



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA, FLUIDOS HIDROTERMAIS E ORIGEM DO
DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL
DE CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

GUSTAVO SOUZA CRAVEIRO

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas (UFPA)

BELÉM

2011

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

C898g Craveiro, Gustavo Souza

Geologia, fluidos hidrotermais e origem do depósito cupro-aurífero
Visconde, Província Mineral de Carajás / Gustavo Souza Craveiro;
Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas - 2011.

xxv, 151f.: il.

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Belém, 2011.

1. Geologia econômica - Carajás, Província Mineral de (PA). 2.
Mineralização cupro-aurífera. 3. Alteração hidrotermal. 4. Inclusões
fluidas. 5. . I. Villas, *orient.* II. Universidade Federal do Pará III. Título.

CDD 22° ed.: 553.098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica


**GEOLOGIA, FLUIDOS HIDROTERMAIS E ORIGEM DO DEPÓSITO
CUPRO-AURÍFERO VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS**

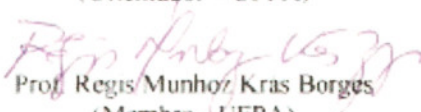
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
GUSTAVO SOUZA CRAVEIRO**

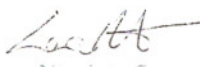
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

Data de Aprovação: 24/08/2011

Banca Examinadora:


Prof. Raimundo Nóbrega Villas
(Orientador - UFPA)


Prof. Regis Munhoz Kras Borges
(Membro - UFPA)


Prof. Lena Virgínia Soares Monteiro
(Membro UNICAMP)

Dedico aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Agradeço:

- À Universidade Federal do Pará e Instituto de Geociências.
- Ao prof. Raimundo Netuno Nobre Villas, pela orientação.
- À CAPES pela concessão da bolsa de mestrado,
- Ao projeto “Estudo das relações entre a deformação das rochas e os depósitos minerais na região sudeste da Serra dos Carajás, Pará, com base em dados em dados geoestruturais e petrográficos” (Convênio CRVD-UFPA-FADESP nº 1467);
- Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia que proporcionaram verbas para a realização dos trabalhos.
- Aos laboratórios de Geologia Econômica- Microtermometria (UFPA) e laboratório de microsonda (USP).
- Aos geólogos Antônia Railine (UFPA) e Benevides Aires (Vale).
- Aos meus pais.

RESUMO

No Domínio de Transição da Província Mineral de Carajás, está localizado o depósito cuproaurífero Visconde, a 15 km a leste da mina Sossego. Geologicamente, jaz próximo ao contato entre o embasamento (>3,0 Ga) e o Grupo Grão Pará (2,76 Ga). No depósito e circunvizinhanças, dominam granitoides e corpos máficos, intrusivos em rochas metavulcânicas félsicas, possivelmente pertencentes àquele grupo. Dentro dos corpos máficos, ocorrem variedades ultramáficas subordinadas. Todas essas rochas mostram-se moderadas a fortemente hidrotermalizadas, além de apresentarem variado grau de deformação. Como manifestações ígneas finais, diques máficos e um corpo granitoide isotrópico, relacionado provavelmente à granitogênese de 1,88 Ga, cortam o pacote rochoso pré-existente. Não obstante as mudanças mineralógicas e texturais, foi possível inferir para os granitoides, a composição original como monzogranítica a granodiorítica, tendo-se como base, em grande parte, a abundância de albita com textura tabuleiro de xadrez. Além disso, a escassez de minerais máficos primários os torna similares ao Granito Planalto, que fica a 7 km a leste da área. O conteúdo mineralógico e textura subofítica, localmente preservada, sugerem ter sido gabro e/ou quartzodiorito os possíveis protólitos das rochas máficas intrusivas, enquanto que para as rochas metavulcânicas félsicas, a identificação de fenocristais de plagioclásio, quartzo e K-feldspato primários, e a classificação com base em elementos traços de limitada mobilidade em ambiente hidrotermal, permitiram apontar protólito de composição riódacítica. Na passagem do regime dúctil-rúptil a rúptil a alteração hidrotermal evoluiu de um estágio sódico-cálcico precoce, que foi ubíquo e dominado por albitização, escapolitização ou anfibolitização, para um estágio potássico, em que o K-feldspato e Cl-biotita foram os minerais diagnósticos, retomando novamente características sódico-cálcicas, de efeito local e marcadas tanto por assembleias de substituição como de preenchimento, compostas por albita, epidoto, apatita, turmalina e fluorita, para finalmente experimentar um estágio cálcio-magnésiano, durante o qual se estabilizaram clinocloro/Fe-clinocloro, actinolita e carbonatos, além de talco subordinado. Nos granitoides, a albitização, epidotização e turmalinização são mais proeminentes e se contrapõem à escapolitização, biotitização, anfibolitização e magnetização, muito expressivas nos gabro/quartzodioritos, e à K-feldspatização, bem mais comum nas rochas metavulcânicas félsicas. O minério cupro-aurífero, cuja formação se iniciou nas fases finais da alteração potássica, foi controlado por estruturas rúpteis. Inicialmente representado por fraca disseminação de calcopirita-pirita-molibdenita em zonas alteradas por tremolita-actinolita, escapolita, albita e magnetita, progrediu para concentrações

em veios e brechas compostos por calcopirita–bornita, com molibdenita, pirita e pentlandita mais restritas, que é a associação principal do corpo de minério. A estes sulfetos se juntaram apatita, escapolita, actinolita, epidoto, magnetita, martita, hematita, turmalina, calcita, gipsita ou fluorita como minerais de ganga. A suíte metálica característica da brecha sulfetada é Fe–Cu–Ni–ETR±Au±Zn±Y±Co±Se, com Σ ETR alcançando 1030 ppm. Inclusões fluidas, aprisionadas em cristais de quartzo, escapolita, apatita e calcita dos diversos litotipos, acusam o envolvimento de pelo menos três fluidos aquosos. O fluido 1, simplificado pelo sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2\pm MgCl_2$, presente em todos os minerais hospedeiros, foi quente (450–500°C) e hipersalino (até 58% em peso eq. de NaCl). Os halos de alteração bem como a mineralização são atribuídos à interação das rochas com este fluido, o qual experimentou resfriamento e diluição devidos provavelmente à mistura com águas superficiais. A entrada do fluido 2 ($H_2O-NaCl-FeCl_2\pm MgCl_2$, com até 30% em peso eq. de NaCl) e do fluido 3 ($H_2O-NaCl\pm KCl$ com até 18% em peso eq. de NaCl), menos quentes, se deu após o evento mineralizador. De circulação restrita e preservado apenas em cristais de quartzo e apatita, o fluido 2 poderia estar relacionado à intrusão dos diques máficos tardios, enquanto o fluido 3, teria circulado na área durante o alojamento do granito alcalino (1,88 Ga?), e registrado, à semelhança do fluido 1, em todos os minerais hospedeiros, só que em IF secundárias. A elevada salinidade e a falta de evidências de ebulição do fluido 1, somadas à presença de minerais ricos em Cl, sugerem que uma fonte exclusivamente magmática é pouco provável, abrindo possibilidade para indicar uma fonte mista, tendo os fluidos migrado através de sequências carbonático-evaporíticas e lixiviado grande parte do Na, Ca e Cl. Os dados mineralógicos, químicos e microtermométricos permitem caracterizar o fluido mineralizador como solução aquosa constituída por NaCl, $CaCl_2$, KCl, $FeCl_2$ e $MgCl_2(?)$, que também transportou P, B, F, Y, Ba, Sr, Rb e ETR, Cu, Ni, Co e espécies de S. Os depósitos Sossego e Visconde mostram similaridades quanto à natureza das rochas hospedeiras (metavulcânicas, intrusivas félsicas e máficas), aos tipos de alteração hidrotermal, em que o intenso metassomatismo sódico-cálcico assumiu caráter regional, à ocorrência principal dos corpos de minério em zonas brechadas e à suíte Fe–Cu–Ni–ETR±Au±Co como assinatura metálica característica do minério. Há, contudo, algumas diferenças, já que no depósito Visconde as acumulações de sulfetos são subeconômicas e a quantidade de magnetitos é bem menos expressiva.

