



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

CAMILA MARQUES DOS SANTOS

ALTERAÇÃO POTÁSSICA EM ROCHAS GABROICAS
HOSPEDEIRAS DE MINÉRIO DE Cu E Au NO DEPÓSITO
VISCONDE, REGIÃO DE CARAJÁS

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PA

ABRIL – 2012

CAMILA MARQUES DOS SANTOS

ALTERAÇÃO POTÁSSICA DE ROCHAS GABROICAS
HOSPEDEIRAS DE MINÉRIO DE Cu E Au NO DEPÓSITO
VISCONDE, REGIÃO DE CARAJÁS.

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

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Netuno
Nobre Villas.

BELÉM
2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S237a Santos, Camila Marques dos

Alteração potássica em rochas gabbroicas hospedeiras de minério de Cu e Au no depósito Visconde, região de Carajás / Camila Marques dos Santos; Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas – 2012

89 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2012.

1. Metalogenia – Carajas, Serra dos (PA). 2. Geoquímica. Alteração potássica. Biotitização. Depósito Visconde. I. Villas, Raimundo Netuno Nobre, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 552.09817

CAMILA MARQUES DOS SANTOS

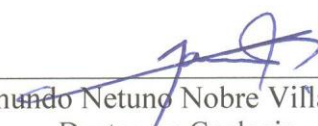
ALTERAÇÃO POTÁSSICA DE ROCHAS GABROICAS
HOSPEDEIRAS DE MINÉRIO DE Cu E Au NO DEPÓSITO
VISCONDE, REGIÃO DE CARAJÁS.

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

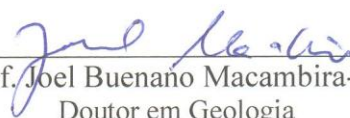
Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

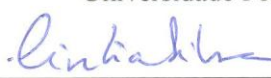
Banca examinadora:



Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas-Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Joel Buenano Macambira-Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará



Cíntia Maria Gaia da Silva
Doutora em Geologia
CPRM

À minha mãe, por toda dedicação e amor.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pelo seu amparo em todos os momentos, mesmo nos mais difíceis.

À minha família, que mesmo com todos os percalços pelo caminho sempre se manteve firme. Em especial à minha mãe, que com grande coragem, esteve fisicamente ausente durante a minha graduação. Nada teria acontecido sem a sua total dedicação.

À Universidade Federal do Pará e o Instituto de Geociências pelo fornecimento de equipamentos e instalações necessárias para realização das atividades.

Ao Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), que proporcionou verbas para a realização dos trabalhos.

Ao professor Netuno Villas, por ter me apresentado a área da metalogenia; por ter me permitido realizar este trabalho; pela orientação, paciência e cuidado nas correções desde a iniciação científica.

Aos geólogos Gustavo Craveiro e Railine Costa, pela grande ajuda no momento das discussões; pelo compartilhamento de dados e conhecimento.

À todos da turma de 2007, por terem dividido comigo todos os altos e baixos destes 5 anos; em especial Hévila, Carla, Indyhaia, Sulsiene e Ayara, que já ultrapassaram o limite da amizade e se tornaram minhas irmãs; aos amigos, James, Anderson, Igor, Leonardo, Rubem, Valber e Adriel por terem me proporcionado muita risada durante os anos de graduação, e apesar de algumas discussões, os tenho com muito carinho. Dentre todas lições aprendidas na graduação, acredito que a de aprender a conviver com as diferenças, foi a mais importante delas.

Aos amigos das turmas de 2005 e 2006; Débora, PH, César, Verena, Hudson, Joseanna e Kamilla, por fazerem parte da minha vida, dividindo experiências, planos futuros e angústias em diversos momentos. Os guardarei com muito carinho.

Aos “peixes de vala”: Urso, Orlando, Mucura, Tachi, Mr. Wilson, Firmino, Amarelo e Passarinho, e às meninas: Marília, Fabriciana, Natasha, “Lôra”, Jaqueline e Dri, pelas incontáveis “vibes”, gargalhadas e ressacas; pelas experiências profissionais e conselhos repassados; e por terem me agregado tão bem ao seu círculo de amizade.

*[...]When you're one/ E quando você for um
really one/realmente um
You get things done/ Conseguirá realizar coisas
like they've never been done/como nunca antes foram realizadas
So hold on/Portanto, se segure[...]*

John Lennon

RESUMO

O presente estudo tratou da alteração potássica que as rochas máficas, possivelmente gabros/(quartzo)dioritos, experimentaram durante o evento que gerou o depósito cupro-aurífero Visconde. Não foi possível determinar a composição original dessas rochas, porém a associação mineral pré-alteração hidrotermal consistia de plagioclásio, Mg-hornblenda e magnetita, além de quantidades subordinadas de quartzo, a qual foi submetida a metassomatismo sódico-cálcico que produziu caracteristicamente Fe-pargasita e escapolita. Biotita é o mineral típico da alteração potássica e sua abundância permitiu reconhecer rochas pouco ($\leq 10\%$), moderada (10-40%) e intensamente biotitizadas ($>40\%$). Esta mica substituiu a Fe-pargasita e outros minerais, porém também foi precipitada diretamente dos fluidos hidrotermais. A variedade pouco biotitizada preservou localmente a textura subofítica e é composta principalmente de Mg-hornblenda, Fe-pargasita, plagioclásio e biotita. A variedade moderadamente biotitizada é, em geral, estruturada e, além da biotita, consiste de Fe-pargasita, actinolita, plagioclásio, escapolita e quartzo, com quantidades menores de epidoto, clorita, magnetita e sulfetos. Por seu turno, a variedade intensamente biotitizada é constituída de biotita \gg escapolita $>$ Fe-pargasita, actinolita $>$ quartzo, plagioclásio, turmalina, epidoto, clorita, magnetita, sulfetos, com algumas amostras exibindo notável foliação milonítica. À medida que o grau de biotitização aumentou, as rochas tenderam a se enriquecer em K_2O e MgO , e se empobreceram em CaO e Na_2O , refletindo a substituição dos minerais sódico-cálcicos por biotita. Elas também foram enriquecidas em Rb e Ba, e empobrecidas em Sr com o avanço da biotitização. A relação $KxRb$ é essencialmente linear, de sorte que o conteúdo de Rb pode servir para distinguir as amostras pouco ($Rb < 125$ ppm), moderada ($125 < Rb < 225$ ppm) e intensamente alteradas ($Rb > 225$ ppm). Por outro lado, observa-se relação antipática entre K e Sr, significando dizer que o Sr foi removido juntamente com o Ca durante a substituição dos anfibólios e escapolita pela biotita. Os fluidos hidrotermais foram capazes igualmente de transferir Ni, Co, Cu e Au às rochas, tanto mais quanto maior foi o grau de biotitização, sugerindo uma relação direta entre a alteração potássica e a mineralização. Eles foram capazes, de outra feita, de retirar ETR das rochas, registrando-se os menores totais na variedade intensamente biotitizada, sem, contudo, modificar significativamente o padrão de distribuição destes elementos.

Palavras-chave: Metalogênese - Carajas, Serra dos (PA). Geoquímica. Alteração potássica. Biotitização. Depósito Visconde.

ABSTRACT

This study dealt with the potassic alteration that affected the mafic rocks associated with the Cu-Au mineralization of the Visconde deposit. These rocks have been considered as gabbros/(quartz)diorites, although their original composition could not have been determined. The pre-hydrothermal alteration mineral association consisted mostly of Mg-hornblende, plagioclase, magnetite \pm quartz, which underwent sodic-calcic metasomatism and produced mainly Fe-pargasite and scapolite. Biotite is the typical mineral of the superimposed potassic alteration and, according to its abundance, could be recognized weakly ($\leq 10\%$), moderately (10-40%) and strongly ($> 40\%$) biotitized rocks. This mica has not only replaced pre-existing minerals, notably Fe-pargasite, but also has precipitated from hydrothermal fluids. The weakly biotitized variety has locally preserved the subofitic texture and its is mainly composed of Mg-hornblende, Fe-pargasite, plagioclase and biotite. The moderately biotitized variety is, in general, foliated and, in addition to biotite, consists of Fe-pargasite, actinolite, plagioclase, scapolite, quartz and minor amounts of epidote, chlorite, magnetite and sulfides. In turn, the strongly biotitized variety commonly shows mylonitic foliation, being made up of biotite \gg scapolite $>$ Fe-pargasite, actinolite $>$ quartz, plagioclase, tourmaline, epidote, chlorite, magnetite and sulfides. As the degree of biotitization increased, the rocks tended to be enriched in K_2O , MgO, K and Ba, and impoverished in CaO, Na_2O and Sr in response to the replacement of sodic-calcic minerals by biotite. The relationship between K and Rb is essentially linear, so that the Rb content can be used to distinguish weakly ($Rb < 125$ ppm), moderately ($125 < Rb < 225$ ppm) and strongly (> 225 ppm) biotitized varieties. On the other hand, K and Sr show an antipathetic relationship, meaning that Sr was removed along with Ca during the replacement of amphiboles and scapolite by biotite. The higher the degree of potassic metasomatism, the higher the amounts of Ni, Co, Cu and Au transferred to the rocks by the hydrothermal fluids, suggesting a direct link between the potassic alteration and the mineralization. These fluids were also capable of scavenging REE from the rocks without modifying significantly their distribution patterns. The lowest values for Σ_{REE} are recorded in the strongly biotitized rocks.

Key words: Metallogenesis - Serra dos Carajás (PA). Geochemistry. Potassic alteration. Biotitization. Visconde deposit.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Principais províncias geocronológicas do cráton Amazônico, no norte da América do Sul (Detalhe para a compartimentação da Província Mineral de Carajás. IC: <i>Complexo Imataca</i> ; GC: <i>Complexo Garzoniano, Grenvilliano</i>	23
Figura 2- Mapa geológico da Província Mineral de Carajás	29
Figura 3- Mapa de Localização do Alvo Visconde	32
Figura 4- Mapa geológico do Alvo Visconde.	33
Figura 5- Principais feições das rochas hospedeiras. FURO VISD-35: (A) Rocha máfica com actinolita, biotita e calcopirita disseminada entre planos de foliação; (B) Rocha máfica foliada com concentrações de biotita e magnetita, cortada por veio de quartzo; (C) Rocha máfica foliada de granulação fina, dominada por biotita e escapolita, em zona de contato com rochas vulcânicas félsicas; (D) Bandas de quartzo-plagioclásio-escapolita e biotita-quartzo-clorita em rocha vulcânica félsica, cortadas por veios de quartzo e clorita; (E) Rocha vulcânica félsica com microclina hidrotermal (porções avermelhadas), atravessada por veio de epidoto, calcita e calcopirita; (F) Rocha vulcânica félsica foliada, com porfiroclastos de plagioclásio e quartzo. FURO VISD-37: (G) Granito isótropo pouco alterado; (H) Brecha com clastos de apatita, actinolita e alanita em matriz rica em calcopirita; (I) Granito biotitizado, levemente deformado, cortado por vênula de albita e clorita e com calcopirita disseminada; (J) Granito fortemente albitizado (porção rosa) em contato com zona biotitizada; (L) Microquartzo-diorito orientado e biotitizado; (M) Granito biotitizado com sinais de cloritização em zona silicificada e cortado por vênulas de albita.....	34
Figura 6- Perfis esquemáticos de furos estudados no depósito Visconde, mostrando as principais feições dos litotipos encontrados. Furo VISD-43: A) Granito isótropo cortado por veio de calcopirita; B) Agregados de magnetita; C) Dique de diorito biotitizado; D) Rocha gabroica foliada (biotitizada) cortada por veio de calcopirita e quartzo. Detalhe de macrocristal de molibdenita; E) Rocha metavulcânica félsica biotitizada; F) Gabro biotitizado e escapolitizado, cortado por veios de calcopirita; G) Rocha vulcânica félsica? amigdaloidal foliada. Furo VISD-50: A) Contato entre gabro/quartzodiorito e rocha metavulcânica félsica; B) Gabro/quartzodiorito muito foliado; C) Brecha com clastos angulosos de rocha biotitizada, imersos em matriz de albita, actinolita, calcopirita e bornita; D) Dique félsico não alterado; E) Rocha metavulcânica félsica bandada e fraturada; F) Rocha foliada cortada por veio de quartzo e calcopirita; G) Rocha metavulcânica félsica K-feldspatizada e cortada por veios de albita (rosa) e epidoto (verde). Furo VISD-52: A) Rocha ultramáfica, rica em talco, cortada por veios de albita e calcita; B) Brecha com clastos líticos inclusos em matriz de calcita e albita; C) Contato entre rocha metavulcânica félsica e gabro/quartzodiorito actinolitizado; D) Gabro/quartzodiorito muito foliado; E) Gabro/quartzodiorito isótropo cortado por veios de quartzo.....	35
Figura 7 – Seções geológicas N-S do Alvo Visconde mostrando a distribuição espacial dos vários litotipos e a forte inclinação do pacote rochoso. Em linhas finas pretas, a localização e a trajetória dos furos de sondagem utilizados neste trabalho.....	36

- Figura 8-Fotomicrografias de amostras de rocha máfica pouco biotitizada - A) Textura offítica/suboffítica preservada – nicóis cruzados; B) Variedade pouco biotitizada, rica em Fe-pargasita – luz natural; e C) Variedade de granulação fina, rica em Mg-hornblenda e Fe-pargasita – luz natural. Abreviações: *Mg-horn* – Mg-hornblenda; *Fe-Parg* – Fe-Pargasita; *Plg-plagioclásio*; e *Qtz* – Quartzo..... 38
- Figura 9- Fotomicrografias de plagioclásio em rochas máficas pouco biotitizadas - A) Cristal de Plg com maclamento albíta-periclina – nicóis cruzados; B) Cristal de Plg I sericitizado – nicóis cruzados; C) Plagioclásio intensamente sericitizado dando um aspecto sujo – luz natural; D) Intercrescimento mirmequítico em cristal de plagioclásio – nicóis cruzados; E) Cristal de plagioclásio substituído parcialmente por Fe-Pargasita – luz natural F) Vênula composta por albíta e calcopirita - nicóis cruzados. Abreviações: *Plg* – Plagioclásio; *Fp* – Fe-Pargasita; *Cpy* – Calcopirita; *Qtz_m* – quartzo mimerquítico..... 39
- Figura 10-Fotomicrografias de anfibólios em rocha máfica pouco biotitizada A) Cristais de Mg-hornblenda com bordas verde escuro alteradas para Fe-pargasita – luz natural; B) Cristais de biotita bordejando os de Fe-Pargasita sugerindo biotitização deste anfibólio – luz natural; C) Cristais de plagioclásio parcialmente substituído por finas lamelas de anfibólios – nicóis cruzados D) Cristais lamelares de anfibólio em quartzo, sugerindo substituição de quartzo por anfibólio – nicóis cruzados; E) Cristal de anfibólio com composição de Fe-pargasita correspondente a amostra 9/35 Imagem 1-2 – vide tabela 01; e F) Anfibólio zonado com composição de Mg-hornblenda no centro e Fe-pargasita/Fe-tschermakita na borda correspondente à amostra 14/35 Imagem 1-2 e 1-3 – vide Tabela 01..... 41
- Figura 11- Fotomicrografias de biotita em rocha máfica pouco biotitizada – A) Bt I em substituição à Mg-hornblenda ao longo de planos de clivagem – luz natural; B) Veio monominerálico de Bt II cortando agregados de Fe-pargasita e Bt I – luz natural; C) Cristais de plagioclásio substituídos parcialmente por finas lamelas de biotita II - luz natural. Abreviações: *Bt* – biotita; *Mh* – Mg-hornblenda; *Anf* – anfibólio; e *Plg* – plagioclásio..... 42
- Figura 12- Fotomicrografias de minerais variados em rochas máficas pouco biotitizadas – A) Vênula de quartzo e carbonato – nicóis cruzados; B) Vênula constituída por clorita, albíta e pirita – nicóis cruzados; C) Imagem de elétrons retroespalhados que evidenciam silicificação e escapolitização do plagioclásio; D) Vênula com clorita e epidoto – nicóis cruzados; E) Cristal subédrico de allanita – nicóis cruzados. Abreviações: *Carb* - carbonato, *Clr* - clorita, *Ep* - epidoto, *Al* – Alanita..... 44
- Figura 13- Fotomicrografias de minerais opacos em gabros pouco biotitizados – A) Lamelas de biotita I em substituição ao rutilo que, por sua vez, é substituído por ilmenita – luz refletida; nicóis paralelos; B) Ilmenita que substitui biotita, pirita e calcopirita com formação de textura de *boxwork* – luz refletida; nicóis paralelos; C) Cristais subédricos de magnetita associados à biotita – luz natural; e D) Lamelas de exsolução de ilmenita em magnetita – luz refletida; nicóis paralelos. Abreviações: *Rut* – rutilo, *ilm* – ilmenita, *Py* – pirita, *Mgn* – magnetita, *Cpy* – calcopirita..... 45
- Figura 14 -Fotomicrografias das principais texturas em rocha máfica moderadamente biotitizada. A) Amostra bandada e milonitizada – luz natural; B) Amostra pouco foliada..... 46

- Figura 15 -Fotomicrografias das diferentes gerações de plagioclásio em rocha máfica moderadamente biotitizada – A) Cristais de granulação média com maclamento albíta-periclina da geração P – nicóis cruzados; B) Cristais finos com maclamento albíta da geração Plg II resultantes de recristalização metamórfica – nicóis cruzados; e C) Vênula monominerálica de albíta (Plg – nicóis cruzados)..... 47
- Figura 16-Fotomicrografias de anfibólitos em amostras de rochas máficas moderadamente biotitizadas – A) Cristais de escapolita arredondados imersos em matriz rica em biotita – nicóis cruzados; B) Cristal de Fe-pargasita substituído parcialmente por actinolita – luz natural; C) Amostra foliada rica em biotita e Fe-pargasita/Fe-tschermakita. Observar a preferência de magnetita pela biotita – luz natural; e D) Cristais de magnetita associados à biotita e de calcopirita à Fe-pargasita. *Abreviações: Esc – escapolita – luz refletida; Parg – pargasita; Act – actinolita; Bt –biotita; Anf – anfibólio*..... 49
- Figura 17 - Fotomicrografias de rocha máfica intensamente biotitizada – A) Amostra foliada com marcantes feições de milonitização – luz natural; B) Amostra intensamente foliada rica com veios de actinolita (act II) e calcopirita – nicóis cruzados; C) Amostra com abundante biotita verde e escapolita – luz natural..... 49
- Figura 18 - Fotomicrografias de amostras de rochas máficas intensamente biotitizadas – A) Cristais de albíta (Plg II) em vênula também composta por biotita e calcopirita – nicóis cruzados; B) Cristal de escapolita imerso em matriz de biotita – nicóis cruzados; C) Cristais de escapolita sericitizada emprestando aspecto sujo à rocha – luz natural; D) Cristais de escapolita sericitizada e cloritizada - nicóis cruzados. *Abreviações: Anf - anfibólio, Bt - biotita e Ab – albíta; Esc – escapolita; Clr – clorita*..... 50
- Figura 19 - Fotomicrografias de biotita e anfibólio em amostras de rocha máfica intensamente biotitizada – A) Cristal de Fe-pargasita substituído parcialmente por actinolita (Act I) – luz natural; B) Rocha gabroica milonitizada e biotitizada com turmalina – luz natural; e C) Amostra 17/43 - Actinolita (ponto 1) em veio acompanhada por biotita I (ponto II); D) Amostra 31/43 – Actinolita (ponto 2) acompanhada por biotita I (ponto 3) –As imagens de elétrons retroespalhados C e D são referentes às análises mostradas na tabela 4. *Abreviações: Fe-Parg – Fe-Pargasita, Act – actinolita e Turm – turmalina*..... 52
- Figura 20 - Fotomicrografias de minerais opacos em amostras de gabros intensamente biotitizados – A) Cristais de calcopirita parcialmente substituídos por bornita – luz refletida; B) Cristais de pirita e calcopirita em vênulas– luz refletida; e C) Cristais disseminados de calcopirita, pirita e magnetita – luz refletida. *Bor – bornita, Py – pirita, Cpy – calcopirita e Mgn – magnetita*..... 53

Figura 21- Fotomicrografias dos principais tipos de alteração. A) Biotitização - biotita preenchendo espaços entre cristais de plagioclásio e quartzo – nicóis cruzados; B) Anfibolitização II - Mg-hornblenda substituída por Fe-pargasita ao longo dos planos de clivagem – luz natural; C) Silicificação e sericitização - Quartzo envolvendo cristal de plagioclásio sericitizado, o que indica ser a sericitização anterior à silicificação – nicóis cruzados; D) Biotitização - Fe-pargasita substituída por biotita pelas bordas e ao longo de planos de clivagem – luz natural; E) Biotitização – Rocha máfica praticamente toda substituída por biotita que também substitui parcialmente a escapolita – nicóis cruzados; F) Epidotização – Formação de epidoto à custa da descalcificação do plagioclásio – nicóis cruzados; G) Epidotização - Formação de epidoto à custa do anfibólio cálcico (Mg-hornblenda) – nicóis cruzados. Bt - biotita; Fp - Fe-Pargasita; Plg - Plagioclásio; Src - Sericita; Qtz - quartzo; Esc - Escapolita; Ep – Epidoto; Mh – Mg-hornblenda.....	61
Figura 22 - Quadro paragenético dos minerais de alteração das rochas máficas do depósito Visconde, Carajás.....	62
Figura 23 - Diagramas R1 – R2 (de la Roche et al.,1980) em que estão representadas amostras de rochas máficas da região de Carajás com variado grau de alteração hidrotermal. Distribuição da amostras deste estudo,que ressalta a variação composicional (seta) em direção a termos mais félsicos, desde as menos até as mais biotitizadas.....	64
Figura 24 - Padrão de distribuição dos ETR , normalizados ao condrito (Boyton, 1984), de amostras de rochas pouco, moderada e muito biotitizadas.Mesma simbologia da figura 23.....	65
Figura 25 - Padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito (Boyton, 1984), de amostras de rochas ultramáficas do depósito Visconde (11/43 e 30/43, Costa, 2010) e máfica (VSD-15/35, Craveiro, 2011).....	66
Figura 26 - Diagrama de multielementos, normalizados ao MORB (Bevins et al, 1984), em amostras de gabro pouco, moderada, muito biotitizadas e rocha ultramáfica associada. Mesma simbologia da figura 23.....	67
Figura 27 - Diagramas R1 – R2 (de la Roche et al.,1980) em que estão representadas amostras de rochas máficas da região de Carajás com variado grau de alteração hidrotermal. A) Amostras deste estudo pouco biotitizadas em comparação a amostras de rochas máficas pouco alteradas dos depósitos Águas Claras, N5, S11, Gameleira e Igarapé Bahia; C) Distribuição das amostras de rochas máficas do depósito Visconde em que estão incorporadas aquelas estudadas por Costa (2011) e Craveiro (2011), tanto pouco como intensamente alteradas, confirmando as observações feitas para o diagrama A.....	70
Figura 28 - Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Boyton (1984) entre de amostras de gabro do depósito Visconde (este trabalho) e gabros dos depósitos Gameleira e Bahia	71

Figura 29 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ com distribuição das amostras pouco, moderada e intensamente biotitizadas (seta); B) Diagrama $(\text{FeOt}+\text{MgO})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})-\text{K}_2\text{O} \times 2$ com distribuição das amostras pouco moderada e intensamente biotitizadas, que se encontram deslocadas em direção ao vértice $(\text{FeOt}+\text{MgO})$ em decorrência da abundância de minerais máficos hidrotermais.....	73
Figura 30 - Diagramas binários de variação. (A) K versus Rb, (B) K versus Ba e (C) K versus Sr (% peso). Mesma simbologia da figura 20.....	74
Figura 31 - Comparação no conteúdo de ETR entre rochas pouco e intensamente biotitizadas.....	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por MEV-EDS em anfibólios de rochas máficas pouco biotitizadas.....	40
Tabela 2 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por MEV-EDS em escapolita de rochas máficas pouco biotitizadas.....	43
Tabela 3 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por MEV-EDS de anfibólio em rochas máficas moderadamente biotitizadas.....	47
Tabela 4 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por MEV-EDS em anfibólio de rochas máficas intensamente biotitizadas.....	51
Tabela 5 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por MEV-EDS em escapolita de rochas máficas pouco a intensamente biotitizados.....	57
Tabela 6 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por MEV-EDS em biotita de rocha máfica pouco e intensamente biotitizada.....	60
Tabela 7 – Composição química das amostras pouco biotitizadas do alvo Visconde comparada a rochas máficas de outras áreas de Carajás (% em peso).....	69
Tabela 8 – Variação dos teores médios de Ni, Co, Cu (ppm) e Au (ppb) de acordo com o grau de biotitização	75

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS	18
3	MATERIAIS	19
4	MÉTODOS	20
4.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	20
4.2	CAMPANHA DE CAMPO.....	20
4.3	PETROGRAFIA.....	20
4.4	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	20
4.4	ANÁLISE QUÍMICA.....	21
4.5	TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	21
5	GEOLOGIA REGIONAL	22
5.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA CARAJÁS	22
6	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	28
7	GEOLOGIA DO DEPÓSITO VISCONDE	30
8	ROCHAS MÁFICAS DO DEPÓSITO VISCONDE	37
8.1	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	37
8.2	DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	37
8.2.3	Rochas máficas pouco biotitizadas	38
8.2.4	Rochas máficas moderadamente biotitizadas	46
8.2.5	Rochas máficas intensamente biotitizadas	49
9	CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE METASSOMATISMO POTÁSSICO	54
10	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	56
10.1	ANFIBOLITIZAÇÃO.....	56
10.2	ESCAPOLITIZAÇÃO.....	56
10.3	BIOTITIZAÇÃO.....	57
10.4	SULFETAÇÃO.....	58
10.5	EPIDOTIZAÇÃO.....	58
10.6	SILICIFICAÇÃO.....	59
10.7	ALBITIZAÇÃO.....	59
10.8	ARGILIZAÇÃO E SERICITIZAÇÃO.....	59
11	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS	62
12	DISCUSSÕES	68

13	CONCLUSÕES.....	75
	REFERÊNCIAS.....	77
	ANEXOS	
	ANEXO A: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS RARAS DAS ROCHAS MÁFICAS DO DEPÓSITO VISCONDE	

1 INTRODUÇÃO

Na Província Mineral de Carajás (PMC), no setor centro-sul do estado do Pará, ocorre um conjunto de depósitos de Cu e Au, com associações variadas de outros metais (ALMADA; VILLAS, 1999; BOTELHO et al. 2005; DREHER; XAVIER, 2005; GALARZA TORO et al. 2008; LINDENMAYER et al. 2005; MONTEIRO et al. 2007; REIS; VILLAS, 2002; VILLAS; SANTOS, 2001). A maioria é de idade arqueana e muitos se enquadram na categoria IOCG (*iron oxide-copper-gold*). Apesar de variados e economicamente viáveis, o único depósito de onde cobre é explotado é o Sossego, com produção anual de 467.000 t de concentrado (30% Cu e 6 ppm Au).

Recentemente, atraiu o interesse da Vale (ex-CVRD) o Alvo Visconde, que está localizado na zona de contato entre rochas metavulcânicas máficas do Grupo Grão Pará, ao norte, e granítico-gnáissicas do embasamento, ao sul, a cerca de 15 km a SE do depósito Sossego. Trata-se de um depósito epigenético com características muito semelhantes às de vários outros depósitos cupro-auríferos que se formaram no corredor estrutural de direção NW-SE, instalado na zona de transição entre o bloco Carajás e os terrenos granito-*greenstone* Rio Maria.

Nesse corredor, a colocação e resfriamento de intrusões graníticas, e o alto grau de fraturamento das rochas favoreceram intensa circulação de fluidos hidrotermais, os quais alteraram as rochas encaixantes e as mineralizaram com calcopirita e ouro. O estilo da mineralização e os produtos da alteração nos vários depósitos mostram diferenças marcantes e refletem, principalmente, o ambiente estrutural, a composição das rochas e dos fluidos, bem como as condições de temperatura e pressão sob as quais os processos mineralizantes e metassomáticos ocorreram.

Esses depósitos têm sido investigados em maior ou menor grau e os pontos mais controversos quanto à gênese dizem respeito à fonte dos fluidos mineralizadores, se derivados dos corpos graníticos a eles associados ou de outros reservatórios. A obtenção de dados sobre um maior número de depósitos cupro-auríferos, particularmente acerca dos processos hidrotermais, poderá trazer importantes subsídios para um melhor entendimento da natureza dos fluidos responsáveis pela alteração das rochas e relacionados à formação daqueles depósitos.

