



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

## **TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

PAULO RONNY SOARES RODRIGUES

# **METAMORFISMO DAS ROCHAS DE ALTO GRAU DO COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, REGIÃO DE FERREIRA GOMES - AMAPÁ**

**GEOCIÊNCIAS**  
U F P A

**BELÉM – PARÁ**  
**OUTUBRO/ 2016**

PAULO RONNY SOARES RODRIGUES

**METAMORFISMO DAS ROCHAS DE ALTO GRAU DO  
COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, REGIÃO DE  
FERREIRA GOMES - AMAPÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb.

**BELÉM – PARÁ**

**OUTUBRO/ 2016**

**ficha**

PAULO RONNY SOARES RODRIGUES

**METAMORFISMO DAS ROCHAS DE ALTO GRAU DO  
COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, REGIÃO DE  
FERREIRA GOMES - AMAPÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

Banca examinadora:

---

Prof. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (Orientador)  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Jean Michel Lafon (Membro)  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Xafi da Silva Jorge João (Membro)  
Bacharel em geologia  
CPRM – Serviço geológico do Brasil

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente ao meu bom Deus, que me permitiu concluir esse trabalho com muita luta e determinação, atendendo sempre as minhas orações.

Ao meu pai, meus irmãos e em especial a minha mãe, que nas horas mais difíceis sempre me apoiou e me deu os melhores conselhos para continuar nesse curso.

A Universidade Federal do Pará, que por intermédio do Instituto de Geociências que me forneceram toda a infraestrutura para a realização desse trabalho.

Ao Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) pela concessão das amostras e lâminas delgadas fundamentais para a realização deste trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, pela sua paciente orientação e contribuição significativa para a finalização deste trabalho.

A mestranda Hanna Sales, pelo trabalho em parceria e ajuda em todas as vezes que precisei, além de me dar incentivo para a conclusão deste trabalho.

Aos meus amados amigos da geologia, Livia Ferreira, Raquel Sacramento, Jamilyle Trindade, Lucy Soares, Luana Camile, Jorge Eduardo e Fernanda Taina, Keren Vasconcelos e Taynara Martins, por deixarem meus dias mais alegres durante o curso de graduação em Geologia.

A galera do cabo a validade: Malu Milena, Paulo Faro, Layse Holanda, Alexandre Ribeiro, Iviny Barros, Vitor Centeno, Enzo Venturieri e Rayleno Oliveira pela amizade e parceria que levarei pra vida toda.

Aos amigos de outras turmas: Mozaniel Clementino, Alan Silva, Alyson Nogueira, Bruno Portugal; Allan Lima.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a execução deste trabalho.

“A felicidade está nas coisas mais simples da vida”

(Anônimo)

## RESUMO

A região do Complexo Tartarugal Grande (CTG) situada na porção centro-leste do estado do Amapá, corresponde a um segmento crustal constituído por uma assembleia de rochas de alto grau metamórfico, dentre os quais, granulitos félsicos, máficos e leucognaisses. Os granulitos félsicos podem ser classificados como granulitos charnockíticos, charnoenderbíticos, enderbíticos e microclina charnockitos, enquanto os leucognaisses podem ser ricos em granada ou cordierita. As rochas de alto grau metamórfico do CTG apresentam principalmente textura granoblástica, com preservação em alguns casos de textura reliquiar ígnea. Microclinas micropertíticas são comuns, e por vezes até mesopertíticas. As microestruturas deformacionais do CTG incluem tanto deformações dúcteis como rúpteis, como extinção ondulante, maclamento deformado, feições de exsolução e microfraturas. Os processos deformacionais atuantes com o avanço do metamorfismo envolvem recristalização dinâmica com migração de bordas de grão e formação de sub-grãos. A influência das zonas de cisalhamento regionais, estão registradas principalmente nos leucognaisses e são responsáveis pela formação de textura milonítica e subgrãos ao longo dos porfiroclastos de microclina. As condições de pico metamórfico para as rochas do CTG estão entre 800 e 850 °C e 6 a 8 Kbars e são compatíveis com o campo de estabilidade da associação cordierita + granada + quartzo + microclina presente nos leucognaisses e quartzo + ortopiroxênio + granada presentes nos granulitos félsicos. Os granulitos máficos possuem uma paragênese composta por ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + hornblenda e a ausência de olivina sugere condições de pico metamórfico inferior a 850 °C. O retrometamorfismo é comum na maioria das rochas do CTG e evidenciado pelas reações de quebra da granada para formação de biotita e quartzo e do ortopiroxênio para formação da hornblenda.

Palavras-chave: Metamorfismo. Granulitos. Leucognaisses. Complexo Tartarugal Grande.

## ABSTRACT

The region of Tartarugal Grande Complex (TGC), situated at the western-central portion of the Amapá state, corresponds to a crustal segment constituted by an assembly of high grade metamorphic rocks, among felsic and mafic granulites and leucogneisses. Felsic granulites may be classified as charnockitic, enderbitic and charnoenderbitic granulites, in addition to microcline charnockites, whilst the leucogneisses may be garnet or cordierite-rich. The high grade metamorphic rocks from TGC present, mainly, granoblastic texture, with preservation, in some cases, of reliquiar igneous texture. Microperitic microclines are common and, sometimes, even mesoperites. Deformational microstructures from TGC include ductile and brittle deformation, as undulose extinction, deformed twinning, exsolution and microfractures features. Deformational processes acting with the metamorphism progress involve dynamic recrystallization, with grain boundary migration and subgrains formation. The influence of regional shear zones is recorded mainly in leucogneisses and is responsible for the mylonitic texture and subgrains throughout the porphyroclasts of microcline. The conditions of the metamorphic peak for these rocks achieved 800 to 850 °C and 6 to 8 Kbars and are compatible with the stability field of the association cordierite + garnet + quartz + microcline, present in leucogneisses, and quartz + orthopyroxene + garnet, present in felsic granulites. Mafic granulites have a paragenesis composed by orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase + hornblende, and the absence of olivine suggests conditions of metamorphic peak <850°C. Felsic granulites present evidences of local anatexis, with small scale and irregular neosomes. Retrometamorphism is common in the majority of the rocks from TGC and it is evidenced by reactions of garnet break, to formation of biotite and quartz, and pyroxene, to the formation of hornblende.

Keywords: Metamorphism. Granulites. Leucogneisses. Tartarugal Grande Complex.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho, na região de Ferreira Gomes. .....	14
Figura 2 - Proposta de subdivisão das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico no contexto da Plataforma Sul Americana.....	20
Figura 3 -Distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico nos estados do Pará e Amapá, com destaque para o posicionamento dos Domínios Tectônicos da Província Maroni Itacaiúnas, em especial o Bloco Amapá.....	23
Figura 4 - Mapa geológico do estado do Amapá, com as principais unidades litoestratigráficas e indicação da área de estudo.....	28
Figura 5 - Diagrama QAP ternário de Streckeisen de classificação de rochas granulíticas, com as plotagens das amostras de granulitos do Complexo Tartarugal Grande.. ..	32
Figura 6 -. Características texturais dos charnockitos.....	34
Figura 7 - Aspectos texturais e mineralógicos dos charnockitos.....	35
Figura 8 - Aspectos texturais do microclina charnockito (HP-19-B). .....	37
Figura 9 - Aspectos texturais e mineralógicos do microclina charnockito. ....	39
Figura 10 - Características texturais dos enderbitos .....	41
Figura 11 - Aspectos texturais e mineralógicos dos enderbitos. ....	42
Figura 12 - Aspectos texturais e microestruturais dos enderbitos.. .....	44
Figura 13 - Aspectos texturais e mineralógicos dos charno-enderbitos. ....	45
Figura 14 - Aspectos texturais e mineralógicos dos granulitos máficos. ....	48
Figura 15 - Aspectos texturais dos Granada-biotita gnaisses. ....	50
Figura 16 - Aspectos texturais e mineralógicos do Grt-bt-gnaisses. ....	52
Figura 17 - Aspectos texturais e mineralógicos dos biotita-cordierita gnaisses.	54
Figura 18 - Aspectos microestruturais das rochas do Complexo Tartarugal Grande .....	57
Figura 19 - Aspectos microestruturais das rochas do Complexo Tartarugal Grande. .....	59
Figura 20 - Diagrama experimental calibrado no sistema KNASH. ....	62

Figura 21 - Diagrama de P-T mostrando as principais fácies metamórficas com indicação do campo e prováveis condições metamórficas para a formação da área de estudo. ....64

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	11
<b>2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA</b> .....	13
<b>3 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO</b> .....	15
<b>4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	17
4.1 <b>Cráton Amazônico</b> .....	17
4.2 <b>Província Maroni-Itacaiúnas</b> .....	18
4.3 <b>Bloco Amapá</b> .....	21
4.4 <b>Unidades litoestratigráficas da área de estudo</b> .....	24
4.4.1 <b>Complexo Guianense</b> .....	24
4.4.2 <b>Metagranitóide Pedra do Meio</b> .....	24
4.4.3 <b>Tonalito Papa Vento</b> .....	25
4.4.4 <b>Complexo Araguari</b> .....	25
4.4.5 <b>Complexo Tartarugal Grande</b> .....	26
<b>5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS DE ALTO GRAU</b> .....	29
5.1 <b>Granulito charnockítico</b> .....	33
5.2 <b>Microclina Charnockito</b> .....	36
5.3 <b>Granulito enderbítico</b> .....	39
5.4 <b>Granulito charno-Enderbítico</b> .....	43
5.5 <b>Granulito Máfico</b> .....	47
5.5 <b>Biotita granada leucognaisse</b> .....	49
5.6 <b>Biotita-cordierita leucognaisse</b> .....	52
<b>6 ANÁLISE MICROTETURAL/MICROESTRUTURAL</b> .....	55
<b>7 METAMORFISMO</b> .....	60
<b>8 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	65
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	



## 1 INTRODUÇÃO

Desde 1994, petrólogos e geocronólogos tem despertado interesse pelo estudo dos terrenos de alto grau metamórfico do território brasileiro, especialmente no Bloco Amapá. Este interesse nos cinturões granulíticos, deve-se tanto a escassez de estudos na região, mas, também, por estas rochas guardarem um importante registro da história evolutiva da crosta inferior do nosso Planeta.

A área de estudo está inserida na porção nordeste do Cratón Amazônico e leste do Escudo das Guianas, mais precisamente na Província Maroni-Itacaiúnas (ROSA-COSTA et al., 2014). No interior desta província, destaca-se o Bloco Amapá, ao qual é caracterizado por associações de rochas metamórficas e corpos plutônicos do Arqueano e Paleoproterozoico (ROSA-COSTA et al., 2006). Faixas de rochas de alto grau metamórfico são identificadas no interior desta unidade, com destaque para os granulitos do Complexo Tartarugal Grande.

Uma das características desta região do Amapá é a ocorrência de rochas de alto grau metamórfico que se estendem desde a região de Tartarugal Grande em direção ao vale do rio Falsino (JOÃO et al., 1979). O Complexo Tartarugal Grande foi individualizado em duas unidades litológicas denominadas de Charnockito Cuatá e o Enderbító Cobra, além de gnaisses de ocorrência restrita.

A região tem sido alvo de estudos sistemáticos de mapeamento geológico na escala de 1:250.000 realizados pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM (ROSA-COSTA et al., 2014) com destaque para este conjunto de rochas metamórficas de alto grau, além de outras rochas arqueanas, que propiciam um maior entendimento da evolução orogenética da região. Estudos geocronológicos realizados por Rosa-Costa et al. (2006, 2009) revelaram a variação de idades do Arqueano ao Paleoproterozoico.

Contudo, apesar do avanço no conhecimento cartográfico e geocronológico, as rochas do Complexo Tartarugal Grande ainda necessitam de uma melhor caracterização petrográfica voltada aos estudos metamórficos, visto que os trabalhos anteriores realizados por Rosa-Costa et al. (2014), Avelar (2002), Avelar et al. (2003), Oliveira et al. (2008), Tassinari (1996) e Tassinari et al. (2000) enfatizaram principalmente a cartografia e a datação geocronológica das rochas da região.

Desta forma, pela importância que o Complexo Tartarugal Grande tem na evolução crustal do Cráton Amazônico, dirigimos a presente pesquisa para um aprimoramento dos estudos sobre as rochas metamórficas de alto grau deste complexo, com a descrição e classificação petrográfica detalhada dos seus litotipos, interpretação sobre os processos metamórficos, assim como de uma contribuição para um melhor entendimento da evolução metamórfica desta área do estado do Amapá.

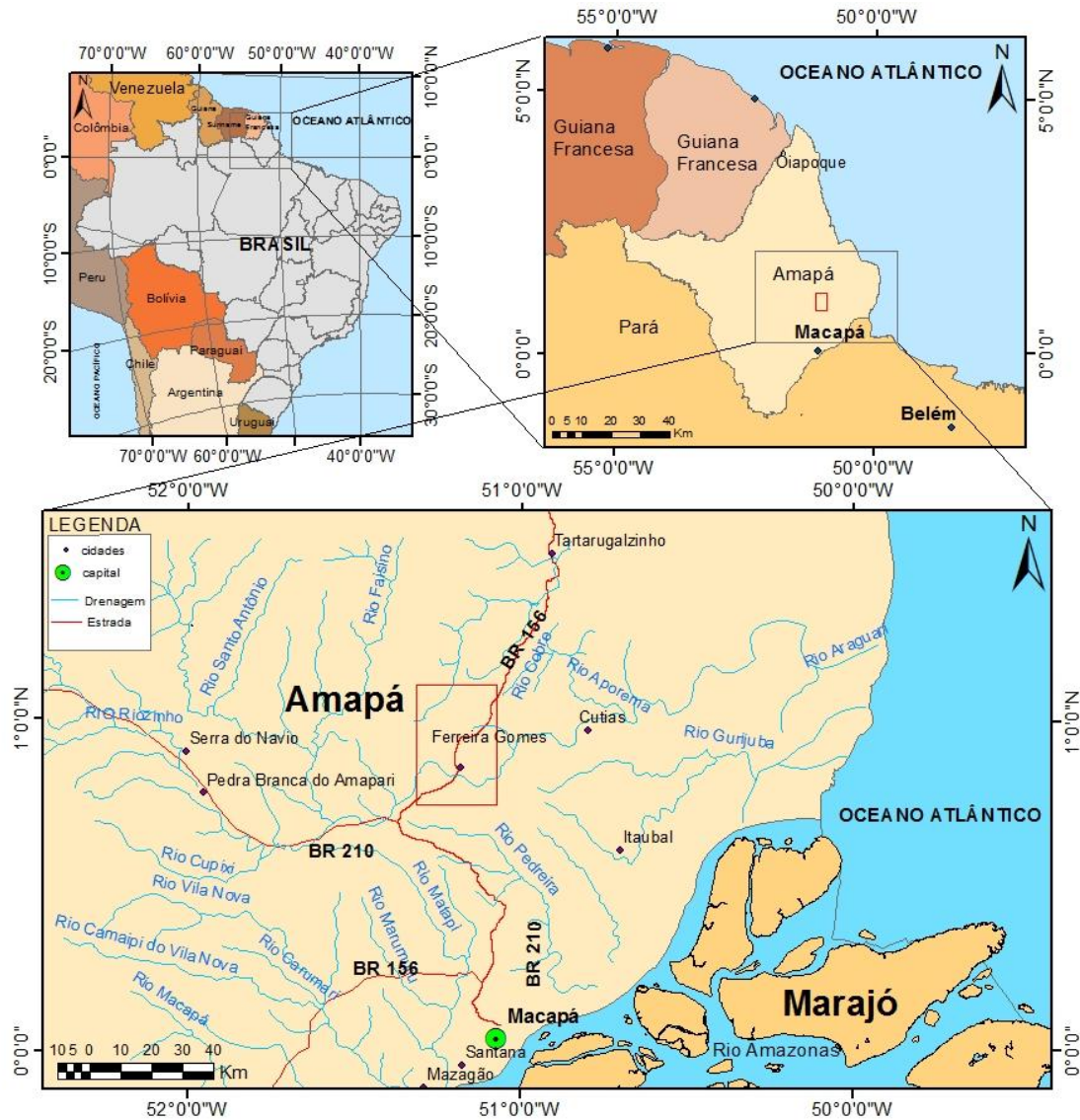
## 2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo situa-se na região centro-leste do estado do Amapá (Figura 1). Suas principais atividades econômicas são a pecuária bovina e bubalina, agricultura, principalmente no cultivo de laranja e pinus, piscicultura e geração de energia pelas hidrelétricas instaladas no Rio Araguari. A região ainda apresenta grande potencial turístico, em virtude da vasta abundância de rios e lagos na região.

A área compreende um retângulo de aproximadamente 26 km<sup>2</sup> e encontra-se situada na folha Na-22-Y-B, sendo delimitada pelas coordenadas 51°00' e 51°15'W e 1°10'00" e 0° 45'N. O principal polo de ocupação no interior da área de estudo é o município de Ferreira Gomes, distante cerca de 137 km da capital Macapá. Os demais municípios circunvizinhos são Tartarugalzinho, Pedra Branca do Amapari, Serra do Navio e Cutias. O acesso à área pode ser realizado tanto de maneira fluvial, como pelas Rodovias BR 156 e BR 210, como ilustrado na Figura 1.

A área é representada pela unidade morfoestrutural denominada Planalto Residual do Amapá, e consiste em uma série de colinas com altitudes superiores a 200 m e alongadas segundo a direção NW-SE, sob forte controle estrutural e apresentando corpos tabulares preservados pela presença de crostas lateríticas. Está inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Araguari, onde o rio homônimo representa o principal sistema de drenagem e divide a área aproximadamente ao meio, funcionando como uma excelente via de acesso. Outro rio importante na região é o Tartarugal Grande que vai do norte a porção central da área de estudo (ROSA-COSTA *et al.*, 2014).

Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho, na região de Ferreira Gomes. Com destaque para os principais municípios, rios e rodovias da região.



Fonte: Do autor

### 3 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Durante o desenvolvimento do trabalho foram empregadas uma série de metodologias, que incluíram: pesquisa bibliográfica; análise petrográfica em escala mesoscópica e microscópica, análise microestrutural; integração dos dados e discussão sobre os processos metamórficos ao qual as rochas foram submetidas.

#### ➤ Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica iniciou com a leitura de trabalhos clássicos sobre as grandes províncias geotectônicas da Amazônia, tais como Tassinari e Macambira (2004) e Hasui et al. (2012). Posteriormente foram realizadas pesquisas mais aprofundadas em periódicos científicos sobre o Complexo Tartarugal Grande e suas unidades adjacentes, envolvendo também a consulta nos trabalhos pioneiros da região, como os João et al. (1979) e João e Marinho (1982), passando pelos trabalhos geocronológicos clássicos executados na região, tais como Avelar (2002), Avelar et al. (2003) e Rosa-Costa et al. (2006), finalizando com a consulta aos trabalhos mais recentes na área de estudo, produzidos por Rosa-Costa et al. (2008, 2009, 2014).

#### ➤ Análise Petrográfica

Esta etapa foi realizada com o auxílio das amostras disponíveis no acervo do Grupo de Petrologia Pesquisa e Evolução Crustal (GPEC). Foram analisadas 19 amostras de mão, com caracterização do conteúdo mineralógico, assim como das principais estruturas e texturas observáveis ao olho nu.

Posteriormente, foram selecionadas 22 lâminas delgadas do acervo do GPEC, para caracterização petrográfica das rochas ao microscópio ótico. Nesta etapa foram complementadas as informações recolhidas na análise macroscópica para a classificação dos litotipos, seguindo o sistema de nomenclatura proposto pela Subcomissão Internacional de Sistematização das Rochas Metamórficas (IUGS) (Fettes e Desmons, 2008). Além disso, foi realizada a descrição das principais características texturais e microestruturais e a determinação das principais paragêneses presentes, inclusive as reliquias, que auxiliaram na determinação dos prováveis protólitos.

Nesta etapa também foram interpretadas as principais reações envolvidas tanto no metamorfismo progressivo, como regressivo e a determinação das condições metamórficas, com enquadramento na faciologia metamórfica, e estimativa da pressão e temperatura as quais a área foi submetida.

## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 4.1 Cráton Amazônico

A área de estudo encontra-se inserida no nordeste do Cráton Amazônico, o qual é reconhecido como um dos terrenos Paleoproterozóicos mais expressivos do mundo, com uma área de aproximadamente 4,4 milhões de km<sup>2</sup>. Sua delimitação é realizada a oeste pelo Cinturão Araguaia e a leste pela Província da Margem Continental equatorial, enquanto os demais limites são recobertos por rochas sedimentares fanerozoicas. (HASUI et al. 2012).

A sua origem é atribuída a formação sucessiva de arcos magmáticos durante o Arqueano e Paleoproterozóico, culminando na formação de uma crosta juvenil derivada do manto, assim como de processos subordinados de retrabalhamento crustal (TASSINARI e MACAMBIRA 2004). Os dados geocronológicos foram muito importantes para construção de um modelo evolutivo para o cráton, e segundo os dados U-Pb e Pb-Pb em zircão, a formação do Cráton está relacionada a colisão de microcontinentes que foram posteriormente amalgamados pelas orogênicas paleoproterozóicas (HASUI et al. 2012).

As propostas de divisões do Cráton Amazônico foram inicialmente baseadas puramente em características estruturais, com a subdivisão na Província Tapajós situada no Escudo Guaporé e a Província Rio Branco situada no Escudo das Guianas (ALMEIDA et al. 1977 *apud* TASSINARI e MACAMBIRA 2004). Baseados em estudos radiométricos Rb-Sr foi realizado uma nova subdivisão em quatro províncias geocronológicas-estruturais: Amazônia Central; Maroni-Itacaúnas; Rio Negro-Juruena e Rondoniana (CORDANI *et al.* 1979).

As duas classificações mais recentes e amplamente utilizadas em escala mundial para explicar a evolução do Cráton Amazônico são as de Tassinari *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2003), baseadas nos modelos de datação em Sm-Nd e U-Pb, respectivamente. A principal diferença entre essas duas subdivisões está relacionada ao limite geocronológico das províncias e ao intervalo temporal das orogênicas.

Esta síntese irá abordar a classificação utilizada por Tassinari et al. (2000), em virtude dela apresentar maior coerência na abordagem dos processos tectônicos e por ser adotada por grande parte dos autores que trabalharam recentemente na área de estudo. Seu trabalho subdivide o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central; Maroni-Itacaiunas; Ventuari-Tapájos; Rio-Negro-Juruena; Rondoniana-San Ignácio e Sunsás.

#### 4.2 Província Maroni-Itacaiúnas

A Província Maroni - Itacaiunas (PMI) corresponde a uma ampla faixa distribuída na borda norte-nordeste do Cráton Amazônico, abrangendo os países Venezuela, Suriname, Guiana, Guiana Francesa e Brasil (noroeste do estado do Pará, Amapá e norte-nordeste do estado de Roraima) (Figura 2). Ela é composta por extensas exposições de rochas metavulcânicas e metassedimentares que foram deformadas e metamorfasadas em fácies xisto verde a anfíbolito (TASSINARI e MACAMBIRA 2004), assim como Suítes TTG's associadas aos terrenos *greenstone* e unidades do embasamento granulítico e migmatítico distribuídas na margem leste do Escudo das Guianas (GIBBS 1980).

A evolução da Província Maroni - Itacaiunas é correlacionada por grande parte dos autores ao modelo evolutivo proposto por Vanderhaeghe et al. (1998) e Delor et.al (2003) para as rochas da Guiana Francesa, onde os autores afirmam que inicialmente ocorreu a formação de uma crosta juvenil entre 2,26 e 2,2 Ga, seguido por colisões em ambiente de arcos de ilhas e geração de intenso magmatismo tonalítico e sequências *greenstone* entre 2,18 e 2,13 Ga. O fechamento da bacia de arco e a evolução para movimentos sinistrais produziram magmas graníticos e bacias preenchidas com detritos em torno de 2.1 Ga. Os últimos estágios entre 2,08 e 2,06 Ga são demarcados por intrusões de leucogranitos no fim do estágio transcorrente e geração de granulitos de alta temperatura.

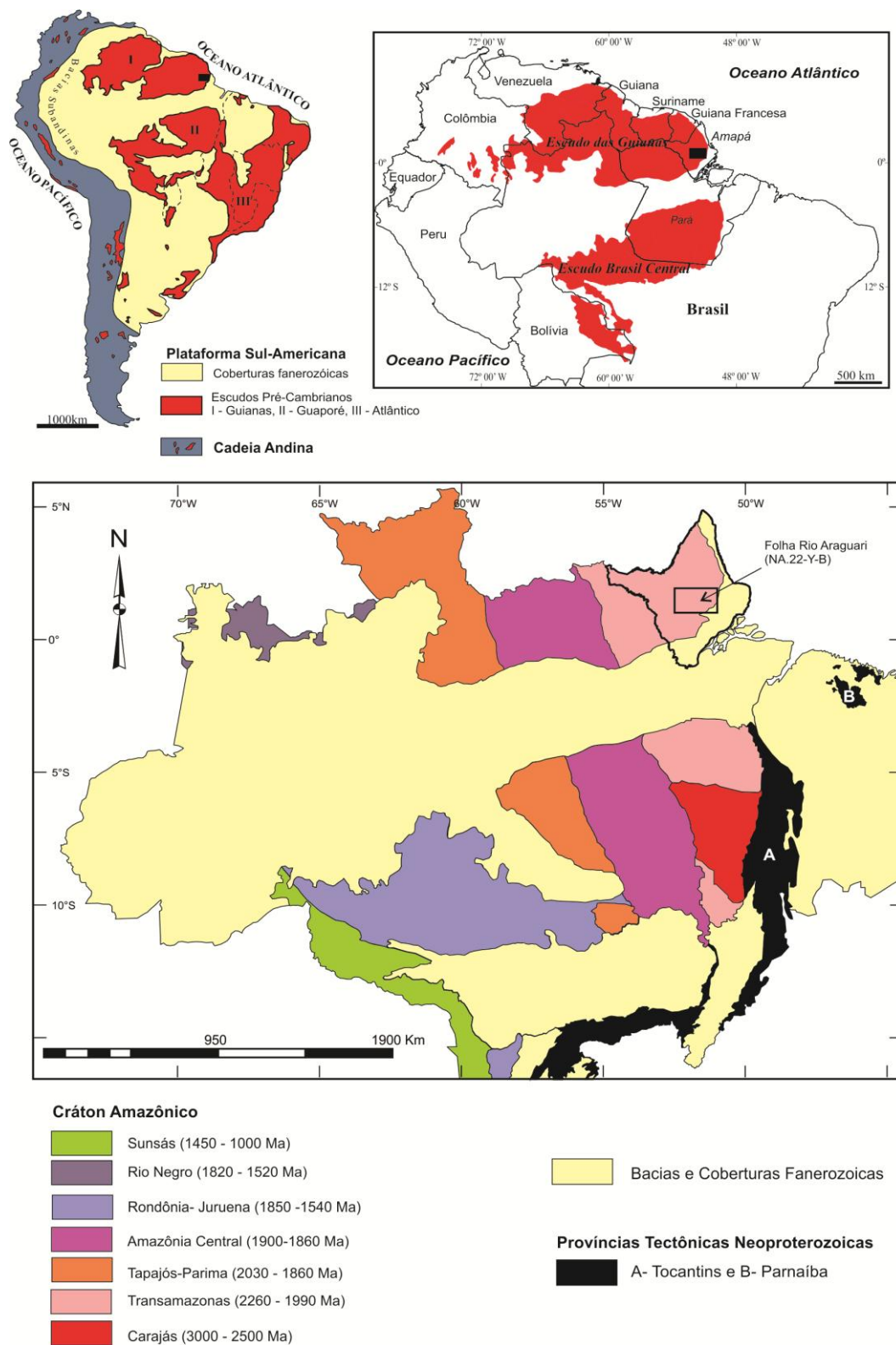
A PMI apresenta predominantemente terrenos Paleoproterozoicos, entretanto vestígios de rochas arqueanas tem sido registrados por métodos geocronológicos, principalmente na Venezuela e Brasil (AVELAR et al., 2003; ROSA-COSTA et al., 2006; ROSA-COSTA et al., 2008). Na Venezuela, o núcleo arqueano é denominado Complexo Imataca e constituído por granulitos félsicos, orto e paragneisses migmatizados e limitados por sequencias metavulcano-sedimentares paleoproterozoicas (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

No Brasil estes terrenos arqueanos afloram principalmente na porção centro sul do estado do Amapá, nas regiões de Cupixi e Tartarugal Grande e são representadas por rochas de alto grau metamórfico, tais como granulitos félsicos, orto e paragneisses migmatizados (ROSA-COSTA et al., 2006; TASSINARI; MACAMBIRA, 2004). Com base em dados geocronológicos Tassinari (1996) realizou uma subdivisão desta porção da PMI. O domínio Simático corresponde a porção juvenil estabelecida no Riáciano por processos de acreção crustal e eventos magmáticos paleoproterozóicos. O outro domínio seria o Ensiático, representado por protólitos arqueanos retrabalhados durante o evento Transamazônico e correlacionáveis ao Complexo Imataca na Venezuela.

Um refinamento desta subdivisão foi realizada por Avelar et al. (2003), no qual se manteve a divisão nos domínios Siático e Simático/juvenil, porém com a sugestão de um limite transicional com direção geral NWW-ESE que passa no centro do estado do Amapá, ao norte do domínio Siático. Neste domínio transicional predominam granitoides de 2,1 Ga, que teriam suas origens ligadas a uma mistura de componentes arqueanos e paleoproterozoicos.

Santos et al. (2003) individualizaram cinco domínios tectônicos na Província Maroni-Itacaiúnas em território brasileiro, denominados Bloco Amapá, Domínio Carecuru, Domínio Lourenço, Domínio Bacajá e Domínio Santana do Araguaia, nos quais foram identificadas diferenças entre esses domínios em termos litológicos, geocronológicos e de assinatura isotópica, em que as unidades são caracterizadas por envolverem estágios de subducção em ambientes de arco magmático no Paleoproterozoico, enquanto o Bloco Amapá representa um bloco continental de idade arqueana retrabalhado durante o evento Transamazônico.

Figura 2 - Proposta de subdivisão das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico no contexto da Plataforma Sul Americana. Importante salientar que a Província Transamazonas é correlacionável a Província Maroni-Itacaiunas.



Fonte: Rosa Costa et al. (2014)

### 4.3 Bloco Amapá

O Bloco Amapá está localizado na porção centro-sul do estado do Amapá e noroeste do estado do Pará (Figura 4), delimitado ao sul pelo arco magmático do Domínio Carecuru e ao norte por sequências metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova e granitoides da região de Tartarugalzinho (ROSA-COSTA et al. 2006), composto por rochas metamórficas e plutônicas de um embasamento arqueano, assim como sequências *greestone belt* paleoproterozoicas (RICCI et al. 2001, ROSA COSTA et al. 2003, 2006).

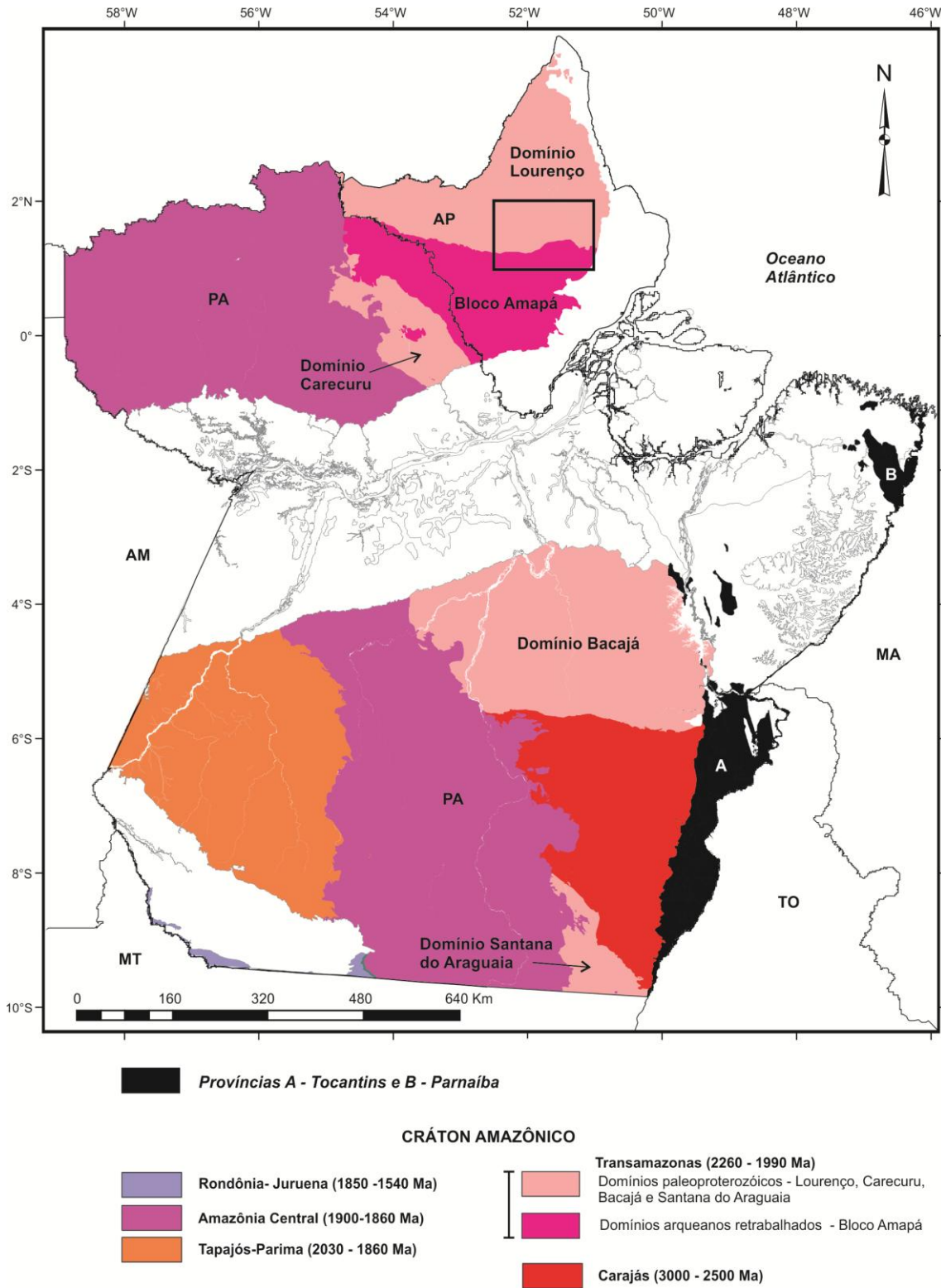
As rochas do embasamento arqueano apresentam distintos graus metamórficos, com a predominância de ortognaisses da fácies anfibolito localmente migmatizados na porção norte e ortognaisses e metassedimentares granulitizadas de alto grau metamórfico na porção sul, representado principalmente pelos complexos metamórficos ortoderivados Jari-Guaribas, Baixo-Mapari, Tumucumaque e Guianense (RICCI et al. 2001).

Os dados geocronológicos indicam que o Bloco Amapá passou por um período prolongado de formação de crosta juvenil, em torno de 3,29 e 2,83 Ga e a partir do Neoarqueano passaram a predominar os processos de retrabalhamento crustal da crosta mesoarqueana pré-existente (AVELAR 2002, ROSA-COSTA et al. 2003, 2006). O magmatismo ocorre desde 3,3 Ga, contudo os principais eventos magmáticos estão associados aos períodos de 2,85 – 2,79 e 2,66-2,60 Ga, enquanto a ocorrência de magmatismo granítico é registrada em 2,22, 2,18 e 2,05-2,03 Ga e tem sua origem atribuída a mistura de magmas (ROSA COSTA et al. 2006).

Faixas de rochas metavulcanossedimentares paleoproterozoicas alongadas segundo direção NW-SE ocorrem aleitadas tectonicamente as unidades do embasamento arqueano ou ainda definindo os limites sententrionais e meridionais do bloco (ROSA COSTA et al. 2014). Na porção central do Bloco Amapá ocorrem rochas de alto grau metamórfico pertencentes aos complexos Jari-Guaribas e Iratapuru e os estudos geocronológicos indicam que o embasamento foi afetado por um evento metamórfico granulítico entre 2,10 e 2,08 Ga, com um transporte tectônico de massas de SW para NE que demarcou o estágio colisional do ciclo Transamazônico (ROSA COSTA et al. 2008, 2009).

Entretanto, na borda nordeste do bloco também ocorrem rochas granulíticas de alto grau metamórfico classificadas como suítes metamórficas Ananaí e Tartarugal Grande (JOÃO et al. 1979). Estudos geocronológicos na região determinaram idades em torno de 2,6 Ga para os protólitos dos granulitos (AVELAR et al. 2003) e idades entre 2,04 e 1,98 para o processo metamórfico (OLIVEIRA et al. 2008). Estes mesmos autores ainda sugerem que o evento metamórfico no bloco ocorreu em estágios orogênicos tardios.

Figura 3 -Distribuição das províncias geocronológicas do Cratón Amazônico nos estados do Pará e Amapá, com destaque para o posicionamento dos Domínios Tectônicos da Província Maroni Itacaiúnas, em especial o Bloco Amapá.



Fonte: Rosa Costa et al. (2014)

## 4.4 Unidades litoestratigráficas da área de estudo

As unidades geológicas da área de estudo ocorrem como corpos alongados segundo direção NW-SE e possuem idades que variam desde o Neoarqueano ao Paleoproterozoico. A unidade estudada refere-se ao Complexo Tartarugal Grande, subjacentemente ocorrem unidades arqueanas representadas pelo Complexo Guianense e Metagranitóide Pedra do Meio e as unidades paleoproterozoicas Complexo Araguari e Tonalito Papa Vento.

### **Arqueano**

#### 4.4.1 Complexo Guianense

O Complexo Guianense ocorre ao sul-sudoeste do Complexo Tartarugal Grande, sendo composto predominantemente por gnaisses ortoderivados, variando a composição entre diorítica e monzogranítica, por vezes migmatizados e metamorfisados sob condições da fácies anfíbolito (RICCI et al., 2001). Estudos gamaespectométricos realizados no Complexo Guianense caracterizaram uma alternância de zonas na direção NW-SE, que refletiu sua diversidade composicional e o forte controle estrutural (ROSA-COSTA et al., 2014).

Os precursores magmáticos desta unidade são interpretados como de idade Neoarqueana, em torno de 2,65 Ga (ROSA-COSTA et al. 2001). Desta forma, o Complexo Guianense é considerado como unidade tectonoestratigráfica do embasamento do Bloco Amapá (ROSA-COSTA et al. 2006).

#### 4.4.2 Metagranitóide Pedra do Meio

Esta unidade apresenta-se como um corpo de forma elíptica, localizado a nordeste do Complexo Tartarugal Grande e com contato definido por zonas de cisalhamento transcorrente NW-SE (ROSA-COSTA et al. 2014).

Os granitoides desta unidade são leucocráticos, levemente foliados e por vezes migmatizados. Sua granulação varia entre média e grossa, com uma grande variação faciológica que envolve biotita monzogranito, biotita granodiorito, leucogranito, álcali-feldspato granito e quartzo monzodiorito. A deformação é restrita, por vezes, ocorrem leitões descontínuos e ocelos amendoados.

## **Paleoproterozóico**

### **4.4.3 Tonalito Papa Vento**

Esta unidade compreende um extenso corpo alongado segundo direção NW-SE e fortemente controlado por zonas de cisalhamento, que são responsáveis por demarcar seu contato com a unidade João et al. (1979) consideraram esta unidade como pertencente ao Complexo Guianense, contudo, Rosa-Costa et al. (2014) afirmam que esta unidade corresponde a um magmatismo cálcio-alcálico de idade Paleoproterozóica. Os litotipos desta unidade são representados por gnaisses de composição predominantemente tonalítica, e subordinadamente granodiorítica e monzogranítica.