Palavras-Chave: Geologia econômica – Carajás, Província Mineral de (PA). Mineralização cupro-aurífera. Alteração hidrotermal. Inclusões fluidas.

ABSTRACT

The Cu-Au Visconde deposit lies at the contact zone between the basement ($>3.0\text{Ga}$) and the Grão Pará Group (2.76 Ga) within the so-called Transition Domain of the Mineral Carajás Province. It is located at about 15 km east of the Cu-Au Sossego mine in the county of Canaã de Carajás, Pará state. Felsic metavolcanic rocks, probably belonging to that group, as well as granitic and mafic intrusions, dominate in the deposit and neighboring area. Subordinate ultramafic bodies occur within the mafic units. All these rocks are moderately to strongly hydrothermally altered and show varying degrees of deformation. Mafic dikes and a granitoid isotropic body, the latter probably related to the granitogenesis of 1.88 Ga, represent the last igneous activity in the area and cut the pre-existing rock package. Despite the mineralogical and textural changes, it was possible to infer a monzogranitic to granodioritic composition to the original granitoids largely based on the amounts of chess-board albite. Moreover, the scarcity of primary mafic minerals makes these granitoids similar to the Planalto Granite, which crops out approximately 7 km east of the deposit area. The mineral content and the partially preserved subophitic texture are suggestive that gabros and/or quartz diorites were potential protoliths of the mafic intrusions. On the other hand, the recognition of plagioclase, quartz and K-feldspar primary phenocrysts and the use of trace elements with limited mobility in the hydrothermal environment allowed discriminating a riodacitic composition for the protolith of the felsic volcanic rocks. Grading from ductile to brittle regimes, the hydrothermal alteration changed from early sodic-calcic assemblages, characterized by ubiquitous albitization, scapolitization or amphibolitization, to late potassic assemblages, in which the K-feldspar and Cl-biotite are the diagnostic minerals. Then the alteration restored its sodic-calcic character as indicated by albite, epidote, apatite, tourmaline and fluorite that replaced pre-existing minerals or filled open spaces. At last, it is recorded a calcic-magnesian stage during which clinocllore/Fe-clinocllore, actinolite, carbonate and subordinate talc were equilibrated. In the granitoids, albitization, epidotization and tourmalinization were the most prominent alteration processes, whereas scapolitization, biotitization, amphibolitization and magnetization were more remarkable in gabros/quartz diorites and K-feldspatization in the felsic metavolcanic rocks. The ore, whose formation began at the final stages of the potassic alteration, was essentially controlled by brittle structures. Initially represented by weak chalcopyrite, molybdenite and pyrite disseminations in the zones altered to tremolite-actinolite, scapolite, albite and magnetite, the mineralization evolved to sulfide concentrations in veins and breccias. Among the sulfides chalcopyrite, bornite, molybdenite are dominant,

but pyrite and pentlandite also occur together with apatite, scapolite, actinolite, epidote, magnetite, martite, hematite, calcite, and gypsum or fluorite as the main gangue minerals. The typical metallic suite of the sulfide breccia is Fe–Cu–Ni–ETR±Au±Zn±Y±Co±Se, with Σ ETR as high as 1030 ppm. Fluid inclusions trapped in quartz, scapolite, apatite and calcite crystals unraveled at least three aqueous fluids. Fluid 1, simplified by the system H₂O–NaCl–CaCl₂±MgCl₂ and present in all host minerals, was hot (450–500°C) and very saline (up to 58 wt% equivalent NaCl). The alteration and mineralization haloes should have resulted from the interaction of the host rocks with this fluid, which might have experienced cooling and dilution probably due to mixing with surficial waters. After the mineralization event, the deposit recorded the successive inflow of fluid 2 (H₂O–NaCl–FeCl₂±MgCl₂, up to 30 wt % equiv. NaCl) and fluid 3 (H₂O–NaCl±KCl, up to 18 wt % equiv. NaCl), both cooler than fluid 1. With a restrict circulation and preserved only in quartz and apatite crystals, fluid 2 might have been related to the intrusion of the late mafic dikes, whereas fluid 3 migration would have taken place in response to the emplacement of the alkali granite (1.88 Ga?), being trapped, similarly to fluid 1, in all host minerals, but as secondary IF. The high salinity and no evidence of boiling, coupled with the presence of Cl-rich minerals, suggest that a purely magmatic source is unlike for fluid 1. As an alternative, it is assumed a mixed source, involving the migration of magmatic or metamorphic fluids throughout carbonatic-evaporitic sequences from which Na, Ca and Cl have been largely leached. The mineralogical, chemical and microthermometric data allowed to characterize the mineralizing fluid as an aqueous solution consisting of NaCl, CaCl₂, KCl, FeCl₂ and MgCl₂(?) that also carried P, B, F, Y, Ba, Sr, Rb and ETR, Cu, Ni and Co, besides S species. The Sossego and the Visconde deposits present similarities in terms of (1) the nature of the host rocks (felsic metavolcanics, granitoids, and mafic intrusions), (2) the types of alteration, highlighting the intense and widespread sodic-calcic metassomatism, (3) the occurrence of the major ore bodies in brecciated zones and (4) the Fe–Cu–Ni–ETR±Au±Co as the metallic signature of the ore. Regarding the main differences, the sub-economic sulfide accumulations and the smaller amounts of massive magnetites of the Visconde deposit could be listed.

