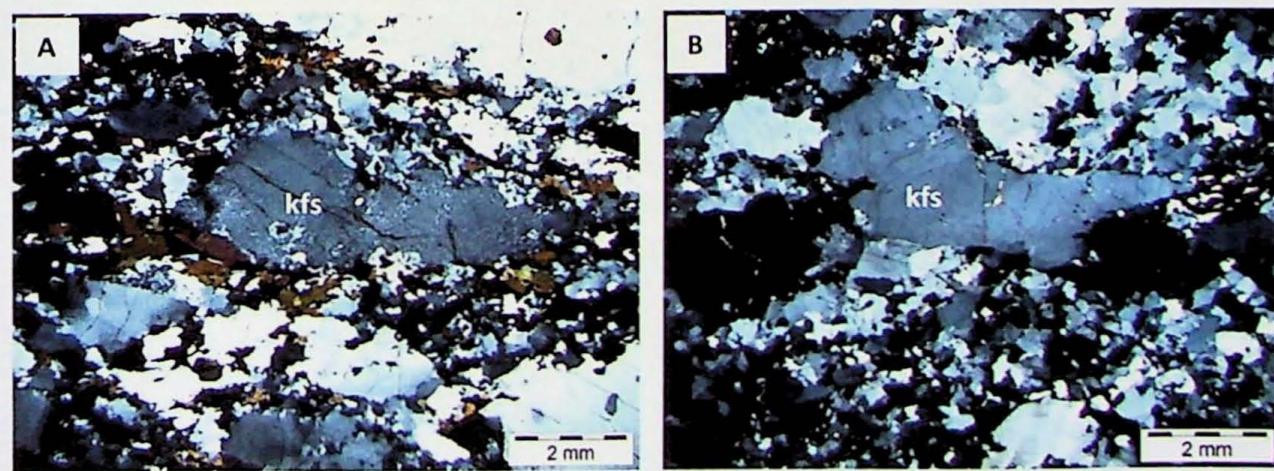


Figura 52: Porfiroclastos estirados a sigmoidais de feldspato potássico. A) PAR-17 e B) PAR-40.
Polarizadores descruzados.

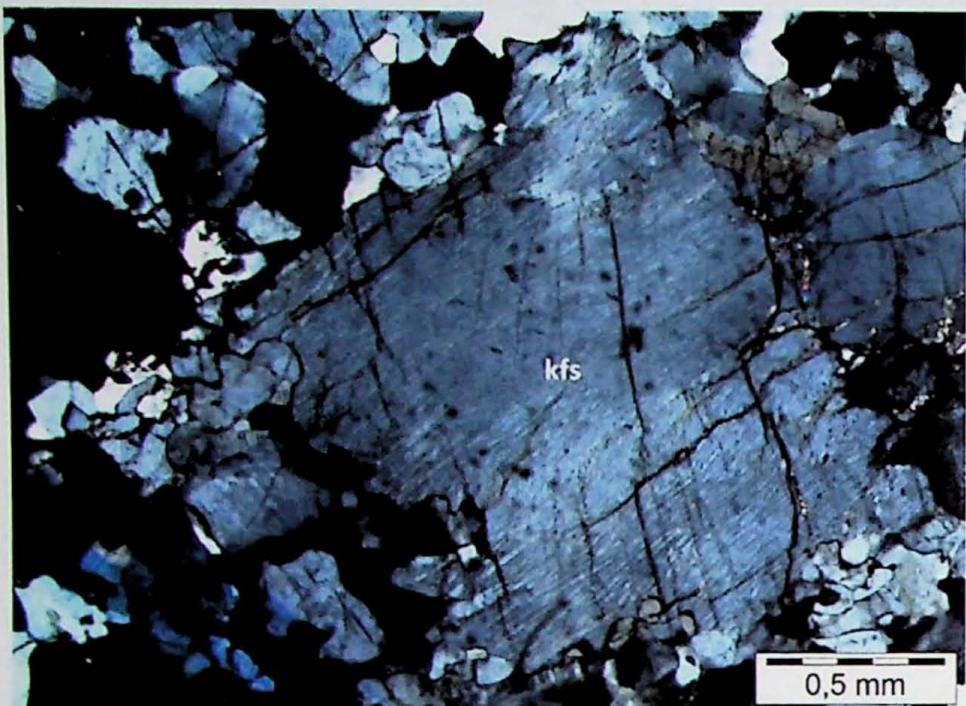


Figura 53: Detalhe para cristal de feldspato potássico pertítico, subhedral (PAR-41). Polarizadores descruzados.

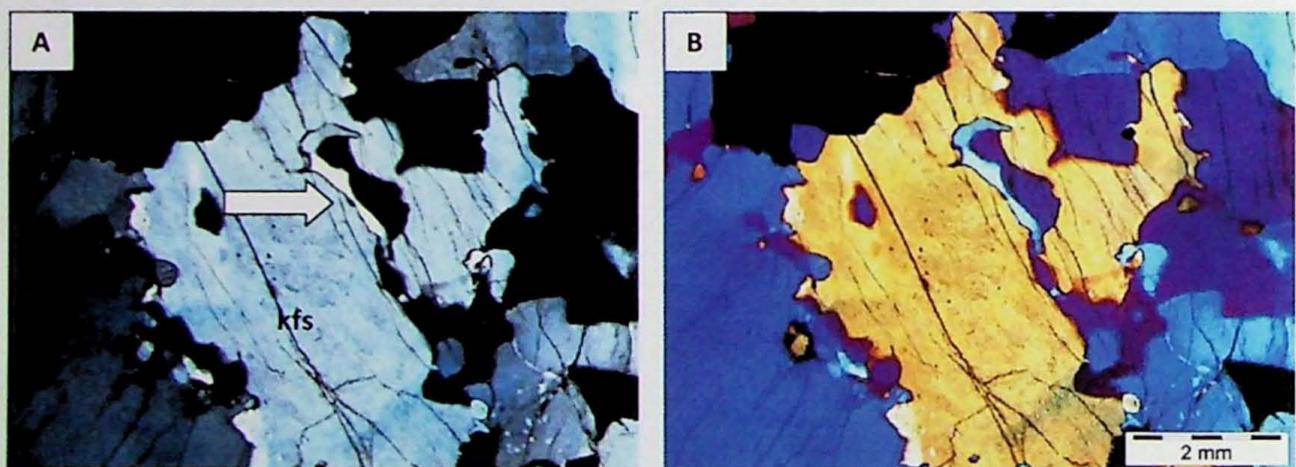


Figura 54: Destaque para quartzo intersticial *flaser* mimetizando líquido aprisionado (PAR-36C). A) Polarizadores cruzados. B) Polarizadores cruzados e placa de gipso.

6.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A análise de três lâminas com MEV foi feita de maneira a detalhar texturas observadas na petrografia feita com microscópio petrográfico. As amostras analisadas correspondem a charnockito (PAR-36C e 40) e leucossoma sienogranítico (PAR-6A).

PAR-36C é boa representante da rocha observada ao longo da Serra da Concórdia, com granulação média e foliação bem marcada. Os cristais de feldspato potássico e plagioclásio, apesar de orientados, preservam hábito tabular, sugerindo cristalização da rocha e leve deformação imposta (figura 55).

É comum a presença de exsoluções de plagioclásio em feldspato potássico. Nas figuras 56 e 57 se observa zoneamento quanto às exsoluções, sendo o núcleo dos cristais de feldspato potássico mais rico em lamelas de exsolução e as bordas com lamelas raras ou ausentes. Também são notados intercrescimentos de plagioclásio e quartzo (mirmequitas) próximos às bordas sem exsolução, o que pode indicar que as bordas foram empobrecidas das exsoluções de albíta, as quais foram incorporadas pelo plagioclásio de onde a mirmequita foi formada.

Em PAR-40 é identificada alta taxa de recristalização da rocha, indicando aumento da deformação em relação à outra amostra. Os cristais de feldspato potássico e plagioclásio são mais finos e estirados, enquanto quartzo ocorre em *flasers* mais espessos (figura 58). Ainda é comum a presença de feldspato potássico pertítico a mesopertítico (figura 59).

Núcleos de ortopiroxênio consumidos por reações de retrometamorfismo são observados e os resquícios do mineral são xenomórficos, sendo envoltos por hornblenda e minerais opacos (provável ilmenita – figura 60).

A amostra PAR-6C se trata de sienogranito, o leucossoma da Unidade Migmatítica. Tem granulação grossa e estrutura maciça. Apesar de estar inserida em contexto de metamorfismo, a rocha tem aspecto ígneo, com cristais bem formados (figura 61).

Entre os minerais félsicos, quartzo representa a última fase a cristalizar, tendo caráter intersticial, envolvendo cristais idiomórficos de plagioclásio e ortoclásio (figura 61). Localmente, o plagioclásio é tardio em relação ao ortoclásio, por ser intersticial (figura 62). Biotita tem cristalização tardí-magmática, situando-se na borda dos cristais de ortoclásio (figura 61) ou preenchendo espaços entre cristais maiores de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (figura 63).

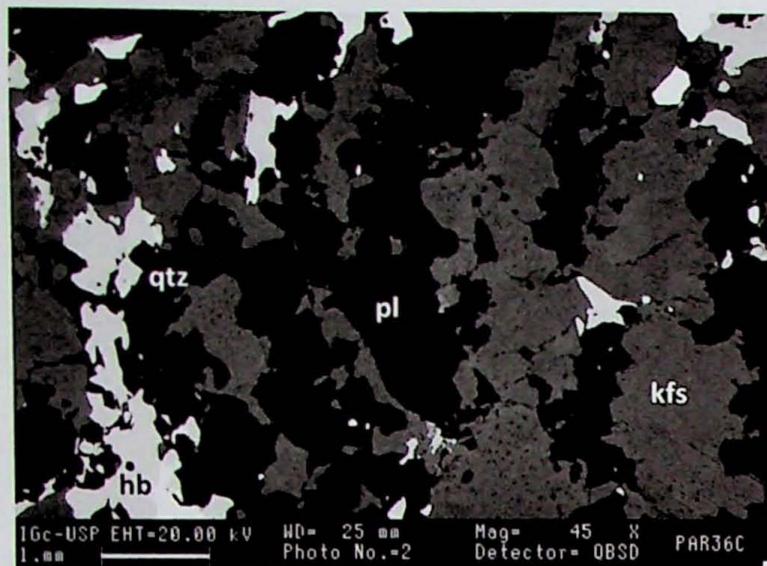


Figura 55: Aspecto geral do charnockito, foliado, com algum estiramento dos minerais. Feldspato potássico e plagioclásio preservam hábitos tabulares.