### **4.4.4 Complexo Araguari**

O Complexo Rio Araguari ocorre a noroeste do Complexo Tartarugal Grande, sendo uma das mais expressivas unidades cartografadas na região. A unidade encontra-se fortemente afetada por zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE, que em alguns casos definem seu contato com outras unidades (ROSA-COSTA et al. 2014).

A unidade é composta por metagranitoides de composição tonalítica, granodiorítica, monzogranítica e diorítica, além de gnaisses e por vezes apresentam textura ígnea reliquiar preservada. Geralmente apresentam enclaves de rochas supracrustais de xistos e anfibolitos (ROSA-COSTA et al. 2014).

#### 4.4.5 Complexo Tartarugal Grande

O Complexo Tartarugal Grande é representado por faixas de rochas granulíticas que se estendem desde a região de Tartarugal Grande até oeste ao longo do rio Falsino (JOÃO et al. 1979). Inicialmente foi atribuído o termo Suíte Metamórfica Tartarugal Grande para as rochas de alto grau metamórfico da região (JOÃO et al. 1979). Posteriormente Rosa-Costa et al. (2014) propuseram a substituição do termo por Complexo Tartarugal Grande, em virtude das rochas de alto grau da região possuírem origens (granitoídes e granulito), idades (paleoproterozóicas e arqueanas) e derivações distintas.

A primeira proposta para a organização de uma quadro estratigráfico para a região foi realizado por João et al. (1979), onde foram individualizados o Enderbito Cobra e o Charnockito Cuatá. Posteriormente, estudos geofísicos vieram a identificar padrões gamaespectrométricos distintos nesta área, confirmando esta organização estratigráfica proposta anteriormente. (ROSA-COSTA et al. 2014).

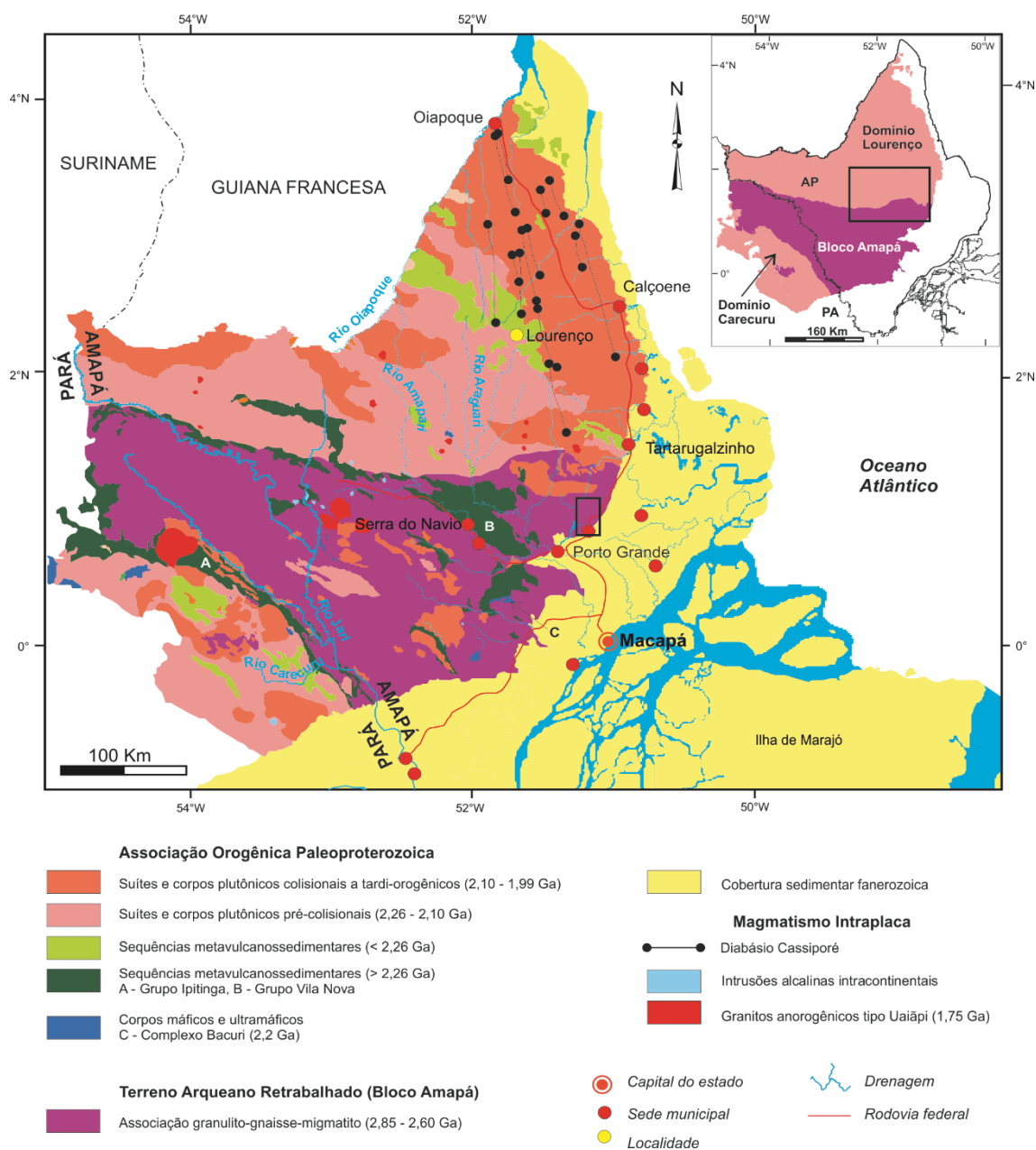
Uma proposta de organização estratigráfica foi realizada por João e Marinho (1982), onde ficou determinado que a unidade mais antiga seria constituída pela Suíte Metamórfica Ananaí, incluindo a unidade Piriclasito Mutum, composta por ortopiroxênio-plagioclásio granulito, enquanto as rochas granulíticas félsicas de composição charno-enderbiticas constituem a Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, mantendo-se a individualização dos corpos do Charnoquito Cuatá e Enderbito Cobra.

Os granulitos do Complexo Tartarugal Grande são em sua grande maioria de composição enderbítica, charnoquítica e charnoenderbitica, porfíricos a porfiroblásticos e por vezes ocorrendo bandados ou migmatizados. Granulitos máficos são frequentes, porém não constituem corpos cartografáveis e ocorrem encaixados nos granulitos charnoquíticos/enderbíticos (ROSA-COSTA et al. 2014).

Os primeiros estudos geocronológicos no Complexo Tartarugal Grande foram realizados pelo método Rb-Sr e forneceram idades de  $2,450 \pm 74$  Ma (JOÃO e MARINHO 1982). Posteriormente datações pelo método Pb-Pb em zircão forneceram idade mínima em torno de 2,6 Ga (AVELAR *et al.* 2003). Estudos mais recentes realizados por Rosa-Costa *et al.* (2014) pelos métodos Pb-Pb e U-Pb em zircão também forneceram idades mínimas em torno de 2,6 Ga. Idade em torno de 3,2 Ga obtidas por Avelar *et al.* (2003) sugerem que a origem deste complexo pode envolver o retrabalhamento de crosta continental arqueana.

Segundo Rosa-Costa *et al.* (2014) os dados geocronológicos sugerem que as rochas do Complexo Tartarugal Grande foram envolvidas em um evento tectono-termal no Riaciano, promovendo metamorfismo de alto grau, deformação de rochas pré-existentes e formação de novas rochas, gerando assim uma complexa associação de litotipos identificados atualmente.

Figura 4 - Mapa geológico do estado do Amapá, com as principais unidades litoestratigráficas e indicação da área de estudo.



Fonte: Adaptado Rosa Costa et.al (2014)

## 5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS DE ALTO GRAU

A caracterização petrográfica e microestrutural das rochas metamórficas do Complexo Tartarugal Grande foram baseadas em dados e amostras coletados durante a campanha de campo realizada na região de Ferreira Gomes, pelo professor Paulo Gorayeb, orientador deste TCC, e cedidas para o presente trabalho. Outras amostras/lâminas delgadas foram cedidas pela CPRM-Bélem.

A nomenclatura das rochas apresentadas priorizou a facilidade de compreensão dos termos adotados, de modo que, para os granulitos de protólito ígneo foram atendidas as recomendações da SCMR (*Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*) da IUGS (*International Union of Geological Sciences*), publicadas por Fettes e Desmons (2008). Segundo estes autores, o termo granulito félsico deve ser aplicado a rochas da fácies granulito com menos de 30% (em volume) de minerais máficos e o termo granulito máfico aquelas com mais de 30% desses minerais. Entretanto, para facilitar a correlação com os demais terrenos metamórficos de alto grau, optou-se por adotar a subdivisão utilizada por Le Maitre (2004) para as rochas charnockíticas, em álcali feldspato charnockito, charnockito, charno-enderbita e enderbita.

A classificação dos constituintes minerais quanto a granulação e a composição modal também se baseou nos autores citados acima. Para a granulação, considera-se > 5 – grossa, 5-1mm – média, <1 fina. Em termos de composição modal, os minerais são classificados em: Principal – teor  $\geq 50\%$  do volume da rocha; Maior – teor  $\geq 5\%$ , Menor  $\leq 5\%$  e Essencial - mineral que deve estar presente em uma porcentagem mínima para satisfazer a definição da rocha e pode ser um constituinte maior ou menor. No caso das abreviações dos nomes de minerais, foram as recomendações da *International Mineralogical Association* (IMA) publicadas por Whitney e Evans (2010).

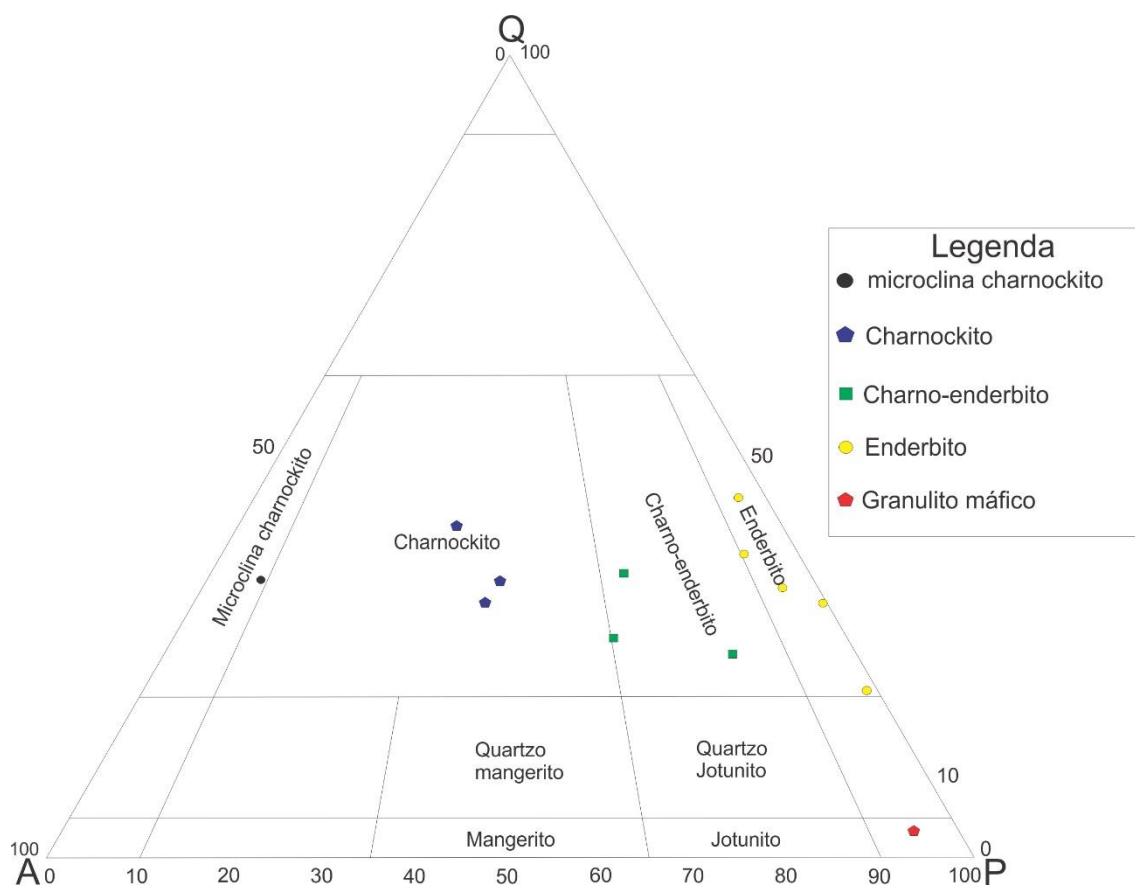




Entre os 24 litotipos analisados durante a pesquisa, 14 são granulitos e 10 são gnaisses. As tabelas 1 e 2, mostram a composição modal das principais rochas estudadas no Complexo Tartarugal Grande.

A análise modal dos granulitos permitiu identificar granulitos félsicos, dentre os quais classificou-se microclina charnockitos, charnockitos, charno-enderbitos, enderbitos e granulitos máficos, posteriormente plotados no diagrama QAP ternário de Streckeisen, como ilustrado na Figura 5. Entre os gnaisses, classificou-se biotita leucognaisses, granada-biotita leucognaisses e cordierita leucognaisses. A seguir serão descritos cada tipo petrográfico.

Figura 5 - Diagrama QAP ternário de Streckeisen de classificação de rochas granulíticas, com as plotagens das amostras de granulitos do Complexo Tartarugal Grande,



Fonte: De acordo com as normas da IUGS e com base em Le Maitre (2002).

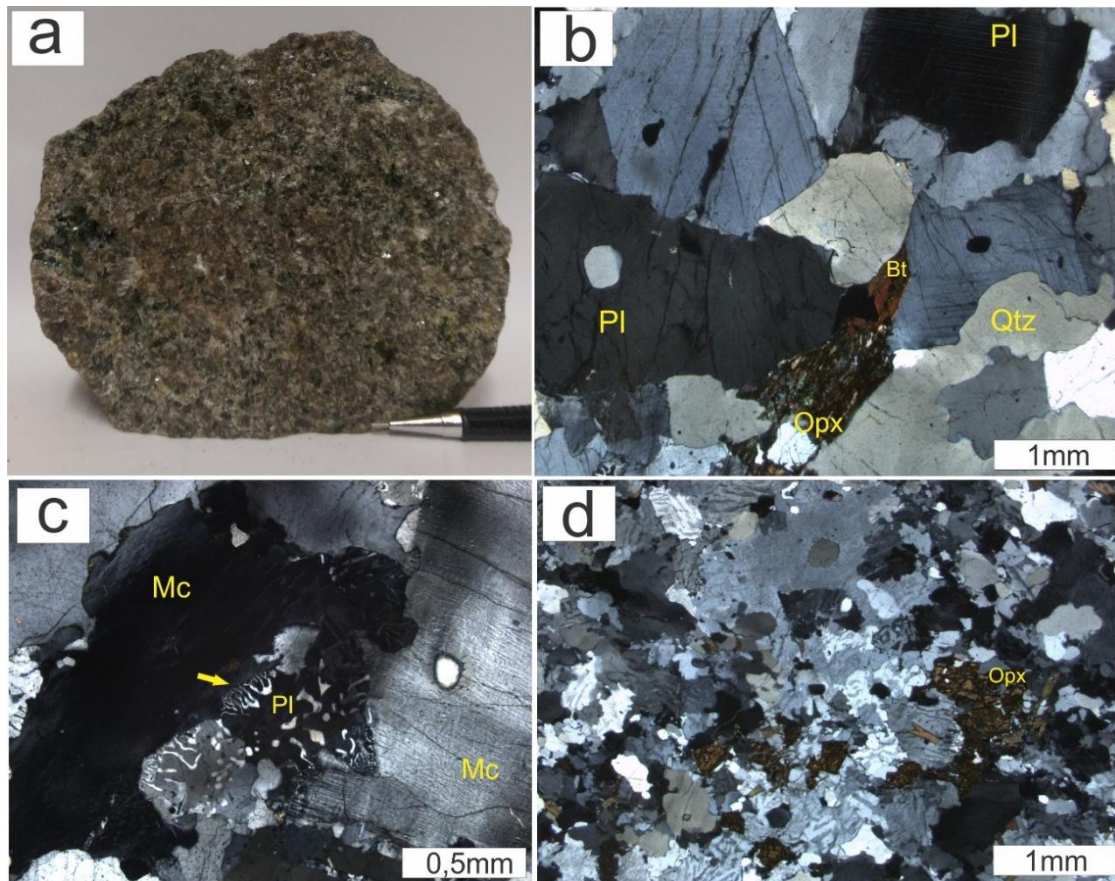
## 5.1 Granulito charnockítico

Os granulitos charnockíticos geralmente apresentam granulação média, por vezes grossa, cor variando do cinza ao cinza rosado e hololeucocrático (M 4-6), como ilustrado na Figura 6a. A textura predominante é a granoblástica inequigranular (Figura 6d), porém também pode ocorrer texturas reliquiares ígneas preservadas, do tipo granular hipidiomórfica (Figura 6b) e alotromórfica, além de localmente textura mimerquítica (Figura 6c,d). A rocha é constituída essencialmente por quartzo, microclina, biotita, plagioclásio, ortopiroxênio e opacos. Os acessórios são zircão e apatita.

A microclina pertítica é o principal constituinte mineralógico desta rocha e apresenta proporções que variam entre 35 e 40%, suas formas são subédricas e as dimensões estão entre 0,4 e 3,0 mm. Internamente apresenta intercrescimento micropertítico na forma de finos filetes de albita (Figura 6c), que por vezes são quantitativamente equivalentes e definem a mesopertita, como ilustrado na Figura 6c,7b. A preservação do maclamento xadrez ocorre somente em alguns cristais e é comum a presença de inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e opacos. Além disso, registra-se a alteração parcial para argilominerais.

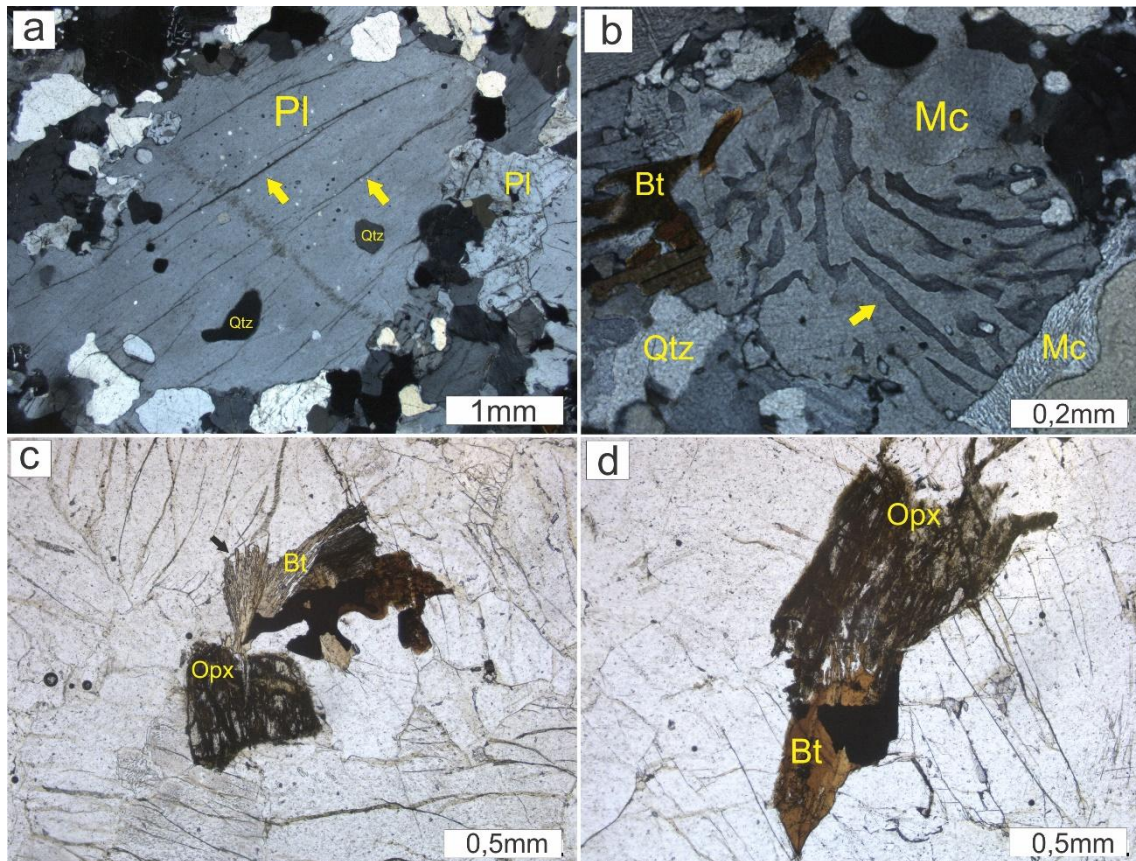
O plagioclásio apresenta proporções que variam entre 25 e 35%, suas formas são geralmente subédricas e as dimensões ficam entre 0,5 e 6,0 mm. Sua composição varia de Oligoclásio a Andesina. (An 28-40). Frequentemente os cristais apresentam maclamento segundo a lei albita, periclíneo e albita-periclíneo e raramente ocorrem zonados. Os menores cristais geralmente apresentam articulações em equilíbrio, definindo arranjos granoblasticos poligonais, com contatos em ponto tríplice entre os vários minerais (Figura 6d), enquanto os maiores cristais geralmente exibem contatos retos e inclusões de quartzo, biotita e microclina, além de microfraturas ao longo do eixo de maior alongação (Figuras 6b e 7a). Intercrescimento antipertítico são registrados pela presença de lamelas de K-feldspato em cristais de plagioclásio (Figura 7b). Alterações para sericita, carbonato e argilomineral são comuns e, por vezes, para epídoto.