2 OBJETIVOS

Este estudo visou a estudar a alteração hidrotermal observada no Alvo Visconde, região de Carajás, enfocando as transformações por que passaram as rochas máficas do pacote hospedeiro e produziram, a partir das fases primárias, associações minerais dominadas por biotita. Buscou-se também identificar quais minerais foram substituídos por biotita, descrever os diferentes modos de ocorrência de biotita hidrotermal e as estruturas que facilitaram a migração dos fluidos, bem como entender a preferência da mineralização cuprífera pelas rochas mais enriquecidas em biotita e a evolução dos processos químicos, desde rochas menos até as mais alteradas.

3 MATERIAIS

Os materiais disponibilizados para execução deste trabalho foram exclusivamente amostras de testemunhos dos furos de sondagem VISD-35, VISD-37, VISD-43, VISD-50 e VISD-52 cedidos pela Vale e que atravessaram rochas máficas hidrotermalizadas.

4 MÉTODOS

Para que os objetivos propostos pudessem ser alcançados, foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos.

4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A fase de pesquisa bibliográfica consistiu na leitura e análise de trabalhos sobre a geologia da região de Carajás (BIZZI et al., 2003; DOCEGEO, 1988;), Alvo Visconde (relatórios internos da CVRD; SILVA, 2011; SOUZA, 2011), depósitos do tipo IOCG (HITZMAN et al. 1992; MONTEIRO et al., 2008a; NIIRANEN, WILLIAMS et al., 2005, 2005; POLLARD, 2006) e alteração hidrotermal (BARTON; ROSE, 1979; PIRAJNO, 2009; POLLARD, 1983).

4.1 CAMPANHA DE CAMPO

A campanha de campo foi realizada entre os dias 21 e 25 de abril de 2010, quando foram descritos mesoscopicamente e documentados fotograficamente testemunhos de sondagem dos furos SRD-VISD-FD043 (212,25 m), SRD-VISD-FD050 (257,7 m) e SRD-VISD-FD052 (180,5 m). Testemunhos dos furos SRD-VISD-FD035 e SRD-VISD-FD037, com 358,55 m e 346,2 m de profundidade, respectivamente, já haviam sido coletados em outra ocasião. Foram selecionadas 43 amostras (8 do furo FD035, 2 do furo FD037, 15 do furo 43, 15 do 50 e 3 do 52) representativas dos diferentes tipos de rochas máficas presentes no Alvo Visconde.

4.2. PETROGRAFIA

Foram confeccionadas cerca de 30 lâminas polidas, além de outras 13 já existentes, destinadas essencialmente à caracterização dos diferentes tipos de alteração das rochas máficas, além da identificação dos minerais primários que foram mais favoravelmente substituídos principalmente por biotita. As análises petrográficas foram feitas em microscópio Zeiss, modelo Axioplan 2, de luz transmitida e refletida, do Laboratório de Geologia Econômica da UFPA.

4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

O uso de MEV-EDS foi destinado ao refinamento petrográfico para melhor caracterização de fases minerais que não foram passíveis de identificação por meios ópticos convencionais. O microscópio utilizado foi o modelo LEO-1430 do Laboratório de Microscopia Eletrônica de

Varredura (LABMEV) da UFPA. Foram feitas imagens de elétrons retro-espalhados, além de análises químicas semiquantitativas (EDS) de biotita, anfibólios, feldspatos e minerais metálicos.

4.4. ANÁLISE QUÍMICA

Foram preparadas (britadas e pulverizadas) 20 amostras de rochas para análises químicas de elementos maiores e traços, as quais foram realizadas na ACME Analítica Laboratórios Ltda, no Canadá.

Os teores dos componentes maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , Cr_2O_3 e P_2O_5) foram determinados por ICP-ES e dos elementos traços (Rb, Sr, Ba, Be, Zr, Nb, Y, Ta, Sn, Ga, Th, Tm, U, V, W, Yb, Hf, Sc, Cs, Ag, As, Au, Bi, Cd, Ni, Hg, Mo, Pb, Sb, Tl, Se, Co, Zn e Cu) e terras raras por ICP/MS. A perda ao fogo foi determinada por calcinação a 1000°C .

4.5. TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Os dados obtidos foram devidamente tratados, tendo sido utilizados diagramas que permitiram classificar as rochas e mostrar a evolução da biotitização, bem como interpretá-los em consonância com hipóteses levantadas em outros depósitos cupro-auríferos de Carajás (MONTEIRO et al. 2008a, 2008b; ROSA (2007); SOUSA (2007); VILLAS et al. 2004, 2005; XAVIER 2005).

5 GEOLOGIA REGIONAL

5.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA CARAJÁS

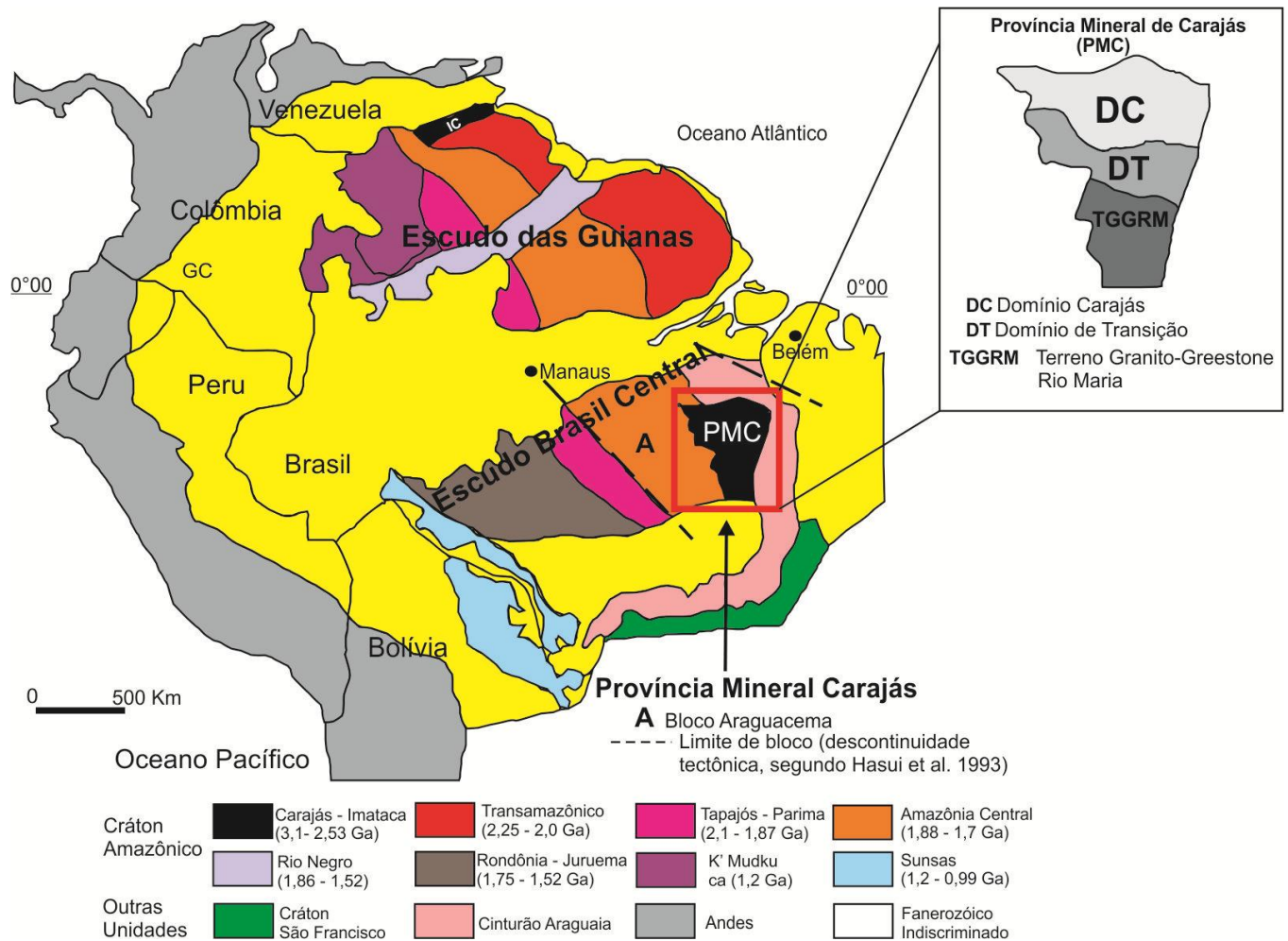
A PMC está localizada na porção sudeste do cráton Amazônico, em seu núcleo arqueano. É limitada a leste pelo cinturão Araguaia, principal unidade da província Tocantins, de idade neoproterozóica e direção N-S, e a oeste é recoberta por rochas sedimentares e ígneas paleoproterozóicas do Supergrupo Uatumã, da província Amazônia Central.

Vários modelos de compartimentação geotectônica têm sido propostos, porém dentre os mais recentes destaca-se o de Santos (2000, 2003), que subdivide o cráton Amazônico em sete províncias tectônicas e geocronológicas: Carajás (3000 – 2500 Ma), Transamazonas (2030 – 1990 Ma), Tapajós – Parima (2030 – 1860 Ma), Amazônia Central (1900 - 1860 Ma), Rondônia – Juruena (1850 – 1540 Ma), Rio Negro (1820 – 1520 Ma) e Sunsás (1450 – 1000 Ma) **Figura 1.**

A mais recente teoria sobre a evolução do cráton Amazônico propõe que o mesmo resultou de diversos episódios de acreção continental no Paleo-Mesoproterozoico em torno de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano (CORDANI et al., 1979; MACAMBIRA, 2004; TASSINARI; SANTOS, 2000, 2003; TEIXEIRA et al., 1989;).

Apesar das diferentes interpretações acerca da formação do cráton Amazônico, há o consenso geral de que a PMC constitui um núcleo arqueano, o qual é representado por terrenos granito-*greenstone*, granitoides e complexos metamórficos de alto grau.

Figura 1: Principais províncias geocronológicas do cráton Amazônico, no norte da América do Sul (Santos et al 2011; Villas e Santos, 2001, modificado). Detalhe para a compartimentação da Província Mineral de Carajás. IC: *Complexo Imataca*; GC: *Complexo Garzoniano, Grenvilliano*.



Fonte: Modificado de Sousa (2003)

A Província Carajás foi, até recentemente, dividida em dois blocos distintos, um ao sul, denominado de Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (**TGGRM**), e outro ao norte, chamado de Domínio Carajás (**DC**) (CORDANI et al., 1984; MACAMBIRA et al., 2003, 2004, 2007; MONTEIRO, 2006; SANTOS, 2000, 2003). Por serem os limites entre esses dois blocos ainda mal definidos, Dall'agnol et al. (1997) propuseram um domínio intermediário, que passou a ser conhecido como Domínio de Transição (**DT**) ou, segundo Feio (2011) Subdomínio de Transição.

Dentro da PMC, o TGGRM é, até aqui, o domínio mais bem estudado. Resumidamente, é formado por *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas e por cinco grupos de granitoides arqueanos (ALMEIDA et al. 2010, 2011; ALTHOFF et al. 2000; DALL'AGNOL et al. 2006; LEITE 2001; LEITE et al. 2004; MACAMBIRA; LAFON 1995; PIMENTEL; MACHADO 1994; OLIVEIRA et al. 2009): (1) séries TTGs mais antigas (2,96 a 2,93 Ga) representadas pelo Tonalito

Arco Verde, Trondhjemitó Mogno, Complexo Tonalítico Caracol e Tonalito Mariazinha; (2) granitóides predominantemente granodioríticos com alto Mg (2,87 Ga), que incluem o Granodiorito Rio Maria, bem como rochas intermediárias e máficas associadas de afinidade sanukitóide; (3) leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcico-alcálicos enriquecidos em Ba e Sr, representados pela Suíte Guarantã e granitos similares (2,87 Ga); (4) TTGs mais jovens, correspondentes ao Trondhjemitó Água Fria (2,86 Ga); e (5) leucogranitos potássicos (2,86 Ga), representados pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e similares.

- **Domínio de Transição**

Este domínio se estende possivelmente desde o norte de Xinguara, passando por Tucumã e São Félix do Xingu, até a borda sul da bacia Carajás, a qual corresponde às exposições meridionais do Supergrupo Itacaiúnas. As informações disponíveis apontam a ocorrência da 1) Associação Granulítica Mesoarqueana, ex-Complexo Pium (VÁSQUEZ; ROSA-COSTA, 2008), que é composta pelo Ortognaisse Chicrim-Cateté (3002 ± 1 Ma) e por charnockitos formados provavelmente durante o metamorfismo de fácies granulito que afetou essas rochas em 2859 ± 9 Ma (PIDGEON *et al.*, 2000); 2) Tonalito Bacaba (2,85 Ga, FEIO, 2011; ca. 3,0 Ga, MORETO *et al.* 2011); 3) granitóides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (2,97 a 2,85 Ga, AVELAR *et al.*, 1999, MACHADO *et al.* 1991); 4) suítes intrusivas Cateté (MACAMBIRA; VALE 1997), Pedra Branca (GOMES; DALL'AGNOL 2007; SARDINHA *et al.* 2004) e Plaquê; e 5) granito Planalto (AVELAR *et al.* 1999, GOMES 2003, HUHNS *et al.* 1999, OLIVEIRA 2003, SARDINHA *et al.* 2004, VÁSQUEZ *et al.* 2008b).

A Associação Granulítica Mesoarqueana é composta pelo Ortognaisse Chicrim-Cateté (3002 ± 1 Ma) e por charnockitos que provavelmente foram formados durante o metamorfismo de fácies granulito que afetou essas rochas em 2859 ± 9 Ma (PIDGEON *et al.*, 2000). O Tonalito Bacaba (2,85 Ga, FEIO, 2011; ca. 3,0 Ga, MORETO *et al.* 2011) encontra-se exposto na borda sul da Serra dos Carajás. É composto, ao norte, por rochas granodioríticas a tonalíticas e subordinadamente por dioritos e monzogranitos e, ao sul, preferencialmente por biotita-hornblenda tonalitos, além de subordinados granodioritos a monzogranitos

À medida que o conhecimento geológico da província Carajás avança, distintos corpos rochosos têm sido individualizados do Complexo Xingu, tornando sua área de exposição cada vez menor e seu conceito de unidade litoestratigráfica mais vulnerável, embora ainda usado nos estudos relacionados com os domínios Carajás e de Transição. A Suíte Intrusiva Cateté (MACAMBIRA; VALE, 1997) é composta por um conjunto de corpos máfico-ultramáficos sem evidências de metamorfismo ou deformação (p. ex. Serra da Onça, Serra do Puma, Vermelho, dentre outros). Dados geocronológicos forneceram idades de cristalização mínima de $2378 \pm 55,5$ Ma (Sm-Nd em

rocha e minerais; MACAMBIRA ;TASSINARI, 1998) e máxima de 2766 ± 6 (LAFON et al. 2000). Por sua vez, a Suíte Plaquê (ARAÚJO et al. 1988), redefinida por ARAÚJO;MAIA (1991) como Granito Estratoide Plaquê, é composta por granitoides alongados, de direção E-W, caráter sintectônico a tardi-tectônico e afinidade alcalina e metaluminosa, Mostram-se pouco a fortemente foliados (foliação milonítica) com textura porfiroclástica (ARAÚJO;MAIA 1991, MACAMBIRA;VALE 1997). Datações Pb-Pb em monocristais de zircão apontam idades de 2727 ± 29 Ma e 2736 ± 24 Ma para esses corpos (AVELAR 1996; AVELAR *et al.* 1999).

O termo Granito Planalto foi inicialmente empregado por (HUHN *et al.* 1999) para designar um corpo próximo da localidade de Vila Planalto, porém outros corpos graníticos similares foram posteriormente mapeados, levando a incluí-los em unidade litoestratigráfica de mesmo nome (Gomes 2003). São formados por sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos, com características de granitos tipo-A. Datações geocronológicas forneceram idades Pb-Pb de cristalização de 2747 ± 2 Ma e 2734 ± 4 Ma (HUHN *et al.* 1999; SARDINHA *et al.* 2004).

A leste, parte do domínio de Transição é recoberta pelas rochas sedimentares da Formação Águas Claras, a qual será descrita adiante.

- **Domínio Carajás**

O embasamento do domínio Carajás é possivelmente constituído por rochas do domínio de Transição. Sobrepostos discordantemente a esse embasamento, ocorrem o Grupo Rio Novo e o Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988). O Grupo Rio Novo é constituído por rochas metamáficas e metaultramáficas, formações ferríferas bandadas e xistos paraderivados, e cortado pelos complexos máfico-ultramáfico Luanga e granítico Estrela, ambos datados de 2763 ± 7 Ma (BARROS *et al.*, 2001, MACHADO *et al.*, 1991). O Supergrupo Itacaiúnas é constituído pelos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Grão Pará, de idades entre 2761 e 2732 Ma (GALARZA TORO; MACAMBIRA, 2003, MACHADO et al, 1991;), bem como pelo Grupo Buritirama, o qual, no entanto, ainda não foi datado. Aquela megaunidade é composta por rochas para e ortoderivadas que foram submetidas a metamorfismo da fácies xisto verde inferior a anfíbolito superior (DOCEGEO 1988, HIRATA et al. 1982,) e deformados em regime dúctil e rúptil (PINHEIRO ; HOLDSWORTH 2000).

O Grupo Igarapé Salobo, que hospeda o depósito cupro-aurífero Salobo consiste de paragneisses, anfíbolitos, quartzitos, gnaisses, meta-arcósios, além de formações ferríferas. O Grupo Igarapé Pojuca é formado por rochas metavulcânicas máficas, xistos e rochas com cordierita-antofilita interpretadas como resultado de alteração hidrotermal pré-metamórfica, possivelmente associada à mineralização de Cu-(Zn-Au-Ag) do depósito de Pojuca hospedado nesta unidade

(WINTER, 1994). O Grupo Grão Pará é composto de metabasaltos, metarriolitos e jaspilitos, estes últimos o principal protólito do minério de ferro de Carajás. O Grupo Buritirama inclui quartzitoa, micaxistoa, xistos carbonatados, rochas cálciossilicáticas e mármore manganêsíferos, aos quais se associam os depósitos de manganês de Sereno e Buritirama (DOCEGEO, 1988). O Grupo Igarapé Bahia, hospedeiro do depósito cupro-aurífero homônimo, abrange um pacote vulcanossedimentar metamorfizado em fácies xisto verde, subverticalizado e aflora como uma janela dentro da Formação Águas Claras. É constituído, na base, por metabasaltos intercalados com formações ferríferas e, no topo, por meta-arenitos, em parte arcossianos e ferruginosos, rochas piroclásticas de composição félsica a intermediária e intercalações de metabasaltos. O contato entre as rochas da base e do topo é marcado por brechas, que são concordantes e constituídas por clastos de metavulcânicas básicas e/ou metassedimentares químicas (formação ferrífera bandada e *chert*), sendo elas as principais rochas hospedeiras do minério (DREHER et al., 2005; GALARZA TORO et al., 2008; FERREIRA FILHO, 1985; TALARICO et al. 2005).

Entre 2,75 e 2,74 Ga, ocorreu na região plutonismo granítico representado pelas intrusões Planalto, Serra do Rabo e Cristalino (HUHN et al., 1999a)

Sobre o Supergrupo Itacaiúnas foi depositada a Formação Águas Claras, que é uma sequência sedimentar essencialmente siliciclástica flúvio-marinha (NOGUEIRA et al., 1994, 2000) com idades mínima e máxima de deposição de, respectivamente, 2,68 Ga (TRENDALL *et al.*, 1998) e 2.645 ± 12 Ma (DIAS *et al.* 1996). Esta sequência foi submetida a metamorfismo de fácies xisto verde e deformada em condições dúcteis a rúpteis.

Outras intrusões sintectônicas e subalcalinas são representadas pelos granitos Velho Salobo (2,57 Ga, MACHADO et al, 1991) e Itacaiúnas (2,56 Ga, SOUZA et al, 1996), que cortam rochas do Grupo Igarapé Salobo e do embasamento, respectivamente.

A Formação Gorotire (BARBOSA et al, 1966; LIMA; PINHEIRO, 2001) recobre discordante e localmente todas as unidades acima mencionadas. É composta por arenitos arcossianos imaturos e conglomerados polimíticos de idade controversa. Pinheiro e Holdsworth (1997) a consideram como sendo do Neoproterozóico, enquanto que Vásquez e Rosa-Costa (2008) atribuem sua deposição ao final do Riaciano e início do Orosiriano.

Em toda a PMC ocorrem, discordantemente à estruturação regional, vários granitos de 1,88 Ga. São rochas isótropas, alcalinas e metaluminosas, com composição química semelhante à dos granitos do tipo A (DALL'AGNOL et al., 1997, DOCEGEO, 1988;). Dentre eles destacam-se os granitos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Musa, Jamon, Jovem Salobo, Redenção, Seringa, Velho

Guilherme e Breves (AVELAR, 1996; BARBOSA et al., 1995; DALL'AGNOL et al., 1997; MACHADO et al., 1991; TALLARICO et al., 2004; TEIXEIRA, 1999). Diques félsicos a máficos, contemporâneos aos granitos proterozóicos, seccionam tanto unidades arqueanas quanto granitos paleoproterozóicos (GASTAL 1987, HUHNS et al. 1988, SOUZA et al. 1990).

6 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

O TGGRM e o DC são diferenciados em termos de ambiente geológico e depósitos minerais associados.

As principais estruturas do TGGRM são EW, NW e NE, quando em zonas de cisalhamento, estas estruturas representam falhas destrais que afetaram também as rochas supracrustais. Já o DC foi inicialmente interpretado como um grande sinclínrio (BEISIEGEL et al 1973; SILVA et al 1974) e posteriormente como estrutura em flor positiva (ARAÚJO et al 1988).

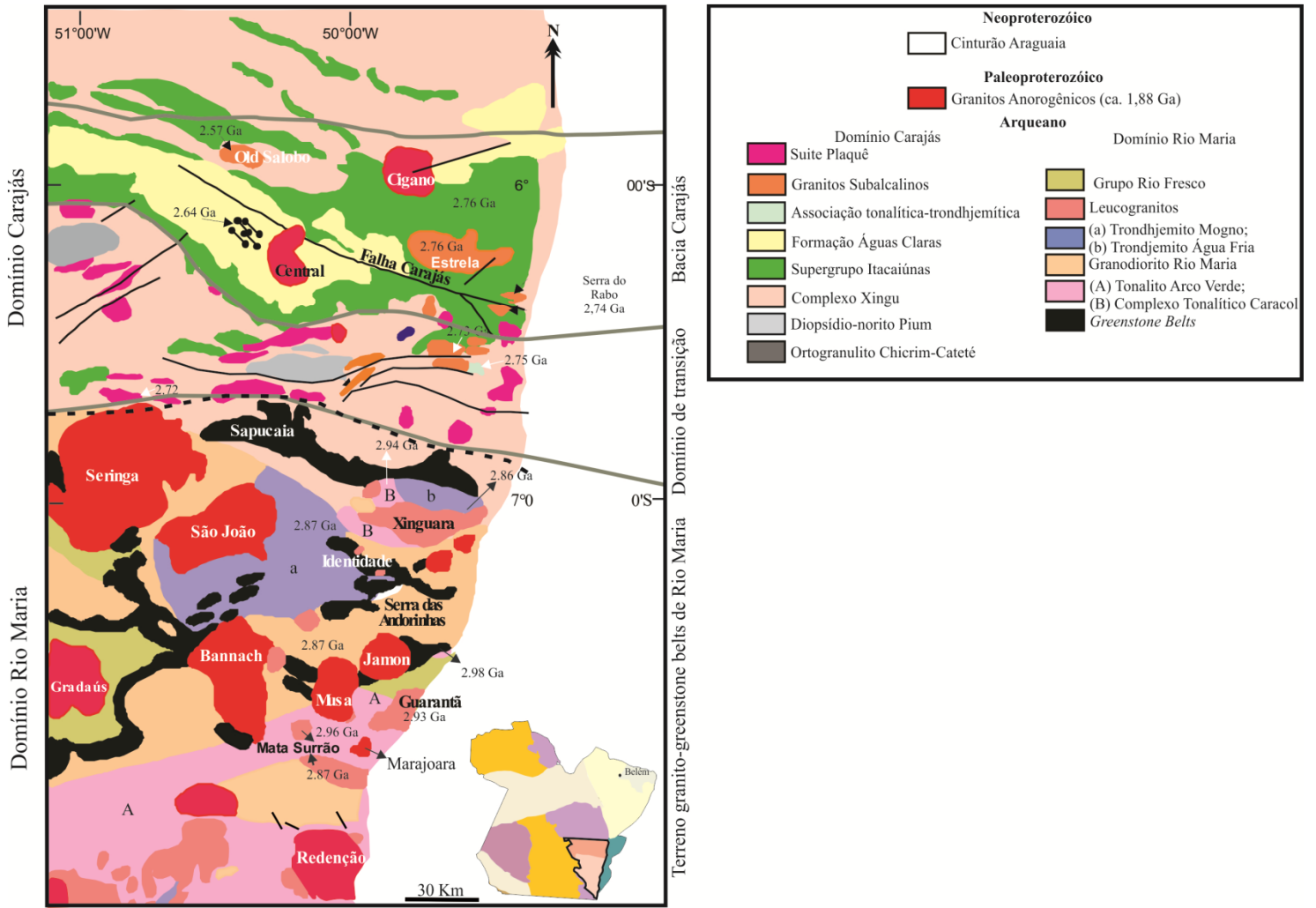
Os mais recentes estudos referentes à evolução do Domínio Rio Maria remetem ao Mesoarqueano (entre 3,0 e 2,92 Ga) em que houve eventos de acreção de arcos de ilhas, formação de *greenstone belts* e complexos máfico-ultramáficos, além de intenso magmatismo granítico sintectônico (tonalito Arco Verde e Caracol).

Recente interpretação sustenta que o domínio de Transição teria uma evolução ainda mais antiga que o domínio Rio Maria. O domínio de Transição teria funcionado como extensão ou como substrato para a Bacia Carajás, e no momento de formação desta, teria sido submetido a intenso retrabalhamento. Sua gênese estaria ligada a pelo menos quatro eventos magmáticos, que são em parte semelhantes aos ocorridos no domínio Rio Maria, se distinguindo apenas pela presença do evento Neoarqueano (magmatismo Planalto) no domínio de Transição (FEIO, 2011).

Segundo Pinheiro & Holdsworth (1997), são reconhecidos cinco diferentes estágios na evolução do domínio Carajás: (1) transpressão sinistral (2,9-2,85 Ga) com deformação dúctil de alta temperatura afetando o embasamento e as rochas do Grupo Igarapé Salobo; (2) transpressão sinistral (2,8 – 2,7 Ga) com deformação dúctil-rúptil de baixa temperatura que afetaram as rochas do Grupo Igarapé Pojuca (3) formação de bacias intracratônicas (< 2,76 Ga) e levaram à deposição do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras. Em torno de 2,6 Ga, um novo evento transtensivo estaria associado aos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, além da nucleação da falha Carajás. Esta falha e estruturas associadas teriam favorecido a migração dos fluidos, muitos dos quais responsáveis pela formação de vários depósitos de cobre e ouro presentes nestas unidades; (4) transtensão sinistral (2,7-2,6 Ga) com o desenvolvimento do sistema de falhas Carajás e Cinzento; e (5) transpressão sinistral (< 2,6 Ga) com deformação dúctil a rúptil de muito baixa temperatura que afetaram as rochas adjacentes ao sistema de falhas Carajás e Cinzento, junto com uma fraca inversão tectônica causada pela reativação de falhas.

Por fim, há cerca de 1,9-1,8 Ga, toda PMC foi afetada por um evento distensivo, o que teria facilitado a intrusão de plútons graníticos do Tipo-A e diques.

Figura 02: A) Mapa geológico da Província Mineral de Carajás



Fonte: Modificado de (LEITE, 2001; FEIO, 2011)

7 GEOLOGIA DO DEPÓSITO VISCONDE

O Alvo Visconde é um dos alvos satélites do depósito Cu-Au Sossego, do qual dista cerca de 15 km e das cidades de Canaã dos Carajás e Parauapebas 22 km e 45 km, respectivamente (**Figura 3**). Abrange uma área de aproximadamente 6 km², incluindo a da Serra Dourada e seus entornos.