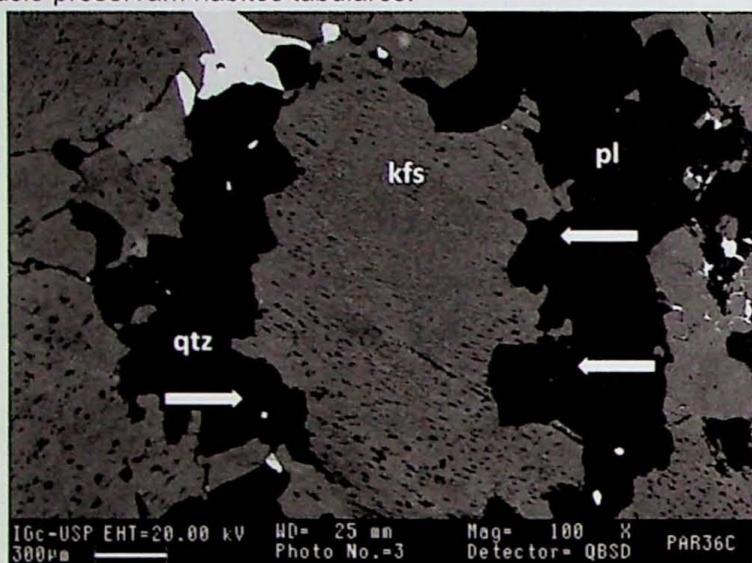


Figura 56: Cristal subhedral de feldspato potássico pertítico. Notar núcleo empobrecido em lamelas e formação de mirmequitas nas bordas empobrecidas em exsoluções (destaque com setas).

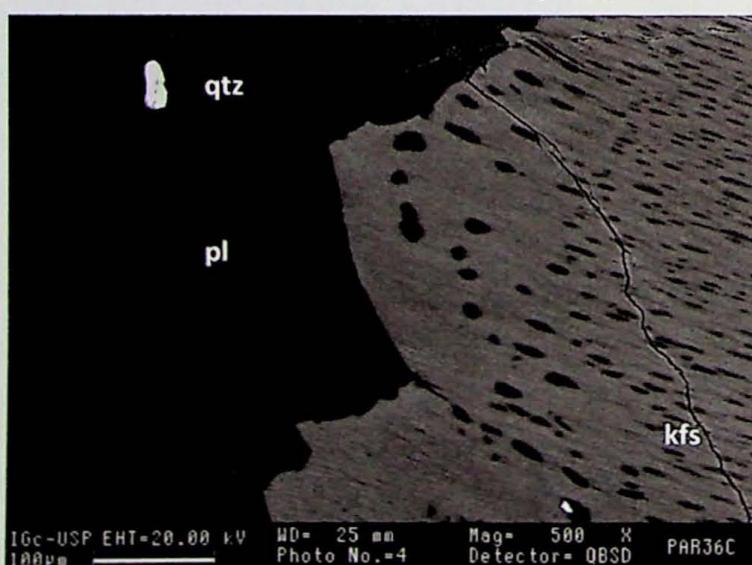


Figura 57: Detalhe para borda de cristal de feldspato potássico com lamelas ausentes em contraste com zona mesopertíctica.

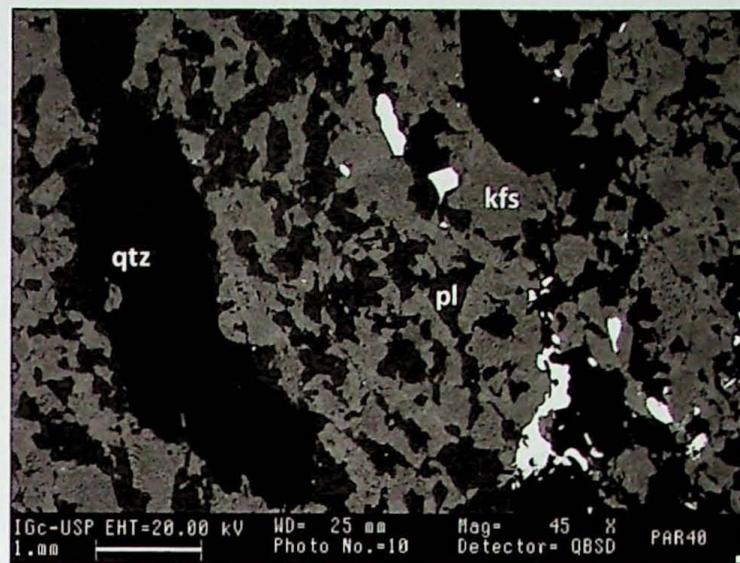


Figura 58: Aspecto geral do charnockito mais deformado, com recristalização de feldspato potássico e plagioclásio bem evidente.

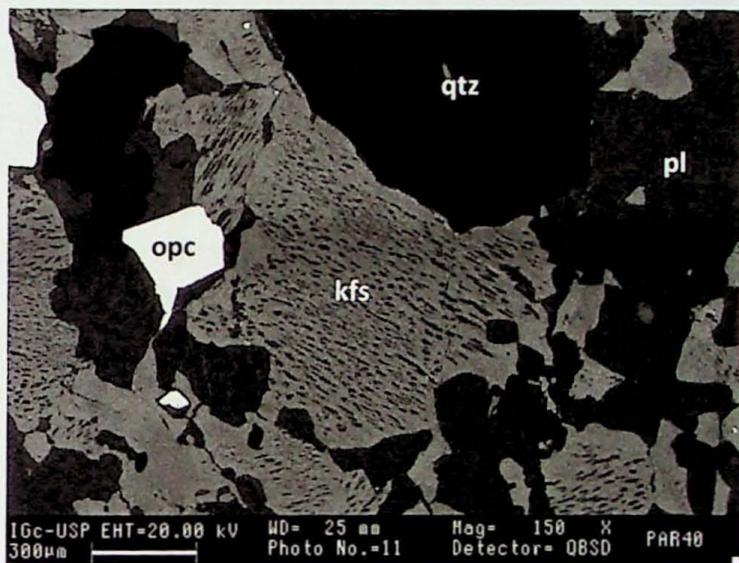


Figura 59: Presença de cristais de feldspato potássico subhedrais mesopertíticos.

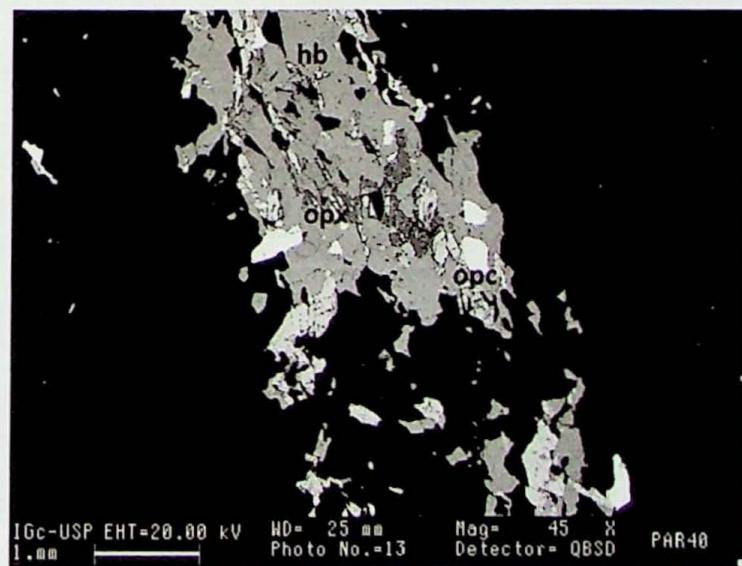


Figura 60: Núcleo de ortopiroxênio consumido para cristalização de hornblenda, ilmenita e quartzo.

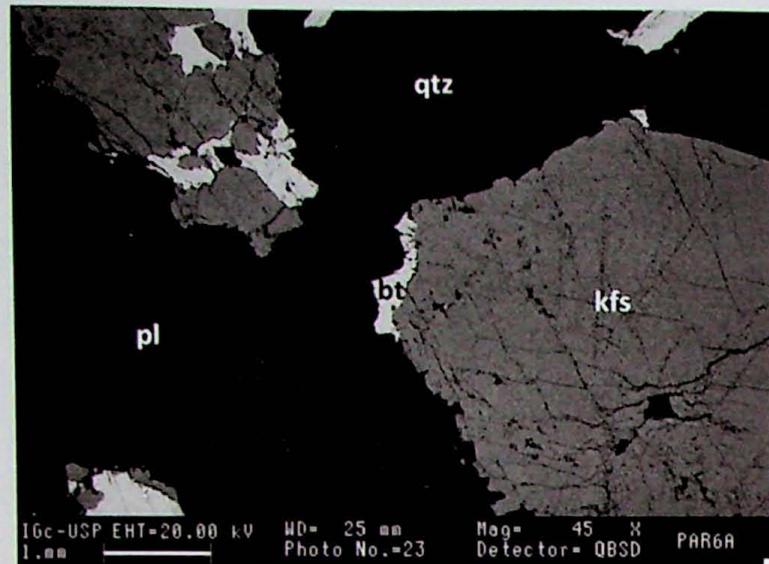


Figura 61: Aspecto geral do leucossoma sienogranítico com granulação grossa, foliação ausente e cristais bem facetados de feldspato potássico.