Figura 6 -. Características texturais dos charnockitos: a) Amostra de mão destacando caráter isotrópico, cor cinza a levemente rosada e granulação média (HP-04-B); b). Textura reliquiar ígnea granular hipidiomórfica, onde os cristais de quartzo e plagioclásio apresentam contatos retos (HP-04B); c) Textura mimerquítica, em forma de gotícula e vermes de quartzo intercrescidos na borda dos cristais de plagioclásio em contato com a microclina. Notar cristal de microclina a direita com fino intercrescimento micropertítico (HP-04-B); d) Textura granoblástica inequigranular predominante na maioria das amostras (HP-10).



O quartzo assim como a microclina é um dos principais constituintes da rocha, com proporções que variam entre 35 e 40%, ocorrendo como cristais anédricos, com dimensões variando entre 0,8 e 6,0 mm. Os cristais encontram-se levemente estirados e com extinção ondulante forte. Nos casos em que a deformação atuou mais intensamente, são identificados cristais com contatos poligonais bem definidos, formados pela recristalização dinâmica.

Figura 7 - Aspectos texturais e mineralógicos dos charnockitos: a) Cristal de plagioclásio deformado e alongado contendo inclusões de quartzo; fraturas paralelas a direção de maior alongação do cristal (HP-21-A) b) Microclina com intercrescimento pertítico quantitativamente equivalente, em contato com microclina micropertítica e biotita (HP-10); c) Cumulado contendo biotita com intercrescimento simplectítico em contato com mineral opaco e ortopiroxênio com alteração secundária para biotita (HP-04-B); d) Em destaque a substituição parcial do ortopiroxênio por biotita, em contato com biotita primária, proveniente do metamorfismo progressivo (HP-10).



O ortopiroxênio é um dos principais constituintes da rocha, porém apresenta proporções que não ultrapassam 2%, formas geralmente subédricas e dimensões que variam entre 0,5 e 2,0 mm. Ocorre em agregados de minerais máficos e os cristais geralmente são pseudomórficos, parcialmente substituídos por biotita, preservando em muitos casos somente as porções mais centrais do cristal (Figuras 7c e 7d).

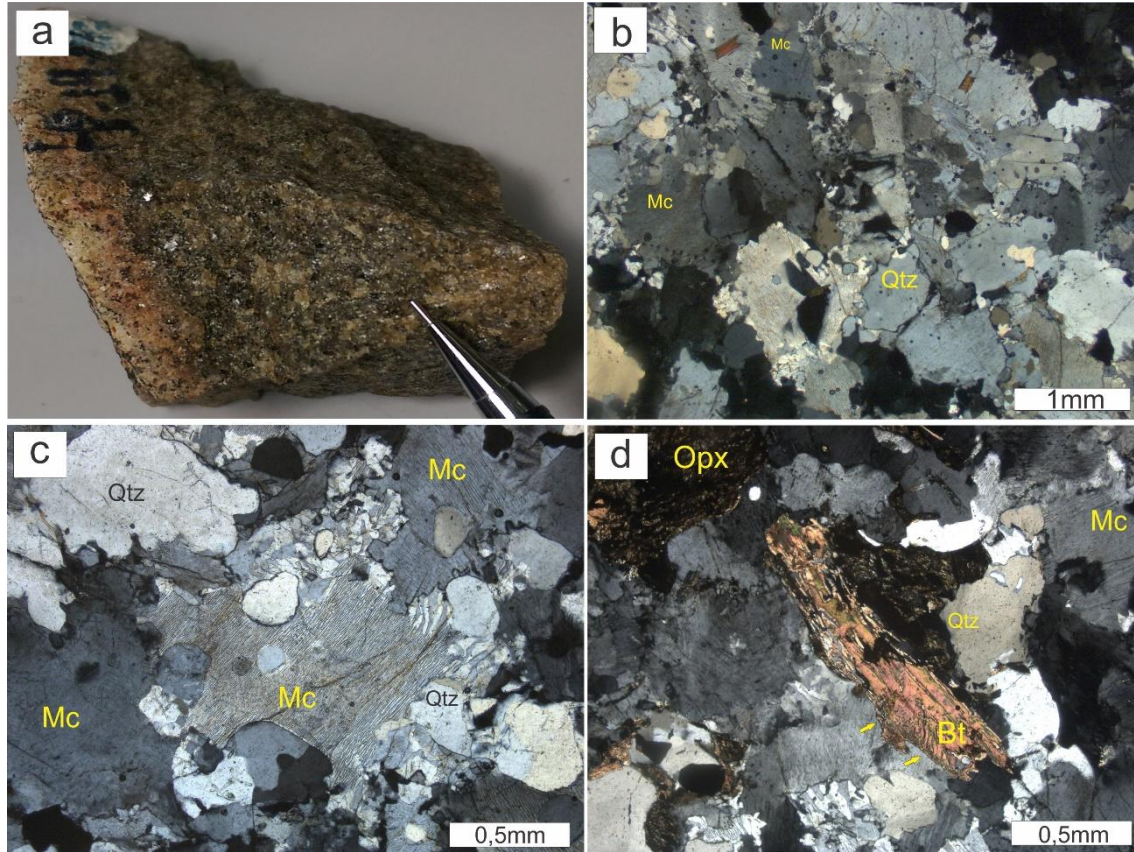
## 5.2 Microclina Charnockito

Este litotipo apresenta cor cinza esverdeada, granulação média e uma leve foliação, em virtude principalmente da orientação preferencial dos minerais máficos, sendo hololeucocrático (M 7-9) (Figura 8a). Sob observação microscópica, a rocha exibe textura granoblástica inequigranular, com contatos endentados e forte deformação (Figura 8b). A composição mineralógica é representada por microclina, quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e granada. Minerais opacos, zircão e apatita ocorrem de maneira subordinada, enquanto os secundários são, hornblenda, biotita e argilomineral.

Em lâmina delgada foi possível verificar que a foliação é definida pelo arranjo orientado preferencial do quartzo alongado, assim como dos minerais opacos e principalmente da biotita. Com relação as microestruturas de exsolução e/ou de reação metamórfica, destacam-se os intercrescimentos pertíticos (Figura 8c) e mimerquítico entre os feldspatos, assim como simplectíticos (Figura 8d) entre granada, biotita e minerais opacos.

A microclina é o principal constituinte nesta rocha, com proporção pouco maior que 60%. Geralmente ocorre com formas subédricas e dimensões que variam de 0,2 a 1,3 mm. Internamente apresentam intercrescimentos pertíticos na forma de finas lamelas de albita dispostas paralelamente ao cristal, por vezes com proporção igual entre a microclina hospedeira e a albita, definindo assim a mesopertita (Figura 8c). Geralmente os cristais apresentam inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e minerais opacos. Os cristais exibem leves evidências de deformação, como extinção ondulante, contatos suturados e recristalização na borda dos cristais. Além disso, encontram-se levemente orientados realçando a foliação da rocha.

Figura 8 - Aspectos texturais do microclina charnockito (HP-19-B). a) Amostra destacando coloração cinza esverdeada, granulação média e a discreta foliação da rocha. b) Textura granoblástica inequigranular com alguns contatos em pontos tríplices entre cristais de quartzo e microclina. c) Microclina pertítica com inclusões de quartzo. d) Cristal lamelar de biotita associada ao ortopiroxênio, com presença de simplectíticos de quartzo.



O quartzo apresenta proporções que variam entre 30 e 35%, formas anédricas e dimensões entre 0,1 e 1,5 mm. Pode ocorrer de duas maneiras na rocha, como cristais maiores com dimensões entre 0,5 e 1,5 mm, que apresentam forte extinção ondulante e raras inclusões de plagioclásio e biotita; e também como cristais em agregados poligonais com contatos em ponto triplice, geralmente intersticiais e ocupando o limite entre os cristais de feldspatos. Além da forte extinção ondulante, estes cristais geralmente encontram-se fraturados e alongados definindo a foliação discreta da rocha.

O plagioclásio ocorre em pequena proporção na rocha e tem um percentual variável entre 2 e 5%. Suas formas são geralmente subédricas e as dimensões variam entre 0,2 e 0,6 mm. Em alguns casos apresenta maclamento allbita e internamente contém lamelas de microclina, definindo a antipertita.

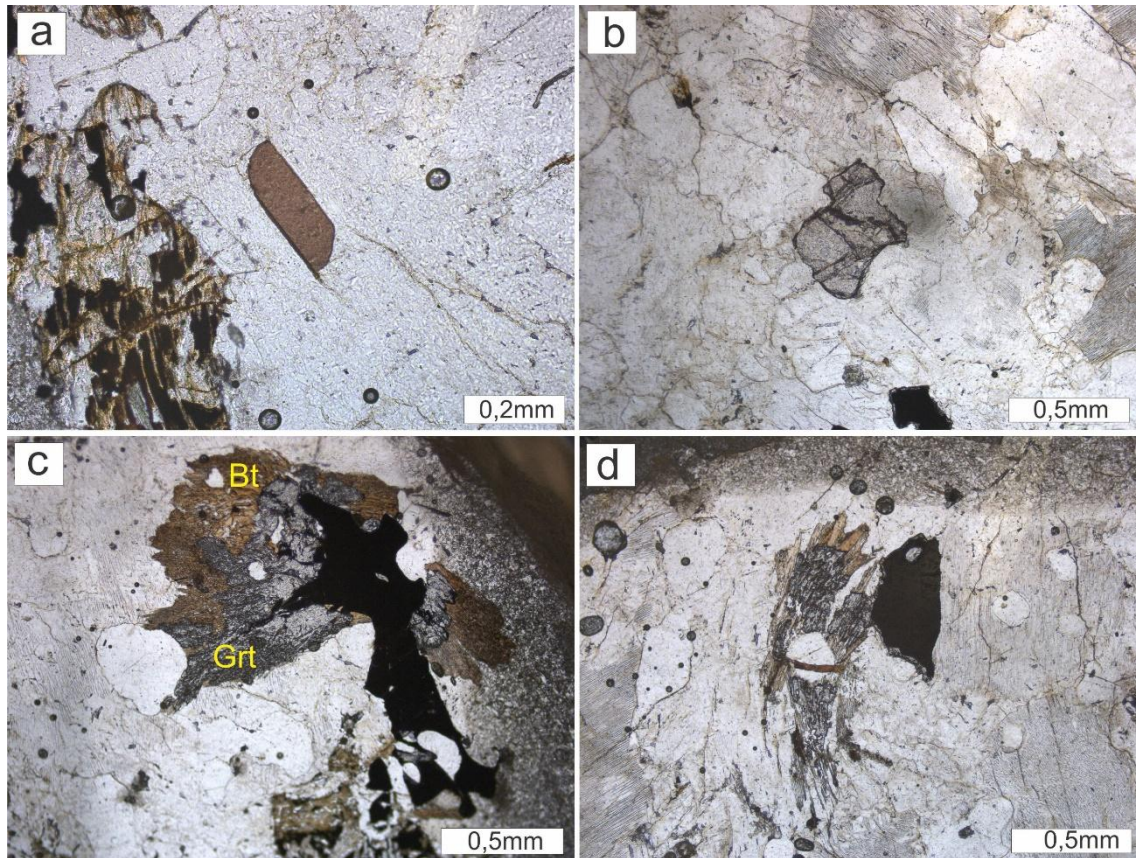
A biotita varia suas proporções entre 1,5 e 2%. Geralmente constitui cristais lamelares xenoblásticos a subidioblásticos, com dimensões entre 0,1 e 0,7 mm. Exibe pleocroísmo variando do marrom avermelhado ao marrom-claro. A biotita ocorre de duas maneiras na rocha, tanto de forma equilibrada com outros cristais, com formas subédricas e dimensões que não ultrapassam 0,3 mm (Figura 9a), como também associadas à granada e minerais opacos, com formas geralmente anédricas, e provavelmente envolvidas em reações retrometamórficas de quebra da granada (Figura 9c, d). Os cristais não encontram-se deformados, porém geralmente estão orientados definindo a foliação da rocha.

A granada é um constituinte importante nesta rocha, porém suas proporções estão ente 1 e 1,5%. Sua cor é marrom e as dimensões variam entre 0,2 e 0,5 mm. A granada também ocorre sob duas formas na rocha, como cristais subédricos isolados e em equilíbrio com os demais cristais (Figura 9b) ou como cristais anédricos que geralmente estão envolvidos em reações com a biotita e/ou minerais opacos (Figura 9c e d). Os cristais geralmente encontram-se fraturados, contudo somente nos cristais associados à biotita verifica-se inclusões de minerais opacos.

O ortopiroxênio apresenta proporções que variam entre 3 e 4%, formas subédricas e dimensões entre 0,5 e 1,5 mm. Exibe fraco pleocroísmo em tons claros do rosa ao incolor. Geralmente ocorre como cristais pseudomorfos, no qual a maior parte do cristal apresenta-se substituída por anfibólio, provavelmente hornblenda e somente as porções centrais do cristal preservam resquícios do cristal original associado com mineral opaco (Figura 9a). Comumente forma pequenos agregados de minerais maficos isolados na rocha, associado com biotita, granada e minerais opacos e assim como os demais minerais apresenta-se levemente orientado.

Entre os minerais acessórios destacam-se os minerais opacos, os quais apresentam proporção variável entre 1 e 2% e dimensões que não ultrapassam 0,5 mm. Os minerais opacos ocorrem com contato reto com os demais minerais, porém também encontram-se associados com ortopiroxênio e granada em formas subédricas. Em alguns casos, a granada formar textura coronítica ao redor dos opacos.

Figura 9 - Aspectos texturais e mineralógicos do microclina charnockito (HP-19-B). a) Cristal euédrico de biotita em equilíbrio com os demais cristais e no lado esquerdo, cristal de ortopiroxênio com substituição parcial para biotita. b) Cristal subédrico de granada em equilíbrio com os demais minerais félsicos. c e d) Cristais de granada transformando-se em biotita e minerais opacos, a partir de reações retrometamórficas.



### 5.3 Granulito enderbítico

O granulito enderbítico geralmente apresenta cor cinza esverdeada, granulação média e foliação levemente desenvolvida, demarcada principalmente pela orientação dos minerais máficos (Figura 10a). A granada pode chegar a atingir até 0,5 cm nestas rochas, destacando os microporfiroblastos.

Feições migmatíticas, indicativas de fusão parcial foram registradas em afloramento e amostras de mão, onde o neossoma apresenta-se em veios ou formas irregulares, de cor levemente rosada, granulação média ou grossa e conteúdo mineralógico rico em K-feldspato, quartzo e raramente biotita (Figura 10 b,c) . Pode ser enquadrado no tipo metatexito, em virtude dos neossomas serem localizados e geralmente menores que 1 metro de comprimento.

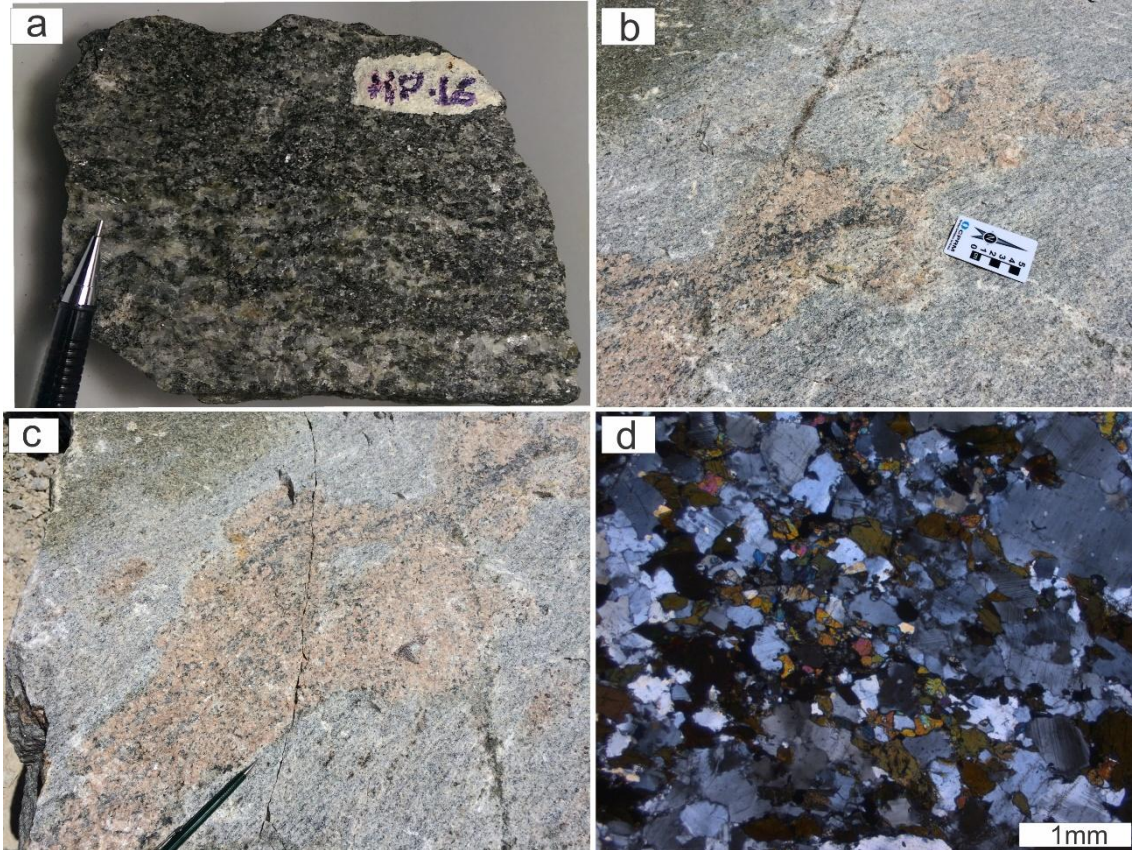
Apresenta textura granoblástica inequigranular (Figura 10d), em alguns casos ocorre a preservação de feição primária ígnea, principalmente a textura granular hipidiomórfica. Sua granulação varia de fina a média e os constituintes principais são quartzo, K-feldspato, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, hornblenda, granada e minerais opacos. Os minerais acessórios são representados por zircão e apatita e os secundários são clorita, sericita e argilomineral. Os minerais máficos geralmente ocorrem como agregados isolados.