O depósito Visconde está localizado na zona de contato entre rochas do embasamento (>3,0 Ga), ao sul, e provavelmente do Grupo Grão Pará, ao norte. Próximos ao Visconde encontram-se vários outros depósitos cupro-auríferos com características similares (Sossego, Cristalino, 118, Bacaba, Castanha e Jatobá), todos atribuídos até aqui à classe IOCG.

No depósito e seus arredores, ocorrem principalmente granitoides, rochas (meta)vulcânicas félsicas e rochas ultramáficas e máficas, todos variavelmente deformados e hidrotermalizados. A Suíte Intrusiva Planalto, também identificada, não mostra as feições de alteração das demais rochas. Pelo menos duas gerações de diques máficos e uma de félsicos cortam o pacote rochoso. A distribuição e relações entre esses litotipos estão apresentadas no mapa geológico em escala 1:20000 (**Figura 4**) e nas seções geológicas (**Figura 5**).

Os granitoides (Serra Dourada?) estão em contato paralelizado com as rochas máficas e (meta)vulcânicas félsicas. São compostos por albita, feldspato potássico e quartzo, além de biotita, epidoto, clorita e sericita e se caracterizam por descalcificação do plagioclásio primário e por intensa albitização, biotitização e cloritização (Craveiro, 2011). Situam-se ao longo de uma zona de cisalhamento regional de direção WNW-ESSE. Foi descrito também, pelo referido autor, um granito isótropo, de granulação média a grossa e coloração rosa acinzentada, bastante fraturado, composto por plagioclásio pertítico, microclina e quartzo em arranjo hipidiomórfico, o qual, de acordo com datações preliminares (2743±4 Ma, U-Pb em zircão), características petrográficas e composição modal, foi correlacionado à Suíte Intrusiva Planalto.

Às rochas (meta)vulcânicas félsicas foi atribuída composição riodacítica a dacítica. Elas truncam os granitoides Serra Dourada, porém não exibem relações claras com as rochas máficas e Suíte Planalto. Estão moderada a fortemente foliadas.

As rochas máficas, identificadas como gabros/quartzodioritos (Craveiro 2011), são esverdeadas e revelam variedades isótropas, foliadas e bandadas. Mostram contatos bruscos com os granitoides Serra Dourada e com as rochas (meta)vulcânicas félsicas, marcadamente em zonas de cisalhamento locais com intensa biotitização. São de granulação fina a média e estão variavelmente anfibolitizadas, escapolitizadas e biotitizadas.

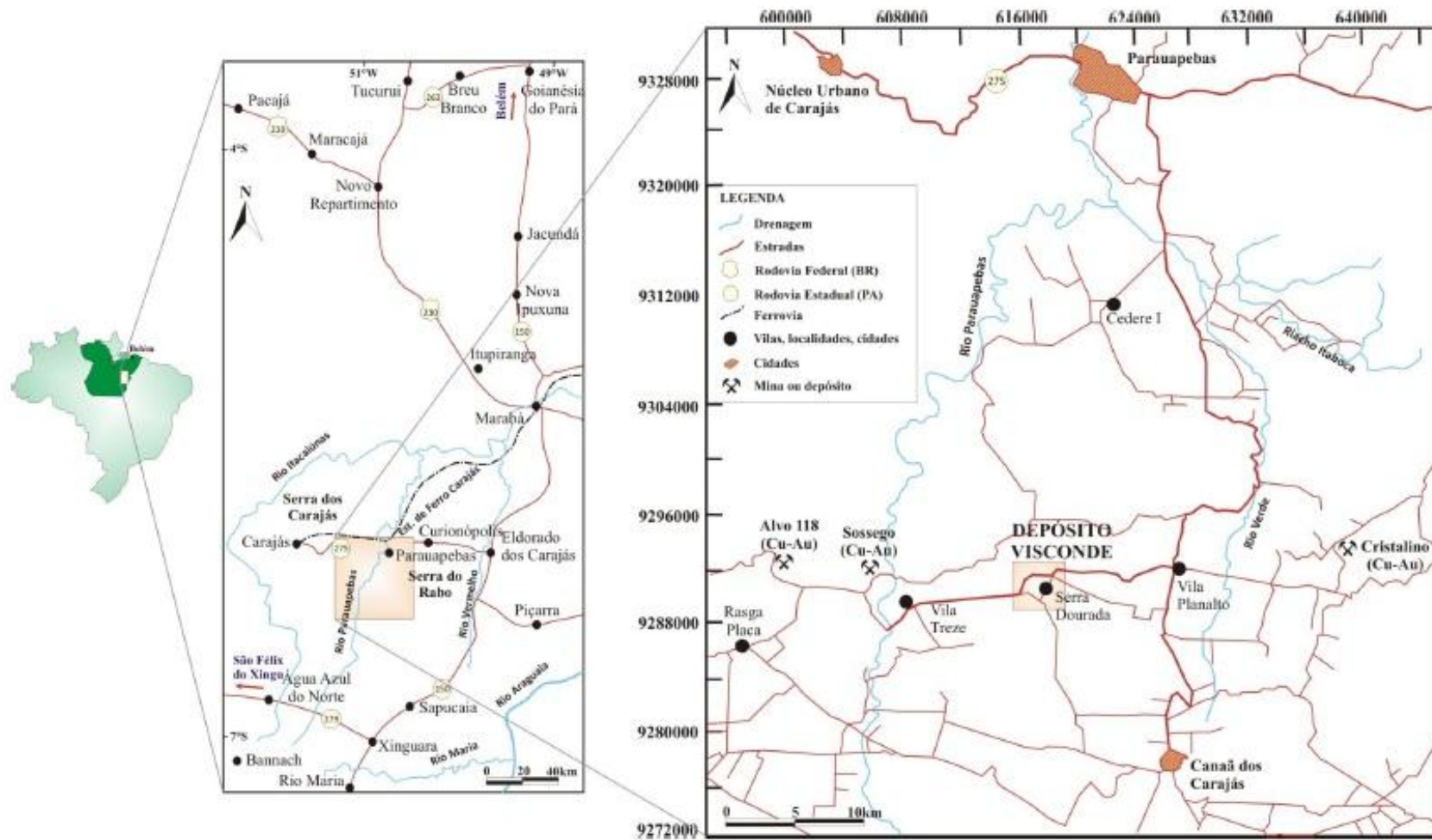
Registram-se ainda rochas ultramáficas, localizadas preferencialmente em zonas de contato entre os gabros/quartzodioritos e os dacitos/riodacitos, que são marcadas por zonas de cisalhamento. Aquelas rochas são descritas como talco-tremolita xisto (CRAVEIRO, 2011; COSTA, 2010), de coloração esverdeada e foliadas, cujas principais associações são talco–magnetita–magnesita e serpentina–magnetita–magnesita (CRAVEIRO *et al.* submetido).

Os diques máficos e félsicos formam corpos subverticais e se alinham preferencialmente na direção NE-SW, de forma concordante com a estruturação regional. Os diques félsicos são compostos basicamente por fenocristais de plagioclásio zonados, K-feldspato e quartzo, com matriz vítrea, parcialmente alterada para epidoto, titanita e clorita. Por seu turno, os diques máficos exibem textura fanerítica fina a muito fina e cor verde a marrom. São compostos por anfibólio biotitizado e ripas de plagioclásio, estas com bordas corroídas e recristalizadas, além de raro quartzo (Craveiro *et al.* submetido).

Os corpos de minério ocorrem principalmente em zonas de contato que envolvem gabros/quartzodioritos, na forma de corpos brechoides, que alcançam até 8 m de espessura. Os sulfetos ocorrem de forma disseminada ao longo dos planos de foliação, em veios e vênulas, comuns nas rochas máficas, vulcânicas félsicas e no granito Serra Dourada, ou ainda constituem matriz de brecha. São representados por calcopirita (mais abundante), bornita, pirita e rara molibdenita, além das fases secundárias, tais como calcocita e digenita. São observados em maior abundância nos gabros/quartzodioritos e estão relacionados aos estágios hidrotermais tardios que se desenvolveram em ambiente dúctil-rúptil a rúptil.

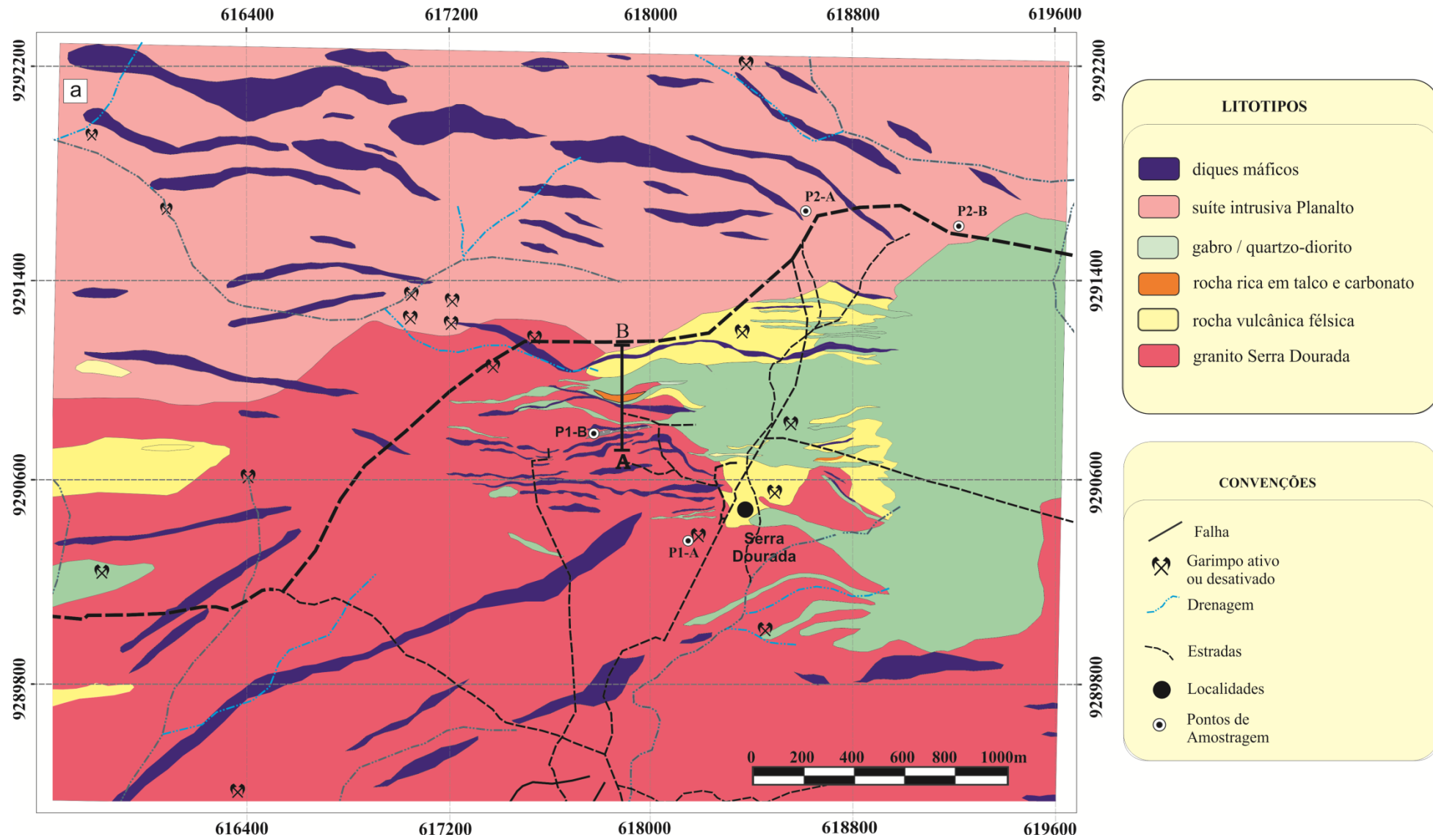
Foram descritos cinco furos de sondagem, porém apenas nos furos VSD-43 e VSD-35 estão as rochas gabroicas/quartzodioríticas mais bem representadas. Algumas das feições macroscópicas dos furos estudados podem ser vistos nas **Figuras 6 e 7**.

Figura 3: Mapa de Localização do depósito Visconde.



Fonte: Modificado de Gomes (2003) e Rosa (2006).

Figura 4 - Mapa geológico do depósito Visconde.



Fonte: Modificado de CVRD (2003)

Figura 6: Perfis esquemáticos de furos estudados no depósito Visconde, mostrando as principais feições dos litotipos encontrados. **Furo VISD-43:** **A)** Granito isotrópico cortado por veio de calcopirita; **B)** Agregados de magnetita; **C)** Dique de diorito biotitizado; **D)** Rocha máfica foliada (biotitizada) cortada por veio de calcopirita e quartzo. Detalhe de macrocristal de molibdenita; **E)** Rocha (meta)vulcânica félsica biotitizada; **F)** Rocha máfica biotitizada e escapolitizada, cortada por veios de calcopirita; **G)** Rocha (meta)vulcânica félsica? amigdaloidal foliada. **Furo VISD-50:** **A)** Contato entre rocha máfica e (meta)vulcânica félsica; **B)** Rocha máfica muito foliada; **C)** Brecha com clastos angulosos de rocha biotitizada, imersos em matriz de albita, actinolita, calcopirita e bornita; **D)** Dique félsico não alterado; **E)** Rocha (meta)vulcânica félsica bandada e fraturada; **F)** Rocha foliada cortada por veio de quartzo e calcopirita; **G)** Rocha metavulcânica félsica K-feldspatizada e cortada por veios de albita (rosa) e epidoto (verde). **Furo VISD-52:** **A)** Rocha ultramáfica, rica em talco, cortada por veios de albita e calcita; **B)** Brecha com clastos líticos inclusos em matriz de calcita e albita; **C)** Contato entre rochas (meta)vulcânica félsica e máfica actinolitizada; **D)** Rocha máfica muito foliada; **E)** Rocha máfica isotrópica cortada por veios de quartzo.

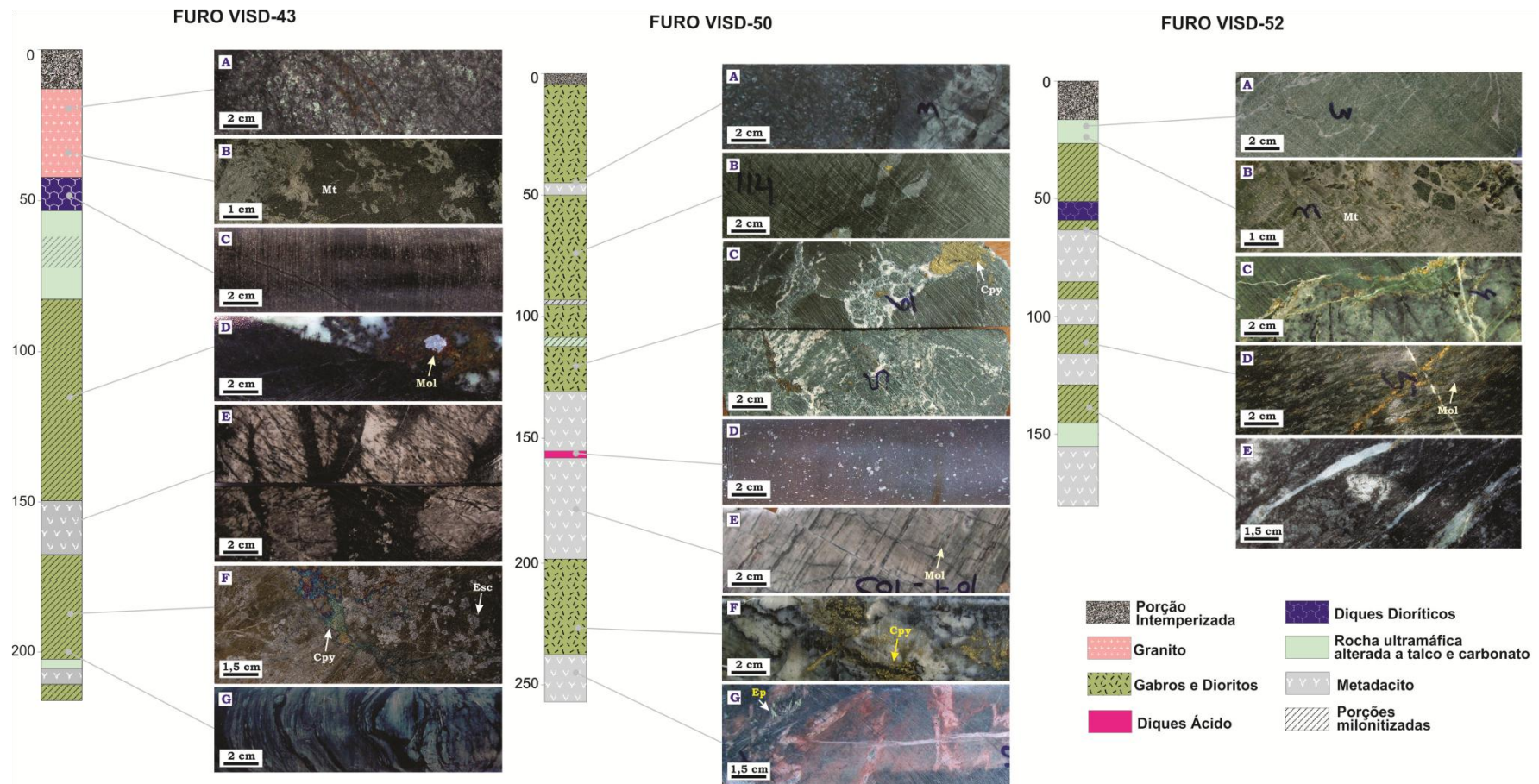
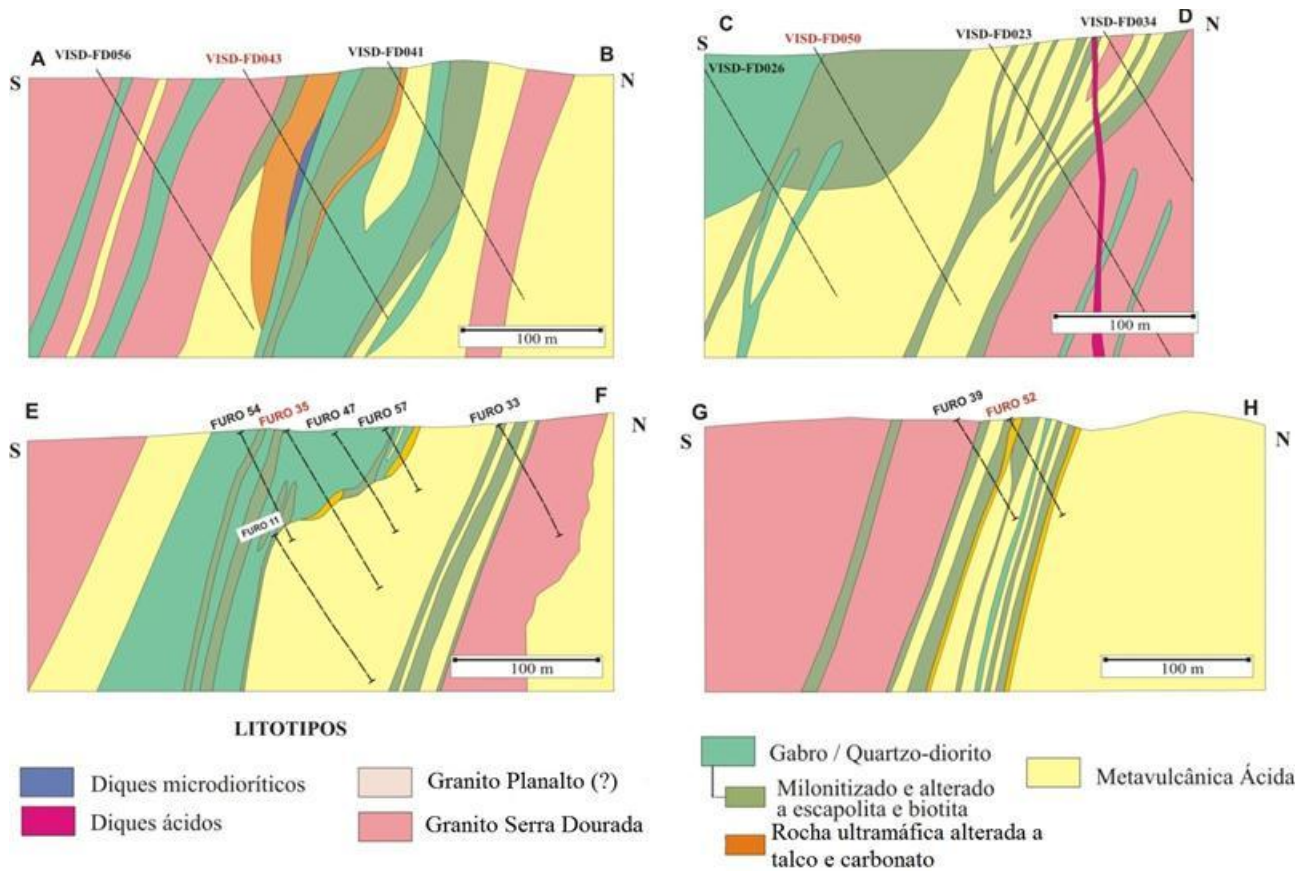


Figura 7 – Seções geológicas N-S do Alvo Visconde mostrando a distribuição espacial dos vários litotipos e a forte inclinação do pacote rochoso. Em linhas finas pretas, a localização e a trajetória dos furos de sondagem utilizados neste trabalho.



Fonte: Modificado de Cvrđ (2003)

8 ROCHAS MÁFICAS DO DEPÓSITO VISCONDE

8.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

As rochas máficas estudadas estão muito bem representadas nos furos VISD-043 e VISD-035. Elas são, em geral, isótropas, mas apresentam-se localmente foliadas e milonitizadas. Mostram cor cinza escuro a verde escuro e granulação média, sendo compostas por plagioclásio, anfibólio, biotita, quartzo, escapolita, magnetita e calcopirita.

Anfibolitização, escapolitização e biotitização são seus principais tipos de alteração hidrotermal, o último quase sempre associado às porções deformadas. Amostras menos alteradas foram encontradas no furo VISD-035, nas quais ainda podem ser observadas feições primárias reliquiares.

8.2 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

As amostras de rochas máficas analisadas apresentam importantes variações texturais, mineralógicas e no grau de alteração hidrotermal. A descrição petrográfica que se segue foi subsidiada por análises feitas no MEV-EDS, que permitiram determinar semiquantitativamente as composições de anfibólio, biotita, plagioclásio e escapolita, dentre outros minerais.

Para melhor compreender as transformações mineralógicas e químicas durante a alteração hidrotermal, as amostras foram separadas em três grupos:

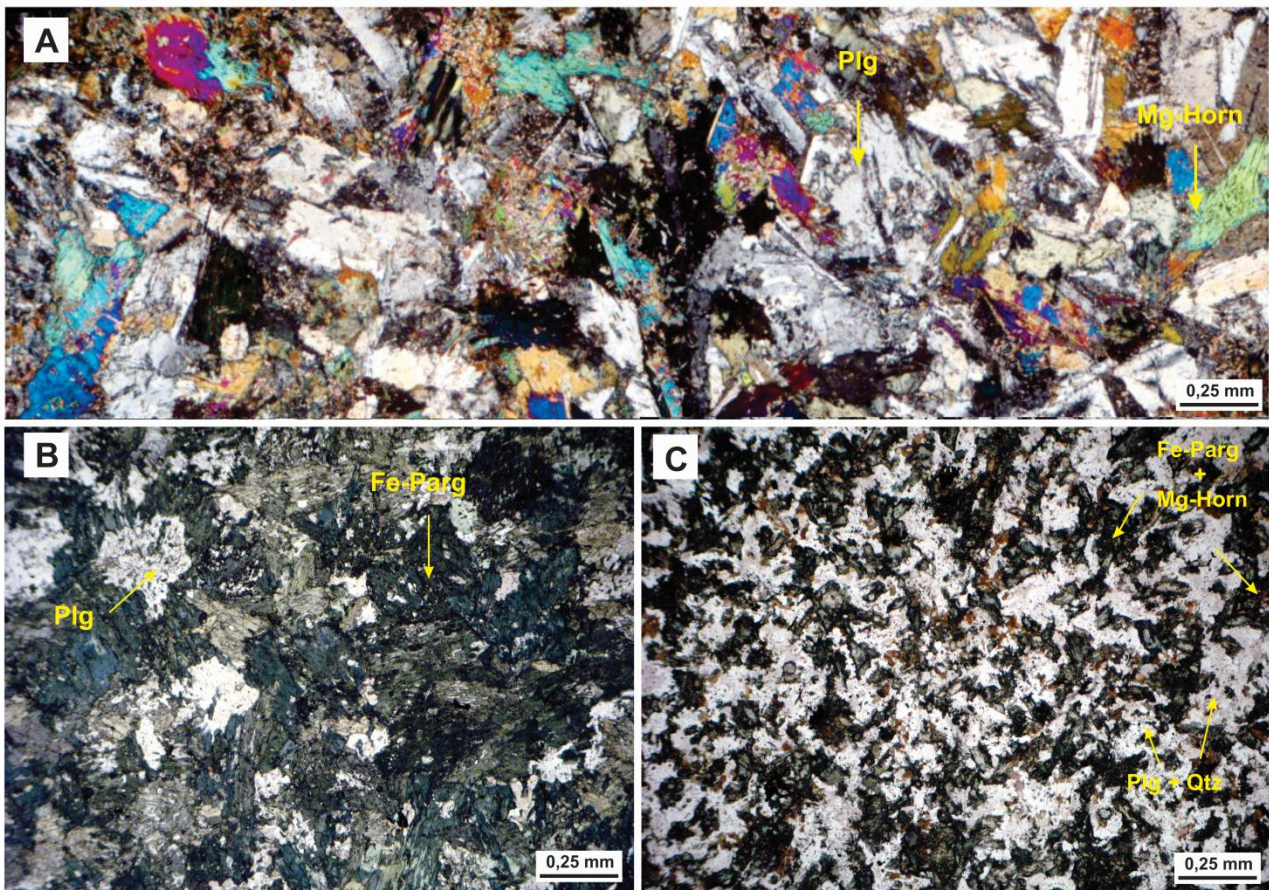
1. *Rochas máficas pouco biotitizadas;*
2. *Rochas máficas moderadamente biotitizadas; e*
3. *Rochas máficas com intensamente biotitizadas.*

Foram consideradas amostras *pouco biotitizadas* aquelas em que a biotita perfaz até 10% do volume da rocha. Mg-hornblenda e Fe-pargasita são abundantes e actinolita está ausente ou ocorre em baixas quantidades. Ademais, a textura ígnea original (ofítica/subofítica) ainda está localmente preservada. Nas variedades *moderadamente biotitizadas*, as proporções daquela mica variam de 10 a 40%, a Mg-hornblenda já foi totalmente consumida e o plagioclásio ainda está em parte preservado. O grau de deformação é variável, havendo amostras com fortes sinais de milonitização. Nas variedades *intensamente biotitizadas*, feições originais da rocha não são mais reconhecidas, haja vista a forte escapolitização e biotitização, esta última gerando quantidades de biotita superiores a 40%. Com elevadas taxas de deformação, é comum essas variedades mostrarem-se muito foliadas e/ou milonitizadas.

8.2.3 Rochas máficas pouco biotitizadas

São isotrópicas, de granulação grossa ou fina (**Fig. 8C**) e mostram, localmente, textura ígnea reliquiar (ofítica/subofítica) (**Fig. 8A**). Os minerais essenciais são plagioclásio, Mg-hornblenda/Fe-pargasita, além de algum quartzo, mas também ocorrem em quantidades bem subordinadas biotita, escapolita, epidoto, clorita, magnetita, calcopirita, bornita, pirita, rutilo, allanita e ilmenita. Em algumas amostras, os anfibólios chegam a alcançar cerca de 50% do volume da rocha (**Fig. 8B**).