Keywords: Economic Geology - Carajás, Mineral Province (PA). Copper-Gold mineralization. Hydrothermal alteration. Fluid inclusions.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização da área de trabalho (Depósito Visconde - Vale)	2
Figura 2: Mapa geológico do Domínio Carajás. Em destaque área do Alvo Visconde.	14
Figura 4.1: Mapa geológico e seções N-S do depósito Visconde.	26
Figura 4.2: Mapa da malha de sondagem no depósito Visconde, assinalando-se em vermelho os furos amostrados.	27
Figura 4.3: Principais feições das rochas hospedeiras. FURO VISD-35: (A) Gabro com actinolita biotitizado com calcopirita disseminada entre planos de foliação; (B) Gabro foliado com concentrações de biotita e magnetita, cortado por veio de quartzo; (C) Gabro foliado de granulação fina, dominado por biotita e escapolita, e característico de zonas de contato com rochas vulcânicas; (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 isotrópico pouco alterado; (H) brecha com fragmentos de cristais 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) Microquartzodiorito orientado e biotitizado; (M) Granito biotitizado com sinais de cloritização em zona silicificada, cortado por vênulas de albita.	28
Figura 4.4: Principais feições das rochas hospedeiras. FURO VISD-32: (A) Passagem brusca do gabro para zona cisalhada rica em biotita e porfiroblastos de escapolita; (B) Substituição de actinolita-tremolita por epidoto-albita, em gabro que mostra calcopirita disseminada e vesículas de dissolução; (C) Gabro fortemente foliado rico em biotita, com porfiroclastos de actinolita-tremolita, escapolita e turmalina, além de disseminações de calcopirita externamente aos planos de foliação; (D) Rocha metavulcânica félsica composta por K-feldspato-quartzo-epidoto parcialmente substituída por calcopirita e cortada por veios de albita; (E) Rocha vulcânica félsica com sinais de microclinização (porções avermelhadas); (F) Rocha vulcânica félsica silicificada exibindo foliação e cortada por vênulas de albita. FURO VISD-39: (G) Granito cortado por veio de calcopirita com halo de cloritização; (H) Granito biotitizado exibindo foliação, com disseminações de calcopirita e actinolita; (I) Gabro milonitizado com bandas ricas em biotita-actinolita e em escapolita-quartzo; (J) Rocha metavulcânica félsica silicificada com sinais de biotitização e cortada por vênula de clorita; e (L) Diorito biotitizado, levemente foliado e com disseminações de bornita.	29

Figura 4.5: Principais feições das rochas hospedeiras. **Furo VISD-43:** (A) Granito isótopo cortado veio de calcopirita; (B) Agregados de magnetita; (C) Dique de diorito biotitizado; (D) Gabro foliado (biotitizado) cortado por veio de calcopirita e quartzo. Detalhe de macrocristal de molibdenita; (E) Metavulcânica félsicas biotitizada; (F) Gabro biotitizado e escapolitizado, cortado veios de calcopirita; (G) Rocha vulcânica amigdaloidal foliada. **Furo VISD-50:** (H) Contato entre gabro/diorito e rocha metavulcânicas félsicas; (I) Gabro/diorito muito foliado; (J) Brecha com clastos angulosos de rocha biotitizada, imersos em matriz de albita, actinolita, calcopirita e bornita; (K) Dique félsico não alterado; (L) Rocha metavulcânica félsica bandada e fraturada; (M) Rocha foliada cortada por veio de quartzo e calcopirita; (N) Metavulcânica félsica K-feldspatizada, corta dor veios de albita (rosa) e epidoto (verde).30

Figura 5.1.1: Fotomicrografias de amostras de granitoides do depósito Visconde. (a) Possíveis cristais primários de plagioclásio (Pl-P) e ortoclásio (Or) sericitizados em contato com quartzo (Qz); (b) Cristais de albita neoformada (Ab) e com textura de tabuleiro de xadrez (Ab-T) associados a cristais de quartzo (Qz); (c) Calcopirita (Ccp) em substituição de porção feldspática biotitizada (Bt) contendo cristais de epidoto (Ep) e tremolita–actinolita (Tr-Act); e (d) Cristais de plagioclásio descalcificados (Pl-P) substituídos por biotita (Bt), bem como plagioclásio e feldspato potássico (Pl). Todas fotomicrografias em nicois cruzado.32

Figura 5.1.1 (Cont.1): (e) Cristais de albita secundária (Ab) em contato com cristais de albita com textura de tabuleiro de xadrez (Ab-T) e quartzo (Qz); (f) Veio com albita (ressaltado por linhas amarelas) cortado por vênula com epidoto (Ep) e actinolita (Act); (g) Cristal de plagioclásio descalcificado (Pl-P) com núcleo bastante sericitizado (Ser); e (h) Cristal alongado de actinolita (Act) neoformada em substituição a cristal anédrico de plagioclásio descalcificado. Todas fotomicrografias em nicois cruzado.35

Figura 5.1.1 (Cont.2): (i) Cristal de plagioclásio (Pl-P) alterado para sericita, actinolita fibrosa e epidoto e seccionado por vênula de calcita; (j) Amostra de granitoide biotitizado penetrada por calcopirita (Ccp) que se associa a epidoto (Ep), apatita (Ap) e actinolita (Act); (k) Agregados radiais de turmalina (Tur) em veio juntos a cristais de albita neoformada (Ab); l) Cristais subédricos de turmalina (Tur) que se formaram à custa de cristal de plagioclásio (Pl-P) ; (m) Cristais de plagioclásio substituído por agregados de clorita que incluem finos cristais de hematita; e (n) Cristais de escapolita (Scp) cloritizados (Chl) desenvolvidos em plagioclásio descalcificado. Todas as fotomicrografias em nicois cruzado, exceto ‘j’ e ‘i’, em luz natural.37

Figura 5.2.1: Fotomicrografias de aspectos texturais dos gabros e quartzodioritos do depósito Visconde: **(a)** Porção do gabro que guarda feições texturais subofíticas, em que cristais de plagioclásio primário (Pl-P) se acham envoltos por cristais de Mg-hornblenda (Hbl); fases em preto são de magnetita com lamelas de ilmenita (Mag); **(b)** Em zona milonitizada, cristais quartzo em meio a quartzodiorito biotitizado com neoblastos de escapolita (Scp) e turmalina (Tur); **(c)** Amostra de quartzodiorito com biotita (Bt) em substituição à Mg-hornblenda e plagioclásio, e em vênula (Bt-2) (área delimitada em magenta); **(d)** Disseminações de calcopirita em porções biotitizadas, bem como em vênulas de biotita (traços em magenta) – luz refletida, mesma área de fotomicrografia “c”. Todas fotomicrografias em nicois cruzado, exceto “d”, em luz refletida.39

Figura 5.2.1 (Cont.): **(e)** Cristais de Mg-hornblenda que foram substituídos por tremolita (Hbl + Tr), escapolita (Scp) e quartzo (Qz); **(f)** Cristais de Mg-hornblenda (Hbl) substituídos por tremolita-actinolita (Tr) e estes por biotita (Bt); **(g)** Substituição de cristal prismático de Mg-hornblenda (Hbl) por tremolita (Tr), que é em seguida consumida por biotita (Bt) e calcopirita (Ccp); **(h)** Actinolitito, com tremolita e actinolita (Tr + Act) consumidos por calcopirita (Ccp) e contatos intergranulares biotitizados (Bt) com finos cristais de hematita (Hem); **(h)** Agregado de clorita (Chl) que consome porção do gabro/quartzo diorito com Mg-hornblenda e tremolita (Hbl+Tr); **(i)** Blastos de escapolita (Scp) envoltos por matriz rica em biotita (Bt) fortemente foliada em zona de cisalhamento; **(j)** Gabro/quartzodiorito mineralizado com calcopirita (Ccp) e biotitizado (BT) à custa do consumo de anfibólio e escapolita, cujos cristais ainda são reconhecíveis (Scp). Em nicois cruzado, “e”, “h”, “i” e “j”, as demais, em luz natural.41