O plagioclásio é o principal constituinte da rocha, variando suas proporções entre 45 e 50%, suas formas são subédricas e as dimensões variam entre 0,4 e 12,0 mm, com alguns cristais atingindo até 1 cm de comprimento. Composicionalmente variam de andesina a labradorita (An 40-55) e por vezes apresenta intercrescimento antipertítico. Encontram-se maclados segundo a lei da albita, periclina, albita-periclineo e albita-carlsbard, em alguns casos o maclamento é imperceptível. Normalmente ocorrem intercrescimento no quartzo caracterizando a textura mimerquítica, além de inclusões de quartzo e zircão. Por vezes, esses cristais encontram-se zonados e substituídos por argilominerais, sericita e em alguns casos carbonato. A deformação nestes cristais é evidenciada principalmente pelas maclas deformadas e a má formação das geminações.

Os cristais de quartzo variam suas proporções entre 20 e 35%, suas formas são anédricas e as dimensões entre 0,9 e 7,0 mm. Seus contatos geralmente são bruscos, porém também podem ocorrer de maneira gradual com o K-feldspato. Apresentam-se levemente deformados, e em alguns casos estão estirados. O quartzo ocorre de duas formas nesse litotipo, como cristais milimétricos bem desenvolvidos ou como gotículas submilimétricas no interior dos feldspatos. Em algumas amostras o quartzo encontra-se estirado e com evidências de recristalização dinâmica no contato com os feldspatos.

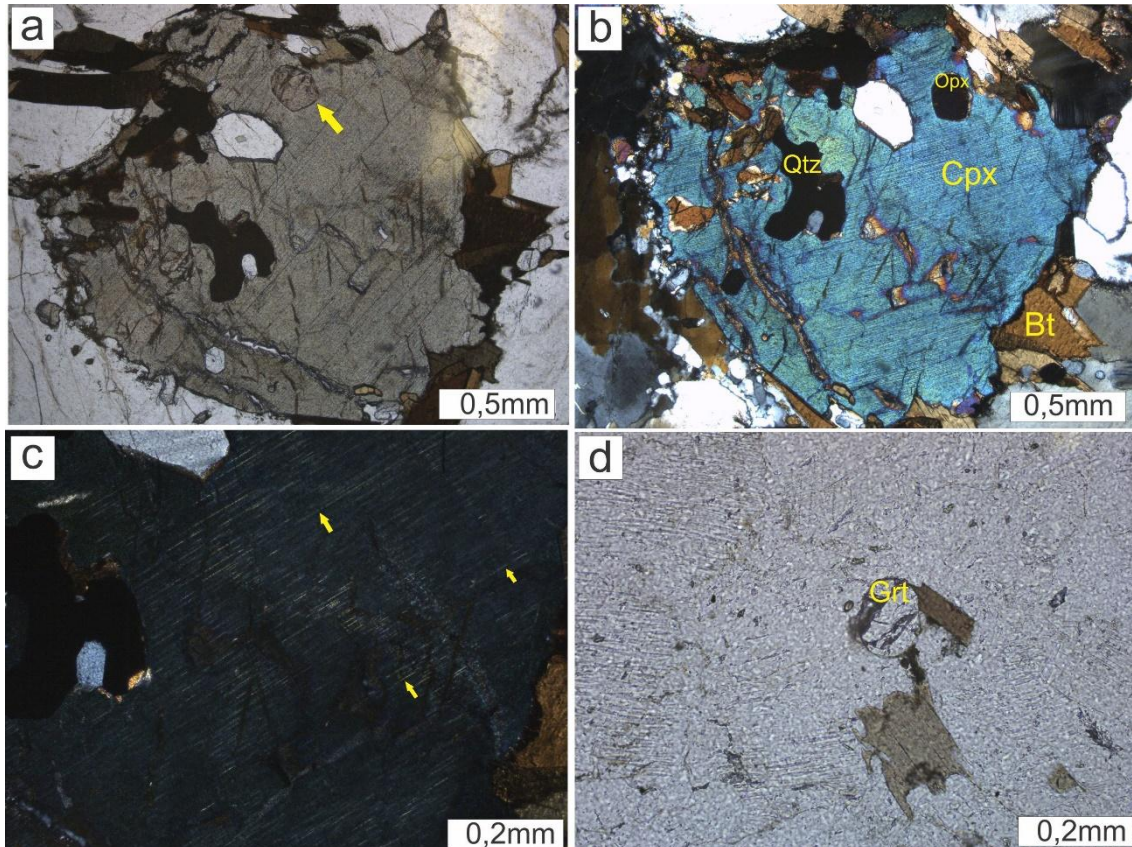
A microclina ocorre em pequenas quantidades, atingindo no máximo 5% modal, suas formas são geralmente subédricas e as dimensões variam entre 0,2 e 1,0 mm. Internamente apresentam intercrescimento de plagioclásio que caracteriza a pertita. Os cristais geralmente encontram-se alterados para argilominerais.

Figura 10 - Características texturais do enderbito: a) Amostra de mão destacando a cor cinza esverdeada e granulação média, notar a incipiente orientação dos cristais máficos e félsicos (HP-16); b ,c) Evidências de fusão parcial encontradas em afloramento, onde destaca-se o neossoma de cor levemente rosada e forma irregular. d) Textura granoblástica equigranular, com cristais de hornblenda, quartzo e plagioclásio em contato tríplice (HP-01).



A biotita corresponde 15% modal e ocorre associada aos cumulos de minerais máficos. Ocorre sobre a forma de cristais tabulares, subédricos, levemente orientados e com dimensões entre 0,5 e 0,9 mm. São biotitas com pleocroísmo que varia do marrom pálido ao marrom avermelhado. Em alguns cristais ocorrem intercrescimentos simplectíticos, com gotículas de quartzo no interior da biotita. A alteração secundária ocorre de maneira frequente nestes minerais, sendo principalmente para clorita e argilominerais. A biotita geralmente está orientada definindo a foliação da rocha, e por vezes com as lamelas deformadas.

Figura 11 - Aspectos texturais e mineralógicos dos enderbitos: a) Cristal de clinopiroxênio com inclusões de quartzo, minerais opacos e ortopiroxênio, notar a grande quantidade de minerais máficos associados (HP-16); b) Em nicóis cruzados, destaca-se o preenchimento das fraturas por biotitas (HP-16); c) Feições de intercrescimento na forma de finas agulhas do clinopiroxênio no ortopiroxênio (HP-16); d) Cristal de granada com contato reto e em equilíbrio com a biotita e os feldspatos (HP-09-A)



O ortopiroxênio apresenta proporções entre 5 e 10%, formas geralmente subédricas e dimensões que variam entre 0,5 e 1,5 mm. Apresenta um fraco pleocroísmo, que varia do rosa claro ao verde claro, e internamente podem conter intercrescimento de clinopiroxênio em forma de agulhas, como ilustrado na Figura 11c. Estão geralmente fraturados, por vezes com substituição por biotita e minerais opacos nas fraturas. O ortopiroxênio geralmente encontra-se em equilíbrio com os demais minerais, somente por vezes ocorre substituído por biotita e anfibólio, em típica reação de retrometamorfismo.

O clinopiroxênio está presente somente em uma amostra, porém ocorre em aproximadamente 8% modal. Suas formas são geralmente subédricas e as dimensões ficam entre 0,6 e 1,0 mm. Apresenta inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e opacos (Figuras 11a e 11b). Os cristais geralmente estão fraturados, sendo comum a presença de inclusões de biotita, opacos e ortopiroxênio, assim como substituição parcial por biotita ao longo das fraturas.

Os anfibólios ocorrem somente nos agregados máficos, possuem formas subédricas e dimensões que variam entre 0.8 e 3,0 mm. Apresentam pleocroísmo moderado variando entre o amarelo claro e o verde claro. Os cristais encontram-se bastante alterados para clorita e carbonato, e em alguns casos é possível determinar um pseudo-maclamento entre o mineral primário e alteração.

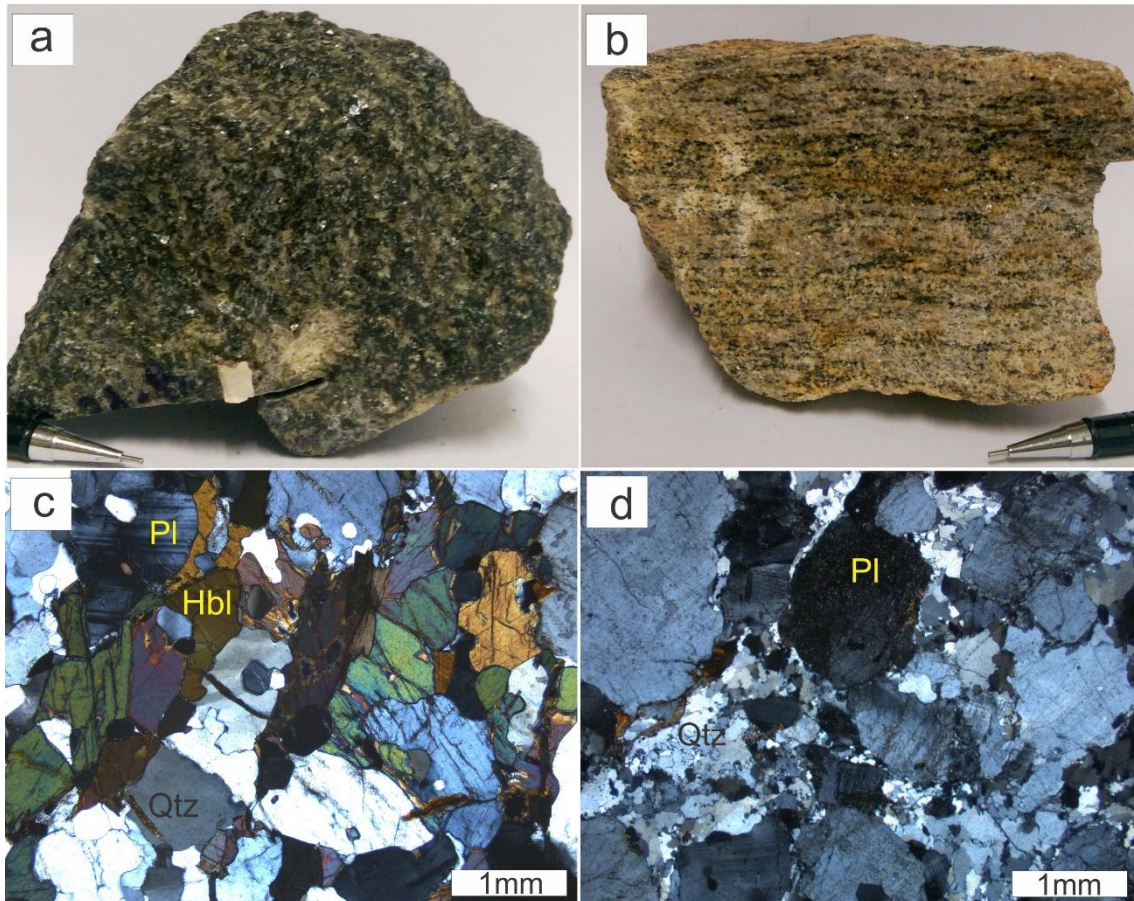
A granada ocorre como cristais subédricos, com dimensões entre 0,6 e 6,0 mm, destacando-se alguns cristais microporfiroblásticos que superam 1cm. Sua cor varia entre o incolor e o rosa claro (Figura 11d). Os cristais geralmente estão fraturados e substituídos na borda por cristais de biotita, que indica reações de desequilíbrio relacionado ao retrometamorfismo. Normalmente os cristais encontram-se levemente deformados e orientados de acordo com os demais minerais máficos.

#### 5.4 Granulito charno-Enderbítico

Os charno enderbitos são rochas com cor variando do cinza claro ao cinza esverdeado, granulação média, por vezes fina e estruturalmente pode ser isotrópico (Figura 12a) ou foliado, a partir de uma leve foliação definida pela orientação preferencial da biotita e do quartzo estirado, em alguns atingindo um incipiente bandamento (Figura 12b).

Sob observação microscópica, essas rochas exibem textura granoblástica poligonal (Figura 12c), e em algumas amostras há uma intensa recristalização criando uma matriz fina quartzo-feldspática que contorna os porfiroclastos de plagioclásio (Figura 12d). A granulação varia de fina a média e seus constituintes principais são plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, ortopiroxênio, hornblenda, granada e minerais opacos, subordinadamente apatita e zircão. Os principais minerais secundários são sericita, argilominerais, clorita e biotita.

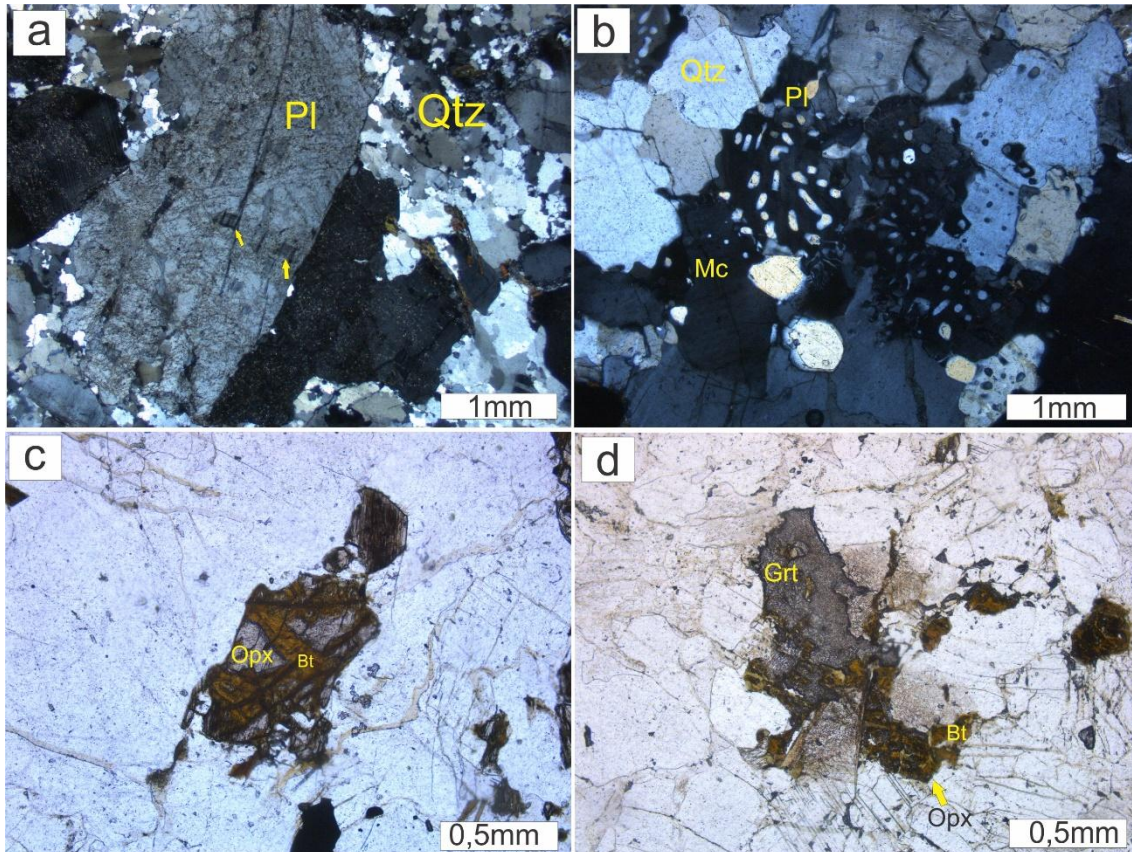
Figura 12 - Aspectos texturais e microestruturais dos enderbitos: a) Amostra de mão de cor cinza esverdeada, granulação grossa e isotrópica (HP-21-B); b) Enderbitos de cor cinza, granulação fina e incipiente bandamento, denotado pela orientação dos máficos e do quartzo (HP-11); c) Textura granoblastica poligonal inequigranular, com presença de contatos em ponto triplíce entre quartzo, hornblenda e plagioclásio (HP-11); d) quartzo intensamente recrystalizado em grãos menores entre cristais de plagioclásio (HP-08-B).



Fonte: Do autor

O plagioclásio apresenta proporções variáveis entre 35 e 45% modal, formas subédricas e dimensões entre 0,5 e 2,0 mm. Encontram-se maclados segundo a lei albita, periclina e albita-periclina, e por vezes o maclamento encontra-se ausente, provavelmente devido a deformação. Inclusões de quartzo, biotita e apatita são frequentes, assim como fraturamento de muitos cristais. Por vezes, os cristais apresentam intercrescimento de feldspato potássico em lamelas descontínuas que define a antipertita (figura 13a). Intercrescimento mimerquítico também pode ocorrer, principalmente próximo ao contato com os cristais de microclina (Figura 13b). A deformação nos cristais é evidenciada principalmente pelas maclas encurvadas e extinção ondulante.

Figura 13 - Aspectos texturais e mineralógicos dos charno-enderbitos: a) Cristal de plagioclásio em contato reto com quartzo recristalizado. Destaque para o intercrescimento de microclina geralmente descontínuas no interior desse cristal (HP-11); b) Plagioclásio em contato com quartzo e K-feldspato, com presença de intercrescimento mimerquitico em forma de gotículas (HP-21-B); c) Ortopiroxênio com substituição parcial por biotita, restando partes do cristal original no núcleo (HP-21-B); d) Granada com formas anédricas associada com biotita e ortopiroxênio (HP-08-B).



O quartzo apresenta proporções que variam entre 30 e 35% modal, formas anédricas e dimensões entre 0,2 e 2,0 mm. Os maiores cristais geralmente estão estirados, levemente orientados, com forte extinção ondulante e inclusões de plagioclásio e biotita em seu interior. Os cristais menores apresentam poucas evidências de deformação e não possuem orientação preferencial.

A microclina ocorre em menores quantidades que o plagioclásio e suas proporções variam entre 15 e 20%, suas formas são geralmente subédricas e as dimensões entre 0,4 e 0,8 mm. Internamente apresentam intercrescimentos pertíticos na forma de finas agulhas de albita, disposta paralelamente a direção de maior alongação do cristal, por vezes definindo a mesopertita. Inclusões de quartzo e plagioclásio são comuns, assim como alteração para argilomineral e substituição nas fraturas por sericita.

A biotita varia suas proporções entre 3 e 4%, possui formas subédricas e dimensões que variam entre 0,3 e 0,6 mm. Pode ocorrer tanto como cristais isolados em equilíbrio com os demais minerais, como associado à granada e ortopiroxênio (Figura 13d). A biotita não apresenta fortes evidências de deformação, entretanto é a principal responsável por denotar a leve foliação da rocha. Geralmente encontra-se substituída por clorita.

O ortopiroxênio apesar de essencial varia suas proporções entre 1 e 2%, com formas subédricas e dimensões que não ultrapassam 0,5 mm. Geralmente ocorrem como cristais pseudomórficos parcialmente substituídos por biotita e associados com granada e opacos (Figura 13c). Estes minerais geralmente estão orientados de acordo com a foliação da rocha.

A hornblenda varia suas proporções entre 1 e 2%, porém em algumas rochas atinge até 10% modal. Suas formas são subédricas e as dimensões variam entre 0,1 e 1,0 mm. Apresenta forte pleocroísmo, variando do verde oliva ao amarelo pálido e comumente contem inclusões de quartzo e opacos. Os minerais geralmente estão fraturados e por vezes parcialmente substituídos por biotita.

A granada apresenta proporções que não ultrapassam 0,5 %, dimensões que ficam entre 0,2 e 0,5 mm e coloração castanha. Entretanto, diferente do microclina charnockito, a granada não ocorre com formas subédricas e contato reto com os demais minerais, mas sim de forma anédrica, reagindo normalmente com a biotita e o hiperstênio, como ilustrado na figura 13d.

Entre os minerais acessórios, destaca-se os cristais de granada e zircão, que chegam a atingir até 0,3 mm de comprimento e correspondem a aproximadamente 1% em volume. Os minerais opacos não ultrapassam 2% em volume e suas dimensões ficam entre 0,2 e 1,0 mm.

## 5.5 Granulito Máfico

Os granulitos máficos são rochas de cor cinza, granulação fina com variação até média e isotrópicos. Localmente podem exibir uma discreta foliação definida pela orientação dos cristais de hornblenda, clinopiroxênio e ortopiroxênio (Figura 14a).