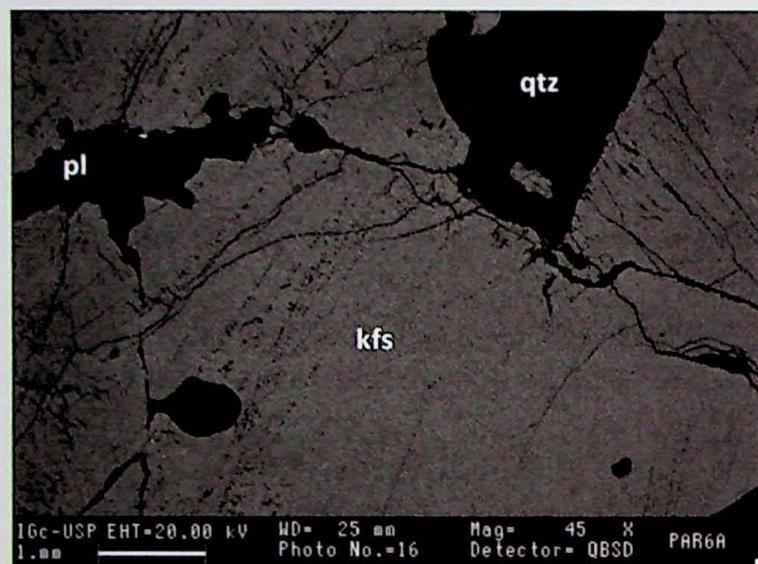


Figura 62: Plagioclásio intersticial entre cristais de feldspato potássico.

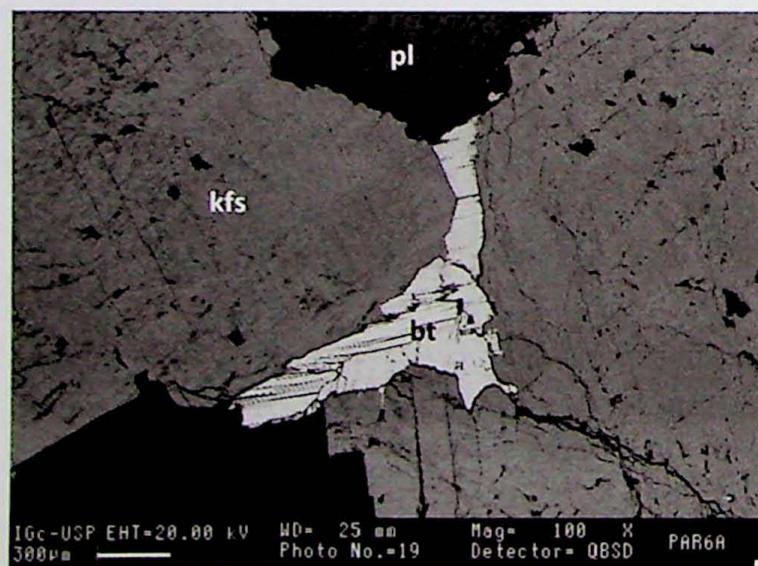


Figura 63: Biotita tardia cristalizando entre cristais de feldspato potássico.

6.6 Geoquímica

Foram realizadas análises geoquímicas em oito amostras de rocha total da região de estudo, sendo seis do corpo de charnockito da Serra da Concórdia, uma do corpo da Serra do Chapéu de Sol e uma de granada granulito aflorante no Rio Verde, Varginha - MG, a leste da área de estudo, para fins de comparação. Cabe esclarecer que não foram utilizadas amostras da unidade granulítica da área de estudo para análise geoquímica porque não foi possível coletar amostras frescas da unidade. A rocha da amostra MGR-08, apesar de não ser abundante na área de estudo, é representativa da UGB da NESG. Os resultados obtidos são apresentados no Anexo I.

6.6.1 Elementos maiores e menores

A análise dos dados foi efetuada através de diagramas de Harker, com a porcentagem de sílica *versus* porcentagem dos óxidos, e estão apresentados nas figuras 64 e 65. Os teores de sílica das rochas analisadas estão compreendidos no intervalo de 56 a 64%, sendo a amostra de granulito a que contém mais SiO₂. Em apreciação global dos diagramas é possível observar que certas tendências ocorrem nas amostras de charnockito, mais evidentes nos diagramas de MgO e CaO (diagramas a e b), o que sugere que as amostras são geneticamente relacionadas. A amostra PAR-41 é a única representante do corpo da Serra do Chapéu de Sol e o comportamento observado pode indicar diferente evolução para este corpo, sendo necessário estudo mais aprofundado.

Por sua vez, a amostra de granulito não apresenta colinearidade evidente com as amostras de charnockito, sugerindo que os grupos não são cogenéticos. Entretanto, como foi realizada análise química de apenas uma amostra de granulito, não é possível afirmar se há ou não relação genética direta entre estes litotipos.

As tendências observadas para o charnockito indicam evolução magmática por diferenciação e/ou fracionamento, sendo as fases com menor quantidade de SiO₂ menos diferenciadas e aquelas ricas em SiO₂ mais diferenciadas. Seguindo a linha evolutiva, observa-se empobrecimento em MgO e CaO, enriquecimento em Na₂O (diagrama c), enquanto K₂O (diagrama d) permanece aproximadamente constante e Al₂O₃ (diagrama e) apresenta grande variação. A amostra PAR-33 apresenta valor de Al elevado e destoante das demais amostras, que combinado com valor elevado de K sugere maior quantidade de feldspato potássico, conforme observado em campo.

A amostra de granulito apresenta os valores mais altos de MgO e CaO, o que condiz com a composição mais cárcea do plagioclásio da rocha (teor de An₃₅, em contraste com An₁₅₋₁₈ do charnockito) e com a presença de granada, mineral rico em Al e Mg. Também apresenta os valores mais baixos de álcalis (Na₂O e K₂O).

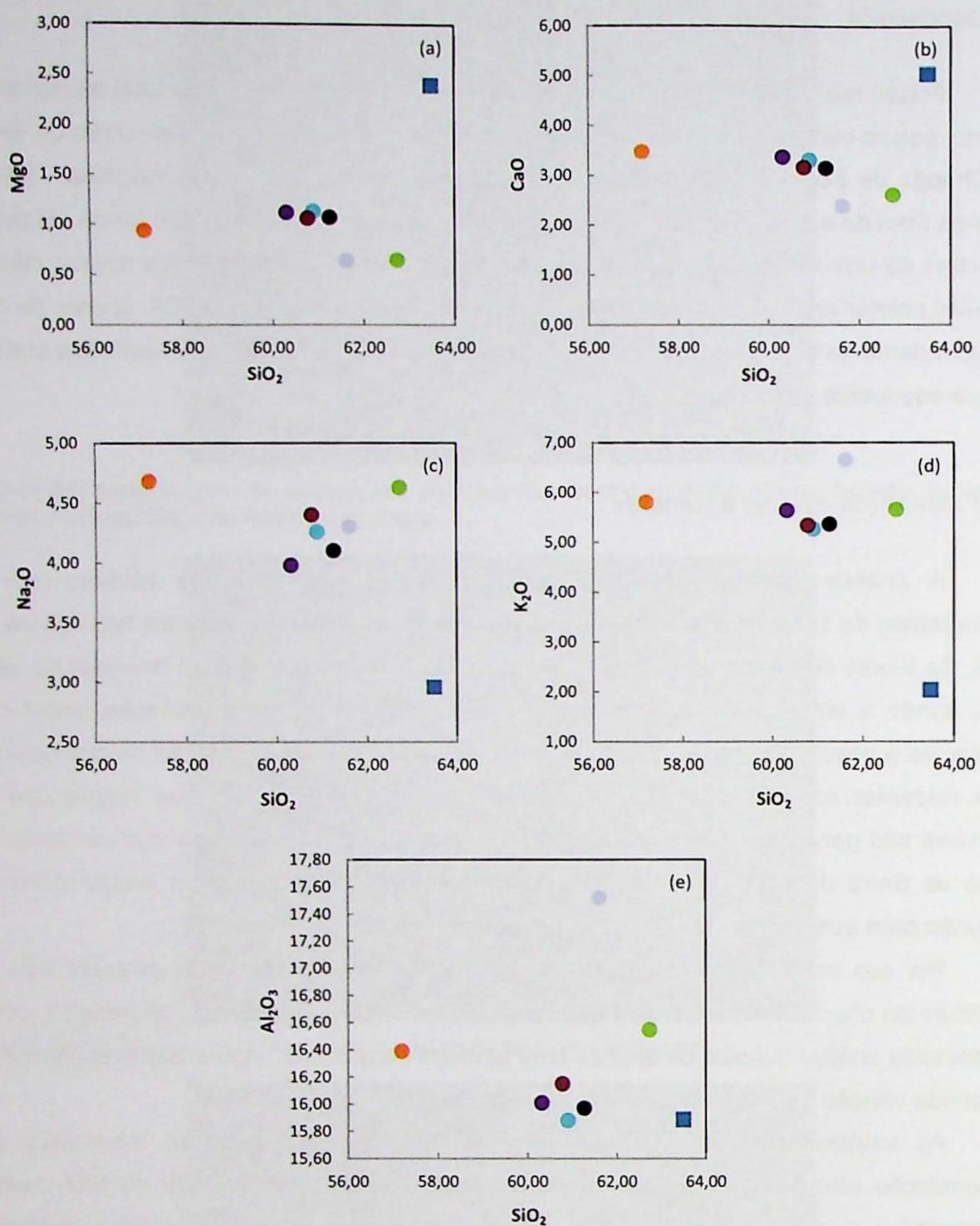


Figura 64: Diagramas de variação geoquímica de elementos maiores versus SiO_2 . Simbologia (círculos – charnockito; quadrado - granada granulito):

● PAR-32A	● PAR-32C	● PAR-33	● PAR-36A
● PAR-36C	● PAR-40	● PAR-41	■ VAB-1

TiO_2 e P_2O_5 (diagramas a e b) se encontram presentes em ilmenita, itanita e apatita e estão presentes em pequenas quantidades, menos que 1,2% e 0,4% respectivamente. Sua tendência é decrescer conforme aumenta a porcentagem de sílica na rocha, indicando que os minerais se formaram nos primeiros estágios de cristalização do magma. A assinatura observada para o granulito neste caso não difere da tendência observada para o charnockito, indicando empobrecimento destes elementos no resíduo granulítico, o que sugere que a fusão que gerou o granulito ocorreu em altas temperaturas, empobrecendo a rocha nestes elementos e minerais.