Figura 5.2.2: Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de magnetita contendo inclusão subédrica de ilmenita, que, por sua vez, contém inclusões anédricas de rutilo, em gabro/quartzodiorito do depósito Visconde.43

Figura 5.3.1– Fotomicrografias de amostras de rochas metavulcânicas félsicas do depósito Visconde: **(a)** Fenocristais de albita, com feição tabuleiro de xadrez (Ab-T) e quartzo (Qz) em matriz quartzo-feldspática, com fraca sericitização; **(b)** Fenocristal de quartzo (Qz) imerso em matriz quartzo-feldspática sericitizada; **(c)** Fenocristais de plagioclásio (Pl-P) corroídos nas bordas e imersos em matriz quartzo-feldspática parcialmente actinolitizada (Act); **(d)** Evidência de epidotização (Ep) em cristais de feldspato potássico primários (K-Fsp), bem como na matriz quartzo-feldspática, além de presença de calcopirita (Ccp) intersticial, posterior à epidotização. Todas fotomicrografias em nicois cruzados.47

Figura 5.3.1 (Cont. 1): **(e)** Evidência de escapolitização (Scp) em cristais de feldspato, bem como na matriz quartzo–feldspática, com detalhe para a cloritização posterior (Chl); **(f)** Feição local de segregação – zona milonitizada –, com bandas de escapolita (Scp) sericitizada (Ser) e quartzo (Qz); **(g)** Turmalinização (Tur) de cristais de feldspato, bem como da matriz quartzo–feldspática; **(h)** Cristais neoformados de microclina (Mc) e actinolita (Act) em matriz quartzo–feldspática, além da disseminação de calcopirita (Ccp). Todas fotomicrografias em nicois cruzados.48

Figura 5.3.1 (Cont. 2): **(i)** Veio com escapolita (Scp) e turmalina (Tur) que secciona matriz quartzo–feldspática sericitizada; **(j)** Veio que secciona porção isotrópica e pouco alterada, composto por albita (Ab), quartzo (Qz) e calcita (Cal); **(k)** Veio de albita (Ab) e albita tabuleiro de xadrez (Ab-T), com associação de clorita (Chl) e titanita (Ttn); **(l)** No mesmo veio da figura anterior, evidência de actinolização (Act); **(m)** Contato entre quartzodiorito biotitizado (porção superior) e rocha metavulcânica félsica (porção inferior); observar escapolita (Scp) e biotita (Bt) no quartzodiorito e fenocristais de quartzo (Qz) na rocha vulcânica; e **(n)** Zona biotitizada (Bt) no contato entre rocha metavulcânica félsica e gabro, com destaque para os porfiroblastos subarredondados de escapolita (Scp). Todas fotomicrografias em nicois cruzados.51

Figura 5.4.1: Fotomicrografias de amostras dos diques félsicos e máficos do depósito Visconde: **(a)** Em dique félsico, textura microfanerítica a levemente porfirítica, com cristais médios de plagioclásio, imersos em matriz quartzo–feldspática argilizada (luz natural); **(b)** Detalhe de fenocristal de plagioclásio zonado envolto por em matriz quartzo–feldspática argilizada (nicois cruzados); **(c)** Em dique máfico, textura microfanerítica característica, representada por cristais de anfibólio biotitizado (Amp + Bt) e plagioclásio (Pl) (luz natural); **(d)** Detalhe de cristais de plagioclásio (Pl) ripiformes (nicois cruzados); **(e)** Em dique máfico, veio de escapolita e quartzo com disseminação de calcopirita e bornita (Ccp+Bn) (nicois cruzados); e **(f)** Detalhe em veio da fotomicrografia anterior, com calcopirita e bornita co-precipitadas (luz refletida).53

Figura 5.5.1: Fotos de afloramento do granito alcalino: **(a)** Exposição em corte da estrada que leva à mina do Sossego (Km 7); **(b)** Ressalta-se área esverdeada, concordante com fratura, representado pequeno halo de alteração, notadamente dominado por epidotização.54

Figura 5.5.2: Fotomicrografias de amostras do granito alcalino: **(a)** intercrescimento entre ortoclásio perítico e quartzo, que gerou textura micrográfica (nicois cruzados); **(b)** Textura geral granular hipidiomórfica, com cristais de antipertita sericitizados, ortoclásio com disseminação de hematita e quartzo (nicois cruzados); **(c)** minerais acessórios e de alteração representados por epidoto e titanita que são substituídos por clorita. Nota-se a presença de microclina em coexistência com ortoclásio perítico (nicois cruzados); **(d)** Mesma área da fig. “c” (luz natural) que ressalta o pleocroísmo da clorita, que é diferente daquelas vistas nas demais rochas do depósito Visconde.55

Figura 5.6.1: Fotomicrografias de rochas gnáissicas (enclaves): **(a)** Ressalta-se a textura nematoblástica incipiente caracterizada pelo arranjo de cristais de Mg-hornblenda (Hbl) e biotita (Bt), com anfibólio biotitizado, que definem a foliação da rocha, bem como, e ainda a relação de contato poligonal entre cristais de quartzo e plagioclásio –fotomicrografia em (nicol cruzado); **(b)** Quartzo (Qz), plagioclásio (Pl) e muscovita (Ms) em arranjo lepidoblástico.56

Figura 5.7.1: Fotomicrografias de rocha máfica/ultramáfica, serpentinito e rocha rica em talco: **(a)** Serpentina (Srp) e magnetita (Mag) substituídas por magnesita (Mgs) (nicol cruzado); **(b)** mesma área de microfotografia de “a” e que mostra a ocorrência de magnetita (Mag) (luz refletida); **(c)** Rocha rica em talco (Tlc) e magnesita (Mgs), além de concentrações moderadas de magnetita (Mag) (nicol cruzado); **(d)** Detalhe dos cristais de magnetita (Mag) deformados segundo a foliação da rocha, notar cristal de calcopirita (Ccp) junto aos óxidos de Fe (luz refletida).57

Figura 5.7.2: Imagem de elétrons retroespalhados em rocha máfica/ultramáfica: **(a)** Cristais de magnesita com bordas alteradas para dolomita, no entorno cristais de serpentina (Srp) e magnetita (Mag); e **(b)** Evidência de talcificação, com talco associado à magnesita, magnetita (Mag) e calcopirita (Ccp) – rocha máfica/ultramáfica em zonas de cisalhamento.....59

Figura 5.8.1: Fotomicrografias e foto macroscópica de amostras dos corpos brechoides do depósito Visconde: **(a)** Em gabro/quartzodiorito, brecha não mineralizada com matriz rica em quartzo (Qz) e clastos de escapolita (Scp) (nicois cruzados); **(b)** Em gabro/quartzodiorito, brecha com clastos de actinolita (Act) em matriz rica em quartzo (luz natural); **(c)** Matriz rica em biotita (Bt) e clastos derivados de porção escapolitizada em gabro/quartzodiorito (luz natural) e; **(d)** Mesmo campo da fotomicrografia anterior destacando cristais de bornita (Bn) disseminados em matriz de biotita, mesma posição de fotomicrografia “c” (Luz refletida).61