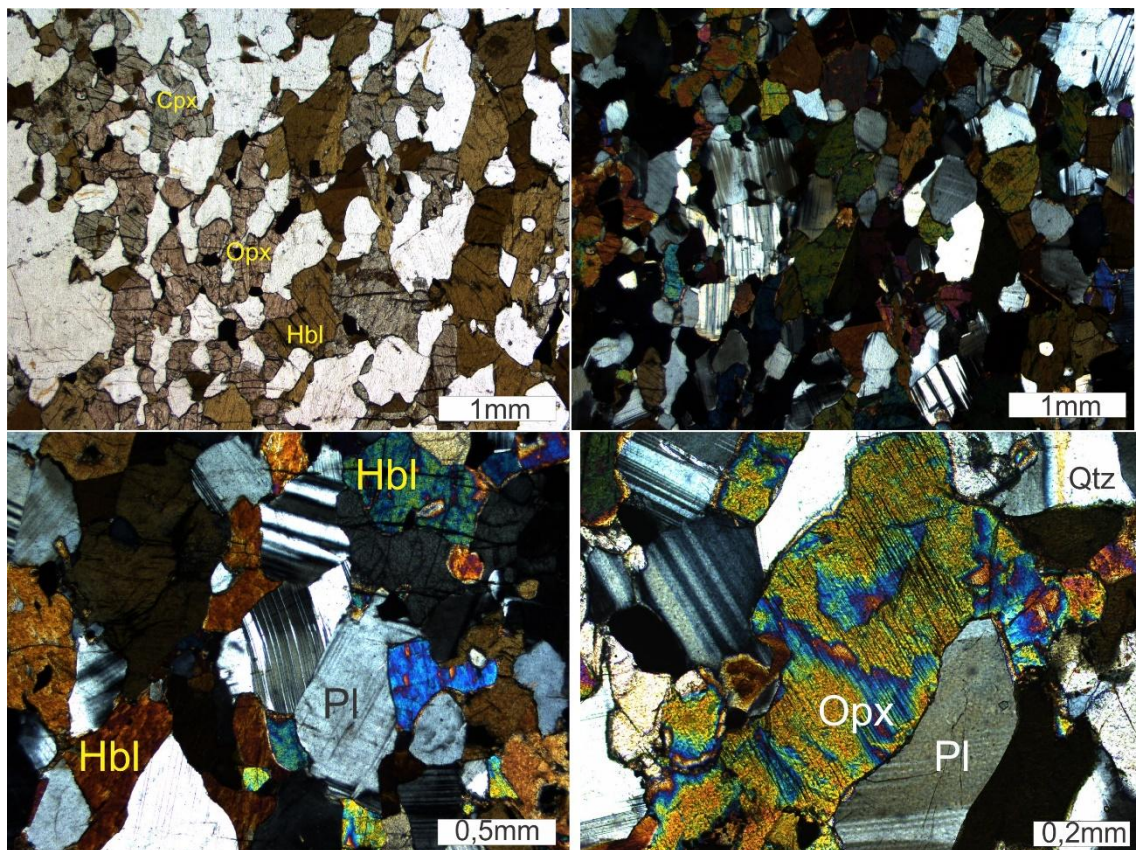
Sob observação microscópica, essas rochas exibem textura granoblástica poligonal equigranular, geralmente apresentando pontos tríplices perfeitos entre as várias fases minerais (Figura 14b). A mineralogia da rocha é equigranular e composta por plagiocásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda, subordinadamente, ocorrem fases acessórias de quartzo, minerais opacos e zircão. A característica marcante destas rochas são os contatos retos e bem definidos dos minerais, indicando um perfeito equilíbrio entre a assembleia mineralógica.

O plagioclásio é o principal constituinte da rocha, ocorre em proporções que variam entre 52 a 57% modal, dimensões entre 0,3 e 0,9 mm, formas subédricas e contatos retos ou interlobados, geralmente em junção tríplice com os demais cristais da rocha (Figura 14b,c,d). O plagioclásio geralmente ocorre com maclamento bem preservado do tipo albita ou periclíneo e sua composição obtida a partir do método Mihel-Levy foi labradorita ( $An_{60}$ ). Pequenas inclusões de hornblenda ou apatita são comuns e a deformação nestes cristais é caracterizada pela ocorrência de lamelas encurvadas, descontínuas e afinadas nas suas extremidades (Figura 14c). Os cristais geralmente são límpidos e não demonstram alteração secundária.

O ortopiroxênio varia suas proporções de 10 a 17% modal, dimensões entre 0,1 e 1,0 mm e formas geralmente subédricas. Seu contato com os demais minerais comumente são retos e o pleocroísmo é fraco, variando, de incolor (x), a rosa pálido (Y,Z), com birrefringência baixa e extinção reta. Comumente ocorrem intercrescimento definidos por lamelas de clinopiroxênio (Figura 14d). Estes cristais geralmente encontram-se orientados e definem a foliação da rocha.

O clinopiroxênio corresponde a aproximadamente 19 a 22% modal, dimensões que variam entre 0,3 e 0,8 mm e formas geralmente subédricas. Apresenta um pleocroísmo fraco, variando do incolor (X) ao verde claro (Y,Z), com cores de interferência de segunda ordem e ângulo de extinção de 42°, que permite classificá-lo como diopsídio. Estes piroxênios geralmente apresentam as suas fraturas e bordas substituídas por biotita oxidada.

Figura 14 - Aspectos texturais e mineralógicos dos granulitos máficos (LTR-262-B): a) Cristais de ortopiroxênio com leve pleocroísmo rosa e clinopiroxênio com pleocroísmo verde claro. Notar orientação dos minerais, que definem a foliação da rocha; b) Textura granoblástica poligonal equigranular, onde os minerais possuem contatos retos e em ponto tríplice; c) Cristal de plagioclásio com maclamento deformado e contato em ponto tríplice com hornblenda e ortopiroxênio; d) Cristal de ortopiroxênio com intercrescimento na forma de finas lamelas de clinopiroxênio no seu interior, notar contatos retos e em ponto tríplice com os demais minerais.



Os piroxênios geralmente apresentam feições reliquias preservadas, onde os cristais de plagioclásio são margeados por cristais de piroxênio. Em alguns pontos, o cristal de plagioclásio é totalmente englobado, consistindo em pequenas inclusões no piroxênio e denotando possíveis feições texturais primárias de origem magmática.

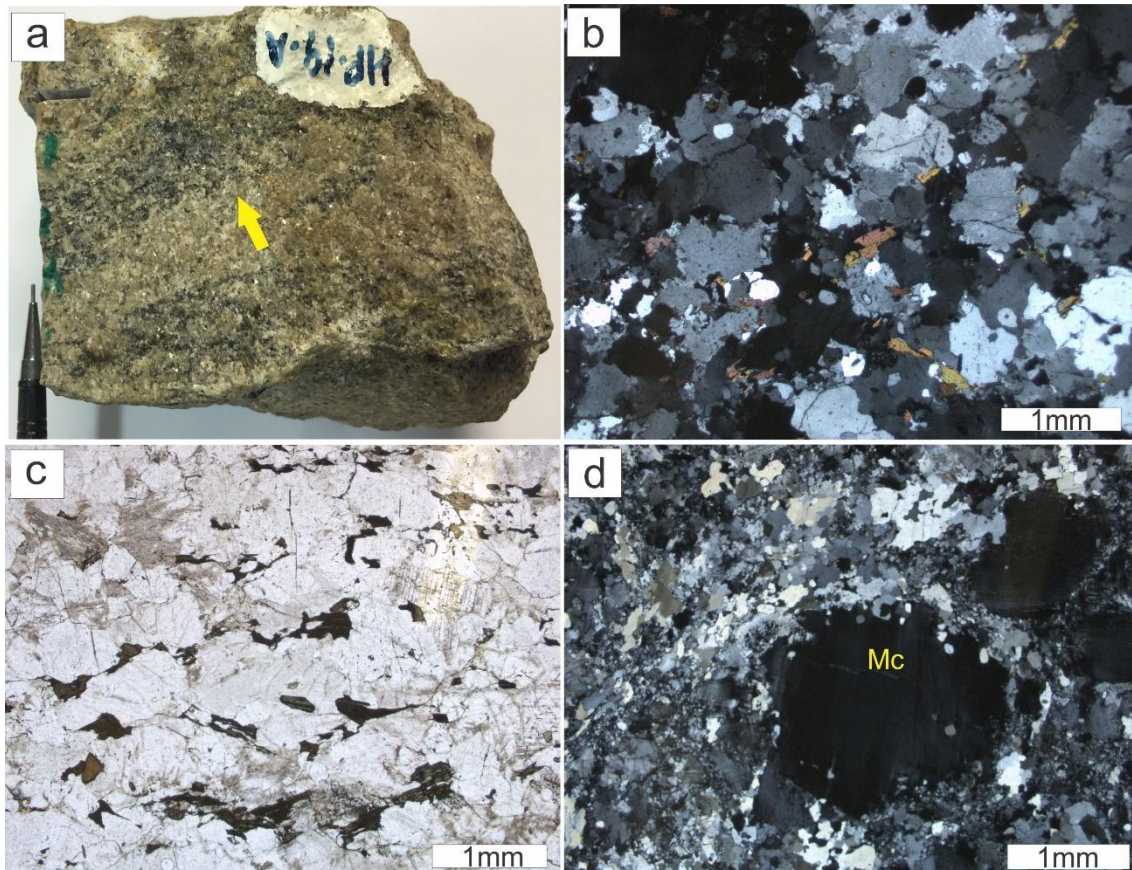
Os cristais de anfibólio apresentam dimensões variadas, desde cristais de tamanho entre 0,1 e 0,5 mm a cristais de tamanho entre 1,0 e 1,5 mm. Esse mineral tem o pleocroísmo moderado, variando do marrom pálido (X), marrom esverdeado (Y) ao marrom escuro (Z) e ângulo de extinção entre 13 e 17°, caracterizando-o como hornblenda. Estes se mostram principalmente na forma de cristais xenomórficos, podendo ocorrer como cristais subédricos (prismas curtos) e anédricos. Seus contatos são retos com os demais cristais, mostrando o equilíbrio na sua formação. Além disso, os cristais de hornblenda também podem se apresentar na forma de agregados orientados, constituindo um discreto bandamento definido pela alternância com os minerais félsicos.

### 5.5 Biotita granada leucognaisse

Esses gnaisses apresentam granulação média, cor cinza, hololeucocrática (M~7) e forte estruturação, onde a foliação é bem definida tanto em escala mesoscópica, como microscópica. A foliação é reflexo principalmente da orientação dos minerais máficos (Figura 15c), porém cristais de quartzo e plagioclásio também ocorrem com incipiente orientação. Em algumas rochas, a foliação torna-se mais espessa, atingindo cerca de 2cm de espessura e definindo um bandamento gnáissico (Figura 15a).

A deformação atuou de maneira heterogênea na rocha, onde algumas amostras encontram-se intensamente deformadas e recristalizadas, com agregados quartzo-feldspáticos de granulação fina, em alguns casos formando uma matriz muito fina, caracterizando a textura milonítica (Figura 15d). Nestas rochas, o álcali-feldspato é o mineral mais bem preservado, com porfiroclastos recristalizados em suas bordas e contornados por uma matriz extremamente recristalizada (Figura 15d).

Figura 15 - Aspectos texturais dos Granada-biotita gnaisses: a) Amostra de mão do granada-biotita gnaisse com cor cinza e granulação média. Notar bandas centimétricas máficas e félsicas (HP-19-A); b) Textura granoblástica inequigranular, onde os cristais de quartzo e microclina apresentam contatos endentados, por vezes suturados (HP-08-A); c) Cristais lamelares de biotita orientada e contornando os grãos amendoados de feldspatos (HP-17); d) Textura milonítica local com porfiroclastos de K-feldspato, contornado por uma matriz composta por quartzo cominuído intensamente recristalizado. Notar intensa recristalização na borda dos cristais de K-feldspato (HP-13).



A deformação atuou de maneira heterogênea na rocha, onde algumas amostras encontram-se intensamente deformadas e recristalizadas, com agregados quartzo-feldspáticos de granulação fina, em alguns casos formando uma matriz muito fina, caracterizando a textura milonítica (Figura 15d). Nestas rochas, o álcali-feldspato é o mineral mais bem preservado, com porfiroclastos recristalizados em suas bordas e contornados por uma matriz extremamente recristalizada (Figura 15d).

Em observação microscópica, a rocha exhibe predominantemente textura granoblástica inequigranular (Figura 15b) e sua composição é representada por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, biotita e granada. Os acessórios são minerais opacos, zircão e apatita. Os minerais secundários são clorita, argilominerais e sericita.

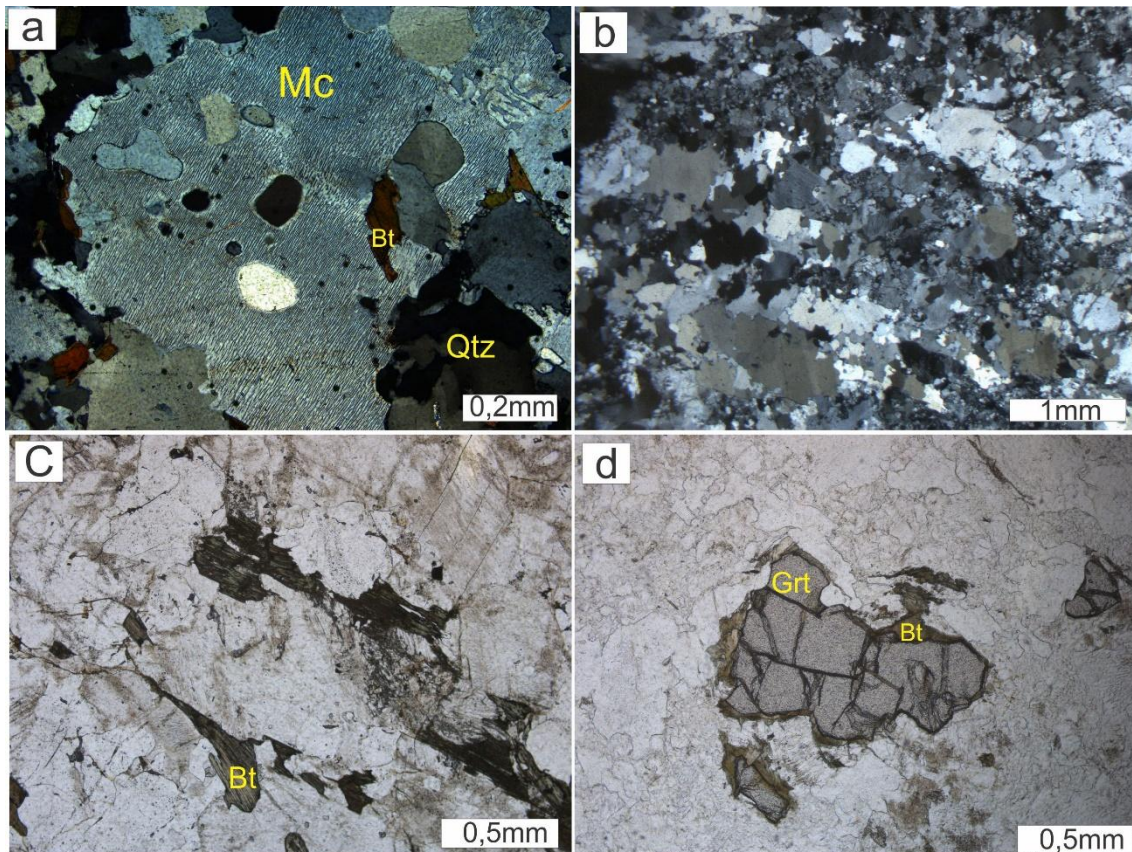
A microclina corresponde a aproximadamente 30% modal, possui dimensões que variam entre 0,4 e 2,0 mm, com alguns cristais atingindo 4 mm. Os cristais geralmente são mesoperitíticos (Figura 16a), e em raros casos ocorre a preservação do maclamento xadrez. Inclusões de quartzo, com dimensões de até 0,3 mm são frequentes. Intercrescimentos granofíricos e mimerquíticos ocorrem localmente.

O quartzo corresponde a 30% do volume da rocha, possui dimensões que variam entre 0,4 e 2,0 mm, com alguns cristais atingindo 4 mm e formas geralmente anédricas. A deformação ocorre de maneira heterogênea nos cristais, com uma leve extinção ondulante nos cristais menores e nos cristais maiores, com a formação de agregados microgranulares em ponto tríplice (Figura 16b). O quartzo também ocorre com inclusões nos cristais de feldspato ou como vermiculas ou gotículas do intercrescimento mimerquítico. Geralmente seu contato é reto a biotita e suturado com os feldspatos.

O plagioclásio é antipertítico e corresponde a aproximadamente 25% do volume da rocha e suas dimensões variam entre 0,3 e 2,5 mm. Possui formas subédricas e maclamento do tipo albita ou albita-periclina. Os cristais geralmente apresentam intercrescimento mimerquítico ou granofirico localizado, além de intercrescimentos de k-feldspato descontínuos, que definem a antipertita. A deformação ocorre de maneira incipiente, com os plagioclásios levemente orientados, e a alteração ocorre de maneira intensa, principalmente ao longo dos planos de fratura para sericita e argilominerais, raramente ocorre a formação de epídoto secundário.

A biotita corresponde a 10% modal, possui dimensões variando entre 0,1 e 1,0 mm, formas subédricas e pleocroísmo variando do marrom escuro ao marrom pálido. Os cristais geralmente ocorrem como agregados máficos, juntamente com os minerais opacos e zircão ou como faixas descontínuas que são responsáveis por denotar a foliação da rocha. Geralmente encontram-se substituídos para clorita (Figura 16c).

Figura 16 - Aspectos texturais e mineralógicos do Grt-bt-gnaisses: a) Microclina com intercrescimento pertítico e inclusões de quartzo e biotita (HP-19-A); b) Cristais de quartzo com extinção ondulante e orientação preferencial, responsáveis por denotar estruturação da rocha (HP-13); c) Biotita com alteração parcial para clorita, comumente presente na rocha (HP-09-C); d) Granada em equilíbrio com os demais minerais. Notar um fraturamento moderado e substituição nos planos de fratura por biotita (HP-13).



A granada ocorre frequentemente na rocha em proporções de aproximadamente 8%, ocorre de maneira isolada, associada as concentrações de minerais opacos ou biotita, em algumas rochas podem definir faixas orientadas segundo a foliação da rocha. Suas dimensões variam entre 0,6 e 3,0 mm e sua cor é castanha (Figura 16d).