O conteúdo de MnO é baixo, com valores menores que 0,11% e variam muito pouco, exceto na amostra PAR-41 (diagrama c). Fe_2O_3 representa Fe_{Total} (diagrama d) e varia entre 8,5 e 4,5%, sendo que as rochas com menores concentrações são mais pobres em minerais maficos.. A amostra PAR-41 tem pouca alteração intempérica, sendo observados valores anômalos altos de Mn e Fe^{3+} .

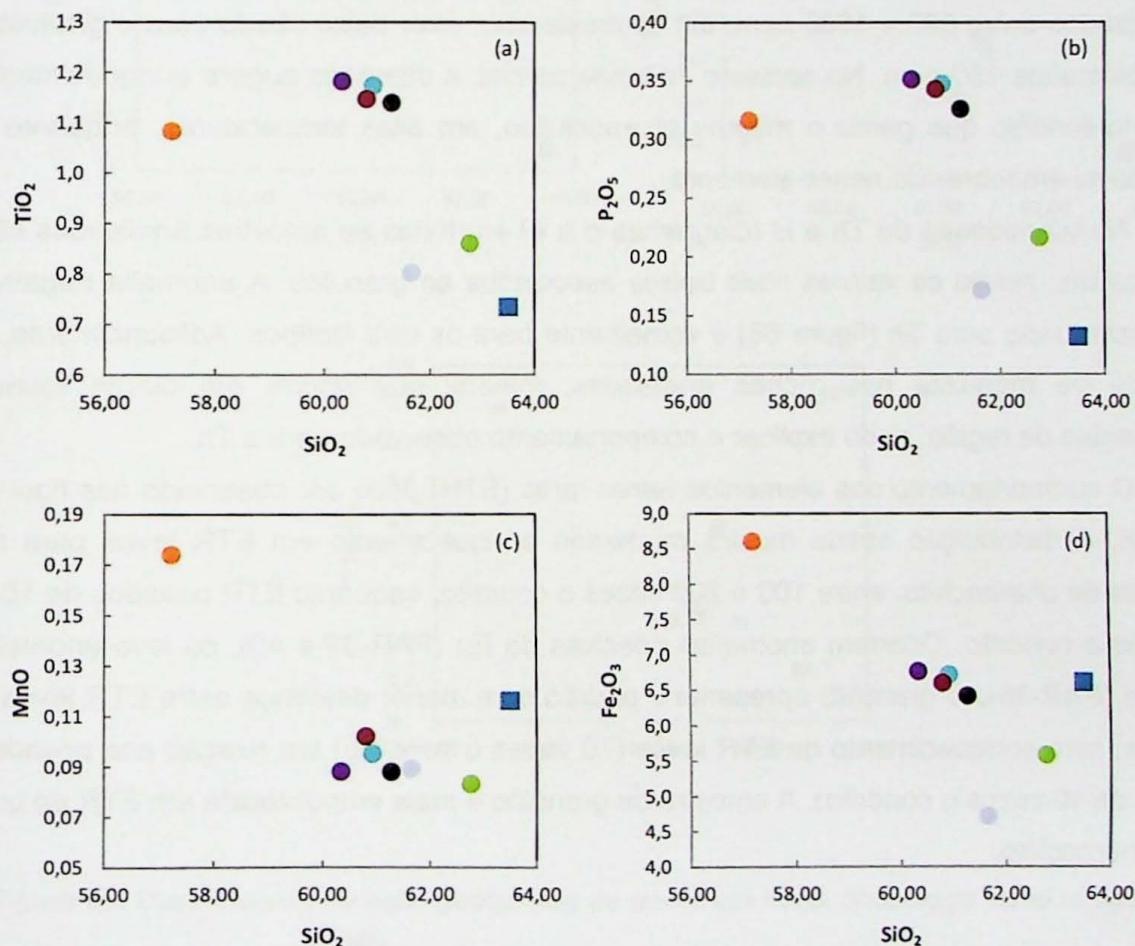


Figura 65: Diagramas de variação geoquímica de elementos menores *versus* SiO_2 . Símbologia como na figura 64.

6.6.3 Elementos traço

Os dados obtidos para elementos traço foram plotados em diagramas de Harker, contra a concentração de sílica (figura 66) e usados na confecção de diagramas terras raras e multielementares (*spidergrams*), normalizados a condrito (figuras 67 e 68).

Rb, Sr e Ba estão presentes principalmente em feldspatos e biotita e, portanto, refletem o comportamento destes minerais. O charnockito apresenta baixa quantidade de Rb e Sr e, portanto, altos valores de Ba/Sr e K/Rb (diagramas a e b). No diagrama multielementar da figura 68 o comportamento é facilmente identificável, com anomalias positivas de Ba e K associadas a quantidades menores de Rb e Sr. O granulito apresenta comportamento inverso, ou seja, altos valores de Rb e Sr e baixos valores de Ba e K, em relação ao charnockito.

Zr, Th e U estão presentes em minerais acessórios, como zircão, monazita e ilmenita. É observada quantidade alta de Zr (diagrama c) para o charnockito, com valores concentrados entre 800 e 1000 ppm, em contraste com valor baixo obtido para o granulito, de aproximados 150 ppm. No contexto de fusão parcial, a diferença sugere enriquecimento de Zr no fundido que gerou o magma charnockítico, em altas temperaturas, enquanto o granulito foi empobrecido nesse elemento.

As quantidades de Th e U (diagramas d e e) em todas as amostras analisadas são muito baixas, sendo os valores mais baixos associados ao granulito. A anomalia negativa muito acentuada para Th (figura 68) é semelhante para os dois litotipos. Adicionalmente, a ausência de monazita nas rochas analisadas, mineral que ocorre em outras rochas semelhantes da região, pode explicar o comportamento observado para o Th.

O comportamento dos elementos terras raras (ETR) pode ser observado nas figuras 67 e 68. A distribuição obtida mostra moderado enriquecimento em ETR leves para as amostras de charnockito, entre 100 e 200 vezes o condrito, enquanto ETR pesados de 10 a 30 vezes o condrito. Ocorrem anomalias positivas de Eu (PAR-33 e 40), ou leve anomalia negativa (PAR-36). O granulito apresenta o padrão com menor diferença entre ETR leves e pesados, com enriquecimento de ETR leves (70 vezes o condrito) em relação aos pesados (menos de 10 vezes o condrito). A amostra de granulito é mais empobrecida em ETR do que as de charnockito.

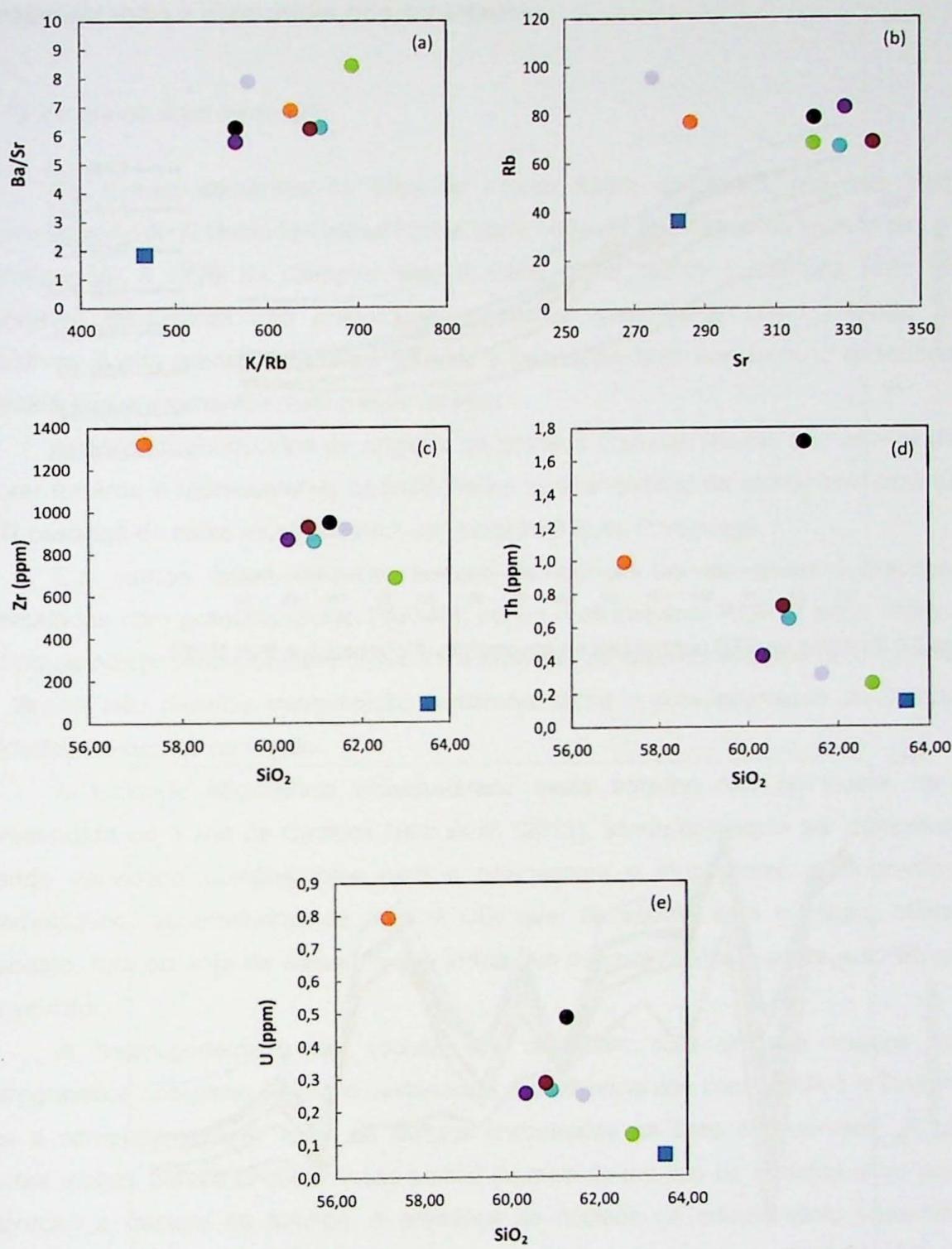


Figura 66: Diagramas de variação geoquímica de elementos traço. Simbologia como na figura 64.