Figura 08: Fotomicrografias de amostras de rocha máfica pouco biotitizada - **A**) Textura ofítica/subofítica preservada – nicóis cruzados; **B**) Variedade pouco biotitizada, rica em Fe-pargasita – luz natural; e **C**) Variedade de granulação fina, rica em Mg-hornblenda e Fe-pargasita – luz natural. *Abreviações: Mg-horn – Mg-hornblenda; Fe-Parg – Fe-Pargasita; Plg-plagioclásio; e Qtz – Quartzo.*

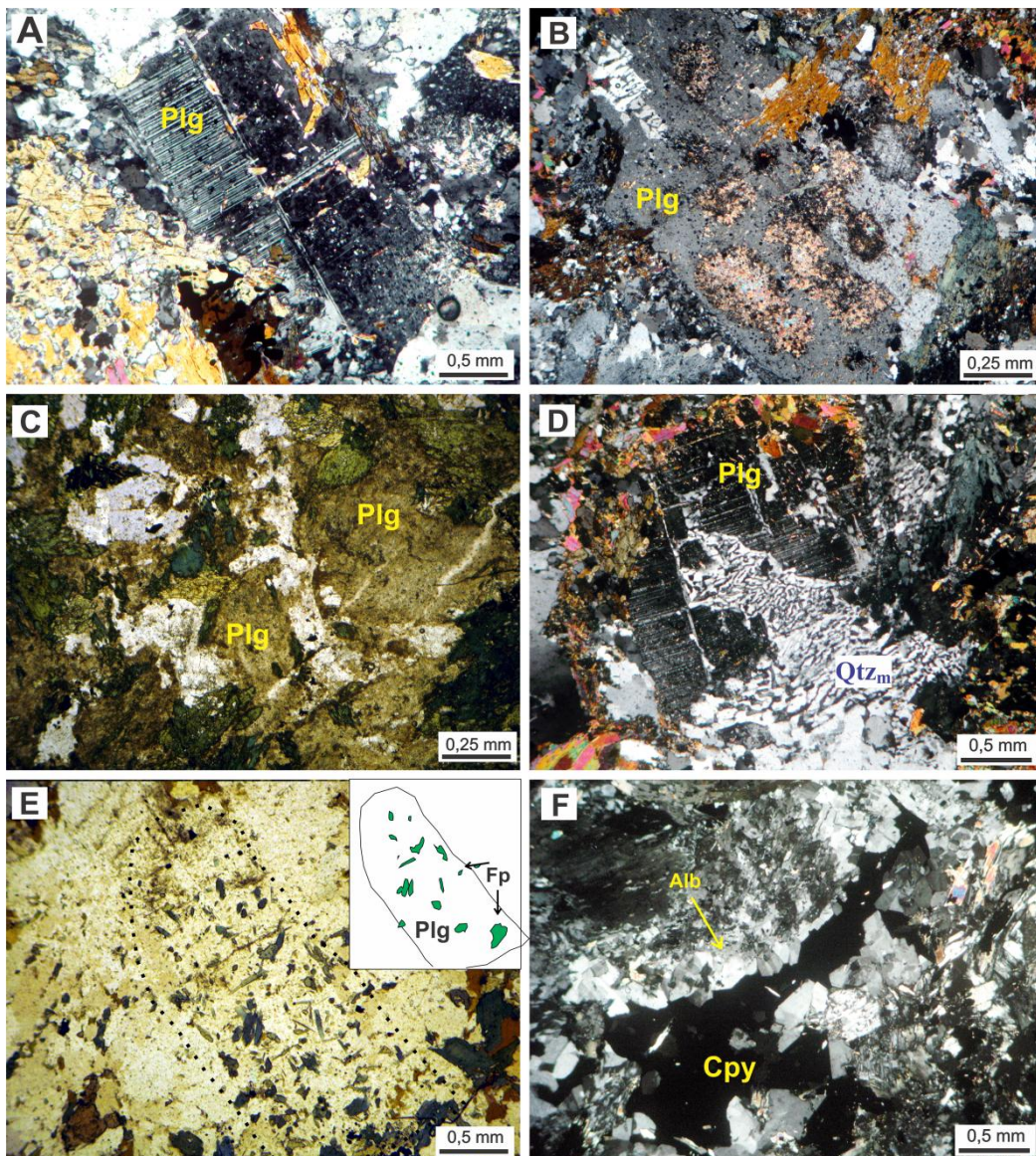


- **PLAGIOCLÁSIO**

É encontrado sob duas formas: **Plg I** e **Plg II**. O **Plg I** é primário e perfaz normalmente de 20 a 40% do volume da rocha. Forma cristais em geral ripiformes com maclamento albita-periclina (**Fig.9A**) e até cerca de 1 cm de comprimento, os quais mostram contatos irregulares com os dos outros minerais e retos entre si, bem como composição que varia de oligoclásio a labradorita (MEV-EDS). São comumente substituídos por sericita (**Fig. 9B**), o que lhes empresta um aspecto sujo

(Fig. 9C), por quartzo, que por vezes apresenta intercrescimento mirmequítico (Fig. 9D), e mais raramente por escapolita e Fe-pargasita (Fig. 9E). O *Plg II* ocorre em vênulas como cristais subédricos de albita juntos à calcopirita (Fig. 9F).

Figura 09: Fotomicrografias de plagioclásio em rochas máficas pouco biotizadas - **A)** Cristal de Plg I com maclamento albita-periclina – nicóis cruzados; **B)** Cristal de Plg I sericitizado – nicóis cruzados; **C)** Plagioclásio intensamente sericitizado dando um aspecto sujo – luz natural; **D)** Intercrescimento mirmequítico em cristal de plagioclásio – nicóis cruzados; **E)** Cristal de plagioclásio substituído parcialmente por Fe-pargasita – luz natural **F)** Vênula composta por albita e calcopirita - nicóis cruzados. Abreviações: *Plg* – Plagioclásio; *Fp* – Fe-Pargasita; *Cpy* – Calcopirita; *Qtz_m* – quartzo mimerquítico.



• ANFIBÓLIO

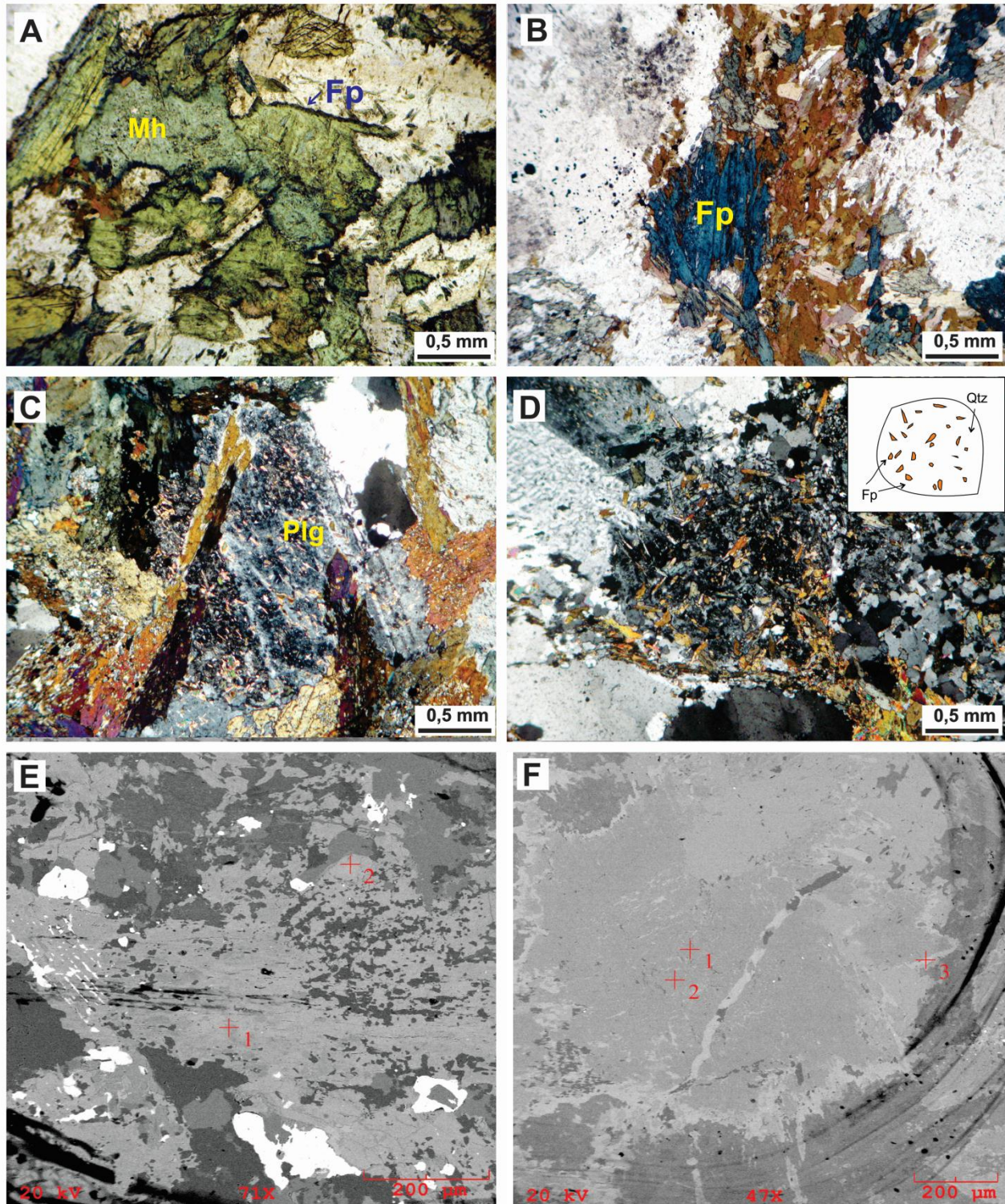
O anfibólio mostra proporções modais mínima de 20% e máxima de 70% do volume da rocha e apresenta-se em duas variedades. A **Mg-hornblenda (Anf I)** é de origem ígnea ou metamórfica e forma cristais subédricos grossos, de coloração verde pálido, que desenvolvem contatos retos entre si e irregulares com os outros minerais. São parcial a totalmente substituídos por Fe-pargasita e biotita, e ocasionalmente por clorita. Dados obtidos por Craveiro (2011) acusam valores de $(Ca+Na)_B >1$, $(Na+K)_B <0,5$, $Mg/(Mg+Fe)$ entre 0,8 e 0,9 e valores de Si (f.u.a.) entre 7,0 e 7,5, confirmando tratar-se de Mg-hornblenda. Mostram também concentrações elevadas de TiO_2 (0,7 a 0,8%), teores médios de 0,2% para F e baixos ($\leq 0,1\%$) para Cl.

A **Fe-pargasita (Anf II)** é hidrotermal, apresenta coloração verde azulada e ocorre em substituição à Mg-hornblenda. Essa alteração é evidenciada por forte zoneamento caracterizado por núcleo de coloração verde pálido e bordas de coloração verde azulado escuro (**Fig. 10A**). São parcial a totalmente biotitizados (**Fig. 10B**) e/ou cloritizados, e substituem plagioclásio (**Fig. 10C**) e quartzo (**Fig. 10D**) sob forma de finas lamelas. A análise por MEV-EDS mostra que a variação na cor reflete a variação composicional (**Tabela 1**), já que a porção central corresponde à Mg-hornblenda e as bordas, mais enriquecidas em Al e empobrecidas em Si, à Fe-pargasita/Fe-tschermakita (**Fig. 10F**). Por sinal, cristais individuais de anfibólio de coloração verde azulada pertencem a esta última variedade (**Fig. 10E**).

Tabela 1 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por mev-eds em anfibólios de rochas máficas pouco biotitizadas

14_35 C2 imagem 1-2		14_35 C2 imagem 1-3		9_35 C1 imagem 1-2	
CENTRO		BORDA			
Elt.	Conc	Elt.	Conc	Elt.	Conc
O	39.045	O	35.971	O	32.761
Na	0.315	Na	0.978	Na	1.31
Mg	10.539	Mg	4.003	Mg	3.236
Al	2.201	Al	8.199	Al	8.362
Si	29.357	Si	19.933	Si	20.507
Ca	10.412	Ca	9.339	Ca	9.289
Fe	8.131	Fe	17.308	Fe	19.819
	100	Cl	2.649	Cl	3.18
		K	1.62	K	1.536
			100		100
Mg-hornblenda		Fe-Pargasita/ Fe-Tschermakita		Fe-Pargasita/Fe-Tschermakita	

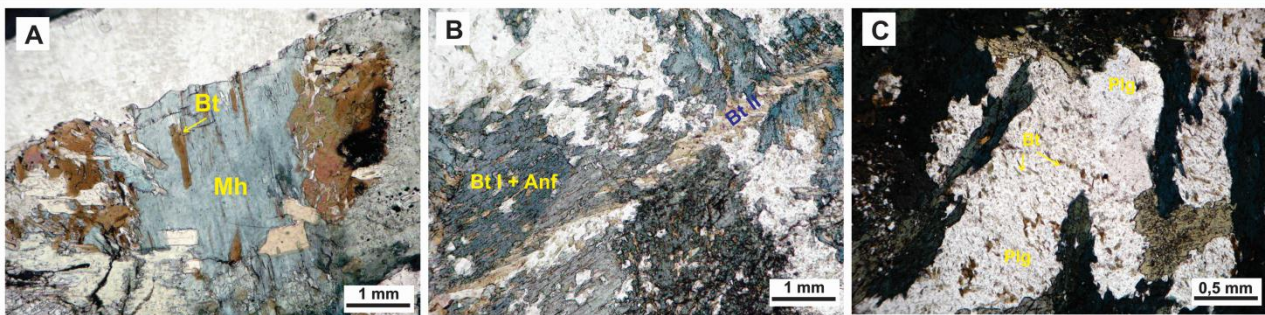
Figura 10: Fotomicrografias de anfibólios em rocha máfica pouco biotitizada **A)** Cristais de Mg-hornblenda com bordas verde escuro alteradas para Fe-pargasita – luz natural; **B)** Cristais de biotita bordejando os de Fe-pargasita sugerindo biotitização deste anfibólio – luz natural; **C)** Cristais de plagioclásio parcialmente substituído por finas lamelas de anfibólios – nicóis cruzados **D)** Cristais lamelares de anfibólio em quartzo, sugerindo substituição de quartzo por anfibólio – nicóis cruzados; **E)** Cristal de anfibólio com composição de Fe-pargasita correspondente a amostra 9/35 Imagem 1-2 – vide tabela 01; e **F)** Anfibólio zonado com composição de Mg-hornblenda no centro e Fe-pargasita/Fe-tschermakita na borda correspondente à amostra 14/35 Imagem 1-2 e 1-3 – vide Tabela 01;



• BIOTITA

A **biotita** é de origem hidrotermal, seja por alteração de fases primárias, seja por precipitação direta a partir do fluido hidrotermal. Desenvolve duas gerações distintas: **bt I e bt II (Fig. 11B)**. A **bt I** é representada por cristais subédricos com dimensões médias de 0,5 mm. Nas porções isótropas ocorre geralmente em substituição ao plagioclásio (**Fig. 11C**), à Mg-hornblenda (**Fig. 11A**) e Fe-pargasita, estas últimas principalmente ao longo dos planos de clivagem. Forma juntamente com a ilmenita e magnetita texturas tipo *boxwork*. A **bt II**, por sua vez, mostra granulação variável e preenche fraturas juntamente com quartzo, escapolita, calcopirita e pirita, ou ainda forma veios monominerálicos (**Fig. 11B**).

Figura 11: Fotomicrografias de biotita em rocha máfica pouco biotitizada – **A)** Bt I em substituição à Mg-hornblenda ao longo de planos de clivagem – luz natural; **B)** Veio monominerálico de Bt II cortando agregados de Fe-pargasita e Bt I – luz natural; **C)** Cristais de plagioclásio substituídos parcialmente por finas lamelas de biotita II - luz natural. Abreviações: *Bt* – biotita; *Mh* – Mg-hornblenda; *Anf* – anfibólio; e *Plg* - plagioclásio



• QUARTZO

O **quartzo** ocorre nas variedades primária e hidrotermal. Quando primário (qtz I), desenvolve cristais anédricos de granulação média a fina, localmente com forte extinção ondulante ou intercrescimentos mirmequíticos. Ocorre de forma intersticial, acompanhando os minerais da associação primária. Já na variedade hidrotermal (qtz II), substitui plagioclásio e anfibólios (Mg-hornblenda/Fe-pargasita), ou ainda preenche fraturas acompanhado ou não de outros minerais (**Fig. 12A**). Mostra finas inclusões de calcopirita.

- **ESCAPOLITA**

A **escapolita** é rara e ocorre preferencialmente nas porções de granulação fina onde substitui o plagioclásio juntamente com o quartzo. Sua presença, entretanto, somente foi confirmada por MEV-EDS (**Fig. 12C**), que revelou composição com tendência marialítica (**Tab. 02**).

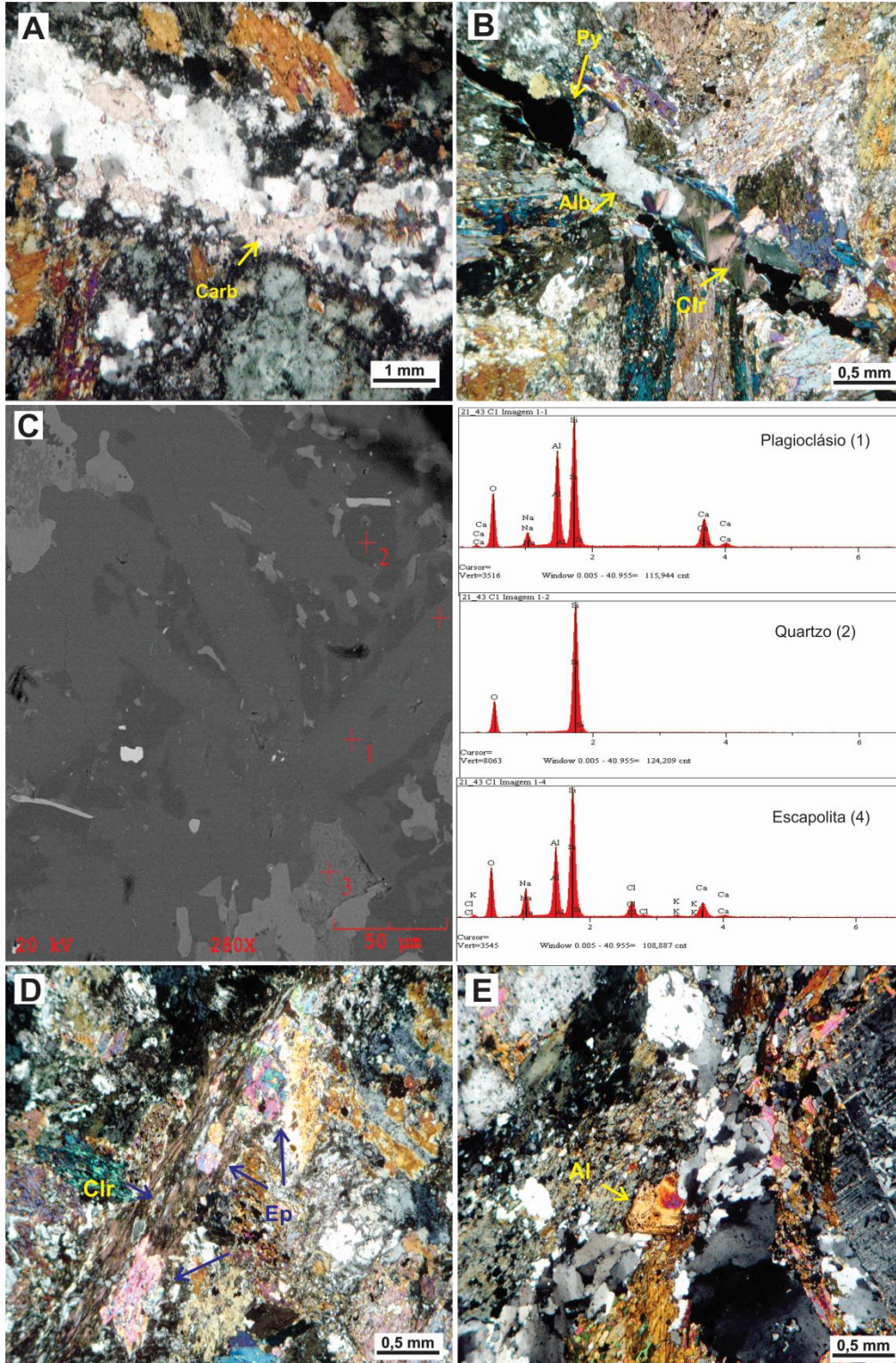
Tabela 2 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por mev-eds em escapolita de rochas máficas pouco biotitizadas

21_43 C1 Imagem 1-4		
Elt.	Conc	Units
O	39.565	wt. %
Na	7.237	wt. %
Al	13.271	wt. %
Si	30.343	wt. %
Cl	4.375	wt. %
Ca	4.824	wt. %
K	0.385	wt. %
	100	wt. %

- **CLORITA/EPIDOTO/ALLANITA**

A **clorita** preenche fraturas, acompanhada ou não de outras fases minerais, ou substitui minerais pré-existentes. Quando em veios e vênulas, é acompanhada de albita, pirita e epidoto (**Fig. 12B**); ao substituir principalmente Mg-hornblenda, forma agregados semicirculares em associação a epidoto e quartzo. O **epidoto** forma cristais euédricos a subédricos e geralmente está associado à magnetita e a ambos os anfibólios, formando-se localmente próximo ou no interior de vênulas que contêm clorita (**Fig. 12D**) ou em planos de clivagem de cristais de anfibólio. A **allanita** desenvolve cristais subédricos a anédricos (**Fig. 12E**) e é comum nas porções em que anfibólios são dominantes.

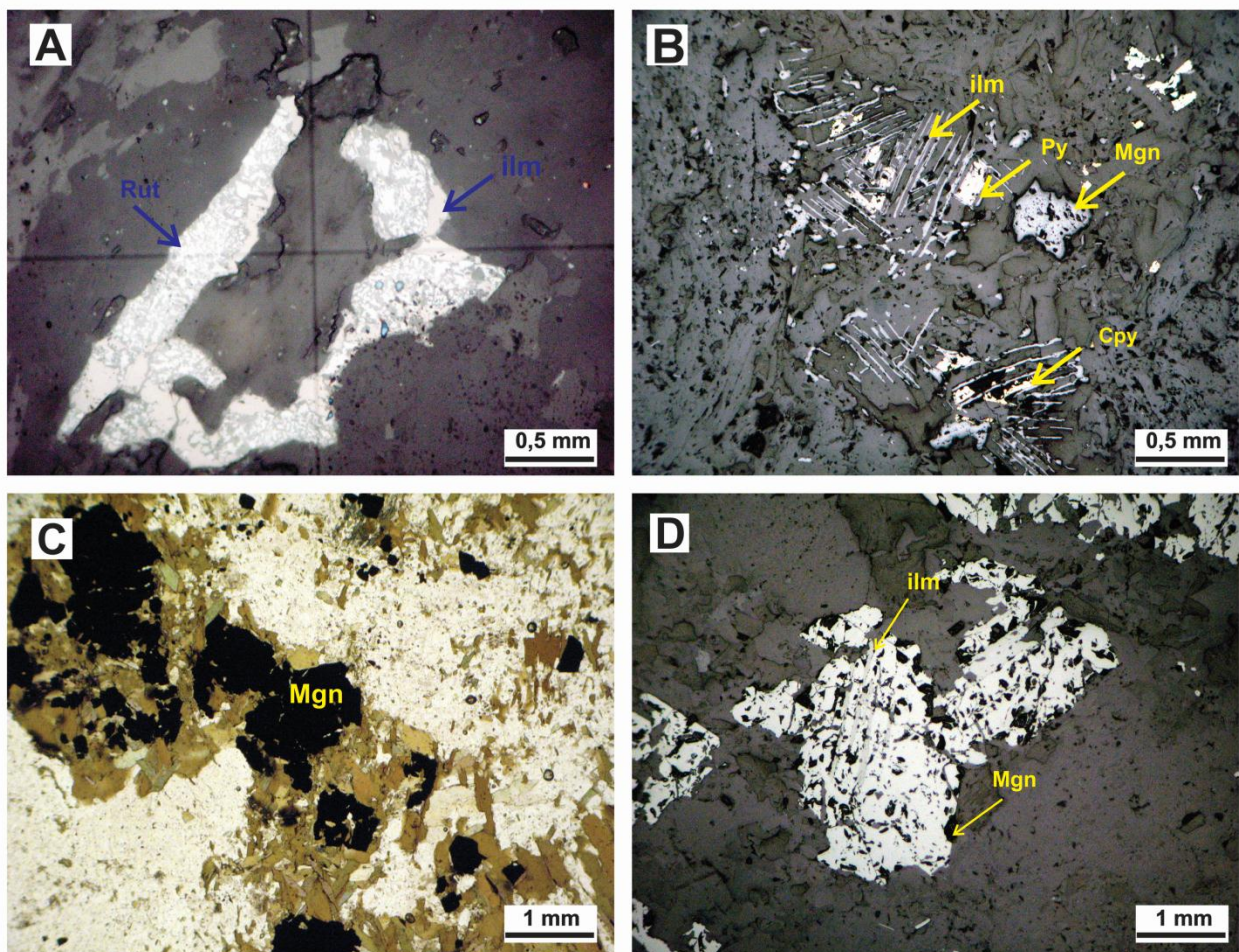
Figura 12: Fotomicrografias de minerais variados em rochas máficas pouco biotizadas – **A)** Vênula de quartzo e carbonato – nicóis cruzados; **B)** Vênula constituída por clorita, albita e pirlita – nicóis cruzados; **C)** Imagem de elétrons retroespalhados que evidenciam silicificação e escapolitização do plagioclásio; **D)** Vênula com clorita e epidoto – nicóis cruzados; **E)** Cristal subédrico de allanita – nicóis cruzados. Abreviações: *Carb* - carbonato, *Clr* - clorita, *Ep* - epidoto, *Al* - Alanita.



• SULFETOS E ÓXIDOS

O **rutilo** ocorre preferencialmente nas rochas de granulação fina e desenvolve cristais de tamanhos menores que 1 mm. É substituído por biotita e ilmenita (**Fig. 13A**). A **calcopirita** ocorre como finas disseminações inclusas preferencialmente em quartzo e plagioclásio, mas é pouco comum. Associa-se à **pirita** com a qual mostra contatos de equilíbrio. A **bornita** substitui a calcopirita. A **magnetita** ocorre em cristais subédricos (**Fig. 13C**) a anédricos de granulação média, mostrando geralmente lamelas de exsolução de **ilmenita** (**Fig. 13D**). Formam textura do tipo *boxwork* com biotita e Fe-pargasita (**Fig. 13B**).

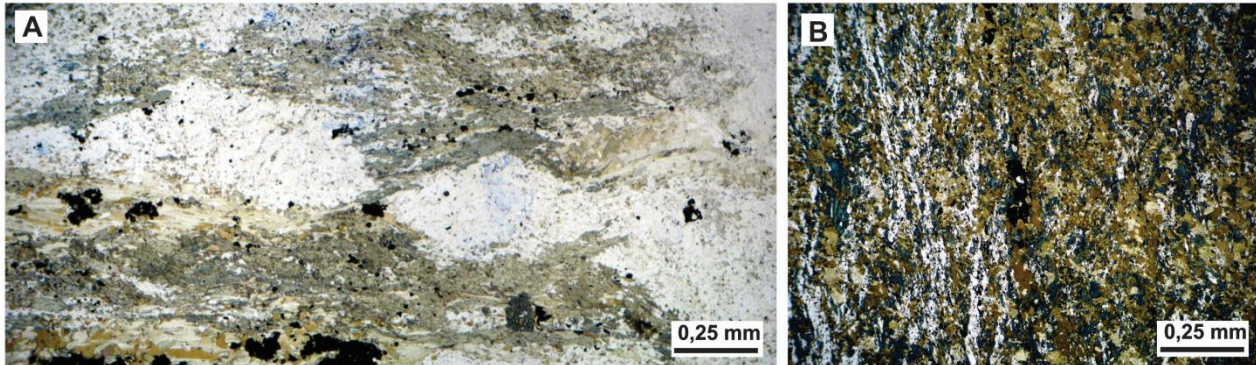
Figura 13: Fotomicrografias de minerais opacos em gabros pouco biotitizados – **A**) Lamelas de biotita I em substituição ao rutilo que, por sua vez, é substituído por ilmenita – luz refletida; nicóis paralelos; **B**) Biotita que substitui ilmenita, pirita e calcopirita com formação de textura de *boxwork* – luz refletida; nicóis paralelos; **C**) Cristais subédricos de magnetita associados à biotita – luz natural; e **D**) Lamelas de exsolução de ilmenita em magnetita – luz refletida; nicóis paralelos. Abreviações: *Rut* – rutilo, *ilm* – ilmenita, *Py* – pirita, *Mgn* – magnetita, *Cpy* – calcopirita.