### 5.6 Biotita-cordierita leucognaisse

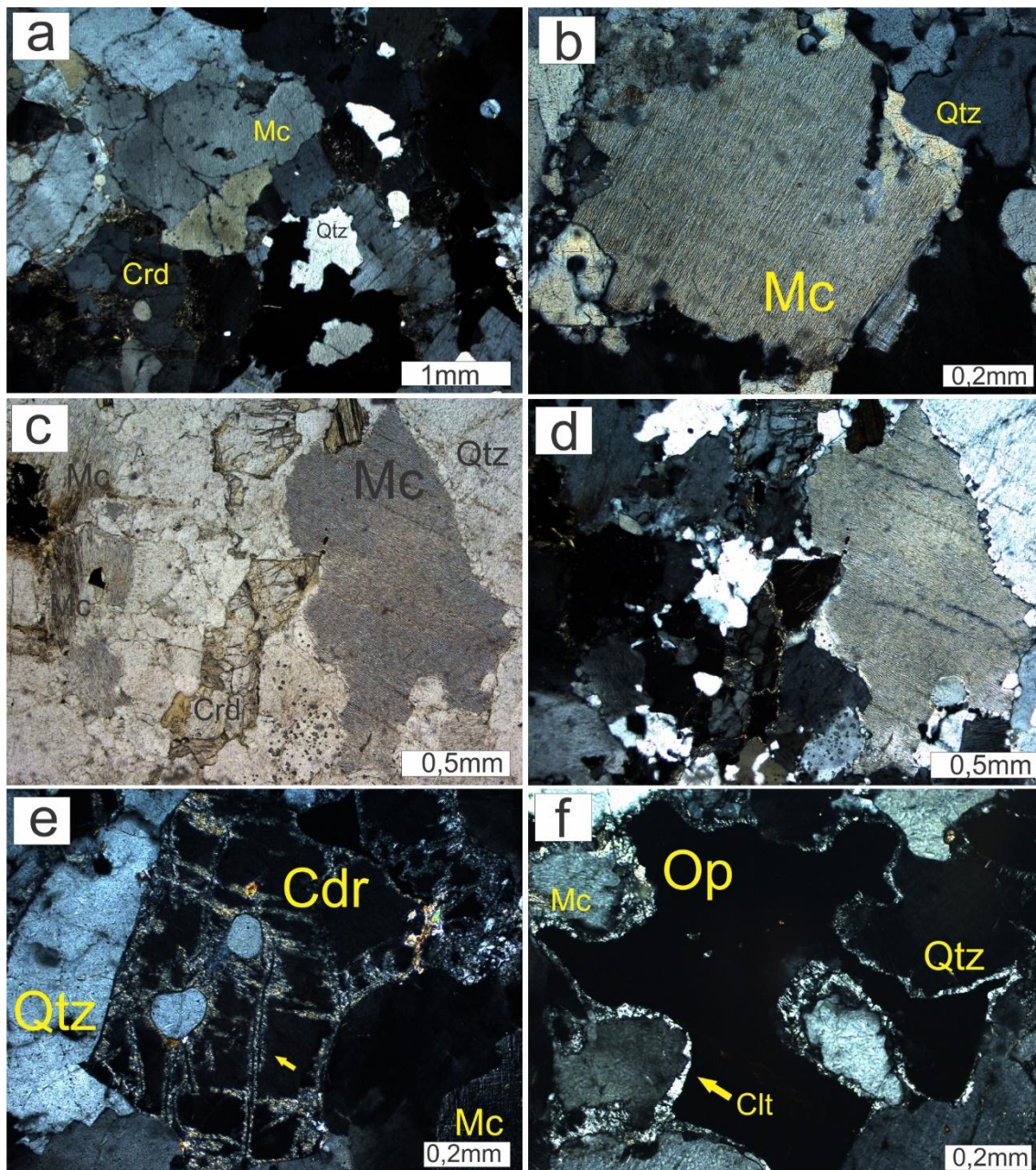
Os biotita cordierita leucognaises são rochas de cor cinza, granulação média e levemente foliadas. Sob observação microscópica, apresentam textura granoblástica inequigranular (Figura 17a). São constituídos principalmente por quartzo, microclina, cordierita, e menor proporção de biotita e plagioclásio. Esta rocha difere dos biotita-granada gnaisses somente em virtude da presença de cordierita, pois as características dos demais minerais são muito semelhantes.

A microclina é um importante mineral desta rocha e varia suas proporções entre 50 e 52% da rocha. Suas dimensões ficam entre 0,3 e 1 mm e o intercrescimento micropertítico é um feição característica, por vezes quantitativamente equivalente, definindo a mesopertita.

Com proporções modais entre 4 e 7%, a cordierita ocorre na forma de cristais alongados, acompanhando a orientação da biotita, bem como os cristais de quartzo estirados, definindo orientação incipiente. Exibem maclamento polissintético complexo, porém as geminações são descontínuas e acunhadas. Os cristais exibem extinção ondulante e contém inclusões de quartzo, biotita e minerais opacos. Ao longo das fraturas, há substituições para um mineral de cor verde clara, caracterizando a pinita.

Entre os minerais acessórios, destaca-se o zircão que pode atingir até 0,5 mm. Os minerais opacos ocorrem em proporções inferiores a 1% e com dimensões entre 0,1 e 0,6 mm. Em alguns casos, destaca-se a substituição parcial da borda destes cristais por clorita, provavelmente relacionado a reações retrometamórficas.

Figura 17 - Aspectos texturais e mineralógicos do biotita-cordierita gnaiss: a) Textura granoblástica inequigranular. Notar contatos endentados entre os cristais de quartzo e microclina (CE-R-06); b) Microclina com intercrescimento microperítico em contato reto com quartzo LTL-R-262-A); c) Microclina microperítica em contato em contato reto com cristal de quartzo. Notar a esquerda cordierita fraturada; d) imagens em nicóis cruzados (LTL-262-A); e) Cordierita em contato reto e em ponto triplice com cristais de quartzo. Notar que ao longo das fraturas são substituídas parcialmente por pinita (CE-R-06); e) Mineral opaco com substituição nas bordas por clorita, provavelmente em reação retrometamórfica (CE-R-06).



## 6 Análise microtextural/microestrutural

A análise das microestruturas revela-se de grande importância para o entendimento dos processos deformacionais que atuaram nos corpos rochosos. Os principais mecanismos de deformação registrados em microescala que alteram os corpos de rochas são os processos cataclásticos, os processos de plasticidade intracristalina e os processos de transferência de massa por difusão (Passchier e Trow 2005). Segundo Zwart (1962) é possível reconhecer microestruturas indicativas de uma relação temporal entre blastese a e deformação, enquadrando-as como microestruturas pré-tectônicas, sin-tectônicas ou pós-tectônicas.

As estruturas pré-tectônicas indicam uma deformação realizada após a formação do mineral. Vários indícios de deformação são demonstrados no trabalho de Zwart e nos granulitos as principais evidências são: Extinção ondulante, microfraturas, maclamento deformado e feições de exsolução (Figura 16)

### a) Extinção ondulante

A extinção ondulante foi observada principalmente em cristais de quartzo (Figura 18a,b) e subordinadamente de plagioclásio em praticamente todos os litotipos estudados. Nos cristais de quartzo dos granulitos félsicos, geralmente é possível visualizar as deformações do retículo cristalino, responsáveis por extinguir partes de um mesmo cristal em ângulos diferentes. Enquanto nos gnaisses, esta deformação ocorre de maneira mais intensa e formam paredes de discordância que delimitam a formação de sugrãos (Figura 18b)

### B) Maclamento deformado

As maclas deformadas foram observadas principalmente nos plagioclásios do enderbite e charno-enderbite e granulito máfico (Figura 18c). Nestes litotipos os cristais de plagioclásio são caracterizados por apresentarem lamelas encurvadas, descontínuas e afinadas nas suas extremidades. Por vezes a deformação ocorre de maneira tão intensa que formam "*kink bands*", principalmente nos granulitos máficos.

Segundo autores como Winter (2010) e Hills (1967) a formação destas microestruturas está relacionado possivelmente ao acúmulo de *strain* na rede cristalina, a qual é responsável por alterar o espaçamento interatômico das células que compõem o retículo cristalino e reorientá-los parcial e levemente em relação a outras porções do cristal.

### **C) Feições de exsolução**

As feições de exsolução estão associadas principalmente aos cristais de microclina (Figura 18d), onde formam intercrescimentos micropertíticos, que por vezes são quantitativamente equivalentes e definem mesopertita. Segundo Guill 2014, estas microestruturas são geradas após a formação dos minerais, quando a rocha metamórfica diminuem suas temperaturas e os feldspatos ultrapassam a curva do solvus, exsolvendo em duas fases, uma rica em sódio (albita) e outra rica em potássio (microclina).

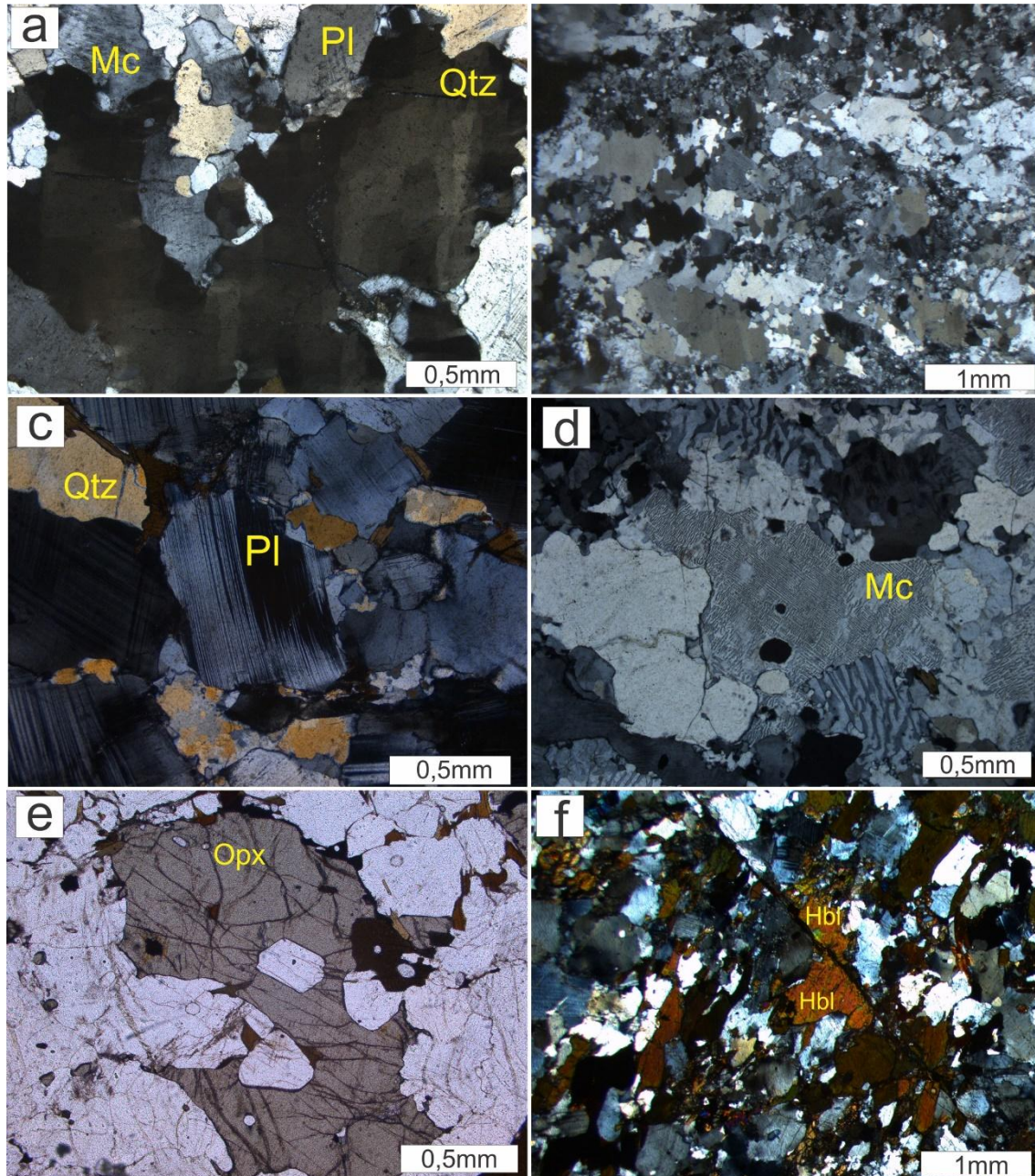
### **D) Microfraturas**

As microfraturas estão associadas principalmente aos cristais de plagioclásio, granada e ortopiroxênio, elas geralmente são irregulares e descontínuas (Figura 18e), por vezes, são responsáveis por causar leves deslocamentos nos minerais, principalmente em hornblendas presentes nos enderbitos (Figura 18f).

A formação de microfraturas indicam a presença de uma componente rúptil no sistema deformacional. Considerando os aspectos mais específicos, esta componente pode ter sua relevância e influência ampliada, devido a variação composicional e reológica dos diferentes minerais presentes na rocha.

As estruturas sin-tectônicas são geradas quando a deformação ocorre simultaneamente a cristalização do mineral. Nos granulitos do Complexo Tartarugal Grande, as principais evidências estão associadas aos minerais de granada, hornblenda, ortopiroxênio e principalmente micas, que ocorrem alinhados e definem tanto as foliações dos granulitos como o bandamento dos gnaisses (Figura 19a). O crescimento alongado de quartzo também é típico desta blastese sintectônica.

Figura 18 - Aspectos microestruturais das rochas do Complexo Tartarugal Grande: a) Quartzo com extinção ondulante no enderbito (HP-02); b) Cristais de quartzo em um elevado estágio de deformação nos gnaisses, onde é possível notar a formação de subgrãos (HP-13); c) Plagioclásio com maclamento deformado presente no enderbito (HP-16); d) Microclina com intercrescimento perítico com proporções praticamente idênticas e definindo a mesopertita (HP-21-A); e) Hiperstênio com fraturamento irregular e inclusões de quartzo e biotita no enderbito (HP-16); f) Cristal de hornblenda deslocado por microfratura no enderbito (HP-01).



## Interpretação e discussão das microestruturas

As rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande apresentam evidências microestruturais que indicam processos de deformação, envolvendo recuperação e recristalização dos cristais interpostos as rochas de alto grau metamórfico da área, relacionado as zonas de cisalhamento comuns na área de estudo. Considerando a sequência deformacional das rochas, propostas por vários autores (Passchier e Trow 2006, Winter 2010, Fossen 2012) foi possível elaborar uma provável sequência evolutiva para as microestruturas deformacionais dos litotipos da área.

Para as rochas de alto grau metamórfico estudadas, na grande maioria a deformação inicia com a necessidade dos cristais em reduzir a energia livre interna, por meio da migração das discordâncias para o limite do grão. Estas migrações são responsáveis por gerar paredes de deslocamentos nos cristais de quartzo, registradas pela extinção ondulante que é ligeiramente diferente em ambos os lados dos cristais, formando assim, a extinção ondulante nos cristais de quartzo (Figuras 19a e 19b).

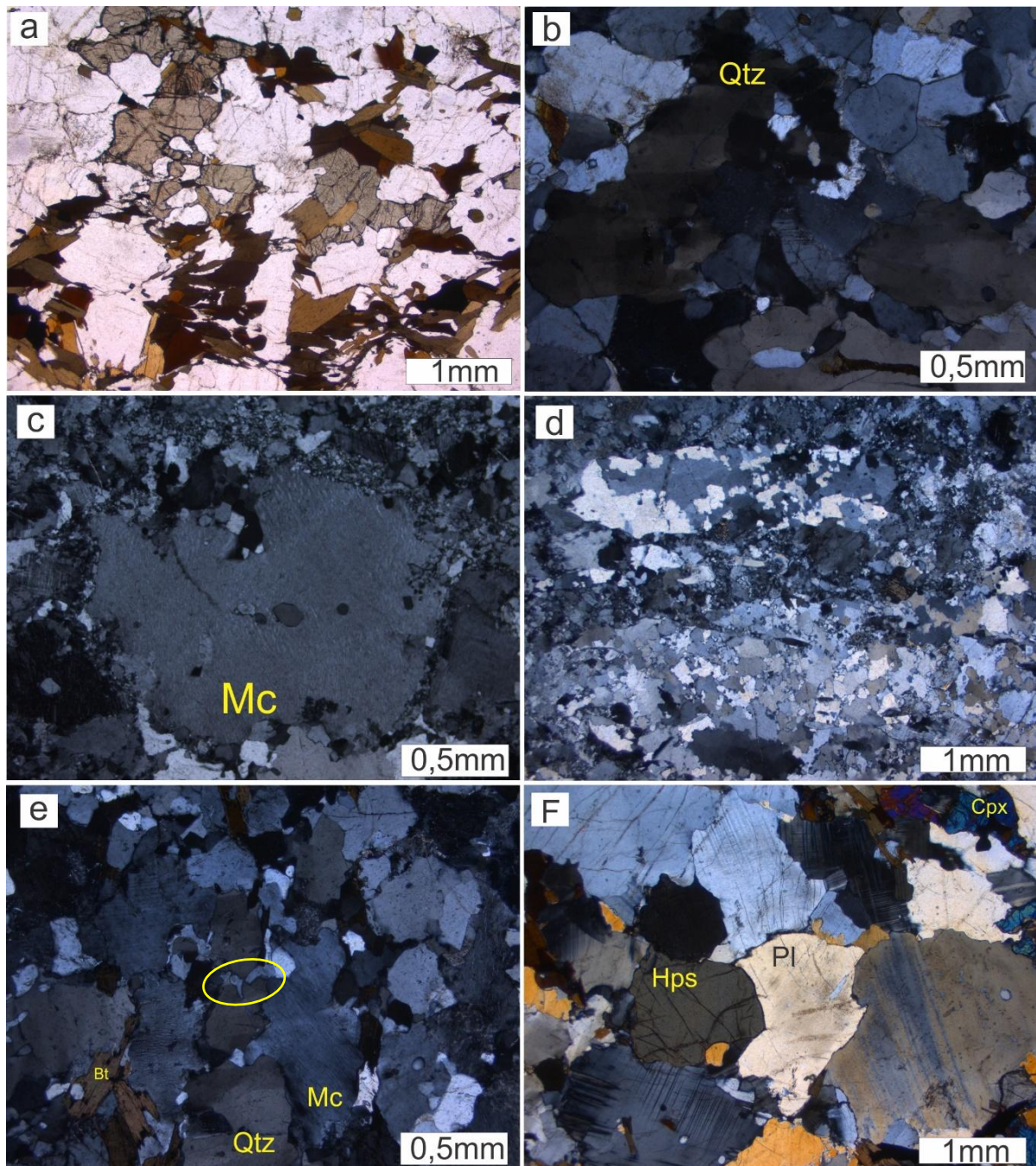
Com o avanço da deformação, os deslocamentos tendem a migrar e se arranjam em redes bem definidas, formando assim domínios com poucos indícios de deformação em um processo denominado de recuperação. Nos granulitos a principal evidência microestrutural está na formação de subgrãos em cristais de quartzo nos charnockitos e grt-bt gnaisses (Figuras 19c e 19d).

A recristalização inicia-se quando a recuperação se prolonga até que os defeitos (deslocamentos dos subgrãos) sejam removidos e os grãos passem a estar livre de deformação ou sem extinção ondulante, individualizando novos grãos. Nas rochas estudadas, foram encontradas evidências de recristalização por migração nos limites dos grãos, onde estão presentes cristais de quartzo com forte extinção ondulante e bastante deformados, que exibem também migração dos cristais de plagioclásio, em fenômeno conhecido como *bulging* (Passchier e Trow) 2006 (Figura 19e). Em alguns casos é possível observar a formação de subgrãos e novos grãos.

Por fim, grande parte das rochas analisadas apresentam evidências de recristalização estática, representado pela presença de cristais maiores e mais

homogêneos em um arranjo poligonal (Figura 17F). Esta textura também pode ser reflexo de estágios avançados de recristalização e das elevadas condições de temperatura em que as rochas foram expostas.

Figura 19 - Aspectos microestruturais dos litotipos do Complexo Tartarugal Grande. a) Foliação definida pela orientação dos minerais máficos, dentre os quais biotita e ortopiroxênio. b) Quartzo com extinção ondulante moderada. c) Cristal de microclina com subgrãos de quartzo associados. d) Cristais pseudomórficos de quartzo, com a formação de subgrãos de quartzo em seu interior. e) Recristalização por migração de borda de grão, onde o cristal de microclina migra para o interior do cristal de quartzo mais deformado. F) Estágio final da recristalização estático, formando uma textura granoblástica poligonal no enderbito.



## 7 Metamorfismo

O metamorfismo das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal grande é pouco abordado na literatura, pois não há um aprofundamento no estudo e discussão do metamorfismo destas rochas. A partir dos dados petrográficos e coletados em campo, é possível indicar que o metamorfismo destas rochas ocorreu em escala regional, atingindo condições metamórficas máximas na fácies granulito e resultando na formação de granulitos ortoderivados e leucognaisses. A tabela 3 demonstra as principais paragêneses identificadas a partir da análise petrográfica e microestrutural das rochas da região.

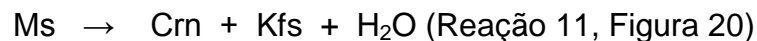
Tabela 3 – Paragêneses dos principais litotipos do Complexo Tartarugal Grande.