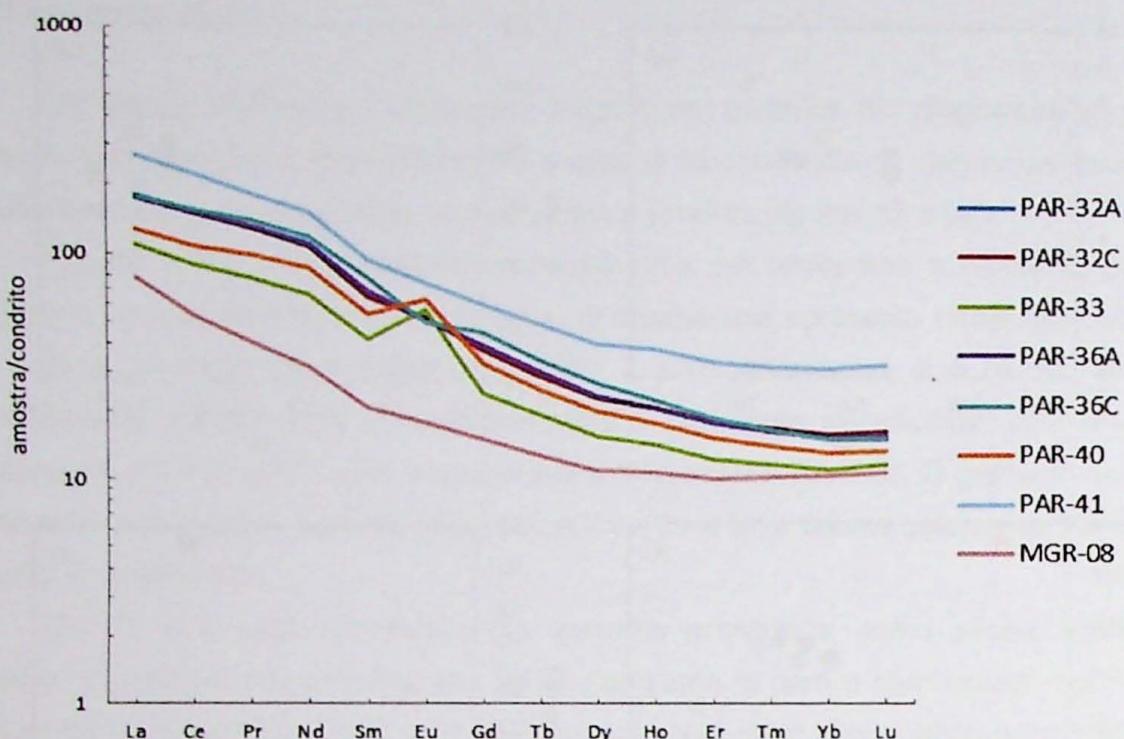


Figura 67: Padrões de ETR normalizados para condrito (McDonough e Sun 1995).

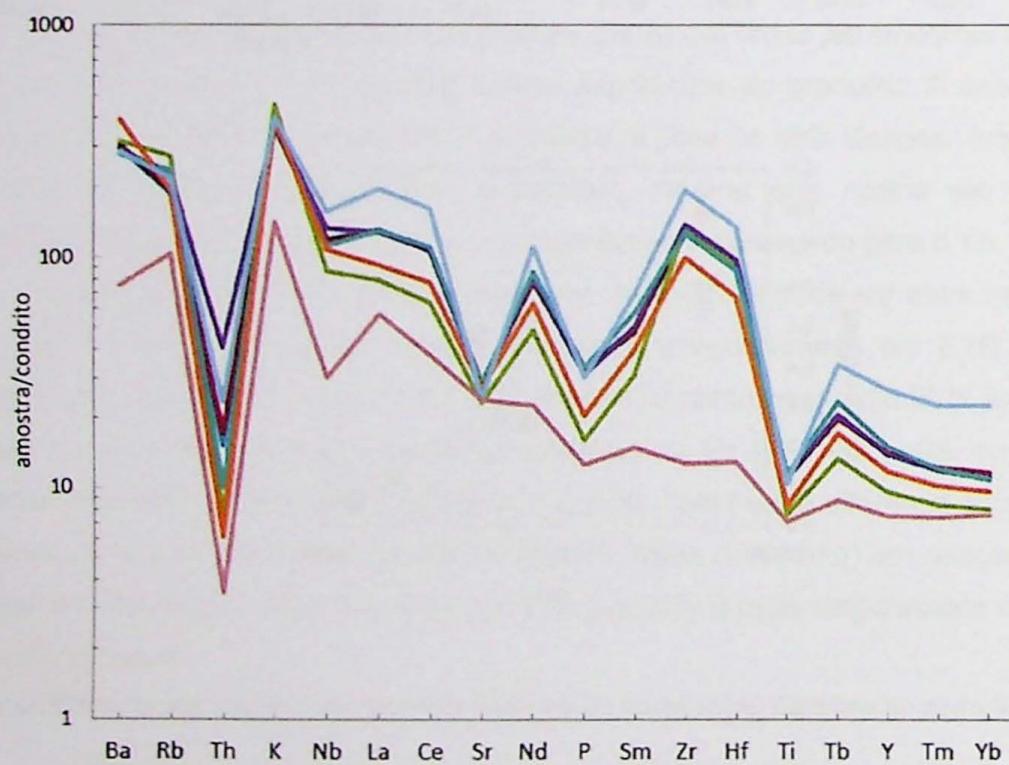


Figura 68: Diagrama *spider* de elementos traço com valores de normalização segundo Thompson (1984). Legenda como na Figura 67.

7 Interpretação e discussão dos resultados

7.1 Geologia da área de estudo

As rochas aflorantes na área de estudo foram agrupadas em três unidades litoestratigráficas. A Unidade Granulítica da parte norte da área, base da sequência, parece corresponder à UGB de Campos Neto & Caby (1999; 2000) e Campos Neto (2000), entretanto localmente não predominam granulitos granatíferos como descrito nestes trabalhos, e sim granulitos félscicos foliados e bandados, com aumento na quantidade de granada nos afloramentos mais a leste da área.

Análise litogeoquímica de amostra de granada granulito félscico, que apesar de não aflorar na área é representativo da UGB, indica caráter restítico da rocha, com acúmulo de ETR pesados de baixa mobilidade em comparação à Suíte Paraguaçu.

Em campo foram descritas bandas de até 20 cm de granada leucognaisse intercaladas com granulito (ponto PAR-43), porém o afloramento PAR-27 pode representar litotipo da Nappe Andrelândia. Entretanto, a ausência de aluminossilicatos no afloramento e na lâmina não permitiu interpretação conclusiva sobre o posicionamento do litotipo nas unidades existentes na região.

A Unidade Migmatítica individualizada neste trabalho não se insere na UMS apresentada no mapa de Campos Neto *et al.* (2011), sendo composta por diatexitos com grande variedade composicional para o paleossoma e leucossoma sienogramítico ou charnockítico, assemelhando-se mais à UDI que, de acordo com o mapa, afloraria a noroeste, fora da área de estudo, o que indica que o mapa proposto pelos autores precisa ser revisto.

A heterogeneidade das rochas que compõem esta unidade sugere sistema petrogenético complexo, o que é evidenciado em afloramentos como PAR-3 e PAR-19 em que a complexa relação entre os litotipos encontrados na área é observada. A gênese destas rochas parece envolver fusão parcial de mais de um tipo de protolito, com posterior migração e mistura do fundido. A presença de núcleos de ortopiroxênio variavelmente retrometamorfizados em amostras do paleossoma (como o caso de PAR-3A, 3C, 19A e 19B) e do leucossoma (como PAR-25B) indica condições de fácies granulito para o processo de anatexia crustal.

O milonito gerado por falha de empurrão aflorante no ponto PAR-42 e o lineamento observado na imagem SRTM indicam contato tectônico entre as duas unidades, conforme sugerido no Mapa Geológico (Anexo II).

A Suíte Paraguaçu, não individualizada nos mapas utilizados como base para o trabalho (Cavalcante *et al.* 1979; Campos Neto *et al.* 2011) tem características e assinatura geoquímica que diferem das suítes já descritas na região, inseridas na Supersuite São José

do Rio Pardo. As rochas descritas foram classificadas como charnockitos pobres em quartzo e têm IC alto, de até 29%, além de anomalia negativa muito acentuada de Th. Presença de feldspato potássico com grande quantidade de lamelas de exsolução de plagioclásio indica condições de alta temperatura.

As principais assinaturas geoquímicas observadas nas rochas desta unidade indicam gênese associada a fusão parcial em condições de fácies granulito. De acordo com Janasi (1997; 2002), alto valor de Zr é característica marcante de séries anortosito-mangerito-charnockito-granito e reflete a temperatura elevada do magma que as originou, saturado neste elemento, sendo observado, ainda, empobrecimento nas amostras mais fracionadas. Ainda, baixos teores de Th e U condizem com as condições descritas por Janasi (1996 *apud* Janasi 2002) de líquido gerado a partir fonte granulítica empobrecida, características observadas nos charnockitos analisados.