8.2.4 Rochas máficas moderadamente biotitizadas

Neste grupo, as amostras apresentam-se foliadas, bandadas e/ou milonitizadas (**Fig.14A**) ou mesmo isotrópicas (**Fig.14B**). Além da biotita, são compostas por plagioclásio, actinolita, Fe-pargasita, quartzo, escapolita, clorita, magnetita, calcopirita, bornita e pirita.

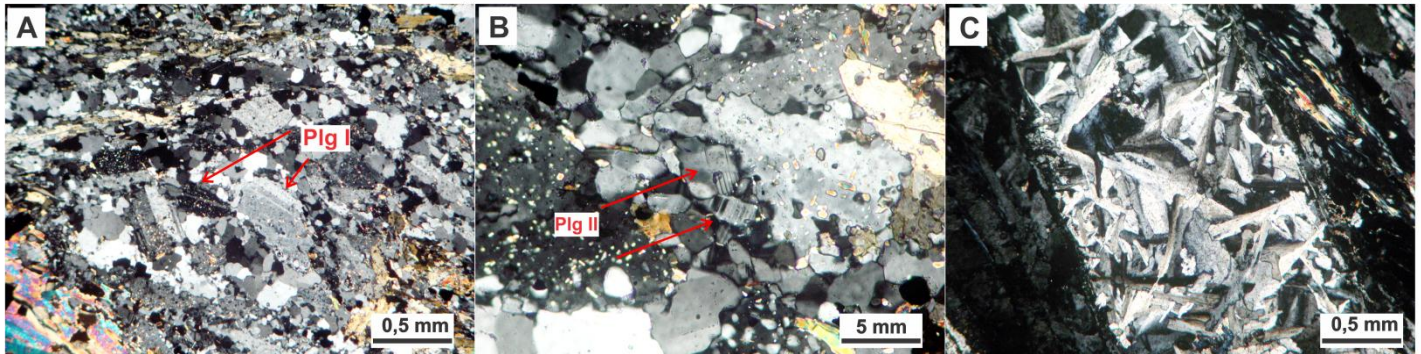
Figura 14: Fotomicrografias das principais texturas em rocha máfica moderadamente biotitizada. **A)** Amostra bandada e milonitizada – luz natural; **B)** Amostra pouco foliada.



- **PLAGIOCLÁSIO**

Foram reconhecidas três gerações de **plagioclásio: Plg I, Plg II e Plg III**. O **Plg I** é primário, perfaz cerca de 15 a 20% da rocha e forma cristais de tamanhos variáveis, localmente ripiformes, que mostram maclamento albita-periclina (**Fig. 15A**), bem como contatos irregulares com os dos outros minerais e retos entre si. Estão comumente escapolitizados e silicificados. O **Plg II** é metamórfico e ocorre sob forma de cristais subédricos finos com contatos retos entre si e maclamento albita simples (**Fig. 15B**). É mais evidente nas zonas deformadas, onde ocorre em conjunto com o **Plg I** e quartzo e provavelmente é resultado de recristalização durante o metamorfismo. A **Plg III** é hidrotermal e está representada por cristais subédricos de maclas polissintéticas presentes em vênulas monominerálicas sob forma de cristais de albita (**Fig. 15C**).

Figura 15: Fotomicrografias das diferentes gerações de plagioclásio em rocha máfica moderadamente biotitizada – **A)** Cristais de granulação média com maclamento albíta-periclina da geração Plg I – nicóis cruzados; **B)** Cristais finos com maclamento albíta da geração Plg II resultantes de recristalização metamórfica – nicóis cruzados; e **C)** Vênula monominerálica de albíta (Plg III) – nicóis cruzados.



• ANFIBÓLIO

Foram reconhecidos dois tipos de anfibólio: um de coloração verde azulada classificado como Fe-pargasita e outro de coloração verde pálido a incolor classificado como actinolita. Dados composicionais semiquantitativos para ambos os tipos encontram-se na **TABELA 3**.

Tabela 3 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por mev-eds de anfibólio em rochas máficas moderadamente biotitizadas

04_35 C1 Imagem 1-1		04_35 C1 Imagem 1-2	
Elt.	Conc	Elt.	Conc
O	33.453	O	38.603
Na	1.356	Na	0.232
Mg	2.765	Mg	8.249
Al	8.357	Al	0.718
Si	20.071	Si	28.755
Cl	3.631		
K	1.324		
Ca	8.528	Ca	9.672
Fe	20.516	Fe	13.772
	100		100
Fe-Pargasita		Actinolita	

Totalizam cerca de 20 a 30% do volume da rocha e, juntamente com a biotita, definem a foliação da rocha, ou compõem as porções máficas das variedades bandadas. A **Fe-pargasita** é produto de alteração da **Mg-hornblenda**, que, nessa variedade, foi completamente destruída. Desenvolvem cristais médios que mostram contatos irregulares com os demais minerais e tendem a

se associar com calcopirita e pirita, principalmente nas porções foliadas/bandadas. Por sua vez, a **actinolita** se formou à custa da **Fe-pargasita (Fig. 16B)** e é comum nas porções mais biotitizadas. Encontra-se também em veios associada à calcopirita, albita e clorita, sendo notadamente substituída por este sulfeto.

- **BIOTITA**

A **biotita** desenvolve cristais subédricos, de granulação grossa e coloração marrom. Juntamente com os anfibólios, ocupa as porções máficas das rochas bandadas e desenham a foliação. Está fortemente associada à magnetita nas porções bandadas, substituindo-a.

- **QUARTZO E ESCAPOLITA**

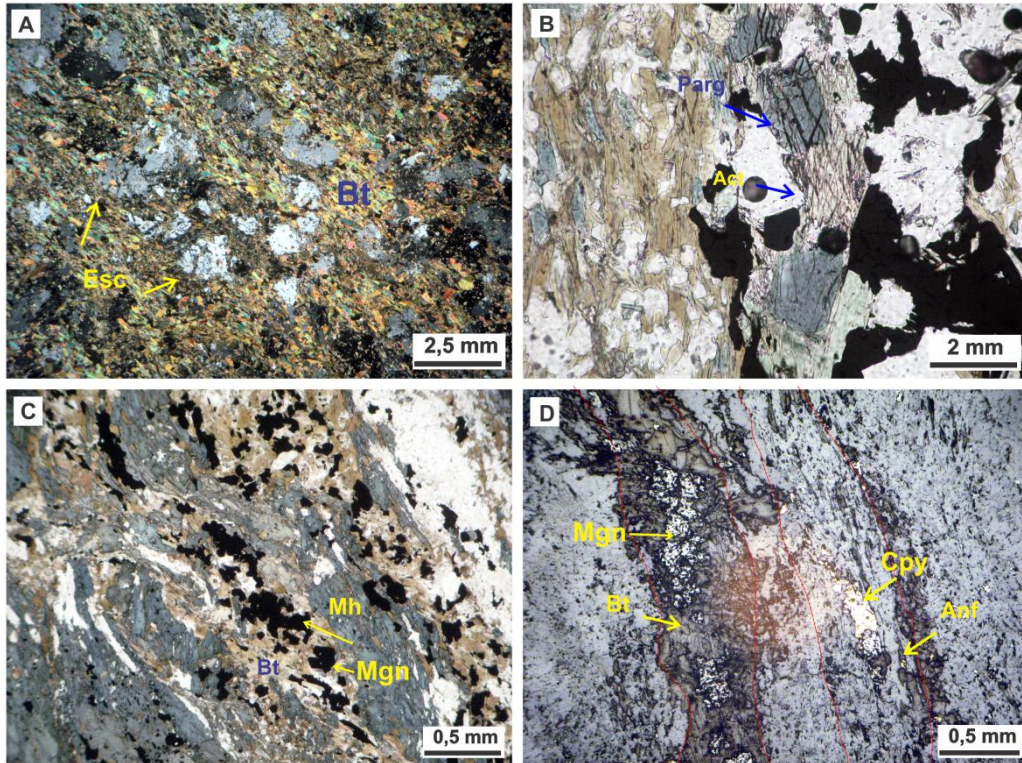
O **quartzo** perfaz cerca de 3 a 5% do volume da rocha e desenvolve cristais anédricos de granulação média ou fina, localmente com forte extinção ondulante (Qtz I). Geralmente ocorre em substituição ao plagioclásio e anfibólio, ou preenche fraturas acompanhado ou não de outros minerais (Qtz II).

A **escapolita** ocorre em cristais anédricos arredondados com plano de clivagem bem desenvolvido (**Fig. 16A**), que chegam a constituir de 15 a 20% da rocha. É oriunda da substituição do plagioclásio e exibe finas inclusões de biotita, anfibólio, calcopirita e bornita.

- **SULFETOS E ÓXIDOS**

A **calcopirita** ocorre como cristais anédricos de granulação média, tendo sido coprecipitada com a pirita. Está preferencialmente associada à Fe-pargasita e é substituída por bornita. A **pirita**, por sua vez, forma cristais subédricos de granulação fina, enquanto a **magnetita** forma cristais subédricos médios a grossos. A magnetita geralmente acompanha a biotita e mostram finas lamelas de exsolução de ilmenita (**Fig. 16C e D**).

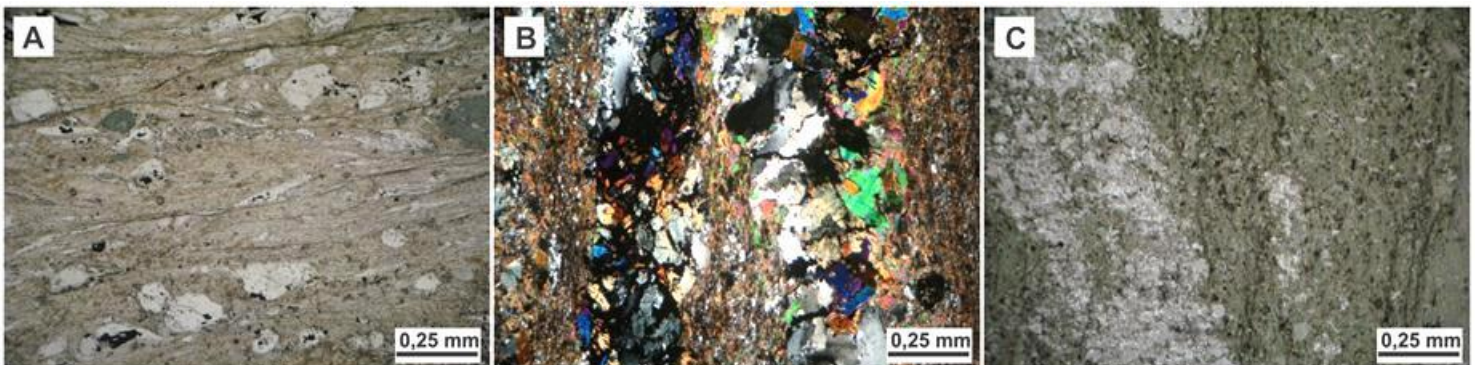
Figura 16: Fotomicrografias de anfibólios em amostras de rochas máficas moderadamente biotitizadas – **A)** Cristais de escapolita arredondados imersos em matriz rica em biotita – nicóis cruzados; **B)** Cristal de Fe-pargasita substituído parcialmente por actinolita – luz natural; **C)** Amostra foliada rica em biotita e Fe-pargasita/Fe-tschermakita. Observar a preferência de magnetita pela biotita – luz natural; e **D)** Cristais de magnetita associados à biotita e de calcopirita à Fe-pargasita. *Abreviações: Esc – escapolita – luz refletida; Parg – pargasita; Act – actinolita; Bt –biotita; Anf – anfibólio.*



8.2.5 Rochas máficas intensamente biotitizadas

Este grupo é caracterizado por rochas fortemente estruturadas, algumas com notável foliação milonítica (**Fig. 17A**). São compostos por biotita >> escapolita > Fe-pargasita, actinolita > quartzo, plagioclásio, clorita, magnetita, calcopirita, bornita, pirita. Parte da biotita apresenta distinta coloração verde (**Fig. 17C**).

Figura 17: Fotomicrografias de rocha máfica intensamente biotitizada – **A)** Amostra foliada com marcantes feições de milonitização – luz natural; **B)** Amostra intensamente foliada rica com veios de actinolita (act II) e calcopirita – nicóis cruzados; **C)** Amostra com abundante biotita verde e escapolita – luz natural.



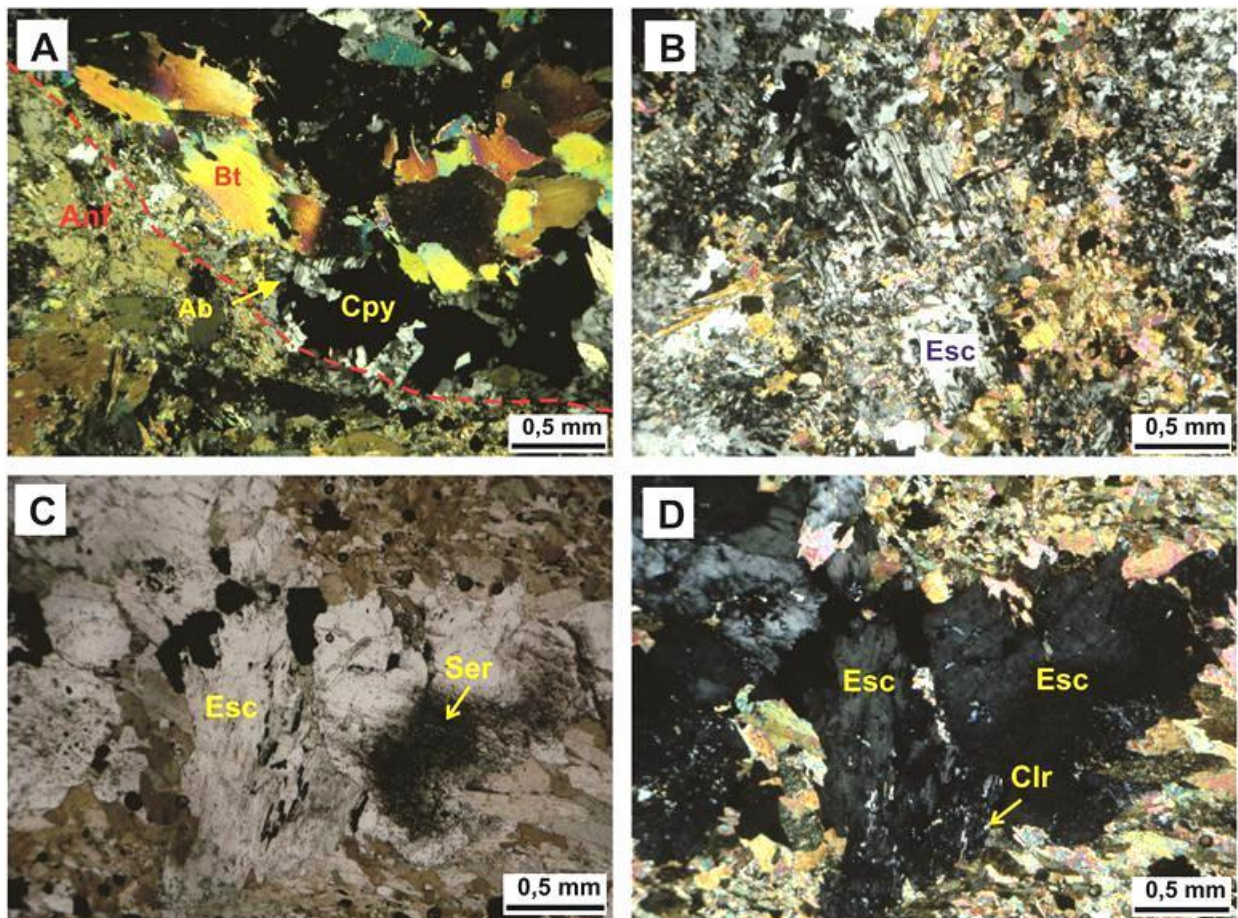
- **PLAGIOCLÁSIO**

Foi identificada apenas uma variedade de plagioclásio, designada de **Plg II**. É hidrotermal e forma de cristais subédricos a anédricos com maclamento albita, os quais, estão associados à calcopirita (**Fig.18A**).

- **ESCAPOLITA**

A **escapolita**, que constitui de 20 a 40% do volume da rocha, desenvolve cristais anédricos subarredondados e com planos de clivagem bem definidos em uma direção (**Fig. 18B**). É proveniente da substituição do plagioclásio e mostra finas inclusões de biotita, anfibólio e calcopirita. Mais raramente, mostra-se sericitizada (**Fig. 18C**) e cloritizada (**Fig. 18D**).

Figura 18 : Fotomicrografias de amostras de rochas máficas intensamente biotitizadas – **A**) Cristais de albita (Plg II) em vênula também composta por biotita e calcopirita – nicóis cruzados; **B**) Cristal de escapolita imerso em matriz de biotita – nicóis cruzados; **C**) Cristais de escapolita sericitizada emprestando aspecto sujo à rocha – luz natural; **D**) Cristais de escapolita sericitizada e cloritizada - nicóis cruzados. *Abreviações: Anf - anfibólio, Bt - biotita e Ab – albita; Esc – escapolita; Clr – clorita.*



- **ANFIBÓLIOS**

Os anfibólios presentes nessa variedade de rocha máfica são **Fe-pargasita** e **actinolita**, que, juntamente com a biotita, definem a foliação da rocha com proporções que variam de 0 a 15%. A **Fe-pargasita** deriva da completa alteração da Mg-hornblenda e mostra coloração verde azulada, granulação média, contatos irregulares com cristais de todos os outros minerais e está, por seu turno, intensamente biotitizada. A **actinolita – Act I** é produto da alteração da Fe-pargasita (**Fig. 19A**) e é comum nas zonas mineralizadas com calcopirita e se apresenta em cristais finos de coloração verde pálido. Junto com a biotita, constitui bandas ou agregados máficos que contrastam com as contrapartes félsicas, compostas essencialmente por escapolita e quartzo. Há outro tipo de actinolita – **Act II**, que é incolor e preenche fraturas juntamente com biotita e calcopirita, sendo por esta substituída. Dados composicionais semiquantitativos das variedades **Act I** e **Act II** estão apresentadas na **TABELA 4** e suas respectivas imagens de elétrons retroespalhados nas figuras **19C** e **19D**.

Os resultados não mostram diferenças marcantes na composição, a mais significativa se referindo à variação nos teores de Al, que registra quase o dobro na **Act I**.

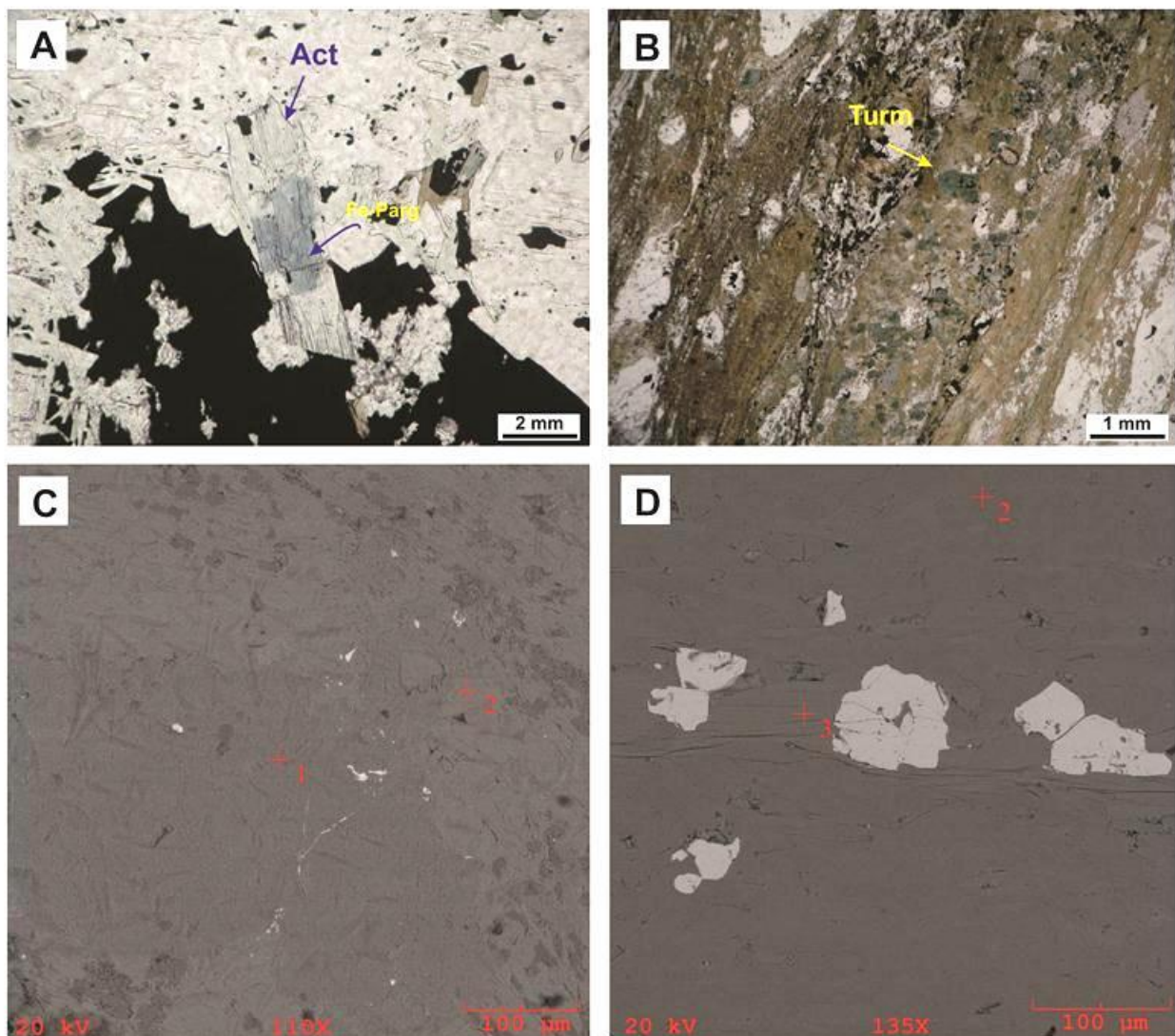
Tabela 4 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por mev-eds em anfibólio de rochas máficas intensamente biotitizadas

17_43 Imagem 1-1		VIS-31_43 C1 Imagem 1-2	
Em veio		Na massa rochosa	
Elt.	Conc	Elt.	Conc
O	41.009	O	40.088
Na	0.413	Na	0.638
Mg	10.181	Mg	10.548
Al	1.831	Al	3.145
Si	28.515	Si	28.342
Cl	0.24	-----	-----
Ca	9.196	Ca	9.913
Fe	8.614	Fe	7.326
	100		100
	Actinolita		Actinolita

- **BIOTITA**

A **biotita** perfaz entre 40 e 80 % do volume da rocha e é de origem hidrotermal. Desenvolve cristais subédricos, com granulação grossa e coloração marrom. Juntamente com os anfibólios, desenha a foliação da rocha. Turmalina ocorre associada à biotita em porções foliadas (**Fig. 19B**). Localmente, a biotita apresenta-se com coloração verde (**Fig. 17C**). É acompanhada de escapolita, substituindo-a parcialmente e são extremamente foliadas.

Figura 19: Fotomicrografias de biotita e anfibólio em amostras de rocha máfica intensamente biotitizada – **A**) Cristal de Fe-pargasita substituído parcialmente por actinolita (Act I) – luz natural; **B**) Rocha gabroica milonitizada e biotitizada com turmalina – luz natural; e **C**) Amostra 17/43 - Actinolita (ponto 1) em veio acompanhada por biotita I (ponto II); **D**) Amostra 31/43 – Actinolita (ponto 2) acompanhada por biotita I (ponto 3) –As imagens de elétrons retroespalhados C e D são referentes às análises mostradas na tabela 4. *Abreviações: Fe-Parg – Fe-Pargasita, Act – actinolita e Turm – turmalina.*



• SULFETOS E ÓXIDOS

O modo de ocorrência da **calcopirita** é muito similar à observada no gabro/quartzodiorito moderadamente biotitizado, mantendo as mesmas relações paragenéticas com a pirita e bornita (**Fig. 20A**). Está, porém, preferencialmente associada à escapolita e a albita, que a substituem. A **pirita**, por sua vez, forma cristais subédricos de granulação fina ou grossa, quando em porções foliadas (**Fig. 20B**). A **magnetita** forma cristais subédricos e anédricos (**Fig. 20C**) de granulação fina ou média, disseminados e geralmente acompanhados por biotita, calcopirita e pirita (**Fig. 20C**). Alguns cristais exibem finas lamelas de **ilmenita**.

Figura 20: Fotomicrografias de minerais opacos em amostras de rocha máfica intensamente biotitizada – **A**) Cristais de calcopirita parcialmente substituídos por bornita – luz refletida; **B**) Cristais de pirita e calcopirita em vênulas– luz refletida; e **C**) Cristais disseminados de calcopirita, pirita e magnetita – luz refletida. Bor – bornita, Py – pirita, Cpy – calcopirita e Mgn – magnetita.



9 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE METASSOMATISMO POTÁSSICO.

A alteração hidrotermal é caracterizada por um conjunto de processos metassomáticos que envolvem transformações texturais, mineralógicas e químicas resultantes da interação entre fluidos aquosos quentes e as rochas através das quais eles circulam e com as quais estão em desequilíbrio (REED, 1997). A alteração geralmente é acompanhada de mineralização, indicando que se trata de processos interdependentes.

O estudo da alteração hidrotermal ao longo dos anos tem se mostrado útil tanto como guia de exploração, pois a alteração é indicadora espaço-temporal da deposição do minério, como importante indicador das características dos fluidos associados com o depósito mineral.

Os principais fatores que controlam o tipo e a intensidade da alteração hidrotermal são: a) a natureza da rocha; b) a composição do fluido, notadamente a concentração do íon hidrogênio (H^+); c) a razão fluido:rocha; e d) as condições de temperatura e pressão do ambiente em que a alteração ocorre. Já o regime tectônico é decisivo na determinação do estilo de ocorrência dos minerais.

Burnham (1962) agrupa a maioria das rochas alteradas em dois principais conjuntos (ou fácies), a argílica e a fílica. De acordo com este autor, a fácies argílica compreenderia as de alterações propilítica, montmorilonítica e caulínica, enquanto que a fílica consistiria nas variedades muscovítica e biotítica. Para (REED, 1997), os tipos de alteração hidrotermal são classificados como propilitização, alteração fílica (sericítica), argílica e argílica avançada, além de metassomatismo alcalino (sódico e potássico). Geralmente cada tipo de alteração caracteriza uma subzona ou halo.

A zona potássica é caracterizada principalmente pela presença, seja pela neoformação ou pela recristalização, de K-feldspato com ou sem biotita ou muscovita. Geralmente apresenta minerais traços de Ca como apatita, anidrita, fluorita, calcita e scheelita, além de calcopirita, pirita, magnetita ou hematita. Quartzo e albita também podem estar presentes, porém albita é muito menos comum que quartzo. Em rochas máficas, a biotitização é a maior evidência de alteração potássica, a qual é também subdividida nos subtipos muscovítico e biotítico (BURNHAM 1982).

Quimicamente, as rochas submetidas à alteração potássica são empobrecidas em CaO, MgO e Na₂O no subtipo muscovítico; já no subtipo biotítico ocorre de forma contrária, ocorre conservação de MgO e Na₂O, devido à incorporação do MgO na biotita e do Na₂O na albita. Concomitante ao intenso metassomatismo do K₂O, CaO é lixiviado dessas rochas, resultando na relação inversa entre estes dois componentes.

A assembléia mineral constituinte da alteração potássica é estável em uma gama variável de temperaturas e pressões. A biotita, embora seja estável a mais altas temperaturas que a muscovita, é

mais facilmente destruída em baixas temperaturas, sendo comumente convertida em clorita e/ou sericita.

As mudanças composicionais resultantes da alteração potássica dependem das condições de pressão, temperatura, intensidade do metassomatismo de K_2O e da composição da rocha hospedeira.

10 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

As observações macroscópicas e petrográficas permitiram caracterizar diversos tipos de alteração hidrotermal nas rochas máficas do depósito Visconde, bem como estabelecer as diversas relações temporais entre eles.

De modo geral, a alteração hidrotermal no Alvo Visconde foi ubíqua, obliterando parcial a totalmente as texturas e composição originais das rochas hospedeiras. As zonas hidrotermais são verticalizadas e sua distribuição foi fortemente controlada por zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis.

Albitização, escapolitização, anfibolitização, biotitização, epidotização, magnetitização, turmalinização, cloritização, feldspatização potássica e silicificação foram os principais processos que alteraram os litotipos do depósito Visconde. Nas rochas máficas, em particular, foram mais marcantes a anfibolitização, biotitização e escapolitização. Os diversos tipos de alteração encontrados são descritos a seguir.