Figura 5.8.1 (Cont.): **(e)** Brecha com cristais subarredondados a arredondados de apatita (Ap) em matriz rica em calcopirita (Ccp) (luz natural); **(f)** Evidência de substituição de cristais de apatita cimentados e/ou substituídos por calcopirita (luz refletida); **(h)** Porção de gabro alterado rica em actinolita (Act) e biotita (Bt) em gabro, onde substituídas parcialmente fragmentos angulosos são brechados por calcopirita (luz refletida); **(g)** Cristais de apatita (Ap), biotita (Bt) e alanita (Aln) imersos em matriz rica em calcopirita (Ccp) (nicois cruzados); **(i)** Brecha com cristais de apatita cimentados e/ou substituídos imersos em matriz composta por calcopirita e bornita (Bn) coprecipitadas (luz refletida); e **(j)** Substituição de molibdenita por calcopirita, ambas constituintes que compõem matriz de brecha (luz refletida).62

Figura 5.8.1 (Cont.): **(k)** Destaque para minerais neoformados em brecha rica em calcopirita (principal ocorrência do minério) (Cpc), clastos de apatita, epidoto, actinolita e alanita (nicois cruzados); **(l)** Em luz refletida, mesma área mostrada na fotomicrografia anterior; **(m)** Substituição Corrosão de cristais de pirita (Py), apatita (Ap) e epidoto (Ep) à formação de por calcopirita e; **(n)** Foto de parte de testemunho Amostra de brecha sulfetada com clastos de apatita que perfaz cerca de 10 metros de espessura em granitoide (foto macroscópica).63

Figura 5.8.2: Fotomicrografias (a–f/luz refletida) e foto convencional de testemunho de sondagem **(g)**: **(a)** Em gabro biotitizado, disseminação de bornita (Bn) em gabro/quartzo–diorito alterado por biotita (Bt) e escapolita (Scp); **(b)** Em gabro, evidencia de disseminação de calcopirita (Ccp) com pentlandita (Pn) inclusa em rocha metavulcânica félsica; **(c)** Quartzodiorito biotitizado, com molibdenita (Mol) deformada em gabro/quartzo–diorito deformado com disseminação de calcopirita (Ccp) sem sinais de deformação; **(d)** detalhe de cristal de calcopirita da fotomicrografia anterior (c) com ordem de alteração do sulfeto: calcopirita (Ccp) → calcocita (Cct) → digenita (Dg); **(e)** Em granitoide, calcopirita que substituiu porção com albita, actinolita; **(f)** Disseminação de calcopirita e magnetita (Mag) em rocha máfica/ultramáfica rica em tomada por talco (Tlc); **(g)** e **(h)** Metavulcânica félsica com disseminação de calcopirita próximo a contato com gabro/quartzo–diorito.65

Figura 5.8.3: Fotomicrografias de veios mineralizados: **(a)** veio com albita (Ab), calcita (Cal) e calcopirita (Ccp), em rocha metavulcânica félsica (nicois cruzados); e **(b)** Em rocha metavulcânica félsica, veio de turmalina (Tur) com calcopirita (Ccp) associada, envolto em halo de albitização (Ab) (luz natural).66

Figura 6.1.1: Diagrama Ab-An-Or em que estão representadas as composições dos feldspatos de várias rochas do depósito Visconde. As setas indicam os sentidos da descalcificação em granitoides (azul) e gabro–quartzo diorito (magenta).68

Figura 6.1.2: Diagrama $K_2O \times Fe_2O_3$ (% em peso) que ressalta as diferenças composicionais dos K-feldspatos primário e hidrotermal de rochas do depósito Visconde.68

Figura 6.2.1: Diagrama ternário $M^{2+}(=Fe^{2+}+Mg+Mn) \times {}^{iv}Al+{}^{vi}Al \times Si$ (nº de átomos da fórmula unitária) que mostra a variação composicional de variedades de biotita presentes nas rochas do depósito Visconde em torno do ponto representado pela flogopita (Phl).70

Figura 6.2.2: Diagramas binários que permitem separar pelo menos quatro variedades de biotita que ocorrem em rochas do depósito Visconde. **(1)** F/Cl \times Fe/(Fe+Mg) e **(2)** Ti \times Fe/(Fe+Mg).....70

Figura 6.3: Diagrama $[Me=100 \times Ca/(Ca+Na+K)] \times Cl$ que retrata a variação composicional da escapolita em diferentes rochas do depósito Visconde.71

- Figura 6.4:** Classificação dos anfibólios que ocorrem nos granitoides, gabros e zonas milonitizadas. (1) Concentração de todos os dados analíticos no campo dos anfibólios cálcicos; (2) Variação composicional abrangendo tremolita-actinolita e Mg-hornblenda.73
- Figura 6.5:** Classificação da clorita presente em granitoides, gabros/quartzo dioritos e em zonas de contato entre rochas metavulcânicas félsicas e gabros. (1) Os dados analíticos indicam tratar-se de clinocloro. (2) A clorita dos gabros/quartzo dioritos corresponde à variedade clinocloro, enquanto as das demais rochas correspondem a Fe-clinocloro.74
- Figura 6.6.1:** Variação composicional de variedades de turmalina presentes em rochas do depósito Visconde, em termos de Al-Fe-Mg (1) e Ca-Fe-Mg (2). Obs: Retirados os campos que denotam proveniência do mineral.76
- Figura 6.6.2:** Campos de variação composicional CaO x Na₂O (% em peso) para as turmalinas analisadas.....77
- Figura 7.1.1:** Diagramas triangulares Na₂O-K₂O-CaO (1), Fe₂O₃-K₂O-Na₂O (2) e Na₂O-K₂O-MgO (3) com a distribuição das amostras de granitoide. O círculo verde representa amostra menos alterada (VISD-37 – 02/37).79
- Figura 7.1.2:** Caracterização geoquímica de apogranitoides do depósito Visconde: (1) Índice de saturação em alumina, que caracteriza a maioria das amostras como peraluminosas; (2) Diagrama ternário Ab–Qz–Or normativo que posiciona a maioria das amostras próximo do lado Qz–Ab devido à albitização do feldspato alcalino; (3) Diagrama Ab–An–Or normativo no qual a maioria das amostras se distribui nos campos dos granitos e trondhjemitos. Círculo verde: amostra menos alterada; círculo laranja: amostra biotitizada e carbonatada; círculo azul: demais amostras com diferentes graus de alteração sódico-cálcica e potássica.80
- Figura 7.1.3:** Padrão de distribuição dos ETR dos apogranitoides do depósito Visconde, normalizados em relação ao condrito de Boynton (1984).81
- Figura 7.1.4 –** Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR entre amostras de granitoides do depósito Sossego, região de Serra Dourada, depósito Visconde.81
- Figura 7.1.5:** Padrão de distribuição dos elementos traços de amostras de apogranitoides do depósito Visconde em relação ao condrito de Thompson (1982).82
- Figura 7.2.1:** Diagramas triangulares Na₂O-K₂O-CaO (1), Fe₂O₃-K₂O-Na₂O (2) e Na₂O-K₂O-MgO (3) com a distribuição das amostras de gabro/quartzodiorito. O quadrado verde representa a amostra menos alterada (VISD-35 – 04/35).83
- Figura 7.2.2:** Distribuição das amostras de gabro/quartzo diorito no diagrama R1 – R2 (de la Roche *et al.*, 1980). Mesma simbologia da figura anterior. A seta amarela indica a tendência de perdas ou ganhos de elementos maiores frente à alteração hidrotermal.84