7.2 Fusão em fácies granulito

As rochas de fácies granulito descritas apresentam ortopiroxênio em sua associação mineral, sendo este mineral representante do pico metamórfico atingido na região. De acordo com Pattinson *et al.* (2003), o ortopiroxênio é formado em condições de temperatura mínima de 800 °C, e o campo de formação das rochas estudadas com base nas reações de formação do mineral pode ser observado nos diagramas da figura 60.

A figura 61 apresenta o diagrama experimental de Johannes & Holtz (1996), no qual pode ser observado que a curva *solidus* que representa a fusão da biotita/flogopita e a formação de ortopiroxênio (curva destacada no diagrama) apresenta certa incongruência com os dados de Pattinson *et al.* (2003), por apresentar temperatura menor para a entrada de ortopiroxênio do que indica este artigo. Entretanto, é interessante notar que, de acordo com os autores, em condições de pressão próximas a 7 kbar e temperatura em volta de 770 °C, uma rocha com 25% de biotita é capaz de produzir proporção de fundido de 20%. Na faixa de temperatura obtida por Pattinson *et al.* (2003) para a entrada do ortopiroxênio, que é de no mínimo 800 °C, estima-se que a porcentagem de fusão seria, então, maior que 20%. Esta estimativa corrobora com a porcentagem de fusão estimada para as rochas observadas em campo, que é de 20 a 70%, o que indica temperaturas maiores que 800 °C para o metamorfismo e fusão das rochas da região.

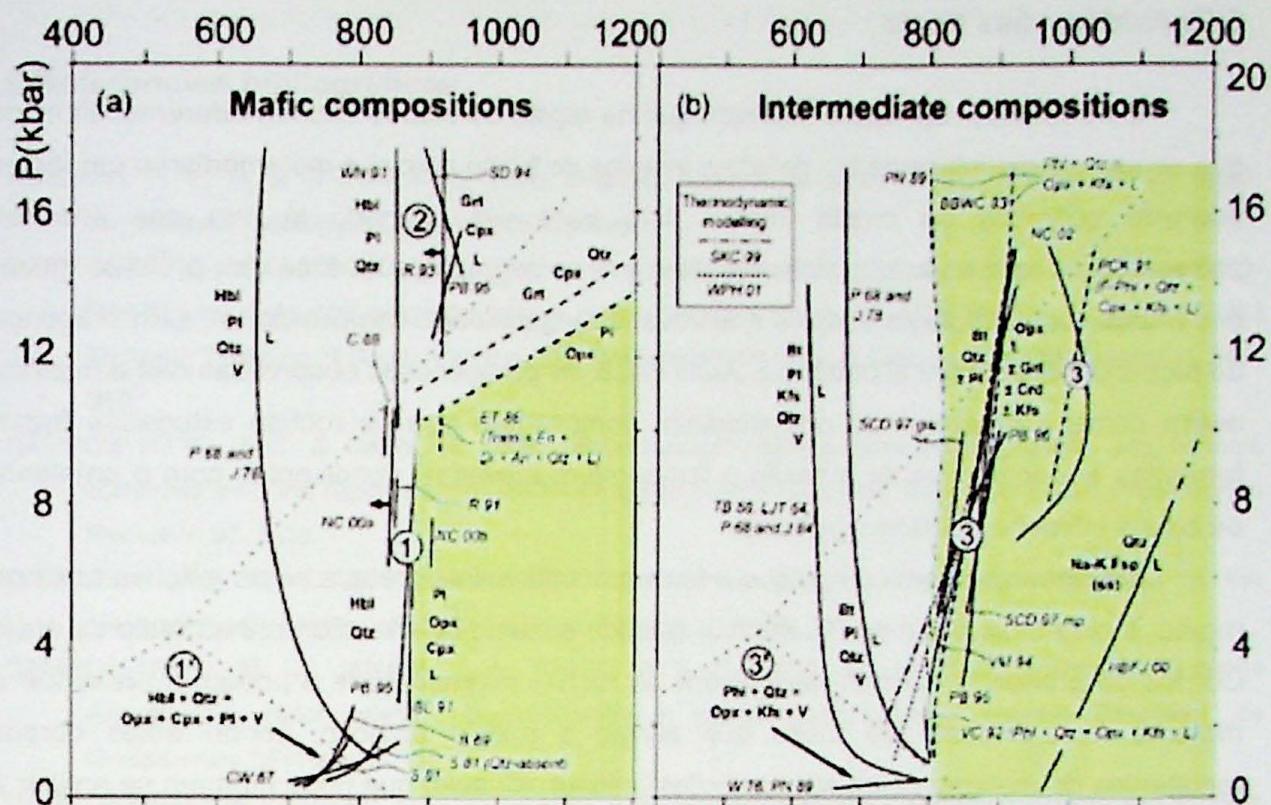


Figura 60: Diagramas P - T para granulitos de composições máfica (a) e intermediária (b). Os campos destacados em verde representam as possíveis condições de formação das rochas estudadas. Retirado de Pattinson et al. (2003).

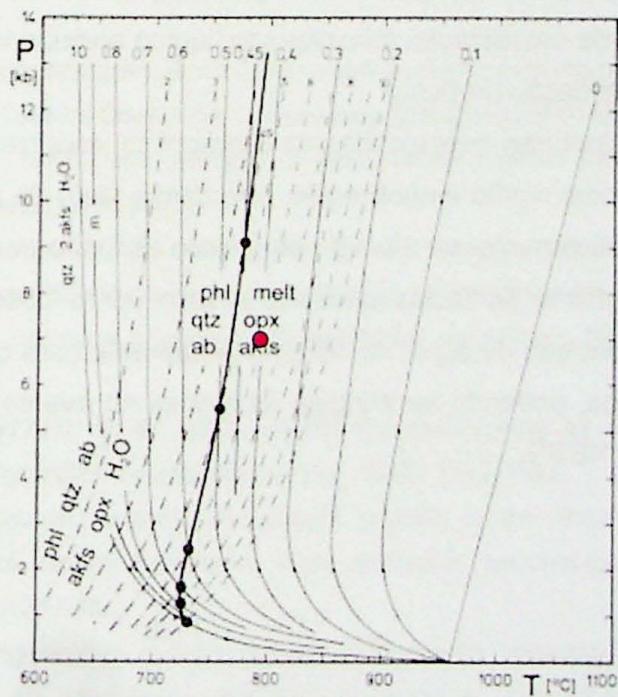


Figura 61: Diagrama P - T mostrando a relação entre curvas *subsolidus* desidratação. Traço e ponto: curvas de equilíbrio de desidratação controlada por $a_{\text{H}_2\text{O}}$; curvas contínuas: solidus do sistema haplogranítico para a dada $a_{\text{H}_2\text{O}}$; pontos e curva grossa em destaque: solidus para a reação de fusão por desidratação da flogopita; traços: porções metaestáveis da reação de desidratação. O ponto em vermelho corresponde à situação de temperatura mínima de 800 °C e porcentagem de fundido maior que 20%. Retirado de Johannes & Holtz (1996).

8 Considerações finais

Os trabalhos realizados mostram que na região de estudo afloram diferentes litotipos que se encontram relacionados devido a eventos de fusão parcial e metamorfismo em fácies granulito ocorridos na crosta inferior. Isto pode ser afirmado já que nas análises petrográficas realizadas foi possível atestar que os migmatitos da área têm protolito ígneo, em virtude da mineralogia simples e relativa homogeneidade composicional, sem presença de aluminossilicatos em abundância. Além disso, as paragêneses observadas nas amostras, assim como a presença de ortopiroxênio, demonstram que as rochas estudadas foram formadas em condições de pressão e temperatura elevadas, condizentes com o ambiente de crosta inferior e da fácie granulito.

Foi observado em campo que a faixa granulítica, interpretada como extensa faixa na região, é restrita ao norte de Paraguaçu, estando ausente ou não aflorante no resto da área. Corpos de granulitos ocorrem associados às rochas migmatizadas e podem representar o material remanescente da fusão que atingiu o pacote rochoso, sendo estes corpos resultantes de metamorfismo em condições anidras, situação que pode também se aplicar à Unidade Granulítica.

Por outro lado, a ocorrência de expressivos corpos graníticos e charnockíticos parece representar a situação oposta, ou seja, a migração e posterior cristalização de grandes volumes de líquido fundido gerado na migmatização das rochas da crosta inferior. A abundância de feições de cristalização mimetizando líquido aprisionado em amostras destas rochas é evidência da situação proposta.

Além disso, assinaturas geoquímicas do charnockito, condizentes com fundido, e do granulito, condizentes com restito empobrecido, reforçam a ideia de que estas rochas estão relacionadas petrogeneticamente por meio de processos de fusão parcial.

O retrometamorfismo de fácie anfibolito a xisto verde observado na maioria das lâminas representa a entrada de água no sistema juntamente com condições de pressão e temperatura mais baixas, podendo ter atingido as rochas no evento de exumação ocorrido no estabelecimento da NESG.