10.1 ANFIBOLITIZAÇÃO

Este tipo de alteração se desenvolveu em três estágios diferentes. No primeiro (**anfibolitização I**) se deu a formação da Mg-hornblenda a partir muito provavelmente de minerais ferromagnesianos primários (ígneos?). Seus cristais apresentam forte zoneamento e em algumas porções estão maclados. A substituição foi tão intensa que, se na associação original havia piroxênio, nenhum de seus cristais sobreviveu como relíquia. Durante a **anfibolitização II**, foi estabilizada a Fe-pargasita/Fe-tschermakita, que substituiu totalmente a Mg-hornblenda e parcialmente o plagioclásio, formando cristais verde azulados que atingem até 50% das variedades pouco biotitizadas, substituindo-os pelas bordas e/ou planos de clivagem (**Fig. 21B**). A **anfibolitização III** é marcada pelo desenvolvimento de cristais subédricos a euédricos, prismáticos, incolores a amarelados de actinolita, que resultaram tanto da alteração da Fe-pargasita/Fe-tschermakita (**Fig. 16B**) como de precipitação direta do fluido hidrotermal. É comum nas rochas máficas com quantidades médias a altas de biotita. Nas zonas muito biotitizadas e foliadas, constitui vênulas juntamente com calcopirita, albita e epidoto.

10.2 ESCAPOLITIZAÇÃO

Juntamente com a biotitização, é um dos tipos de alteração hidrotermal mais importantes presentes nas rochas máficas. As rochas afetadas por esse tipo de alteração se caracterizam por coloração esverdeada. É caracterizada pela formação de escapolita de composição predominantemente marialítica (**Tab. 05**), que exhibe cristais anédricos a subédricos com terminações arredondadas. A

escapolita foi formada antes, durante e depois do processo de biotitização. Em rochas intensamente escapolitizadas, texturas ígneas são completamente obliteradas e a identificação do protólito apenas é possível com a observação das transições entre litotipos mais preservados e intensamente escapolitizados.

Tabela 5 – Composições semiquantitativas (% em peso) obtidas por mev-eds em escapolita de rochas máficas pouco a intensamente biotitizados.

POUCO BIOTITIZADA				MODERADAMENTE BIOTITIZADA		INTENSAMENTE BIOTITIZADA			
21_43 C1 Imagem 1-4		21_43 C3 Imagem 1-3		19_43 Imagem 1-3		31_43 C2 Imagem 1-2		15_35 C1 Imagem 1-2	
Elt.	Conc	Elt.	Conc	Elt.	Conc	Elt.	Conc	Elt.	Conc
O	39.565	O	39.28	O	39.364	O	40.227	O	30.514
Na	7.237	Na	7.065	Na	7.507	Na	5.759	Na	5.788
Al	13.271	Al	13.601	Al	12.914	Al	14.311	Al	13.989
Si	30.343	Si	30.303	Si	30.897	Si	28.747	Si	35.257
Cl	4.375	Cl	4.39	Cl	4.477	Cl	3.015	Cl	6.189
Ca	4.824	Ca	5.36	Ca	4.289	Ca	7.941	Ca	7.548
TOTAL	100		100		100		100		100

Dados composicionais não mostram diferenças significantes, comparativamente, na escapolita das variedades pouco e moderadamente biotitizadas, porém em relação às variedades intensamente biotitizadas observa-se sensível variação, caracterizada por diminuição nos teores de Na (7% → 5%) e aumento nos de Ca (4,5% → 7,6%), ou seja, à medida que o grau de alteração aumenta a escapolita tende a se tornar mais meionítica (mais cálcica).

10.3 BIOTITIZAÇÃO

De um modo geral, a alteração potássica com biotita é típica de rochas máficas no depósito Visconde, as quais são de granulação fina a média e de cor cinza escura, e mostram-se foliadas e cortadas por vênulas de vários minerais. As variedades intensamente afetadas por este tipo de alteração caracterizam-se pela produção de grande quantidade de biotita, alcançando proporções de até 80% a partir principalmente da alteração do anfibólio (**Fig. 10B**), plagioclásio (**Fig. 9C**), escapolita e turmalina (**Fig. 19C**), o que demonstra o caráter tardio da biotitização. A biotita pode ser intersticial, mas também ocorre em forma de agregados, ou ainda circunda principalmente o anfibólio e plagioclásio, e, nas zonas intensamente alteradas, a escapolita (**Fig. 21E**). Ocorre em

fraturas, bordas (**Fig. 21A**) e planos de clivagem (**Fig. 21D**) de minerais como anfibólio e plagioclásio, redundando em substituição que pode variar desde incipiente até total. As zonas biotitizadas (**Bt I**) são cortadas por vênulas compostas por minerais sódico-cálcicos e quartzo, ou por vênulas monominerálicas de biotita (**Bt II**). Estas últimas vênulas conectam seus agregados e marcam os caminhos de percolação dos fluidos responsáveis pelo metassomatismo potássico. Nas rochas cisalhadas, são as palhetas de biotita que determinam o aspecto foliado das rochas, já as zonas milonitizadas são marcadas por ocorrência de biotita fina, denotando, assim, íntima relação com o estágio dúctil-rúptil de deformação.

Apesar dos dados obtidos por de Craveiro (2011), que revelam o caráter flogopítico da biotita, as análises obtidas por MEV-EDS (**TABELA 06**) acusam composição annítica (Fe = 10 a 21%; Mg = 5 a 10%), a qual varia pouco com o grau de biotitização ou modo de ocorrência, embora perceba-se tendência a ser mais rica em Fe (~21%) na rocha máfica pouco biotitizada e menos rico (~12%) na intensamente biotitizada. Em se tratando de dados semi-quantitativos, torna-se difícil contestar os fornecidos por aquele autor. Outro ponto a destacar é a ausência de Ti na biotita de coloração verde.

10.4 SULFETAÇÃO

A precipitação de sulfetos se deu em todos os estágios de alteração hidrotermal, porém foi muito mais abundante durante e após a biotitização. Nas rochas pouco biotitizadas, os sulfetos formam disseminações e, com o avanço da alteração, foram precipitados em planos de foliação e fraturas, além de terem preferência por contatos litológicos. São representados por pirita, bornita e, principalmente, calcopirita. A calcopirita é a fase mais abundante, mostra feições de coprecipitação com a pirita (**Fig. 20B**) e é contemporânea e substituída por bornita (**Fig. 16A**).

10.5 EPIDOTIZAÇÃO

Os cristais de epidoto ocorrem quase em todos os estágios de alteração nas rochas máficas. Exibem geralmente coloração esverdeada (pistacítica), são ora prismáticos ora anédricos a subédricos. Quantidades significativas desse mineral foram formadas nos estágios iniciais seja por descalcificação do plagioclásio (**Fig. 21E**), seja associada à formação do anfibólio cálcico (**Fig. 21F**). Estão geralmente associados à calcopirita.

10.6 SILICIFICAÇÃO

Este tipo de alteração é representado principalmente por quartzo em veios e vênulas que cortam as rochas máficas do depósito Visconde (**qtz II**). Substitui também Fe-pargasita/Fe-tschermakita, plagioclásio (**Fig. 21C**) e é substituída por biotita (**qtz II**).

10.7 ALBITIZAÇÃO

A albitização é o tipo de alteração menos comum nas rochas máficas e corresponde à albitização II de Costa (2010) e Craveiro (2011). Teve lugar após a biotitização e aparentemente marca o estágio final da alteração, sendo caracterizada pela formação de finos cristais de albita, límpidos, em veios e vênulas que cortam as rochas desde pouco (**Fig. 09F**) até muito biotitizadas (**Fig. 15C**). Esses cristais ocorrem isolados ou associados à pirita, calcopirita, clorita e actinolita.

10.8 ARGILIZAÇÃO E SERICITIZAÇÃO

A formação de argilominerais e sericita se deu em pequena escala e à custa principalmente do plagioclásio primário (**Fig. 9B**). O plagioclásio hidrotermal (**Plg II**) não se mostra argilizado ou sericitizado (**Fig. 9F**).

Figura 21: Fotomicrografias dos principais tipos de alteração. **A)** Biotitização - biotita em espaços intersticiais de cristais de plagioclásio e quartzo – nicóis cruzados; **B)** Anfibolitização II - Mg-hornblenda substituída por Fe-pargasita ao longo dos planos de clivagem – luz natural; **C)** Silicificação e sericitização - Quartzo envolvendo cristal de plagioclásio sericitizado, o que indica ser a sericitização anterior à silicificação – nicóis cruzados; **D)** Biotitização - Fe-pargasita substituída por biotita pelas bordas e ao longo de planos de clivagem – luz natural; **E)** Biotitização – Rocha máfica praticamente toda substituída por biotita que também substituiu parcialmente a escapolita – nicóis cruzados; **F)** Epidotização – Formação de epidoto à custa da descalcificação do plagioclásio – nicóis cruzados; **G)** Epidotização - Formação de epidoto à custa do anfibólio cálcico (Mg-hornblenda) – nicóis cruzados. *Bt* - biotita; *Fp* - Fe-Pargasita; *Plg* - Plagioclásio; *Src* - Sericita; *Qtz* - quartzo; *Esc* - Escapolita; *Ep* – Epidoto; *Mh* – Mg-hornblenda.

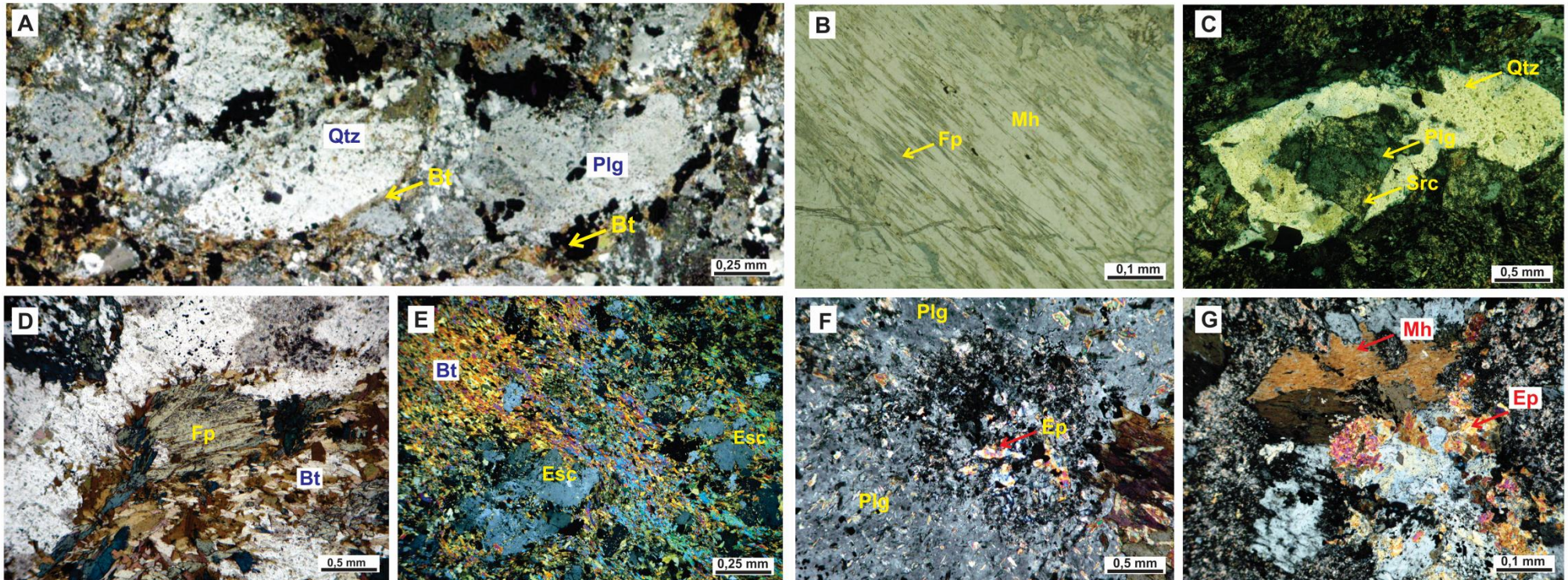


Figura 22: Quadro paragenético referente às rochas máficas do depósito Visconde, Carajás.

Minerais	Pré Biotitização	ESTÁGIOS DE BIOTITIZAÇÃO		
		Fraca	Moderada	Intensa
Plagioclásio				
Magnetita				
Mg-hornblenda	-----			
Ilmenita	-----			
Rutilo	-----			
Quartzo	-----			
Biotita	-----			
Escapolita				
Epidoto			-----	
Fe-Pargasita		-----		
Actinolita			-----	
Clorita				-----
Calcopirita	-----	-----	-----	-----
Pirita	-----	-----	-----	-----
Bornita		-----	-----	-----

11 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

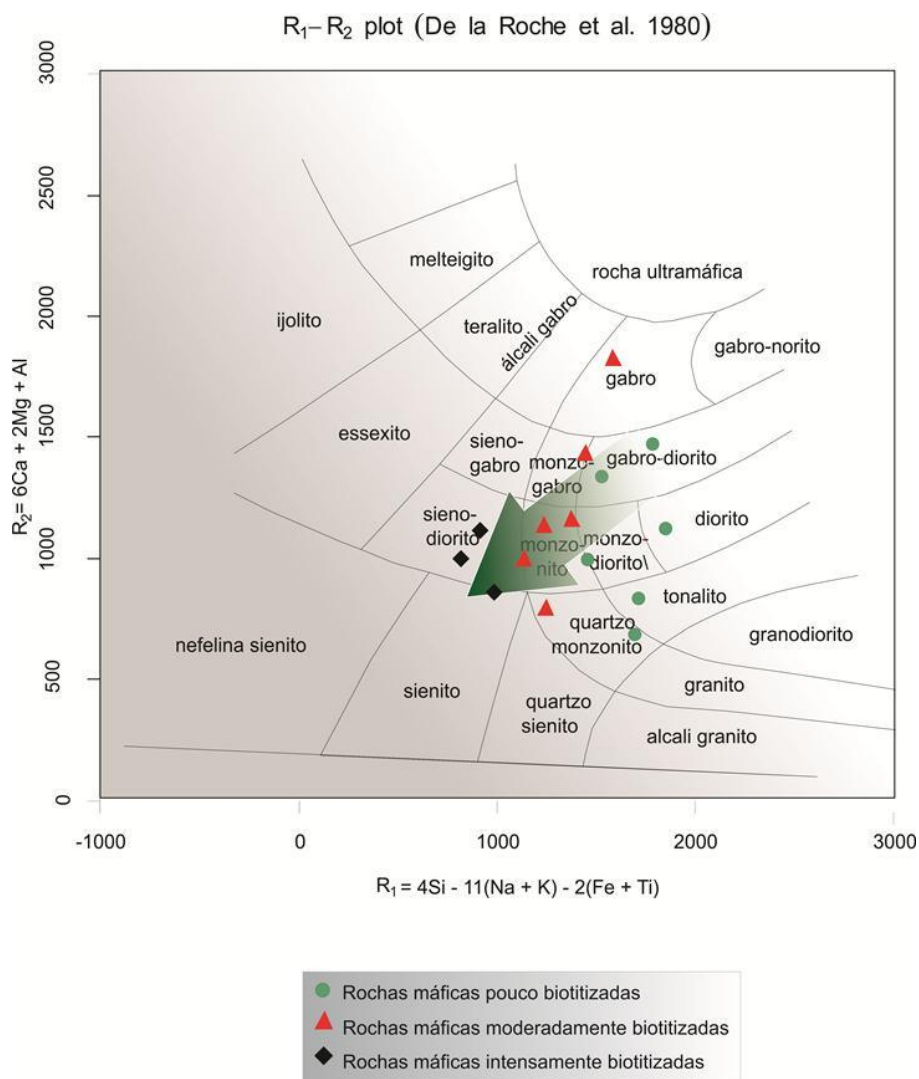
Os resultados das análises químicas (ANEXO), devido à alteração hidrotermal, não mais representam a composição original das rochas, porém, ainda assim, são compatíveis com derivação máfica, particularmente os da amostra menos biotitizada (1/35).

Nas amostras com fraca biotitização, a Mg-hornblenda foi substituída por Fe-pargasita e o plagioclásio por escapolita, de modo que na maioria delas boa parte do CaO e do Na₂O foi preservada no sistema, fazendo com que as concentrações ainda sejam elevadas, da ordem de 8,30% e 3,70%, respectivamente. Em outras (9/50 e 12/50), o CaO foi substancialmente removido e/ou diluído em função da entrada de outros componentes, sobretudo sílica, chegando a valores baixos em torno de 2,5%. Os conteúdos de K₂O (1,20 a 2,28%), particularmente aqueles acima de 1,0%, devem estar diretamente ligados às quantidades de biotita. Nas amostras moderada a muito biotitizadas, em que anfibólios, plagioclásio e escapolita foram parcial a totalmente substituídos por biotita, observa-se ampla variação nos conteúdos de K₂O (de 2,83 a 5,67%), MgO (3,65 a 10,92%), CaO (1,90 a 8,32%) e Na₂O (1,46 a 3,96%). Vale salientar que a amostra 14/35 é a que apresenta o maior teor de CaO (8,32%), o menor de Na₂O (1,46%) e um dos mais altos teores de MgO (10,83%).

De modo geral, pode-se dizer que o avanço da alteração potássica foi marcado pelo aumento nos conteúdos médios de K₂O (1,9 a 5,3%) e MgO (4,1 a 9,3%), e diminuição nos de Na₂O (2,9 a 2,0%) e CaO (5,5 a 2,6%), implicando diminuição das razões Na₂O/K₂O (1,6 a 3,2) e CaO/K₂O (1,9 a 0,5) por conta da substituição dos minerais sódico-cálcicos por biotita.

A maioria das amostras pouco biotitizadas revela composição gabroica a diorítica. Dentre elas, as duas com menor proporção de biotita (9/35 e 21/43) caem no campo do gabro/diorito. Duas amostras pouco biotitizadas, mas com fortes indícios de alteração sódico-cálcica (9/50 e 12/50), correspondem quimicamente a tonalito e quartzomonzonito. A sua vez, as amostras moderada a intensamente biotitizadas acham-se deslocadas em direção aos campos das rochas mais félsicas, como resultado principalmente da entrada de K₂O e remoção de Na₂O e CaO por via metassomática (**Fig. 23**). Sintomaticamente, apesar da quantidade relativamente elevada de biotita, é a amostra 14/35 a única que se posiciona no campo do gabro.

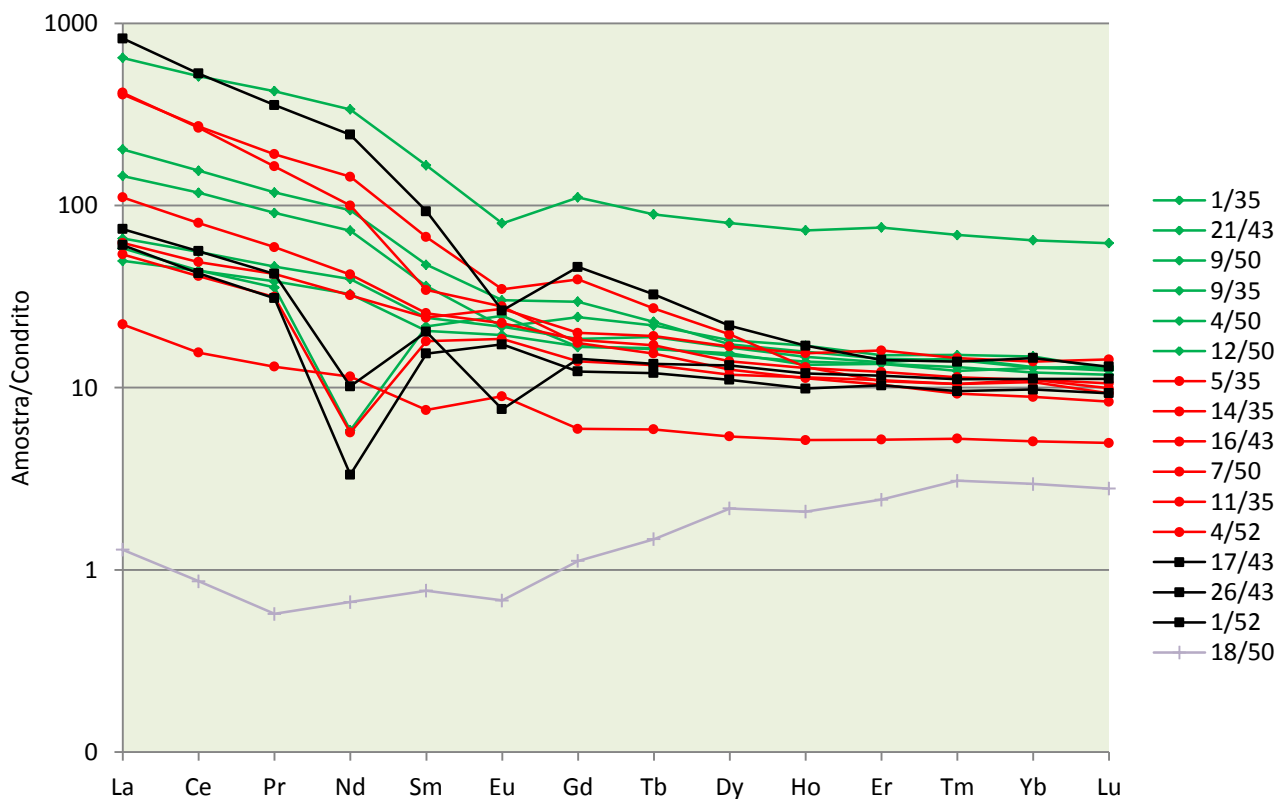
Figura 23: Diagramas R1 – R2 (de la Roche et al.,1980) em que estão representadas amostras de rochas máficas da região de Carajás com variado grau de alteração hidrotermal. Distribuição da amostras deste estudo, que ressalta a variação composicional (seta) em direção a termos mais félsicos, desde as menos até as mais biotitizadas.



A abundância dos ETR varia de 20 ppm a 1003 ppm. O menor valor corresponde à amostra 18/50, a qual será tratada à parte. O padrão de distribuição desses elementos em amostras pouco, moderada e muito biotitizadas (**Fig. 24**) é muito similar, sendo todas elas bem mais enriquecidas em ETR do que o condrito, por fatores que variam de cerca de 10-20 (ETRP) até 60-900 (ETRL). Há, assim, moderado a forte fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, com valores de $(La/Yb)_N$ entre 4 e 56,6. A de menor enriquecimento é a 14/35, a qual, como já mencionado, exibe textura subofítica reliquiar. Observa-se que os ETRP tendem a mostrar comportamento sub-horizontal e que as anomalias de Eu são em geral fracas e variam de

positivas a negativas (0,41 a 1,3), independentemente do grau de biotitização. Além disso, quatro amostras apresentam acentuada anomalia negativa de Nd, contrastando com as demais que a exibem positiva e fraca.

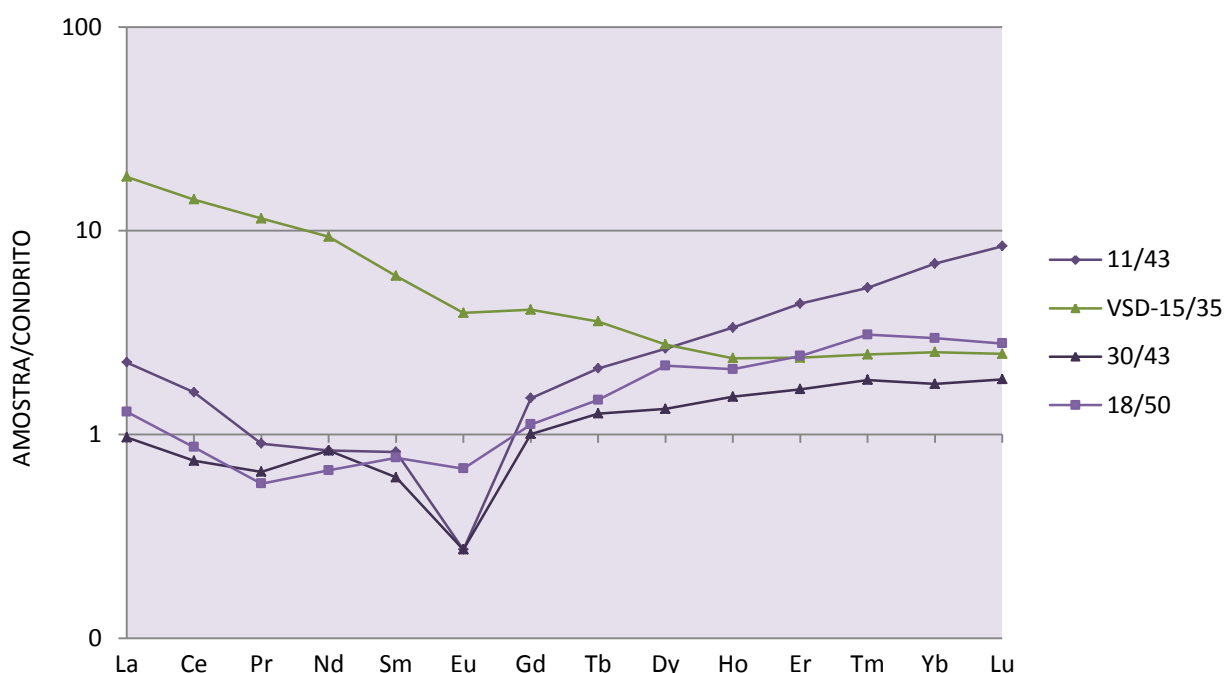
Figura 24: Padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito (Boyton, 1984), de amostras de rochas pouco, moderada e muito biotitizadas. Mesma simbologia da figura 23.



Por seu turno, a amostra 18/50 apresenta distinto padrão de ETR já que é enriquecida em ETRP em relação aos ETRL $[(La/Yb)_N=0,43]$ e mais empobrecida em Pr, Nd, Sm e Eu do que o condrito (**Fig. 25**). Em termos mineralógicos, é, como a maioria das amostras de rochas máficas intensamente biotitizadas, composta de biotita, escapolita e algum quartzo, contudo a mica é de cor verde intenso. Quando comparada a amostras de rochas ultramáficas do depósito Visconde (11/43 e 30/43), que foram estudadas por Costa (2010), percebe-se padrão de ETR muito

semelhante, em que pesem anomalias negativas mais acentuadas de Eu (**Fig. 25**). Conclui-se, assim, que muito possivelmente o protólito da amostra 18/50 deve ter sido rocha ultramáfica. Por outro lado, Craveiro (2011) analisou uma amostra mineralogicamente idêntica à 18/50, com a mesma variedade de biotita, e retrata comportamento dos ETR muito similar ao das amostras de rochas máficas apresentadas na figura 22. Aparentemente, a formação de biotita verde independeu da composição do protólito e deve ter resultado de características composicionais inerentes ao fluido hidrotermal.