- Figura 7.2.3:** Padrão de distribuição dos ETR de amostras de gabros/quartzo dioritos do depósito Visconde, normalizadas ao condrito de Boynton (1984).84
- Figura 7.2.4:** Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) entre de amostras de gabro do depósito Visconde, da região de Serra Dourada e do depósito Sossego.85
- Figura 7.2.5:** Padrão de distribuição dos elementos traços normalizados ao condrito de Thompson (1972) para as rochas gabroicas do depósito Visconde.86
- Figura.7.3.1:** Diagramas triangulares $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (1), $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (2) e $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ (3) com a distribuição das amostras de rocha vulcânica. Triângulo verde = amostra menos alterada (VISD – 35 – 18/35).87
- Figura 7.3.2:** Distribuição das amostras de rocha vulcânica félsica em diagramas de classificação: **I**) $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ de (Winchester & Floyd, 1977); **II**) $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ (Winchester & Floyd, 1977); **III**) Ab–An–Or normativo (O’Connor, 1980) e; **IV**) R1–R2 (de la Roche *et al.*, 1980).88
- Figura 7.3.3:** Padrão de distribuição dos ETR de amostras de rocha metavulcânica félsica do depósito Visconde normalizadas ao condrito de Boynton (1984).88
- Figura 7.3.4:** Comparação entre os padrões de distribuição de amostras de rocha metavulcânica félsica dos depósitos Visconde e Sossego.89
- Figura 7.3.5:** Distribuição dos elementos traços de amostras de rocha vulcânica félsica do depósito Visconde normalizadas ao condrito de Thompson (1972).90
- Figura 7.4.1:** Distribuição dos ETR de amostras de brecha sulfetada e demais rochas analisadas do depósito Visconde, normalizadas ao condrito de Boynton (1984).91
- Figura 7.4.2:** Distribuição dos elementos traços de amostras de brecha sulfeta do depósito Visconde normalizadas ao condrito de Thompson (1972).92
- Figura 8.1.1:** Fotomicrografias de inclusões fluidas em cristais de quartzo em granitoide, tendo ao lado imagens digitalizadas (A’, B’ e C’). **(A)** Em um mesmo cristal, as três assembleias descritas (AIF-1, AIF-2 e AIF-3); **(B)** No quadrado laranja, grupo de inclusões trifásicas primárias em meio a inclusões bifásicas pseudo-secundárias; **(C)** Trilha intragranular mista (linha azul) definida por inclusões tri e bifásicas pseudo-secundárias.95
- Figura 8.1.2:** Fotomicrografias de inclusões fluidas em cristais de escapolita (Escp) em gabros/quartzo-dioritos, tendo ao lado imagens digitalizadas (A’ e B’). **(A)** IF alinhadas preferencialmente às direções de clivagem e ocorrência das assembleias AIF-1, AIF-2 e AIF-3 neste mineral; **(B)** Inclusões fluidas que desenharam trilhas intragranulares (AIF-2) e, dentro do quadrado, ocorrência de inclusões bi, tri e polifásicas. Bt = biotita.97

- Figura 8.1.3:** Fotomicrografia de trilhas de inclusões fluidas bifásicas e trifásicas aprisionadas em apatita (Ap) de veio composto por martita (Mrt), apatita e calcopirita, que corta rocha metavulcânica félsica (A). Ao lado, imagem digitalizada de assembleias de inclusões fluidas (AIF) contidas dentro do quadrado laranja (A').98
- Figura 8.1.4:** Inclusões fluidas em cristal de calcita em matriz de brecha no contato entre rocha metavulcânica félsica e gabro/quartzo diorito: (A) Fotomicrografia com abundantes inclusões fluidas bifásicas; e (A') Imagem digitalizada do mesmo campo, destacando duas assembleias de inclusões fluidas (AIF), uma formada por IF pseudo-secundárias (AIF-2, em preto) e a outra por trilhas de inclusões secundárias (AIF-3, em vermelho).100
- Figura 8.2.1 – a:** Frequência das temperaturas eutéticas (T_e) obtidas em inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Tri) aprisionadas em cristais de quartzo (Qtz) de granitoide, de apatita (Apt) em veios hospedados em rocha metavulcânica félsica, de escapolita (Escp) em gabro/quartzo diorito e em calcita (Calc) na matriz de brechas.102
- Figura 8.2.1 – b:** Histograma das frequências das T_e com a indicação dos sistemas identificados e descritos como: **Fluido 1** ($H_2O-NaCl-CaCl_2 \pm MgCl_2$), **Fluido 2** ($H_2O-NaCl-FeCl_2 \pm MgCl_2$) e **Fluido 3** ($H_2O-NaCl \pm KCl$).103
- Figura 8.2.1 – c:** Histograma de frequência de temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}) obtidas em inclusões bifásicas hospedadas em cristais de quartzo (granitoide), apatita (veios em rocha metavulcânica félsica), escapolita (gabro/quartzo diorito) e calcita (matriz de brecha).104
- Figura 8.2.2:** Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões aprisionadas em cristais de quartzo (Qtz), escapolita (Escp), apatita (Apt) e calcita (Calc) e indicação dos principais intervalos termais. Notações: Tri – L+S= IF trifásica com homogeneização pelo desaparecimento de S; Tri – L+V= IF trifásica com homogeneização pelo desaparecimento de V.105
- Figura 8.3.1 – a:** Histograma de frequência das salinidades calculadas para inclusões fluidas trifásicas (Tri) e bifásicas (Bif) hospedadas em cristais de quartzo (Qtz), escapolita (Escp), apatita (Apt) e calcita (Calc).106
- Figura 8.3.1 – b:** Histograma de frequência das salinidades calculadas para inclusões fluidas das AIF 1, 2 e 3 para quartzo (Qtz), escapolita (Escp), apatita (Apt) e calcita (Cc), correspondendo-as aos fluidos que nelas foram reconhecidos. As linhas tracejadas indicam as faixas de salinidade de cada fluido.107