9 Referências bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. & WERNICK, E. 1976. Granulitic rocks in Brazilian lower Precambrian. In: IUGS, International Geological Congress, 25, Sydney.
- CAMPOS NETO, M. C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI U. G. et al. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 343-350.
- CAMPOS NETO, M.C. & CABY, R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, Southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.
- CAMPOS NETO, M. C. & CABY, R. 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brasil. *Tectonics*, 19: 669-687.
- CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. S.; SIGA JR., O. 2007. Sistema de *nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-sup):47-60.
- CAMPOS NETO, M. C., BASEI, M. A. S., JANASI, V. A., MORAES, R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsames.2011.02.006
- CAVALCANTE, J. C. et al. 1979. Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais - Relatório Final de Geologia. Brasília, DNPM/CPRM, Superintendência Regional de São Paulo, 299p. + mapa.
- DEL LAMA, E. A. 1998. Terrenos granulíticos de Guaxupé: evolução petrológica de um segmento da crosta inferior. Rio Claro. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho, 188p.
- FONSECA, M. J. G. et al. 1978. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Brasília: MME/DNPM, 240 p.
- GARCIA, M. G. M. 2001. Associações metamórficas de alta pressão: nappes neoproterozoicas a sul do Cráton São Francisco. São Paulo. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 199 p.
- HARLEY, S. L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126 (3): 215 - 247.
- HOLNESS, M. B. & SAWYER, E. W. 2008. On the Pseudomorphing of Melt-filled Pores During the Crystallization of Migmatites. *Journal of Petrology*, 49(7): 1343-1363.
- JANASI, V. A.. 1997. Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro-Guaxupé thrust nappe, southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1):139-150.
- JANASI, V. A. 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese (Livre-Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 304 p.
- JANASI, V. A. 2002. Elemental and Sm-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research*, 119:301-327.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F. 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 335 p.

- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- MORAES, R.; BROWN, M.; FUCK, R. A.; CAMARGO, M. A.; LIMA, T. M. 2002. Characterization and P-T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itauçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, 43: 1673-1705.
- MORI, P. E.; REEVES, S. ; CORREIA, C. T.; HAUKKA, M. 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3): 441-446.
- NAVARRO, M. S.; ANDRADE, S.; HORSTPETER, U.; GOMES, C. B.; GIRARDI, V. A. V. 2008. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandards Newsletter*, 32: 167-180.
- NEGRI, F. A.; OLIVEIRA, M. A. F. 2005. Geoquímica e geotermometria dos granulitos máficos associados às rochas supracrustais da extremidade meridional do Domínio Socorro, região de São Francisco Xavier, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 593-595.
- OLIVEIRA, M. A. F. 1973. Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 257-279.
- OLIVEIRA, M. A. F. & HYPOLITO, R. 1978. Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 8: 249-261.
- OLIVEIRA, M. A. F.; KAWASHITA, K.; KIHARA, Y.; DELHAL, J. 1986. Novos dados geocronológicos para rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3):301-305.
- PATTINSON, D. R. M.; CHACKO, T.; FARQUHAR, J.; McFARLANE, C. R. M. 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology*, 44: 867-900.
- SAWYER, E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in antatetic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*. 19: 291 - 309.
- SAWYER, E. W. 2008. Atlas of Migmatites. Special Publications of The Canadian Mineralogist, Vol. 9. 386pg.
- SAWYER, E. W.; CESARE, B.; BROWN, M. 2011. When the continental crust melts. *Elements* 7:229-234.
- THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENRY, G. L. & PARRY, S. J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transaction Royal Society London A* 310 : 549 - 590.
- WERNICK, E. & OLIVEIRA, M. A. F. 1982. Composition of Archean granulites from Southern Brazil and its implication for the nature of the early crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 403-409.
- WHITE, R. W. & POWELL, R. 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 621-632.
- WHITNEY, D. L. & EVANS, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- WOOD, B. J. & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42(2): 104-124.

ANEXO I - Resultados das análises geoquímicas de elementos maiores por fluorescência de raios-X (FRX).

Afloramento	PAR-32A	PAR-32C	PAR-33	PAR-36A	PAR-36C	PAR-40	PAR-41	VAB-1
Amostra (lab)	12/601	12/602	12/603	12/604	12/605a	12/605b	12/606	12/607
SiO ₂	60.91	60.79	61.63	61.27	60.33	60.57	62.75	57.20
TiO ₂	1.173	1.147	0.802	1.140	1.182	1.180	0.860	1.083
Al ₂ O ₃	15.88	16.15	17.52	15.97	16.01	16.11	16.55	16.39
Fe ₂ O ₃	6.71	6.60	4.71	6.42	6.76	6.75	5.58	8.60
MnO	0.095	0.102	0.089	0.088	0.088	0.086	0.083	0.174
MgO	1.13	1.06	0.64	1.07	1.12	1.11	0.65	0.94
CaO	3.30	3.15	2.38	3.14	3.36	3.36	2.61	3.48
Na ₂ O	4.26	4.40	4.30	4.10	3.98	4.00	4.63	4.68
K ₂ O	5.27	5.34	6.66	5.36	5.64	5.63	5.66	5.81
P ₂ O ₅	0.347	0.343	0.171	0.326	0.351	0.353	0.216	0.316
Loi	0.08	0.08	0.16	0.12	0.14	0.16	0.02	0.34
Total	99.16	99.06	99.00	98.96	99.31	99.61	99.01	99.44

ANEXO I - Resultados das análises geoquímicas de elementos menores por fluorescência de raios-X (FRX).

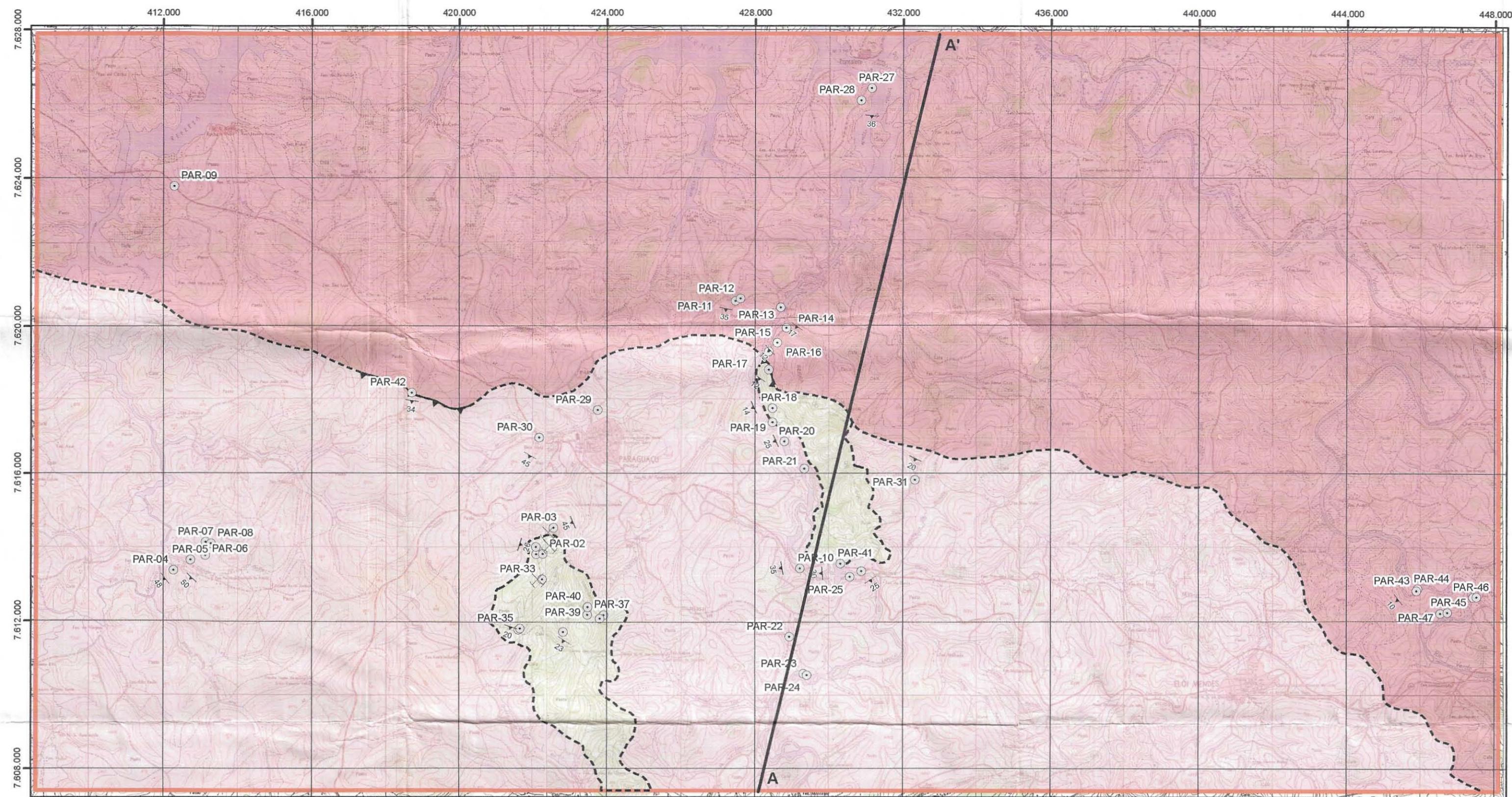
Afloramento	PAR-32A	PAR-32C	PAR-33	PAR-36A	PAR-36C	PAR-40	PAR-41	VAB-1	
Amostra (lab)	12/601	12/602	12/603	12/604	12/605a	12/605b	12/606	12/607	12/608
Co	< 6	8	6	8	8	6	< 6	< 6	12
Cr	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	40
Cu	10	9	< 5	9	9	9	7	10	41
Ga	17	18	18	17	18	18	18	20	15
La	40	53	29	36	47	44	38	70	30
Nb	32	30	22	32	32	32	25	39	< 9
Nd	44	57	33	52	63	56	42	59	24
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	5	5	< 5	< 5	19
Pb	6	6	8	10	12	12	5	9	< 4
Rb	77	76	110	88	95	94	74	80	43
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	15	15	< 14	16	16
Sr	308	312	258	301	311	310	295	271	272
Th	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	3	3
V	40	49	10	48	44	47	< 9	37	106
Y	33	33	24	33	37	35	27	55	18
Zn	70	76	72	68	70	69	60	107	61
Zr	828	856	865	850	819	813	645	1168	110
Cl	231	198	103	247	279	277	105	< 50	< 50
F	< 500	< 500	518	542	638	< 500	< 500	< 500	< 500
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	1479	< 550	< 550

ANEXO I - Resultados das análises geoquímicas de elementos menores e traço por ICP-MS.