<b>Rocha</b>	<b>Paragênese</b>
Granulito charnockítico	Qtz + Mc + Pl + Opx ± Bt (1)
Granulito enderbítico	Pl + Qtz + Opx ± Cpx ± Bt ± Hbl ± Grt
Granulito charnoenderbítico	(2)
Microclina charnockito	Pl + Qtz + Mc + Opx ± Bt ± Grt ± Hbl (3)
Granulito máfico	Mc + Qtz + Opx ± Pl ± Grt (4)
Leucognaisse	Pl (An <sub>60</sub> ) + Opx + Cpx + Hbl ± Qtz (5)
	Qtz, Pl, Mc e Grt (6)

A paragênese 1 a 4 para os granulitos félsicos são compostas por Qtz + Mc + Pl + Opx + Bt ± Grt ± Cpx. A partir desta paragênese é possível determinar que os granulitos félsicos do Complexo Tartarugal Grande são enriquecidos em K<sub>2</sub>O, CaO, Na<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub>, porém encontram-se empobrecidos em FeO, MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Outra feição importante dos granulitos félsicos consiste na preservação de textura reliquiar ígnea granular hipidiomórfica. Desta forma, interpreta-se que os prováveis protólitos destas rochas sejam granitóides variando sua composição de K-feldspato granitos a tonalitos.

A paragênese 5 para os granulitos máficos, indica que está rocha apresenta baixos valores de sílica e provavelmente seja proveniente de basaltos ou gabros. A paragênese 6 para os leucognaisses, contém granada e cordierita, provando ser razoavelmente enriquecidas em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e provavelmente seus protólitos sejam provenientes de rochas pelíticas.

Com base nos diagramas experimentais elaborados por Spear (1993) foi possível associar a paragênese dos granulitos ao sistema  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$  (CKNASH) para protólitos de gnaisses quartzo feldspáticos que possam ter passado por anatexia (Figura 20). A partir deste sistema, é possível identificar que as principais reações no metamorfismo progressivo dos granulitos félsicos e nos leucognaisses envolve a quebra da muscovita para formação de K-feldspato e fluidos e a passagem de dois álcalis feldspato na paragênese para um único feldspato alcalino (Figura 20).



A partir dos 600°C e pressões menores que 3 Kbars, a muscovita quebra e reage com o quartzo, formando aluminossilicato + Kfeldspato e água (Reação 10 da figura 20). Entretanto, nos granulitos félsicos do Complexo Tartarugal Grande não há presença de aluminossilicatos na paragênese, provavelmente em virtude dos protólitos serem empobrecidos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Ao atingir temperaturas acima de 750°C e pressões acima de 5Kbars, a muscovita sofre novo processo de quebra, dessa vez formando coríndon, K-feldspato e água (Reação 11 da figura 20). Contudo, assim como na reação 10, o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que ocorre em pequenas quantidades no protólito é totalmente consumido na formação do k-feldspato, impedindo a formação e estabilização dos cristais de coríndon.

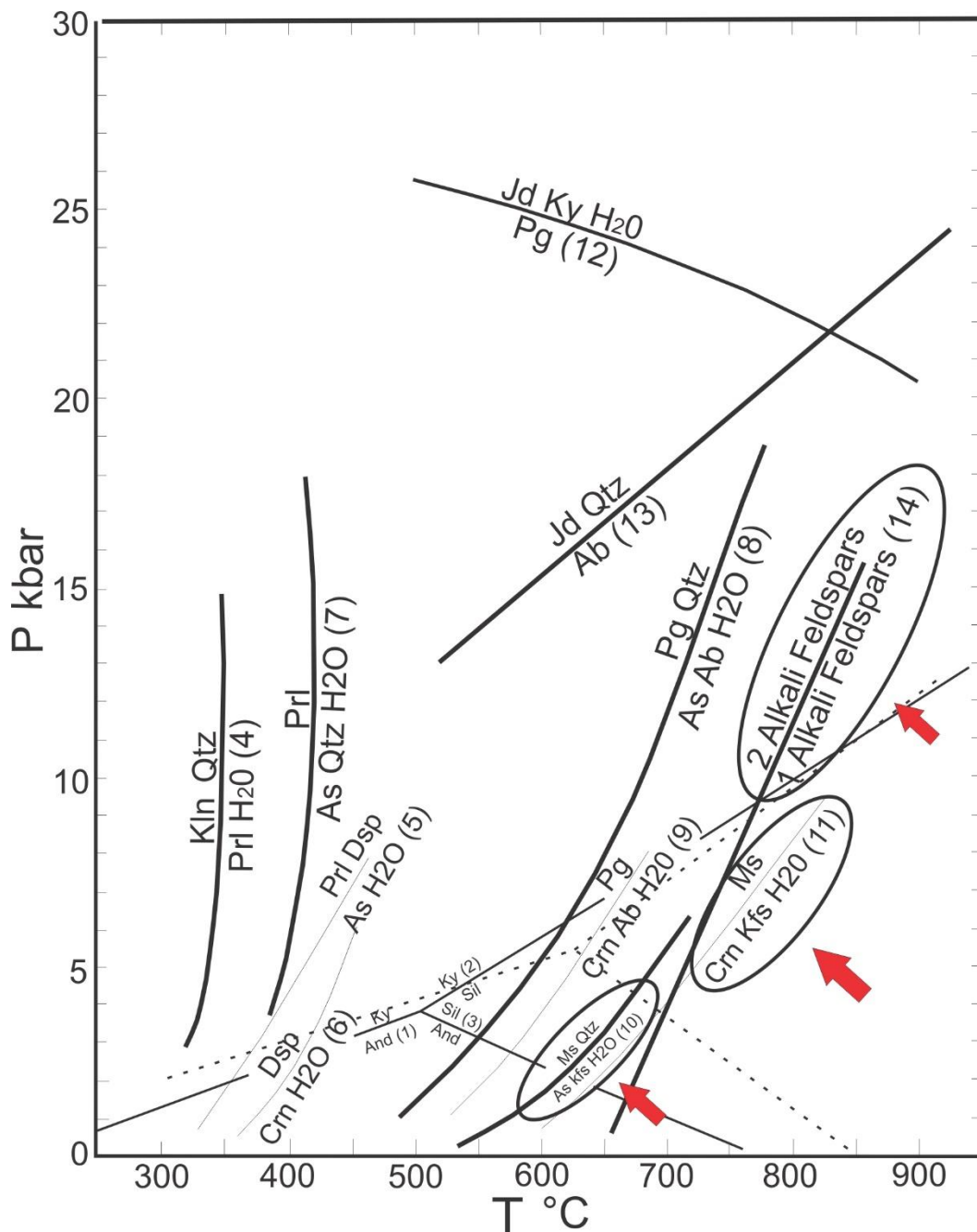
Com base no sistema KFMASH para protólitos pelíticos elaborado por Spear (1993), interpreta-se que a presença da cordierita nos leucognaisses possa estar associada a reação abaixo:



Esta reação ocorre após a fusão total da muscovita e está relacionada ao início da fusão da biotita. Ela é muito importante, pois separa a fácies granulito da fácies anfíbolito, a partir da produção de granada + cordierita (Yardley 1989). Segundo o sistema KFMASH, as condições P-T mínimas a ocorrência dessa reação variam entre 750 °C a 4 Kbar e 880 °C a 9 Kbar. Apesar de não serem encontradas

evidências de fusão nos leucognaisses em campo, é muito provável há ocorrência de fusões localizadas nestas rochas.

Figura 20 - Diagrama experimental calibrado no sistema KNASH. Em destaque as reações 10, 11 e 14 que são as mais importantes para a formação da paragênese dos granulitos. Notar que as setas e elipses indicam as principais reações nos granulitos félsicos Diagrama adaptado de Spear (1993).



Fonte: Spear (1993)

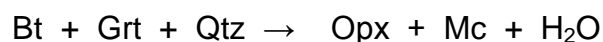
A partir dos diagramas ACFM para granulitos máficos é possível determinar que a fácies granulito inicia a partir do aparecimento do ortopiroxênio e a assembleia deste diagrama é similar a encontrada nos granulitos máficos do Complexo Tartarugal Grande, que incluem ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio ± hornblenda ± biotita ± quartzo. A transição da fácies anfíbolito para a fácies granulito nestas rochas é demarcada pela reação abaixo:



Estudos realizados por Spear (1995) indicam que a partir de 775 °C a hornblenda inicia sua quebra para formação de clinopiroxênio + plagioclásio. Com o aumento da temperatura passam a se formar ortopiroxênio e olivina. Contudo, a ausência de olivina na paragênese dos granulitos máficos justificaria as condições de temperatura inferiores a 850 °C para o pico metamórfico.

A entrada de água no sistema em decorrência da quebra de muscovita é responsável por baixar o ponto de fusão dos granulitos e leucognaisses, que associado as elevadas condições de temperatura são responsáveis por gerar fusões parciais em pequena escala, como ilustrado nas figuras 10b e 10c.

A formação do ortopiroxênio nestas rochas pode ser explicada a partir de uma adaptação do diagrama para rochas pelíticas no sistema KFMASH, no qual a quebra da biotita em temperaturas de aproximadamente 800°C e pressões acima de 5Kbars forma ortopiroxênio, Mc e água, como ilustrado na reação abaixo:



Para Pattinson *et.,al* (2003) a quebra da biotita com produção de ortopiroxênio, é mais interessante para a demarcação do início da fácies granulito, pois o aparecimento do ortopiroxênio ocorre aproximadamente nas mesmas condições de temperatura ~ 800 °C, para rochas quartzo-feldspáticas, máficas e pelíticas e por isso deveria ser utilizado para demarcar o início dessa fácies (Figura 21).

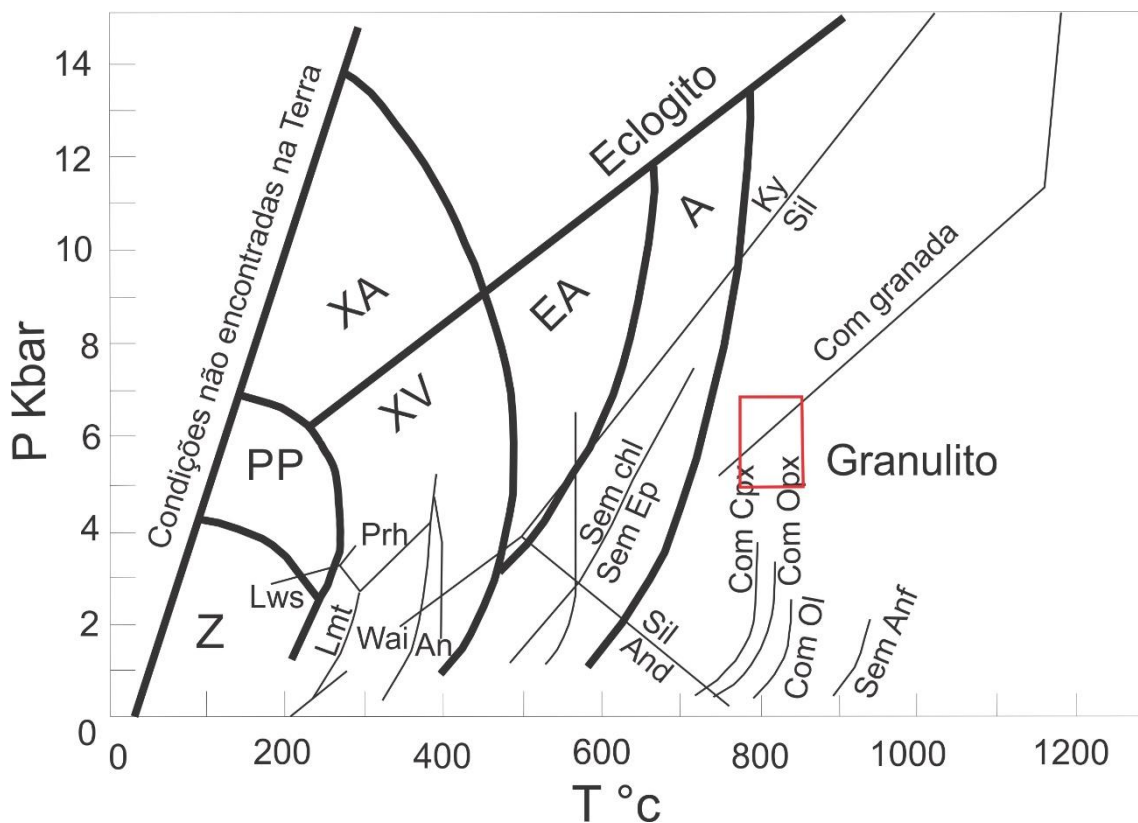
As condições para o pico metamórfico das rochas estudadas deve ficar entre 800 e 850°C e pressões inferiores a 8 Kbars, compatíveis com o campo de estabilidade da associação cordierita + Granada + quartzo + microclina para os leucognaisses, e quartzo + ortopiroxênio + granada para os granulitos félsicos. A

Figura 21 ilustra o provável campo de condições de pressão e temperatura ao qual as rochas do Complexo Tartarugal Grande foram submetidas.

A partir deste estágio inicia o retrometamorfismo, identificado no estudo petrográfico principalmente pela quebra da granada para formação de biotita e quartzo, como ilustrado nas figuras 9a e 9b, além de reações que envolve a hidratação dos minerais anidros, tais como a substituição parcial do hiperstênio por hornblenda e biotita ou a substituição do clinopiroxênio por biotita.

Uma importante reação retrometamórfica do diagrama KNASH refere-se a exsolução do feldspato alcalino em pertitas e até mesopertitas. Quando as temperaturas decaem abaixo dos 700°C em pressões de aproximadamente 5Kbars, o feldspato potássico passa a formar lentes ou zonas microscópicas de feldspato rico em sódio no seu interior, gerando as pertitas e posteriormente mesopertitas.

Figura 21 - Diagrama de P-T (modificado de Spear 1995) mostrando as principais fácies metamórficas com indicação do campo e prováveis condições metamórficas para a formação da área de estudo. O polígono em destaque, ilustra o campo em que as rochas metamórficas de alto grau do Complexo Tartarugal Grande foram submetidas durante o metamorfismo.



## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo petrográfico detalhado das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, assim como a análise microestrutural detalhada e a elaboração da evolução metamórfica para as rochas da região, permitiram as seguintes conclusões.

As rochas do Complexo Tartarugal Grande são compostas por granulitos félsicos, máficos e leucognaisses. Os granulitos félsicos apresentam composição bastante variável nos teores de microclina e plagioclásio e podem ser classificados como granulitos charnockíticos, charnoenderbíticos, enderbíticos e microclina charnockitos. Os gnaisses podem portar tanto granada como cordierita.

A deformação afeta as rochas do Complexo Tartarugal Grande tanto de maneira dúctil, como rúptil. As principais evidências de deformação dúctil são extinção ondulante, maclamento deformado e feições de exsolução. Enquanto as deformações rúpteis são evidenciadas por microfraturas presentes no interior do cristal ou cortando boa parte da rocha. Texturas miloníticas ocorrem associados aos gnaisses, com a presença de porfiroclastos de microclina envoltos por uma matriz fina de subgrãos de quartzo intensamente recristalizado e podem ser reflexo da atuação das zonas de cilhamento regionais nestas rochas.

O metamorfismo destas rochas de alto grau metamórfico indica condições de pico metamórfico variando entre 800 e 850 °C e pressões inferiores a 8 kbars e são compatíveis com a estabilidade da associação cordierita + granada + quartzo + microclina presente nos leucognaisses e quartzo + ortopiroxênio + granada presentes nos granulitos félsicos. A ausência de olivina na paragênese dos granulitos máficos reforça essa condição de temperaturas inferiores a 850 °C.

Fusões parciais ocorrem de maneira localizada nos granulitos félsicos e estão relacionadas a quebra da muscovita, liberação de água para o sistema, redução do ponto de fusão das rochas e aliada as altas temperaturas que as rochas são expostas, terminam por gerar fusões localizadas.

O retrometamorfismo é comumente visualizado nos granulitos félsicos e máficos do Complexo Tartarugal Grande, a partir de reações de quebra da granada para a formação de biotita e quartzo ou do ortopiroxênio para a formação da hornblenda.

## REFERÊNCIAS

- AVELAR, V.G. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção Centro- Norte do estado do Amapá: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. 2002. 213f. Tese (Doutorado) - Pós-Graduação em 2002, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, v. 2, n. 3-4, p. 83-100, 2003.
- BEST, M. *Igneous and metamorphic petrology*. London: Freeman and Company, 1982. 630p.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 1979, Santiago. *Actas...*, Santiago: [s.n], 1979. v. 4, p.137-148.
- DEER, W. A; HOWIE, R.A; ZUSSMAN, J. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. 2 ed. Tradução de Carlos Antônio Regêncio Macêdo. Local: Fundação Calouste Gulbenkian, 1965. 727 p.
- DELOR C., LAHONDÈRE D., EGAL E., LAFON J.M, COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P., TRUFERT C., THEVENIAUT H., PHILLIPS D., AVELAR V.G. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, **2-3-4:5-57**.
- FETTES. D; DESMONS, J. *Rochas metamórficas: classificação e glossário*. 1 ed. Tradução de José Manoel dos Reis Neto. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 244 p.
- FOSSEN, H. *Geologia estrutural*. Tradução de structural geology. Tradução de Fábio R. D. de Almeida. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.
- GIBBS, A.K. *Geology of the Barama-Mazaruni supergroup of Guyana*. 1980. 375 f. Ph.D. (Thesis) - Harvard University, Cambridge, 1980.
- GILL, R. *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Tradução de Félix José Nonnenmacher. 1º ed. Local: Revista Bookman, 2014. 427 p.
- GILLEN, C. *Metamorphic geology: an introduction to tectonic and metamorphic process*. Local: editor, 1982.
- HASUI, Y.. Sistema orogênico Borborema. In: HASUI, Y. et al. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012. Cap 13, p. 254-258.
- JOÃO, X.S.J.; CARVALHO, J.M.A.; VALE, A.G.; FRIZZO, S.J.; MARTINS, R.C. *Projeto rio Falsino*. Belém: DNPM-CPRM. 1979. v.1-A, 199 p. (Relatório Final).

JOÃO, X.S.J.; MARINHO, P.A.C. Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMP. DE GEOL. DA AMAZÔNIA, 1, Belém, Atas.. Belém: SBG, 1982b. v.2. p. 207-228.

OLIVEIRA, E.C.; LAFON, J.M.; GIOIA, S.M.C.L.; PIMENTEL, M.M. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*; v. 38, n.1, p. 116-129, 2008.

PHILPOTTS, A; AGUE, J. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Washington, D.C: Mineralogical Society of America, 2008. 799 p.

RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN E. L.; VASQUEZ, M.L.; VALE, A.G.; MACAMBIRA, E.M.B.; ARAÚJO, O.J.B. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA- Fase I, CPRM. In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. *Anais...* Belém: SBG- Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.

ROSA-COSTA, L.T. et al. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paeoproterozoico do NW do Pará/SW do Amapá - Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. *Resumos expandidos...* Belém: SBG-NO, 2001. 1 CD ROM.

ROSA-COSTA, L.T. et al. Sm-Nd, Pb-Pb e Ar-Ar dating of high- grade metasedimentary rocks from the Archean Amapá Block, northeastern Amazonian Craton: further age constraints for the Paleoproterozoic metamorphism and provenance implications. In: South American Symposium On Isotope Geology, 6. *Anais...* San Carlos de Bariloche- Argentina, 2008.

ROSA-COSTA, L.T.; CHAVES, C.L.; KLEIN, E.L. 2014. Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B). Belém, CPRM.

ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M.; DELOR, C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Res.*, 10: 277-300.

ROSA-COSTA, L.T.; MONIÉ, P.; LAFON, J.M.; ARNAUD, N.O. 2009. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 113-128.

SANTOS, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF: CPRM, 2003. p. 169-226.

TASSINARI C.C.G., BETTENCOURT J.S., GERALDES M.C., MACAMBIRA M.J.B., LAFON J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Filho A.T., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, SBG, 41-95p.

TASSINARI, C. C. G. 1996 O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. (Tese de Livre-docência). Universidade de São Paulo, São Paulo. 139 p.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (eds.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca, p. 471-485.

VANDERHAEGHE O., LEDRU P., THIÉBLEMONT D., EGAL E., COCHERIE A., TEGYEY M., MILÉSI J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research*, **92**:165-193.

WHITNEY, D.L; EVANS, B.W. 2010. Abbreviations for name of rock-forming minerals. University of Washington. *American mineralogist*, Volume 95, pages 185-187.

ZWART, H.J. 1962 On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rundsch.* 52, 38-65.