- Figura 8.3.2 – a:** Diagrama T_e x salinidade que destaca os três tipos de fluidos aquosos detectados na área do depósito Visconde. Estão também discriminadas as AFI 1, 2 e 3, e os respectivos minerais hospedeiros. As zonas coloridas representam curvas de isovalores de T_h . A linha vertical vermelha limita a salinidade das inclusões que foram calculadas pela equação de Bodnar (1994).108
- Figura 8.3.2 – b:** Diagrama T_h x salinidade referente às inclusões fluidas estudadas em que os três fluidos reconhecidos estão também discriminados. A linha verde limita a salinidade das inclusões que foram calculadas pela equação de Bodnar (1994).109
- Figura 9.1.1:** Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR entre amostras de granitoide do depósito Visconde (este trabalho), Complexo Granítico Estrela (Barros & Barbey, 1998), Leucomonzogranito (Gomes, 2003) e Granito Planalto (Gomes, 2003). Idades: (1) Pb-Pb em zircão, Barros *et al.* (2004); (2) U-Pb em zircão, Huhn *et al.* (1999c).112
- Figura 9.2 – a:** Estimativa da pressão de aprisionamento do fluido mineralizador com base em isócoras e temperaturas de formação de clorita presente em veios mineralizados.113
- Figura 9.2 – b:** Sequência paragenética dos minerais de ganga e de minério, e relações temporais entre os tipos de alteração hidrotermal e a mineralização no depósito Visconde.116
- Figura 9.2 – c:** Distribuição das amostras de rochas do depósito Visconde em relação aos campos dos dois principais tipos de alteração hidrotermal a que elas foram submetidas.118
- Figura 9.2 – d:** Diagrama Na_2O/K_2O x $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ com distribuição de amostras em relação a processos hidrotermais que aturam no depósito Visconde.118
- Figura 9.3.1:** Evolução dos fluidos 1, 2 e 3 no depósito Visconde. As setas indicam diluição dos fluidos e no caso do fluido 1 (seta cinza) diluição e resfriamento. As linhas verticais representam os intervalos de T_h das IF nos diferentes cristais hospedeiros, enquanto as áreas delimitadas pelas linhas tracejadas mostram as variações de salinidade e T_h dos três fluidos em vista dos minerais hospedeiros. Qtz = quartzo; Esc = escapolita; Apt = apatita; Cc = calcita.118
- Figura 9.3.2:** Diagrama esquemático da evolução hidrotermal do depósito Visconde, com base em dados geoquímicos e microtermométricos. Act = actinolita; Ap = apatita; Bn = bornita; Kln = caulinita; Cct = calcocita; Cv = covelita; Ccp = calcopirita; Dg = digenita; Fl = fluorita; Gips = gipsita; Ilm = ilmenita; Mol = molibdenita; Mag = magnetita; Py = pirita; Qz = quartzo; Rt = rutilo; Ser = sericita; Tur = turmalina.121

Figura 9.4.1: Evolução geológica esquemática da área do depósito Visconde. **(A)** Rochas do Grupo Grão Pará em regime transpressional; **(B)** Alojamento de granitoides e gabros/quartzo-dioritos, circulação do **fluido 1** e evolução do sistema hidrotermal provocando alteração e mineralização; **(C)** Intrusão de diques máficos alterados pela migração do **fluido 2** e remobilização de sulfetos; **(D)** Intrusão de granito alcalino anorogênico em regime extensional e influxo do **fluido 3**; e **(E)** Diques félsicos e máficos, não alterados, como última manifestação magmática registrada na área do depósito (quadrado amarelo).123

Figura 9.4.2: Seção N-S esquemática do depósito Visconde que retrata a distribuição espacial das zonas de alteração hidrotermal e dos corpos mineralizados.126

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Dados geocronológicos do Domínio Rio Maria.	8
Tabela 1: Dados geocronológicos do Domínio Carajás.	11
Tabela 6.5: Temperaturas de formação de clorita em rochas do depósito Visconde que foram obtidas com o geotermômetro da clorita e respectivas equações utilizadas.	75
Tabela 6.6: Tendência composicional das turmalinas analisadas.	77
Tabela 8.2: Correspondência entre os fluidos reconhecidos e as AIF de cada mineral hospedeiros. .	103

SUMÁRIO

Dedicatória	iv
Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract	viii
Lista de ilustrações	x
Lista de tabelas	xxi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO.....	2
1.2 – JUSTIFICATIVA.....	3
1.3 - OBJETIVOS.....	3
1.4 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	3
1.4.1 – Pesquisa Bibliográfica.....	4
1.4.2 – Campanhas de Campo.....	4
1.4.3 – Petrografia das Rochas.....	4
1.4.4 - Análises químicas.....	4
1.4.5 – Microsonda Eletrônica.....	4
1.4.6 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS).....	5
1.4.7 – Estudo de Inclusões Fluidas (IF).....	5
1.4.8 – Geotermômetro da Clorita.....	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1 - GEOTECTÔNICA DA PROVÍNCIA CARAJÁS.....	6
2.2 - LITOESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS.....	7
2.2.1 - Domínio Rio Maria.....	7
2.2.2 - Domínio Carajás.....	9
2.3 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	12
3. DEPÓSITOS CUPRO-AURÍFEROS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	15
3.1 – DEPÓSITOS ARQUEANOS.....	15
3.1.1 – Depósito de Cu–Au (U–ETR) Igarapé Bahia–Alemão.....	15
3.1.2 – Depósito de Cu–Au Sossego.....	16
3.1.3 – Depósito de Cu–Au Cristalino.....	17
3.1.4 – Cinzento –Alvo GT 46.....	17
3.1.5 – Depósito de Cu–Au–Mo–Ag Salobo.....	18
3.1.6 – Depósito Cento e Dezoito (118)Cu–Au.....	19
3.2 – DEPÓSITOS PALEOPROTEROZOICOS.....	20
3.2.1 – Depósito Águas Claras Cu –Au–Bi–W.....	20
3.2.2 – Depósito Breves Cu–Au (W–Sn–Bi).....	21
3.2.3 – Depósito Gameleira (Cu–Au).....	21
3.2.4 – Depósito Estrela Cu (Mo–Au–Sn).....	22

4. GEOLOGIA LOCAL	24
5. PETROGRAFIA DO DEPÓSITO VISCONDE.....	31
5.1 – GRANITOIDES	31
5.1.1 – Plagioclásio	31
5.1.2 - Quartzo	32
5.1.3 - Feldspato Potássico	33
5.1.4 – Biotita e Sericita	33
5.1.5 – Tremolita–Actinolita	33
5.1.6 – Clorita	34
5.1.7 – Epidoto	34
5.1.8 – Escapolita	35
5.1.9 – Turmalina	35
5.1.10 – Calcita	36
5.1.11 – Magnetita e Hematita	36
5.2 – GABROS E QUARTZODIORITOS	37
5.2.1 – Plagioclásio	38
5.2.2 – Biotita	38
5.2.3 – Anfibólio	39
5.2.4 – Quartzo	40
5.2.5 – Escapolita	40
5.2.6 – Clorita	42
5.2.7 – Epidoto	42
5.2.8 – Turmalina	43
5.2.9 - Magnetita, Hematita, Ilmenita e Rutilo	43
5.2.10 – Calcita e Magnesita	44
5.2.11 – Apatita	44
5.2.12 – Microclina	44
5.3 – ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS	45
5.3.1 – Plagioclásio	45
5.3.2 – Quartzo	45
5.3.3 – Feldspato Potássico	46
5.3.4 – Escapolita	46
5.3.5 – Biotita, Muscovita e Sericita	47
5.3.6 – Turmalina	48
5.3.7– Epidoto	49
5.3.8 – Clorita	49
5.3.9 – Tremolita–Actinolita	49
5.3.10 – Apatita	50
5.3.11 – Calcita	50
5.3.12 – Hematita	50
5.4 – DIQUES MÁFICOS E FÉLSICOS	52
5.5 – GRANITO ALCALINO.....	54
5.6 – ENCLAVE GNÁISSICO	56
5.7 – ROCHA MÁFICA/ULTRAMÁFICA	57
5.8 – MODOS DE OCORRÊNCIA DA MINERALIZAÇÃO CUPRO-AURÍFERA.....	59
5.8.1 – Brechas	60
5.8.2 – Disseminações	64
5.9.2 – Veios e Bolsões	66
6. QUÍMICA MINERAL.....	67