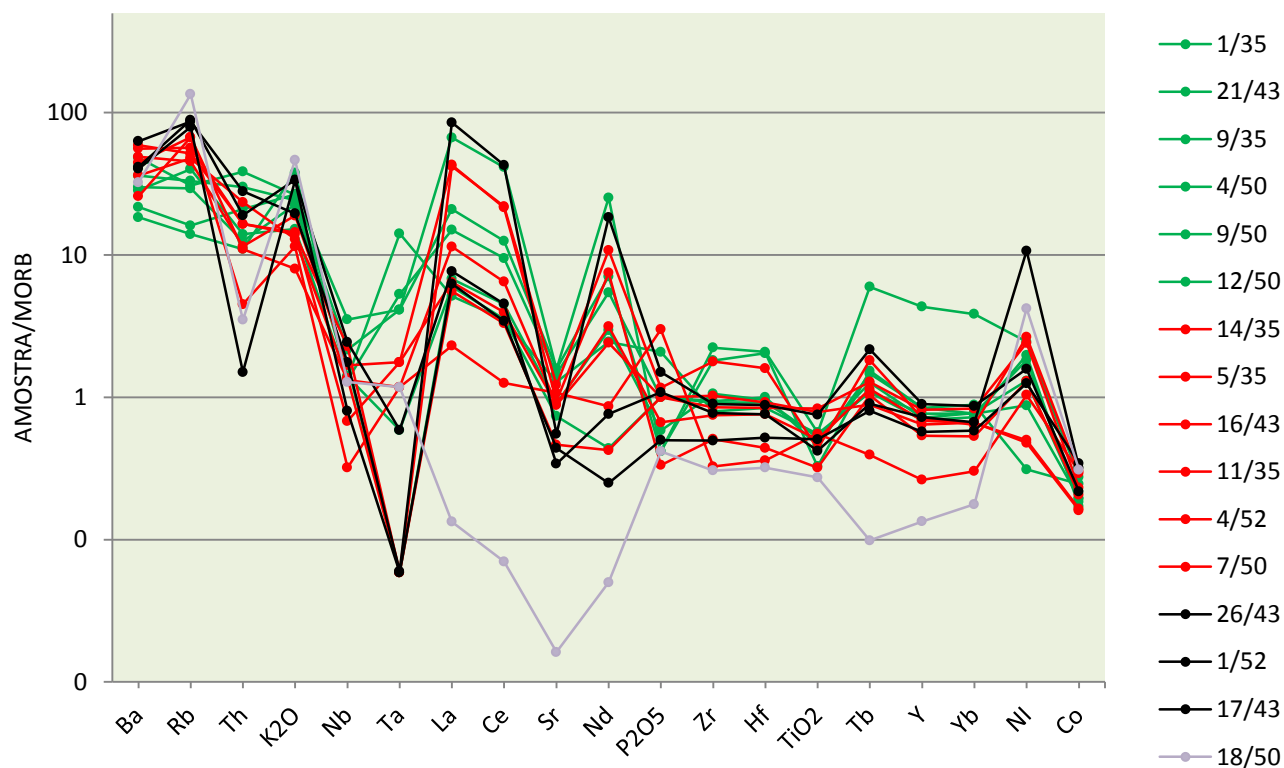
Figura 25: Padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito (Boyton, 1984), de amostras de rochas ultramáficas do depósito Visconde (11/43 e 30/43, Costa, 2010) e máfica (VSD-15/35, Craveiro, 2011).



Em relação aos elementos traço (**Fig. 26**), quando normalizados ao MORB, são, de modo geral, evidentes as anomalias positivas em Rb, La, Ce, Ni e Tb. O enriquecimento de Rb e K_2O é resultado da alteração potássica. Ocorrem anomalias negativas de Th, Nb, Ta, Co e Sr, este último provavelmente devido à pouca preservação do plagioclásio e formação de albita

(Lindenmayer *et al.* 2001b). A aparente anomalia positiva de Nd deve ter sido resultado dos baixíssimos valores de Sr e P_2O_5 que resultaram na formação de um pico no local do Nd.

Figura 26: Diagrama de multielementos, normalizados ao MORB (Bevins et al, 1984), em amostras de gabro pouco, moderada, muito biotitizadas e rocha ultramáfica associada. Mesma simbologia da figura 23.



12 DISCUSSÕES

- NATUREZA DAS ROCHAS MÁFICAS

Rochas máficas e ultramáficas revelam, em geral, teores de K_2O abaixo de 1,5%. Valores mais elevados podem ser observados em rochas kimberlíticas e lamproíticas ou denotar aporte deste componente por via metassomática. As amostras aqui estudadas apresentam conteúdos variados de K_2O que chegam a quase 6,0%, bem acima, portanto, do observado normalmente em rochas máficas e são, em grande parte, devido à formação da biotita hidrotermal. Abre-se, assim, de início, uma questão: teriam sido rochas máficas os protólitos das rochas biotitizadas do depósito Visconde?

Forte evidência vem da amostra 14/35 que apresenta textura subofítica localmente preservada (**Fig. 8A**), permitindo supor que a rocha original era gabroica ou (quartzo)diorítica. Outras evidências são fornecidas pelas amostras menos biotitizadas, especialmente as de notação 1/35, 9/35, 21/43 e 4/50, cuja composição é comparável à de rochas máficas pouco alteradas que ocorrem nas serras norte (N5) e sul (S11), e nos depósitos Igarapé Bahia e Gameleira, todos da região de Carajás (**Tab. 7**). Dessa comparação, constatam-se maiores similaridades com os metabasaltos do depósito N5, enquanto as maiores diferenças são observadas em relação aos metagabros de Águas Claras, cujas amostras são praticamente sem alteração e preservam pelo menos 30% do clinopiroxênio primário (**Fig. 27A**). Em S11, o teor relativamente alto de sílica (55,4%) é indicativo de entrada de quartzo por via hidrotermal e neste aspecto também se diferencia das quatro amostras do depósito Visconde.

Na **Fig. 27B**, além das amostras deste trabalho, constam outras de natureza máfica que foram estudadas por Costa (2011) e Craveiro (2011), com grau de alteração ainda mais acentuado, chegando a assumir, do ponto de vista químico, composição sienítica a nefelina-sienítica.

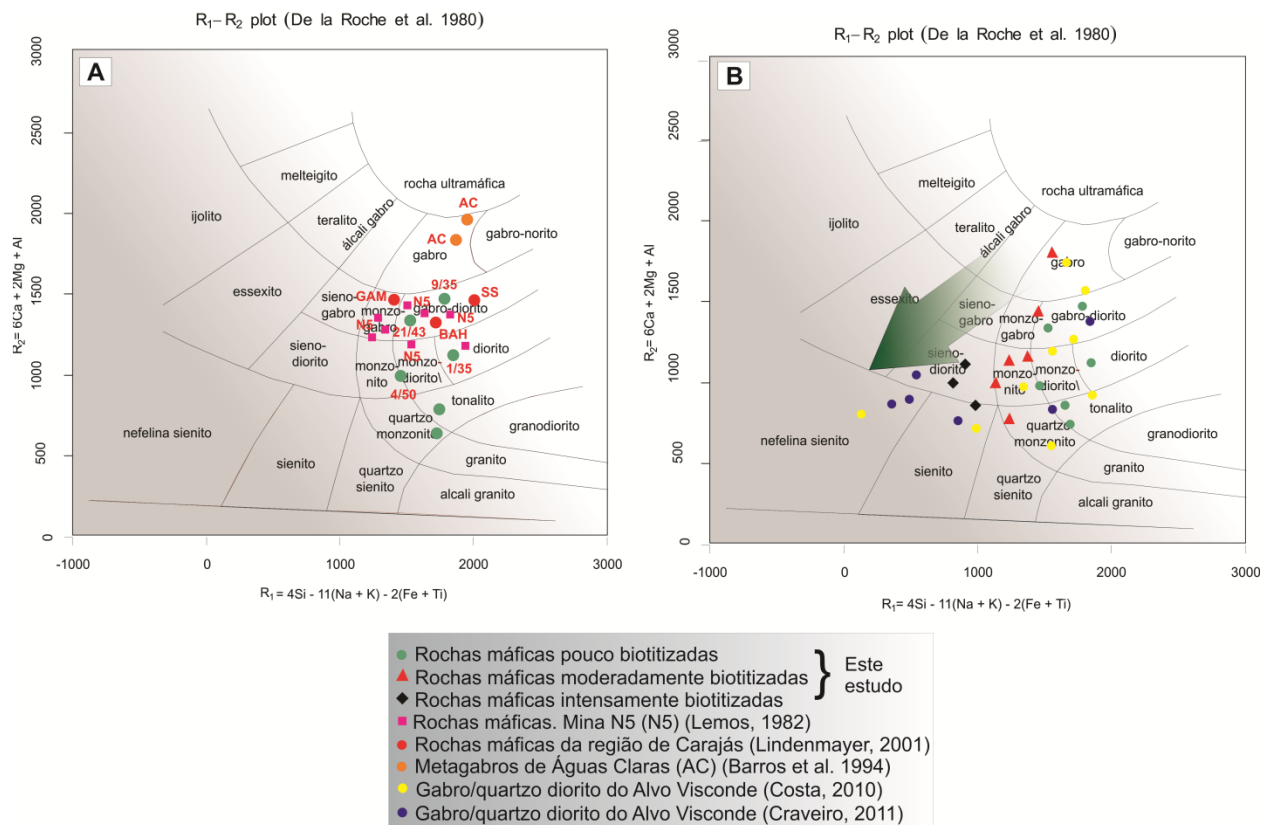
As amostras 9/50 e 12/50 também são pouco biotitizadas, porém revelam maior grau de alteração provocado tanto por silicificação como pela descalcificação e sericitização do plagioclásio, daí os mais baixos teores de CaO (<3,65%). Ainda assim, é inteiramente plausível que tenham sido transformadas a partir de protólitos máficos. A biotitização se sobrepôs à alteração sódico-cálcica com intensidade variada, produzindo rochas com ampla variação nas quantidades de minerais das associações sódico-cálcica e potássica.

Tabela 7 – Composição química das amostras pouco biotitizadas do depósito Visconde comparada a rochas máficas de outras áreas de Carajás (% em peso).

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF
AC ¹	49,15	0,61	15,30	7,86	0,17	6,98	11,71	2,12	1,61	0,16	1,59
GAM ²	47,05	1,28	14,25	13,84	0,17	6,10	8,11	2,59	1,69	0,08	2,89
S11 ²	55,40	0,42	14,40	7,29	0,21	6,10	8,70	2,90	1,70	0,07	1,82
BAH ²	50,00	1,36	13,80	15,03	0,35	5,44	7,32	2,65	0,85	0,15	1,70
N5 ³	51,21	0,61	14,21	11,41	-----	6,49	6,69	3,17	2,16	0,37	2,28
1/35	54,18	0,69	14,63	12,31	0,07	4,58	5,81	2,45	2,28	0,12	1,00
21/43	53,45	0,76	13,76	10,80	0,04	5,71	7,44	3,72	1,72	0,08	1,00
9/35	50,57	0,80	14,64	12,76	0,13	6,12	8,29	2,64	1,20	0,12	1,00
4/50	50,65	1,18	12,56	17,52	0,06	4,10	5,08	2,53	2,16	0,12	1,20
9/50	55,23	0,83	12,92	17,95	0,02	2,19	3,51	2,54	2,10	0,25	0,10
12/50	58,66	0,83	13,14	12,15	0,01	2,02	2,53	3,63	1,94	0,36	1,40

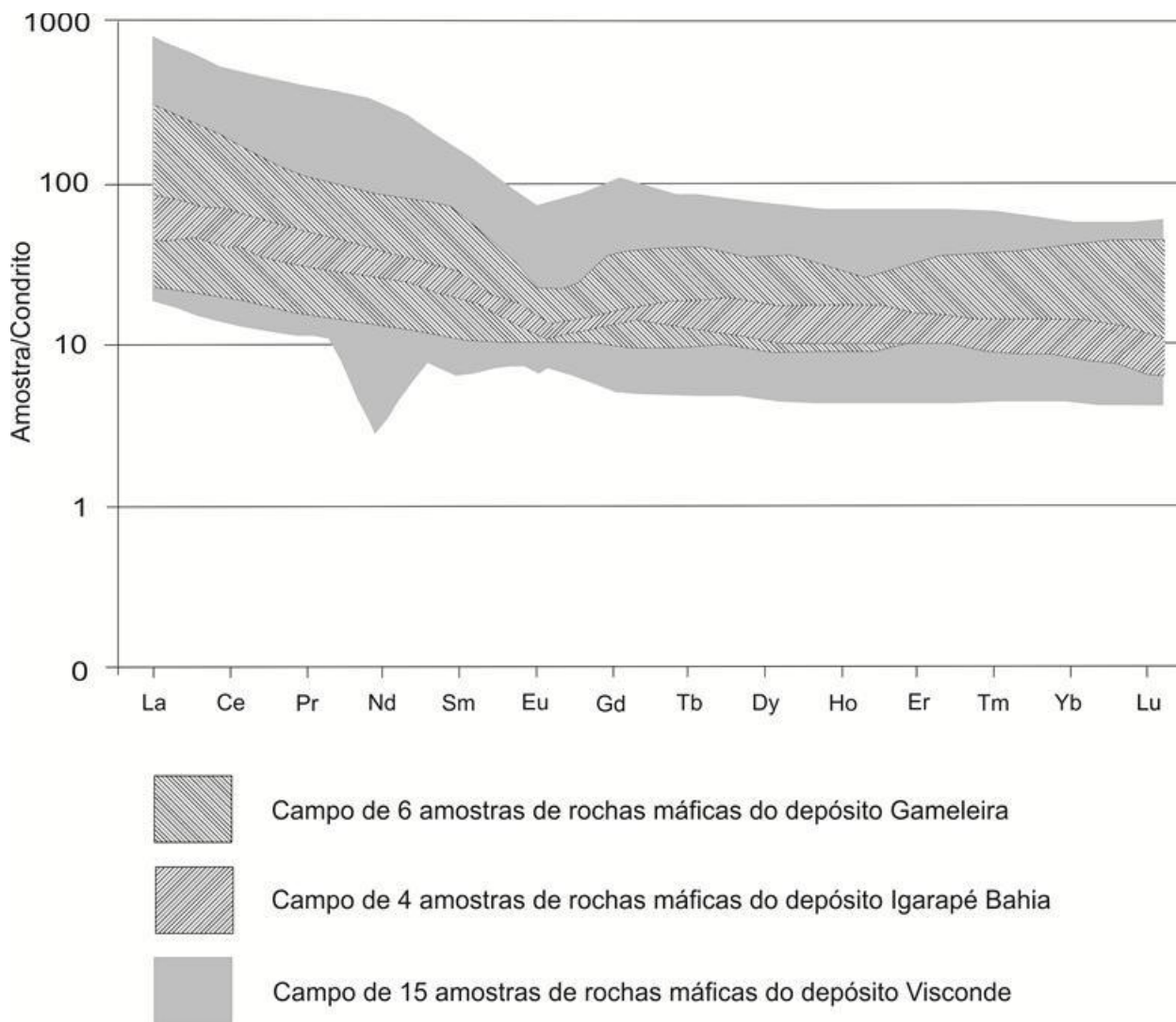
¹Barros et. al., 1994 (AC=Águas Claras, metagabros, média de duas amostras); ²Lindenmayer 2001(GAM=Gameleira, S11=Serra Sul, Grupo Grão Pará; BAH=Grupo Igarapé Bahia); ³Lemos,1982 (N5, Serra Norte, Grupo Grão Pará, média de oito amostras).

Figura 27: Diagramas R1 – R2 (de la Roche et al.,1980) em que estão representadas amostras de rochas máficas da região de Carajás com variado grau de alteração hidrotermal. **A)** Amostras deste estudo pouco biotitizadas em comparação a amostras de rochas máficas pouco alteradas dos depósitos Águas Claras, N5, S11, Gameleira e Igarapé Bahia; **C)** Distribuição das amostras de rochas máficas do depósito Visconde em que estão incorporadas aquelas estudadas por Costa (2011) e Craveiro (2011), tanto pouco como intensamente alteradas, confirmando as observações feitas para o diagrama A.



Comparando-se as amostras do depósito Visconde com as dos depósitos Gameleira e Igarapé Bahia, registra-se comportamento dos ETR muito semelhante (**Fig. 28**), com fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP. As anomalias de Eu são constantes em todas as amostras dos depósitos de Carajás e são tanto mais pronunciadas quanto mais alterado e albitizado é o plagioclásio, da mesma forma ocorre com as rochas dos depósitos Visconde, já que todas as rochas intensamente biotitizadas apresentam esta anomalia. A anomalia de Nd foi detectada apenas em algumas amostras gabraicas/(quartzo)dioríticas do depósito Visconde.

Figura 28: Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Boyton (1984) entre de amostras de gabro do depósito Visconde (este trabalho) e gabros dos depósitos Gameleira e Bahia (Lindenmayer, 2001).



- EVOLUÇÃO QUÍMICA DOS GABROS/(QUARTZO)DIORITOS

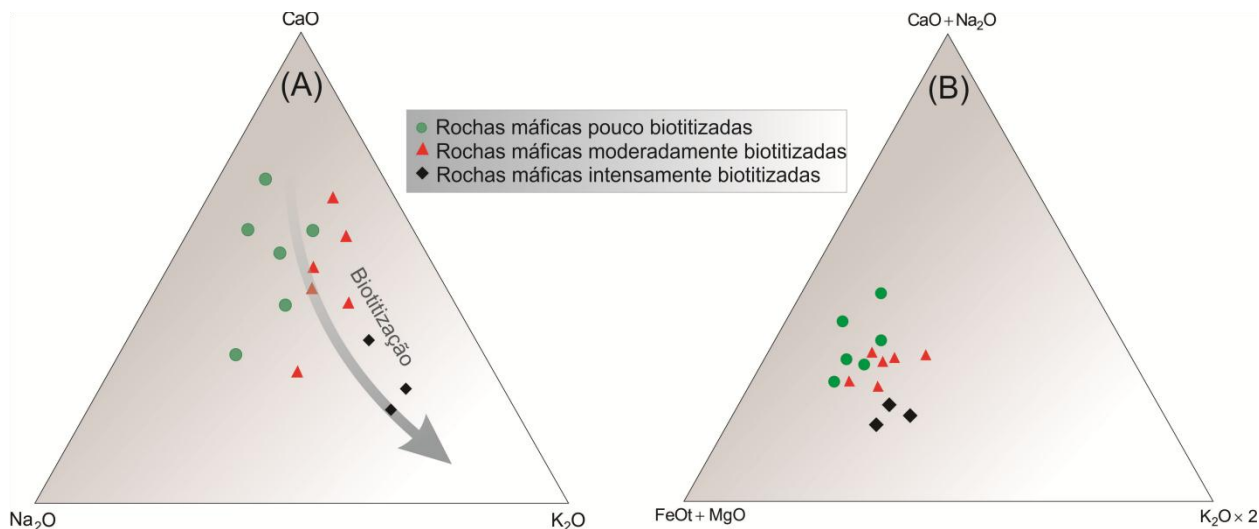
Não foram observadas amostras de gabro/(quartzo)diorito sem sinais de alteração, de modo que não foi possível determinar a composição mineralógica original do protólito. Amostras menos alteradas revelam Mg-hornblenda, biotita, plagioclásio, magnetita e quartzo subordinado, sem a presença de piroxênio reliquiar. A própria Mg-hornblenda pode ser produto metamórfico pré-alteração e a biotita essencialmente hidrotermal.

Assumindo-se que no início do estágio hidrotermal, que foi marcado pela alteração sódico-cálcica, os fluidos interagiram com um ambiente mineralógico dominado por Mg-hornblenda, plagioclásio e magnetita, pode-se discutir a evolução química do protólito com auxílio dos diagramas triangulares $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ e $(\text{FeO}_t+\text{MgO})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})-\text{K}_2\text{O} \times 2$. Esses diagramas permitem não só separar as amostras pouco, moderada e intensamente biotitizadas, como também indicar mudanças composicionais do protólito devido às alterações sódico-cálcica e potássica.

No diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ (**Fig. 29A**), as amostras pouco biotitizadas ficam mais próximas do vértice CaO em consonância com os altos teores deste componente no protólito, que foi em grande parte conservado durante a alteração sódico-cálcica. Os fluidos, a temperaturas relativamente elevadas e enriquecidos em Ca e Na, estabilizaram escapolita e Fe-pargasita, que passaram a substituir, respectivamente, o plagioclásio e a Mg-hornblenda. Com o aporte de K, oriundo provavelmente da alteração dos granitoides e rochas riolíticas/riodacíticas, a razão $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$ dos fluidos gradativamente aumentou, favorecendo a formação da biotita que se deu à custa dos anfibólios e da escapolita, e foi propiciada, adicionalmente, pela queda de temperatura.

A composição das amostras, então, se deslocou em direção ao vértice do K_2O , de modo que, como esperado, são as amostras moderada e intensamente biotitizadas as que, nesta ordem, mais dele se aproximam, ao longo de um *trend* que define a intensidade da biotitização. No diagrama $(\text{FeO}_t+\text{MgO})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})-\text{K}_2\text{O} \times 2$ (**Fig. 29B**), o espalhamento das amostras é mais restrito, mas elas, ainda assim, se agrupam distintamente de acordo com o grau de biotitização. Estão mais próximas do vértice $(\text{FeO}_t+\text{MgO})$, denunciando a grande quantidade de minerais máficos hidrotermais produzidos durante as alterações sódico-cálcica e potássica.

Figura 29: **A)** Diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ com distribuição das amostras pouco, moderada e intensamente biotitizadas ao longo do *trend* de biotitização (seta); **B)** Diagrama $(\text{FeOt}+\text{MgO})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})-\text{K}_2\text{O}\times 2$ com distribuição das amostras pouco, moderada e intensamente biotitizadas, que se encontram deslocadas em direção ao vértice $(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ em decorrência da abundância de minerais máficos hidrotermais.

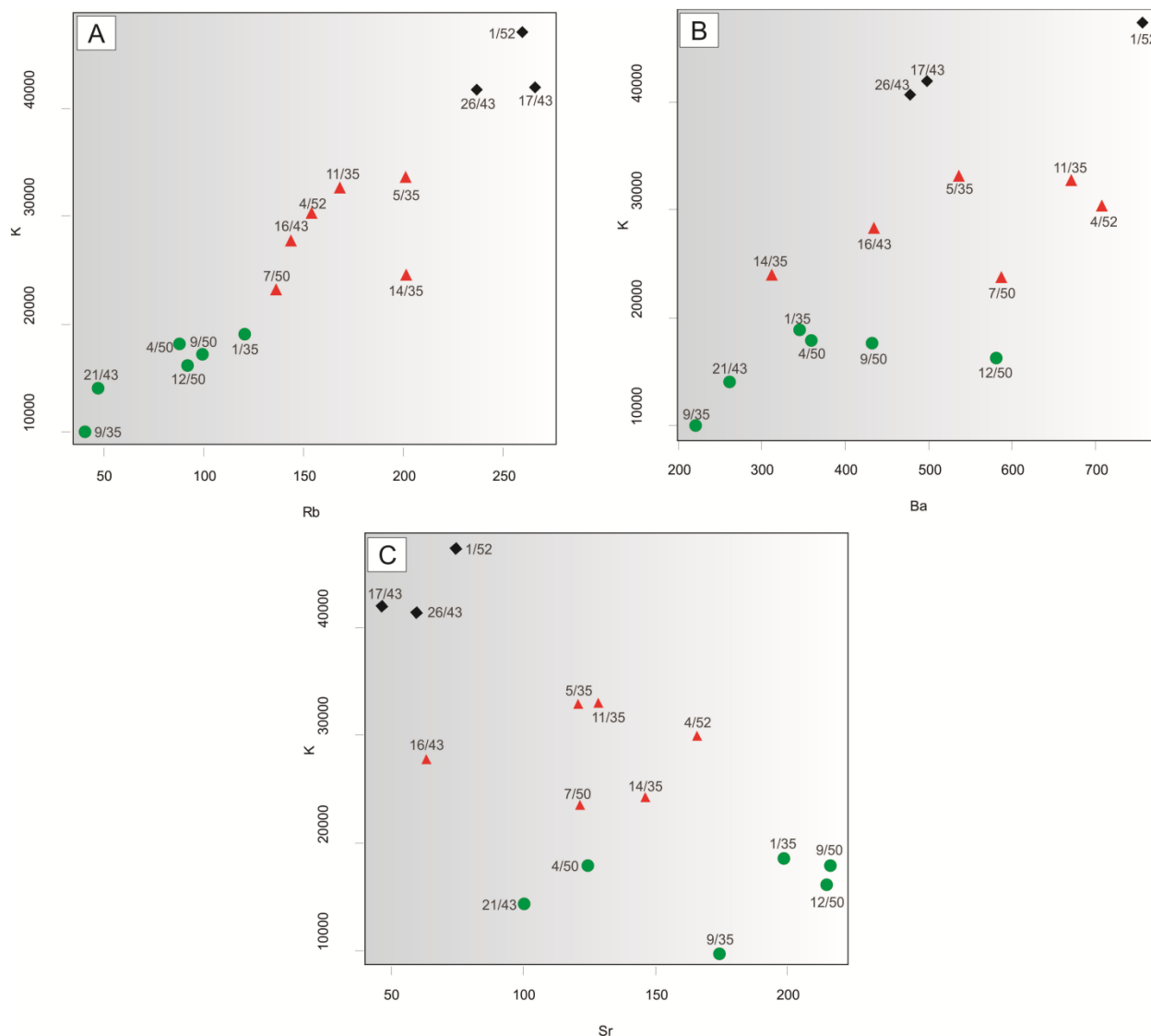


De outra forma, pode-se dizer que das amostras pouco para as intensamente biotitizadas registra-se aumento nos conteúdos médios de K_2O e MgO , e diminuição nos de Na_2O e CaO , em decorrência de que diminuíram as razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ em consonância com a substituição dos minerais sódico-cálcicos por biotita.

A formação de biotita, ao invés de K-feldspato, pode estar relacionada ao potencial de oxidação do sistema, já que esta mica se estabiliza sob condições mais redutoras (SKIRROW, 2004). Além do mais, é possível que a natureza da rocha tenha influenciado na fase hidrotermal formada, já que apenas nos outros litotipos (granitos e rochas metavulcânicas félsicas) se formou K-feldspato.

Junto com o K, também foram introduzidos Rb e Ba pelos fluidos hidrotermais, em quantidades que aumentaram com o aumento do grau de biotitização (Fig. 31A e 31B). A relação KxRb , em particular, é essencialmente linear, de sorte que o conteúdo de Rb pode ser usado como bom critério para distinguir as amostras pouco ($\text{Rb}<125$ ppm), moderada ($125<\text{Rb}<225$ ppm) e intensamente alteradas ($\text{Rb}>225$ ppm). Por outro lado, observa-se relação antipática entre K e Sr (Fig. 30C), significando dizer que o Sr foi removido juntamente com o Ca durante a substituição dos anfibólios e escapolita pela biotita.

Figura 30: Diagramas binários de variação. (A) K versus Rb, (B) K versus Ba e (C) K versus Sr (% peso). Mesma simbologia da figura 20.



Os dados geoquímicos mostraram também que houve uma intensa perda de ETR concomitante ao avanço da alteração potássica. Enquanto os gabros/(quartzo)dioritos pouco biotitizados apresentam conteúdo médio de 500 ppm, nos intensamente biotitizados o teor médio é de 250 ppm para estes elementos. Isto fica evidente no confronto entre a amostra 15/35, intensamente biotitizada (Craveiro 2011) e amostra 14/35, pouco biotitizada (este trabalho), pertencentes ao mesmo litotipo e localizadas lado a lado, apresentam nítida diferença nos conteúdos de ETR (**Fig. 31**).

Por outro lado, as rochas se enriqueceram em Ni, Co, Cu e Au (**Tab. 8**) de acordo com a

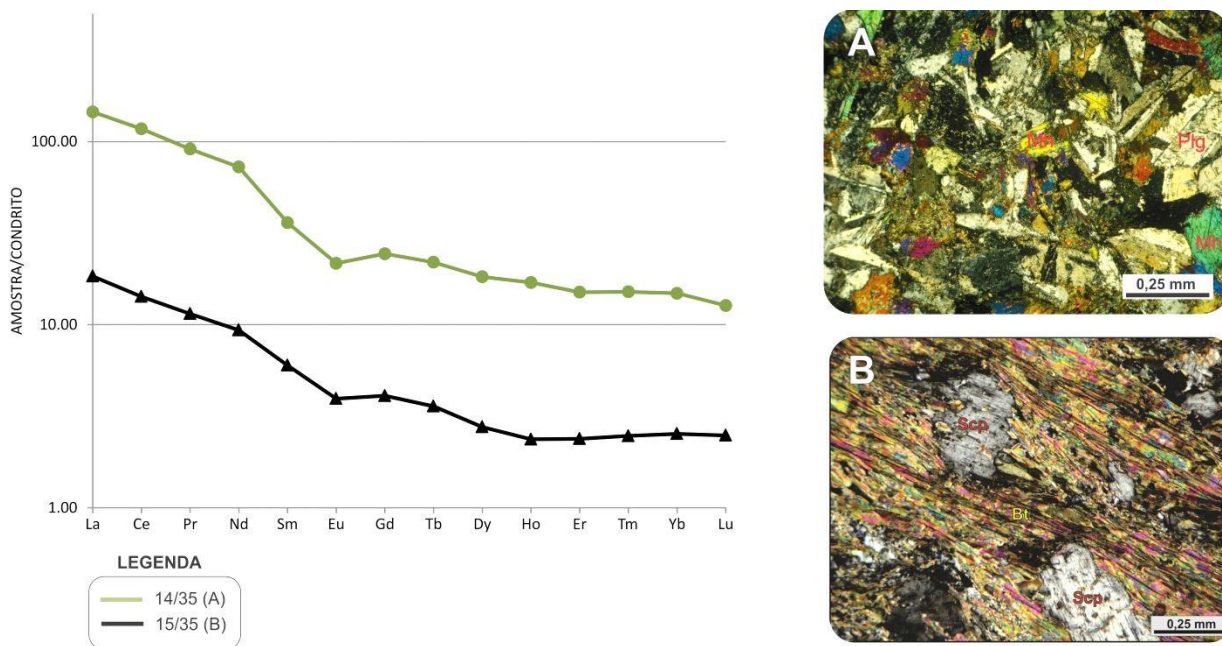
intensidade da biotitização.