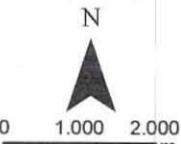
Afloramento	PAR-32A	PAR-32C	PAR-33	PAR-36A	PAR-36C	PAR-40	PAR-41	VAB-1	VAB-1
Amostra (lab)	12/601	12/602	12/603	12/604	12/605	12/606	12/607	12/608a	12/608b
Rb	66.4	68.5	95.5	78.7	82.8	67.7	77.1	36.3	44.8
Sr	328	337	275	321	329	321	286	282	291
Y	28.0	28.4	19.4	27.9	30.3	23.6	53.6	15.1	17.7
Zr	858	927	917	949	868	682	1323	87.3	132
Nb	41.8	41.4	30.4	46.7	38.9	37.5	55.2	10.5	11.0
Cs	0.10	0.11	0.19	0.32	0.08	0.02	0.09	0.07	0.08
Ba	2055	2103	2172	2014	1907	2695	1967	522	534
La	42.9	42.2	26.1	41.8	42.4	30.1	64.8	18.4	18.3
Ce	94.8	92.4	54.9	92.2	95.9	66.6	140	32.5	40.3
Pr	12.3	12.0	7.23	12.2	13.1	9.25	17.3	3.78	4.10
Nd	50.7	48.9	30.5	50.4	54.5	39.5	69.7	14.4	15.8
Sm	9.98	9.52	6.23	10.1	11.5	8.07	14.0	3.05	3.36
Eu	2.89	2.93	3.19	2.83	2.81	3.56	4.19	1.00	1.07
Gd	7.81	7.44	4.82	7.76	8.90	6.45	11.9	2.98	3.14
Tb	1.06	1.03	0.70	1.08	1.23	0.90	1.78	0.46	0.50
Dy	5.77	5.66	3.83	5.76	6.54	4.97	9.91	2.70	2.99
Ho	1.13	1.13	0.78	1.13	1.23	0.98	2.06	0.59	0.66
Er	2.86	2.88	1.98	2.84	2.98	2.47	5.31	1.61	1.77
Tm	0.40	0.42	0.29	0.40	0.41	0.35	0.78	0.25	0.28
Yb	2.46	2.55	1.79	2.46	2.40	2.12	4.99	1.67	1.86
Lu	0.38	0.40	0.29	0.38	0.37	0.33	0.78	0.27	0.29
Hf	17.6	18.5	18.3	19.3	17.5	13.3	26.8	2.57	3.34
Pb	9.15	9.61	12.6	13.1	16.6	8.94	10.6	8.55	9.62
Th	0.64	0.72	0.31	1.71	0.42	0.26	0.99	0.15	0.18
U	0.26	0.29	0.25	0.49	0.25	0.12	0.79	0.06	0.07

DOAÇÃO	
TGC-USP	
Data:	18/03/2013

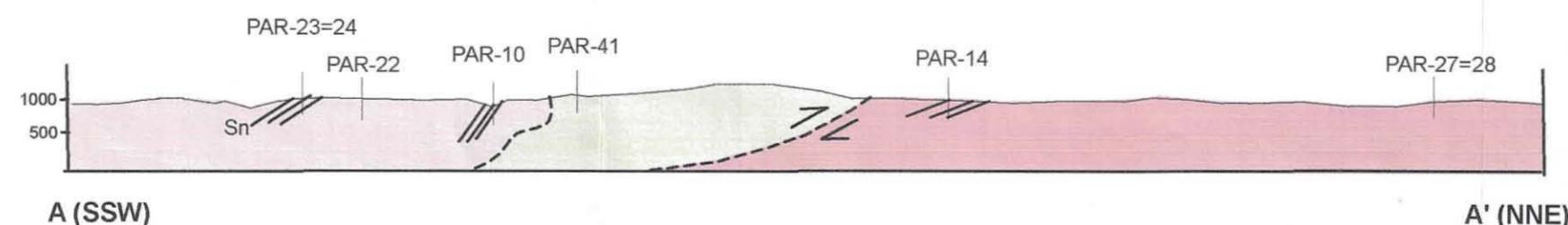
ANEXO II - MAPA GEOLÓGICO



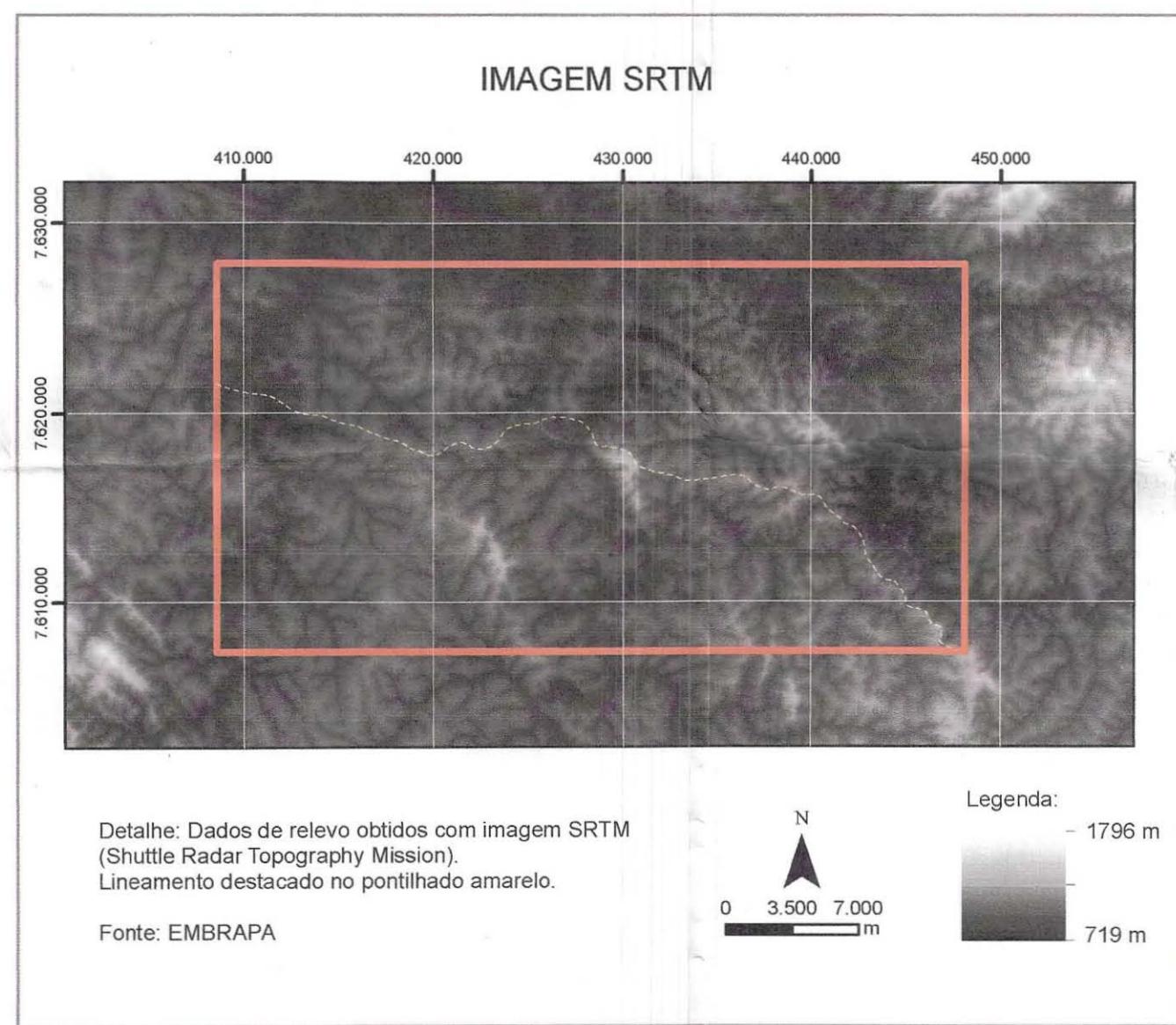
Referências cartográficas (1:50.000): Fl. Elói Mendes SF.23-I-III-2 (IBGE, 1970); Fl. Três Pontas SF.23.I-I-4 (IBGE, 1970); Fl. Alfenas SF.23-I-I-3 (IBGE, 1970); Fl. Machado SF.23-I-III-1 (IBGE, 1970). Datum: Córrego Alegre



Perfil esquemático A-A'



EH = EV: 1:100.000



Legenda:

- Pontos de afloramento
- Área de estudo
- - - Contato geológico inferido
- ▲ Falha de empurra
- ✗ Pedreira inativa
- ▲ Foliação metamórfica

Nappe Socorro-Guaxupé

Charnockito foliado a isotrópico, cinza esverdeado, inequigranular médio a grosso, composto por quartzo, feldspato alcalino, andesina, hornblenda, biotita e ortopiroxênio, com clinopiroxênio, cummingtonita, zircão e titanita como minerais acessórios mais comuns. Veios pegmatoides ocorrem associados.

Diatexito róseo com porcentagem de fusão de varia de 20 a 70%. Paleossoma caracterizado por biotita-hornblenda gnaisse inequigranular fino a médio, foliado e bandado, e leucossoma sienogranítico com aspecto ígneo, inequigranular médio a grosso. Presença de veios e bolsões pegmatíticos, schôlen e schlieren com ortopiroxênio, hornblenda e biotita.

Granulito felsico cinza escuro, equigranular de granulação fina, foliado, bandado, composto por ortopiroxênio, andesina, hornblenda, biotita e quartzo, podendo ocorrer granada, apatita, diopsídio, cummingtonita e zircão como minerais acessórios. Composição granodiorítica.

Projeto: Petrogênese das rochas da porção basal da Nappe Socorro-Guaxupé na região de Paraguaçu, MG
Monografia de Trabalho de Formatura - TF-12/39

Aluna: Renata Ferreira de Barros
Orientador: Renato de Moraes