Tabela 8 – Variação dos teores médios de Ni, Co, Cu (ppm) e Au (ppb) de acordo com o grau de biotitização

	Ni	Co	Cu	Au
Pouco biotitizadas	1,54	0,24	1242	13,05
Moderadamente biotitizadas	1,32	0,20	3429	52,4
Intensamente biotitizadas	4,51	0,29	>10000	163,8

Em suma, os fluidos hidrotermais responsáveis pela alteração potássica provocaram intensa lixiviação dos gabros/(quartzo)dioritos, o que se estendeu também às outras rochas encaixantes (dacitos/riodacitos e granitos), e eventualmente se transformaram em fluidos mineralizadores que migraram para zonas mais permeáveis (zonas de brechação), onde o minério foi preferencialmente precipitado.

Figura 31: Comparação no conteúdo de ETR entre rochas pouco e intensamente biotitizadas



O processo de biotitização coincide com o início da mineralização, que gerou a associação calcopirita+bornita, para o que podem ter contribuído a redução da atividade do íon H^+ , consumido na formação da biotita, e a diminuição da temperatura.

13 CONCLUSÕES

Com base em dados de campo, petrográficos e químicos de rochas máficas associadas à mineralização cupro-aurífera do depósito Visconde, foi possível concluir que:

- As rochas máficas são um dos litotipos hospedeiros do minério cupro-aurífero e apesar da intensidade da alteração a que foram submetidas, evidências de textura ofítica/subofítica localmente preservada e semelhanças químicas com outras rochas máficas da região de Carajás (depósito Águas Claras, Grupo Igarapé Bahia e Grupo Grão Pará), permitiram inferir que as rochas máficas do depósito Visconde mostram composição gabroica a (quartzo)diorítica.
- Foram reconhecidas nessas rochas, associações minerais que evidenciam interação, em diferentes graus, com fluidos hidrotermais, sendo as alterações sódico-cálcica e potássica as mais expressivas.

As rochas máficas foram submetidas primeiramente à alteração sódico-cálcica, caracterizada pela formação de anfibólio cálcico e escapolita, se superpondo a ela, em seguida, a alteração potássica. Os estágios finais da alteração são marcados argilização/sericitização, albitização, silicificação e cloritização.

O aporte de K às rochas foi variável e a biotita é o mineral diagnóstico da alteração potássica, não tendo havido formação de K-feldspato. Foram reconhecidas, com base na abundância desta mica, rochas pouco ($\leq 10\%$), moderada (10% a 40%) e intensamente biotitizadas ($>40\%$).

- Permanecem ainda grandes incertezas sobre a composição do protólito, porém é possível inferir que as rochas pré-alteração hidrotermal eram compostas por Mg-hornblenda, biotita(?), plagioclásio, magnetita e quartzo subordinado, sem a presença de piroxênio reliquiar. Como o número de amostras da variedade pouco alterada foi reduzido, torna-se difícil concluir se aquela assembléia é ígnea ou metamórfica.
- A associação mineral dominante nas rochas pouco biotitizadas é *Mg-hornblenda+Fe-pargasita/Fe-tschermakita+plagioclásio±escapolita+quartzo+biotita±epidoto*. Nas variedades moderadamente alteradas é dada por *biotita±Fe-pargasita/Fe-Tschermakita±actinolita+quartzo+sulfeto+magnetita*, e nas variedades intensamente biotitizadas, *biotita+actinolita+escapolita+sulfetos+magnetita±turmalina*.

- A biotita mostra composição annítica e foi derivada principalmente da alteração do anfibólio, plagioclásio, escapolita, o que indica o caráter tardio da biotitização. Esta mica pode ser intersticial, mas também ocorre em forma de agregados ou sob forma de finas palhetas em zonas milonitizadas e/ou cisalhadas. Ocorre em fraturas e planos de clivagem de minerais como anfibólio e plagioclásio, redundando em substituição que pode variar desde incipiente até total.
- Quimicamente, o avanço da alteração potássica foi marcado pelo aumento nos conteúdos médios de K_2O e MgO , e diminuição nos de Na_2O e CaO , implicando diminuição das razões Na_2O/K_2O e CaO/K_2O por conta da substituição dos minerais sódico-cálcicos por biotita. A relação $KxRb$ é essencialmente linear, de sorte que o conteúdo de Rb pode servir para distinguir as amostras pouco ($Rb < 125$ ppm), moderada ($125 < Rb < 225$ ppm) e intensamente alteradas ($Rb > 225$ ppm). Por outro lado, observa-se relação antipatética entre K e Sr, significando dizer que o Sr foi removido juntamente com o Ca durante a substituição dos anfibólios e escapolita pela biotita.

Os fluidos hidrotermais foram capazes igualmente de transferir Ni, Co, Cu e Au às rochas, tanto mais quanto maior foi o grau de biotitização, sugerindo uma relação direta entre a alteração potássica e a mineralização. Eles foram capazes, de outra feita, de retirar ETR das rochas, registrando-se os menores totais na variedade intensamente biotitizada, sem, contudo, modificar significativamente o padrão de distribuição destes elementos. Do ponto de vista químico, a alteração potássica foi marcada por notável diminuição nos conteúdos de CaO , Na_2O , ETR e Sr, e enriquecimento em K_2O , MgO , Ba, Rb, Ni, Co, Cu, Au.

- A presença de escapolita marialítica sugere alta salinidade e sua associação com Fe-pargasita, nas rochas pouco biotitizadas, pode indicar temperaturas iniciais do fluido relativamente altas (600 a 400°C. A passagem Fe-pargasita → actinolita, bem como a formação de biotita à custa de anfibólios e escapolita, indicam que a evolução do sistema se deu por gradativa redução de temperatura.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, J. A. C.; DALL'AGNOL, R.; DIAS, S. B.; ALTHOFF, F. J. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, n. 120, p. 235-257. 2010.
- ALMEIDA, J. A. C.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M. A.; MACAMBIRA, M. J. B.; PIMENTEL, M. M.; RÄMÖ, O. T.; GUIMARÃES, F. V.; LEITE, A. A. S. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, n. 187, p. 201-221. 2011.
- ALMADA, M. C.; VILLAS, R. N. O Corpo acampamento Sul do depósito Bahia: possível exemplo de depósito de sulfetos vulcanogênicos tipo Besshi em Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, n. 29, p. 579-592. 1999.
- ALTHOFF, F. J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A. M. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian Craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, n. 104, p. 187-206. 2000.
- AUGUSTO, A. R.; MONTEIRO, S. V. L.; XAVIER, P. R.; FILHO, S. R. Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Rev. Bras. de Geociências*, v. 38, n. 2, p. 263-277. 2008.
- ARAÚJO, O. L.; MAIA, R. G. N.; JOÃO, X. S.; COSTA, J. B. S. A Megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Belém. *Anais...* Belém, PA: SBG, 1988. p. 324-338.
- AVELAR, V. G. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. 1996. 149 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1996.
- AVELAR, V. G.; LAFON, J. M.; CORREIA JR, F. C.; MACAMBIRA, E. M. B. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 29, v. 4, p. 453-460. 1999.
- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N. *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará: Texto explicativo*. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. 164 p.
- BARBOSA, A. A.; LAFON, J. M.; NEVES, A. P.; VALE, A. G. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicações para a evolução do magmatismo proterozoico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, n. 7, p. 147-164. 1995.
- BARTON, M. D.; JOHNSON, D. A. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization. *Geology*, v. 24, p. 259–262. 1996.

BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; BARBEY, P. Idade de zircões do complexo granítico estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. *Verticalização mineral na Amazônia*: resumos expandidos. Belém, PA: SBG, 2001. p. 17-20.

BEISIEGEL, V. R.; BERNARDELLI, A. L.; DRUMOND, N. F.; RUFF, A. W.; TREMAINE, J. W. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras Geoc.*, n. 3, p. 215-242. 1973.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BEARS, F. J.; DELGADO, I. M.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; SANTOS, J. O. S. (coords.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:2.500.000*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, 2003. 1 CD-ROM.

BOTELHO, N. F.; MOURA, M. A.; TEIXEIRA, L. M.; OLIVO, G. R.; CUNHA, L. M.; SANTANA, U. M. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. In: MARINI, O. J.; QUEIROZ, E. T.; RAMOS, B. W (ed.) *Caracterização de depósitos minerais em distritos minerais da Amazônia*. DNPM-FINEP-ADIMB, p. 335-390. 2005.

BOYNTON, W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, p. 63-114. 1984.

CARVALHO, E. C. *Caracterização geológica e gênese das mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au e metais associados na Província Mineral de Carajás: Estudo de caso do depósito de Sossego*. 2009. 141 f. Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas – SP, 2009.

CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K. A. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, n. 9, p. 6-11. 1984.

CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONG. GEOL. CHILENO, 2, 1979, Arica. *Actas...* Chile, 1979. p. 137-148.

COSTA, A. R. S. *Estudo petrográfico e geoquímico das rochas encaixantes e do minério do alvo Visconde, Província mineral de Carajás*. 2011. 104 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2011.

CRAVEIRO, G. S. *Caracterização geoquímica e mineralógica das rochas hospedeiras do depósito cupro-aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás*. 2011. 148 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 2011.

CRAVEIRO, G. S.; VILLAS, R. N. N.; COSTA, A. R. S. Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes. *Rev. Bras. Geol.* Submetido.

DALL'AGNOL R.; SOUZA Z. S.; ALTHOFF F. J.; BARROS C. E. M.; LEITE A. A. S.; JORGE-JOÃO, X. S. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenetic province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1997. Salvador, *Excursion Guide*, p. 135-161.

DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M. A.; ALMEIDA, J. A. C.; ALTHOFF, F. J.; LEITE, A. A. S.; OLIVEIRA, D. C.; BARROS, C. E. M. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, 129, 2006, Belém, *Field trips guide...* Belém/PA, 2006. p. 97-150.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, n. 29, p. 183-210. 1980.

DIAS, G. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A. D. V.; BARROS, C. E. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. *Boletim de resumos expandidos*. Belém: SBG, 1996. v.5, p.376-379.

DREHER, A. M.; XAVIER, R. P. The Igarapé Bahia deposit, Carajás: an Fe oxide (Cu–Au) hydrothermal system evolved in a submarine Archean setting. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., Gramado, *Resumos Expandidos*, Gramado: SBG, 2005. 1 CD-ROM.

FERREIRA FILHO, C. F. *Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. 112 f. Dissertação (mestrado) - Universidade de Brasília,. 1985.

GALARZA TORO TORO, M. A.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V. Geocronologia Pb–Pb e Sm–Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 7, 2001. Belém: SBG, 2001. 1CD-ROM.

GALARZA TORO TORO, M. A.; MACAMBIRA, M. B.; VILLAS, R. N. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe-oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *J. South Amer. Earth Sciences*, n. 25, p. 377-397. 2008.

GOMES, A. C. B. *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. 2003. 160 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 2003.

GOMES, A. C. B.; DALL'AGNOL, R.; Nova associação tonalítica-trondhjemítica neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 37, p. 182-193. 2007.

HIRATA, W. K.; RIGON, J. C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A. A. C.; MEIRELES, E. A. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, 1982, Belém. *Anais*, Belém: SBG/NO, v. 1, p. 100-110.

HITZMAN, M. W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M. T. Geological Characteristics and tectonic Setting of Proterozoic Iron Oxide (Cu-U-Au- REE) Deposits. *Precambrium Research*, n. 58, p. 241-287. 1992.

HUHN, S. R. B.; MACAMBIRA, M. J. B.; DALL'AGNOL, R. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 11, 1999a. Manaus. *Anais...* Manaus/AM: SBG, 1999a. p. 463-466.

LEITE, A. A. S.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B.; ALTHOFF, F. J. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da Região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 4, p. 447-458. 2004.

LINDENMAYER, Z. G.; FLEK, A.; GOMES, C. H.; SANTOS, A. B. S.; CARON, R.; PAULA, F. C.; LAUX, J. H.; PIMNETEL, M. M., SARDINHA, A. S. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: MARINI, O. J.; QUEIROZ, E. T.; RAMOS, B. W. (ed.) *Caracterização de depósitos minerais em distritos minerais da Amazônia*. DNPM-FINEP-ADIMB, 2005. p.157-226.

MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, (Série Ciências da Terra). n. 7, p. 263–288. 1995.

MACAMBIRA, M. J. B.; PINHEIRO, R. V. L.; ARMSTRONG, R. A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozoico no SE do Cráton Amazônico: abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 10, 2007. Porto Velho. *Anais...* Porto Velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. p. 105-108.

MACAMBIRA, M. J. B.; SILVA, D. C. C.; BARROS, C. E. M.; SCHELLER, T. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003. *Short papers...* Salvador/BA, 2003. p. 205-208.

MACAMBIRA, M. J. B.; SILVA, D. C. C.; VASQUEZ, M. L.; BARROS, C. E. M. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozoico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: CONGR. BRAS. GEOL. 42, 2004. *Resumos*. Araxá/MG: SBG, 2004, 1 CD-ROM.

MACAMBIRA, M. J. B.; FERREIRA FILHO, C. F. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Catete – sudeste do Pará. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L. (eds). *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, Belém, 2002. p. 105-114.

MACHADO, N.; LINDENMAYER, D. H.; KROUGH, T. E.; LINDENMAYER, Z. G. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.*, v. 49, p. 1-26. 1991.

MONTEIRO, L. V. S.; XAVIER, R. P.; CARVALHO, E. R.; HITZMAN, M. W.; JOHNSON, C. A.; SOUZA FILHO, C. R.; TORREST, I. Vertical and temporal zoning of alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, n. 42, p. 129-159. 2007.

MONTEIRO, P. C. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. 2006. 104 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2006.

MORETO, C. P. N.; MONTEIRO, L. V. S.; XAVIER, R. P.; SOUZA FILHO, C. R. Geocronologia U-Pb das rochas hospedeiras mesoarqueanas (3.0 e 2.86 Ga) do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro bacaba, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, 2010. Belém, SBG, 2010. CD- ROM.

MORETO, C. P. N.; MONTEIRO, L. V. S.; XAVIER, R. P.; AMARAL, W. S.; SANTOS, J. T. S.; JULIANI, C.; SOUZA FILHO, C. R. Mesoarchean (3.0 Ga and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 2011.

NIIRANEN, T. *Iron Oxide-Copper-Gold Deposits in Finland: case studies from the Peräpohja schist belt and the Central Lapland greenstone belt*. 2005. 27 f. (Academic Dissertation) - University of Helsinki. Publications of the Department of Geology (versão em Pdf). 2005.

NOGUEIRA, A. C. R. *Análise faciológica e aspectos estru-turais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás, Pará*. 1995. 167 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 1995.

NOGUEIRA, A. C. R.; TRUCKENBROD, W.; PINHEIRO, R. V. L. Storm and tide-dominated siliciclastic deposits of the Archean Águas Claras Formation, Serra dos Carajás, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000. Rio de Janeiro, *Abstracts...* Rio de Janeiro/RJ, 2000. 1 CD-ROM.

OLIVEIRA, M. A.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F. J.; LEITE, A. A. S. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *J. South American Earth Sciences*, n. 27, p. 146-160. 2009.

PINHEIRO, R. V. L.; HOLDSWORTH, R. E. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, no bordo leste do Cráton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, n. 30, p. 597-606. 2000.

PIMENTEL, M. M.; MACHADO, N.. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38, 1994, Camboriú. *Resumos...* Camboriú/SC: SBG, 1994. n. 2, p. 390-391.

PIRAJNO, F. Hydrothermal processes and mineral systems. *Geological Survey of Western Australia*, Perth, WA, Australia. 2009. 1250 p.

POLLARD, P. J. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxid-copper-gold (IOCG) provinces. *Miner. Deposita*, v.41, p.179-187, 2006.

POLLARD, P. J. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans. Inst. Min. Metall.* (Sect. B: Appl. Earth Sci.), v. 92, p. 1-9. 1983.

REIS, F. N.; Villas, R. N. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, n. 32, p. 69-86. 2002.

REED, M. H. Hydrothermal alteration and its relationships to ore fluid composition. In: BARNES, H. L. (ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd Ed., John Wiley & Sons, New York, 1997. p. 303-366.

RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO (DOCEGEO). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, 1988, Belém, *Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais*. Belém: CVRD/SBG, 1988. (Anexo), p. 11-59.

ROSE, A. W.; BURT, D. M. Hydrothermal alteration. In: BARNES, H. L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd Ed., New York : John Wiley & Sons, 1979. p. 173-235

ROSA, A. G. N. *Rochas encaixantes, alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos relacionados à formação do corpo sequeirinho do depósito Cu-Au do Sossego, Região de Carajás*. 2007. 132 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém. 2007.

TALLARICO, F. H. B.; FIGUEIREDO, B. R.; GROVES, D. I.; KOSITCIN, N.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R.; REGO, J. L. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper-Gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*, n. 100, p. 7-28. 2005.

TALLARICO, F. H. B.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I. R.; FIGUEIREDO, B. R.; CARVALHO, J. B.; REGO, J. L.; NUNES, A. R. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, n. 39, p. 68-86. 2004.

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

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, n. 3 e 4, p. 213-227. 1989.

TEIXEIRA, N. P. *Contribuição ao estudo das rochas granitoides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. 1999. 508 f. Tese (doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo. 1999.

TORRESI, I. *Evolução química e isotópica dos fluidos associados à mineralização de Fe-Cu-Au do depósito Alvo 118, província mineral de Carajás (PA)*. 2009. 54 f. Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, SP, 2009.

TRENDALL, A. F.; BASEI, M. A. S.; LAETER, J. R.; NELSON, D. R. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jornal of South America Earth Sciences*, n. 11, p. 265–277. 1998.

SANTOS, J. O. S. *Os terrenos paleoproterozóicos da Província Tapajós e as mineralizações de ouro associadas*. 2000. 435 f. Tese (doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2 Volumes. 2000.

SANTOS, J. O. S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BEARS, F. J.; DELGADO, I. M.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; SANTOS, J. O. S. (coords.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003. p.169-226.

SARDINHA, A. S.; DALL'AGNOL, R.; GOMES, A. C. B.; MACAMBIRA, M. J. B.; GALARZA TORO, M. A. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, CD- ROM. 2004.

SILVA, G. G; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F.; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G. *Geologia. Folha SB-22*. CPRM, 1974.

SOUZA, S. R. B.; MACAMBIRA, M. J. B.; SCHELLER, J. Novos Dados Geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA): implicações estratigráficas. In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém/PA: SBG, p. 380-383.

SOUZA, F. D. S. *Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitoides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás*. 2007. 195f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém. 2007

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (orgs). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 328p. 2008.

VILLAS, R. N.; SANTOS, M. D. The gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, n. 36, p. 300-331. 2001.

VILLAS, R. N.; LIMA, L. F. O.; NEVES, M. P.; LAMARÃO; C. N.; FANTON, J.; MORAIS, R. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no Depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SIMP. BRAS. METALOGENIA, 1, 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado, SBG. CD-ROM.

VILLAS, R. N.; NEVES, M.; SOUSA, F.; LIMA, L.; LAMARÃO, C.; XAVIER, R.; FANTON, J.; MORAIS, R. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 42, 2004, Araxá. *Resumos...* Araxá, SBG. CD-ROM.

WILLIAMS, P. J.; BARTON, M. D.; JOHNSON, D. A.; FONTBOTÉ, L.; DE HALLER, A.; MARK, G.; OLIVER, N. H. S.; MARSCHIK, R. Iron oxide-copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Econ. Geol.* 100th Anniv. p. 371-406. 2005.

WINTER, C. *Geology and base-metal mineralization associated with Archaean ironformation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil.* 1994. 300f. Tese (doutorado) - University of Southampton, 1994.

XAVIER, R. P.; WIEDENBERCK, M.; TRUMBULL, R. B.; , A.M.; MONTEIRO, L. V. S.; RHEDE, D.; ARAÚJO, C. E. G.; TORRESI, I. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *The Geological Society of America.* v. 36, n. 9, p. 743-746, 2008.

ANEXOS

ANEXO A: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS RARAS DAS ROCHAS MÁFICAS DO DEPÓSITO VISCONDE

TIPOS	1/35 RPB	21/43 RPB	9/35 RPB	9/50 RPB	12/50 RPB	4/50 RPB	5/35 RMB	16/43 RMB	7/50 RMB	4/52 RMB	14/35 RMB	11/35 RMB	1/52 RIB	26/43 RIB	17/43 RIB
Elementos Terras Raras (em ppm)															
La	45	18	15.4	62.9	200.2	20.4	34.3	16.7	19.3	126	6.9	128.7	255.4	18.8	23
Ce	94.9	35.5	35.4	125.4	413.6	45	64.8	33.1	39.5	219.5	12.6	215.7	427.6	34.3	45.4
Pr	11.11	4.33	4.67	14.39	51.73	5.64	7.21	3.84	5.13	23.32	1.59	19.99	43.38	3.78	5.14
Nd	43.6	3.5	19.6	56.5	202	23.7	25.1	3.4	19.3	86.3	6.9	59.9	146.7	2	6.1
Sm	7.04	4.23	3.99	9.22	32.37	4.72	5	3.51	4.73	13.08	1.47	6.7	18.1	3	3.95
Eu	1.59	1.82	1.43	2.22	5.87	1.59	1.66	1.36	1.99	2.55	0.66	2.05	1.95	1.27	0.56
Gd	6.32	4.33	4.38	7.68	28.66	4.79	4.74	3.61	5.18	10.17	1.54	4.56	11.9	3.18	3.73
Tb	1.04	0.78	0.77	1.09	4.24	0.9	0.81	0.63	0.91	1.29	0.28	0.73	1.54	0.57	0.64
Dy	5.88	4.84	4.98	5.56	25.81	5.35	4.49	3.79	5.42	6.3	1.74	4.05	7.05	3.56	4.27
Ho	1.22	1	0.96	1.13	5.24	1.06	0.92	0.82	1.11	0.93	0.37	0.81	1.22	0.71	0.86
Er	3.16	2.84	2.84	3.03	15.91	2.89	2.56	2.31	3.36	2.28	1.09	2.18	2.98	2.16	2.44
Tm	0.49	0.4	0.42	0.46	2.23	0.47	0.37	0.34	0.47	0.34	0.17	0.3	0.45	0.31	0.36
Yb	3.1	2.68	2.53	2.69	13.46	2.71	2.31	2.32	2.91	2.24	1.06	1.86	3.04	2.04	2.34
Lu	0.41	0.41	0.38	0.42	2	0.4	0.32	0.34	0.46	0.3	0.16	0.27	0.42	0.3	0.36
Elementos traços (em ppm); *Au dado em ppb.															
Ba	341	261	221	433	580	359	536	434	587	709	310	670	756	484	498
Rb	120.4	48.3	42	99.5	92.1	87.9	201.3	143.6	136.3	154.6	201.4	169.8	259.7	237.5	266.2
Sr	198	100.2	174	215.5	214.7	123.2	120.7	63.1	119.9	165.7	146.1	128.2	75.2	59.8	46.4
Zr	82.7	81.1	70	159.6	196.3	93.1	65.9	90	74.7	156.9	28.7	44.7	79	43.6	68.1
Y	29.5	26.8	24.2	29.4	151.6	25.1	23.9	22.5	28.5	25	9.2	18.8	31.3	20	25.3
Nb	3.3	3.5	3.4	5.4	8.8	4.2	3.3	3.4	4.2	5.7	0.8	1.7	4.4	2	6.1
Ga	19.8	17.1	18.0	29.9	26.0	18.1	17.7	16.8	20.5	16.0	13.2	13.8	17.7	14.7	17.6

Th	2.8	4.2	2.2	6	7.7	2.5	2.2	4.7	2.3	3.3	0.9	3.3	5.6	0.3	3.8
Ni	43	121	273	252	339	180	69	66	332	366	143	179	218	173	1476
W	<0.5	<0.5	1.2	1.8	<0.5	0.9	0.7	<0.5	1.0	1.6	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	16.0	0.5	2.4	16.2	12.5	6.5	8.7	1.2	16.9	5.1	22.9	1.2	2.1	5.7	3.1
Hf	2.5	2.3	2.1	5.1	5.2	2.4	1.9	2.3	2.1	4	0.9	1.1	2.2	1.3	1.9
Ta	0.9	0.1	2.4	0.7	0.7	0.01	0.2	0.01	0.3	0.01	0.2	0.3	0.01	0.01	0.1
V	257	220	302	118	55	475	270	216	495	290	224	207	218	300	201
Co	71.3	56.4	49.6	53.3	79.7	56.6	47.8	46.5	67	84.8	87.2	60	62.9	99.2	92.6
Sn	Sn	3	6	3	2	4	5	5	3	9	3	3	4	2	5
Ag	Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
As	As	0.7	<0.5	1.4	1.0	0.9	1.0	1.0	<0.5	1.0	0.5	0.8	<0.5	1.0	<0.5
Au	19.0	17.1	12.1	24.9	106.0	66.6	9.5	5.3	51.7	365.7	1.4	13.9	127.3	43.9	19.7
Bi	0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.4	<0.1	0.1	0.1	0.2	0.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Cu	2513.2	735.5	977.4	1302.1	>10000.0	5420.5	1235.3	421.4	5576.4	>10000.0	34.4	1535.6	4281.4	3986.5	>10000.0
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
Mo	1.5	0.5	0.7	0.9	0.8	1.2	0.7	1.2	0.6	0.4	0.4	0.8	0.4	0.8	0.3
Pb	2.3	0.9	7.5	1.8	2.6	1.7	1.0	0.8	1.1	0.9	0.6	5.1	2.8	0.7	7.5
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	0.8	<0.5	0.5	<0.5	1.8	0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	2.8
Tl	0.2	<0.1	<0.1	0.3	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	0.2	0.2
Zn	19	5	25	11	13	21	28	18	27	9	28	23	11	22	31
Sc	29	36	36	20	17	30	42	36	36	26	40	34	30	48	35
Be	3	<1	<1	4	2	1	1	<1	2	4	<1	<1	<1	3	<1

Elementos maiores (% em peso)

SiO2	54.18	53.45	50.57	55.23	58.66	50.65	49.89	53.17	48.08	56.60	48.34	49.96	52.21	48.60	44.51
TiO2	0.69	0.76	0.80	0.83	0.83	1.18	0.76	0.78	1.25	1.13	0.48	0.49	0.65	0.85	0.63
Al2O3	14.63	13.76	14.64	12.92	13.14	12.56	14.29	13.67	13.30	14.46	14.50	13.83	13.50	13.52	11.80

FeO	12.31	10.80	12.76	17.95	12.15	17.52	13.62	11.67	18.29	8.06	10.25	11.78	11.91	13.48	13.61
MnO	0.07	0.04	0.13	0.02	0.01	0.06	0.08	0.03	0.06	0.01	0.11	0.08	0.01	0.06	0.03
MgO	4.58	5.71	6.12	2.19	2.02	4.10	7.52	6.69	4.71	3.65	10.83	7.03	7.89	8.98	10.92
CaO	5.81	7.44	8.29	3.51	2.53	5.08	4.51	5.23	4.70	2.96	8.32	7.40	1.90	3.74	2.13
Na ₂ O	2.45	3.72	2.64	2.54	3.63	2.53	2.13	2.90	2.44	3.96	1.46	1.74	2.30	2.16	1.61
K ₂ O	2.28	1.72	1.20	2.10	1.94	2.16	4.00	3.38	2.83	3.64	2.93	3.97	5.67	5.02	5.06
Cr ₂ O ₃	0.002	0.018	0.005	0.003	0.003	0.002	0.003	0.017	0.002	0.008	0.055	0.026	0.018	0.028	0.015
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.12	0.25	0.36	0.12	0.06	0.07	0.12	0.18	0.04	0.05	0.14	0.05	0.13
PF	1.0	1.0	1.0	0.1	1.4	1.2	1.1	0.8	1.2	2.4	1.2	1.8	1.5	1.2	3.7

RPB-Rochas máficas pouco biotitizadas; RMB-Rochas máficas moderadamente biotitizadas; RIB-Rochas máficas intensamente biotitizadas.