6.1 – FELDSPATOS	67
6.2 – BIOTITA	69
6.3 – ESCAPOLITA	71
6.4 – ANFIBÓLIO	72
6.5 – CLORITA	73
6.6 – TURMALINA	76
7. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS	78
7.1 – ROCHAS GRANITOIDES	78
7.2 – GABROS/QUARTZO DIORITOS	82
7.3 – ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS	86
7.4 – BRECHA SULFETADA	90
8. ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS	93
8.1 – PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS (IF)	93
8.1.1 – Inclusões fluidas em Cristais de Quartzo	94
8.1.1.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 1 (AIF 1-GRA)	94
8.1.1.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-GRA)	94
8.1.1.3 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-GRA)	94
8.1.2 – Inclusões Fluidas em Cristais de Escapolita	96
8.1.2.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 1 (AIF 1-GB)	96
8.1.2.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-GB)	96
8.1.2.3 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-GB)	98
8.1.3 – Inclusões Fluidas em Cristais de Apatita	98
8.1.3.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 1 (AIF 1-MV)	98
8.1.3.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-MV)	99
8.1.3.3 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-MV)	99
8.1.4 – Inclusões Fluidas em Cristais de Calcita	99
8.1.4.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-BSE)	99
8.1.4.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-BSE)	100
8.2 – ENSAIOS MICROTERMOMÉTRICOS	100
8.2.1 – Testes de Congelamento	101
8.2.2 – Testes de Aquecimento	104
8.3 – TRATAMENTO DOS DADOS MICROTERMOMÉTRICOS	106
8.3.1 – Salinidade	106
8.3.2 – Relações Entre os Fluidos do Sistema Hidrotermal do Depósito Visconde	107
9. DISCUSSÕES	110
9.1 – GEOLOGIA DO DEPÓSITO VISCONDE	110
9.1.1 – Comparação entre Granitoides 2,76-2,53 Ga e os Granitoides do Depósito Visconde	111
9.2 – ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DO DEPÓSITO VISCONDE	112
9.2.1 – Alteração Sódico-Cálcica	113
9.2.2 – Alteração Potássica	114
9.2.3 – Alteração Cálcico-magnésiana	115
9.2.4 – Mineralização Cupro-Aurífera	115
9.2.5 – Influência da Alteração Hidrotermal na Composição dos Protólitos	116
9.3 – NATUREZA E ORIGEM DOS FLUIDOS	119
9.4 – MODELO DE FORMAÇÃO DO DEPÓSITO VISCONDE E COMPARAÇÃO COM O DEPÓSITO SOSSEGO	122
10. CONCLUSÕES	126

REFERÊNCIAS	129
ANEXOS	141
ANEXO 01: ANÁLISES QUÍMICAS DE FELDSPATOS EM MICROSSONDAELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS)	141
ANEXO 02: ANÁLISES QUÍMICAS DE BIOTITA EM MICROSSONDAELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).	142
ANEXO 03: ANÁLISES QUÍMICAS DE ESCAPOLITA EM MICROSSONDAELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIOIONADAS).....	143
ANEXO 04: ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS EM MICROSSONDAELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).	144
ANEXO 05: ANÁLISES QUÍMICAS DE CLORITA EM MICROSSONDAELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS)	145
ANEXO 06: ANÁLISES QUÍMICAS DE TURMALINA EM MICROSSONDAELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS)	146
ANEXO 07: COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO VISCONDE	147

1. INTRODUÇÃO

Depósitos minerais de Cu-Au-óxidos de Fe ou simplesmente IOCG na sigla em Inglês (Hitzman *et al.*, 1992) têm recebido considerável atenção em programas de exploração mineral devido às elevadas tonelagens e altos teores de cobre e ouro. Esses depósitos mostram, em geral, uma estreita relação espacial e, em alguns casos, também temporal com zonas de cisalhamento e corpos granitoides arqueanos a paleoproterozoicos.

Além da diversidade de ambientes tectônicos e de rochas plutônicas associadas, há fatores que podem desempenhar importante papel na formação dos depósitos IOCG. Barton & Johnson (1996), por exemplo, propuseram que esses depósitos são formados por sistemas hidrotermais relacionados a intrusões granitoides, mas as soluções aquosas de alta salinidade decorrem da interação com sequências evaporíticas e outras rochas encaixantes. Autores, tais como Gow *et al.*, (1994) e Williams *et al.*, (1995) sugeriram apenas a interação de fluidos magmáticos para justificar as elevadas salinidades dos fluidos mineralizantes. As fontes de Fe e Cu também são incertas, assim como assinalam Williams *et al.* (1995), que apontam o processo de lixiviação das rochas encaixantes como crucial para o enriquecimento de metais, e Perring *et al.* (2000), que apontam a interação de fluidos exsolvidos de magmas em processo de fracionamento como fonte principalmente de Fe e Cu.

Em terrenos metamórficos pré-cambrianos de várias partes do mundo ocorrem depósitos cupro-auríferos comumente associados a acumulações hidrotermais de óxidos de ferro e a rochas que foram submetidas a intenso metassomatismo sódico. A Província Mineral de Carajás (PMC) confirma a regra e nela ocorrem depósitos cupro-auríferos junto a corpos de magnetititos e em meio a rochas fortemente albitizadas e/ou escapolitizadas. Esse metassomatismo sódico está bem documentado no depósito do Sossego e circunvizinhanças, bem como na área de Serra Dourada, embora nesta última nenhum depósito de Cu-Au expressivo tenha ainda sido descoberto. O que se conhece é uma ocorrência (garimpo do Danilo), em área onde a empresa Vale (ex-Companhia Vale do Rio Doce – CVRD) delimitou o Alvo Visconde e desenvolve, desde 2003, pesquisas geológicas a fim de avaliar seu potencial econômico.

Na área do Alvo Visconde, segundo dados fornecidos pela Vale, furos de sondagem revelam litotipos diversos, que incluem rochas granitoides, gabroicas e vulcânicas félsicas. A interação dos fluidos hidrotermais com as rochas do depósito gerou associações minerais variadas em que albita, K-feldspato, escapolita, biotita, muscovita/sericita, apatita, actinolita,

clorita, epidoto e calcita ocorrem em diferentes proporções. Texturas miloníticas são relativamente comuns e denunciam a ação de processos cinemáticos cisalhantes.

Buscou-se com este trabalho estudar o depósito Visconde em termos das rochas encaixantes, tipo de mineralização, composição do minério e alteração hidrotermal, bem como estabelecer, se alguma, relações temporais entre os sulfetos e o metassomatismo sódico.

1.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO

A área de trabalho localiza-se a aproximadamente 15 km a leste da mina do Sossego (**Fig. 1**), tendo sido, no passado, reduto garimpeiro conhecido como Vila da Serra Dourada. A área corresponde ao alvo/depósito Visconde e pertence à mineradora Vale, que lá trabalha desde 2003 em continuidade às atividades exploratórias da empresa Phelps Dodge iniciadas no final da década de 1990.

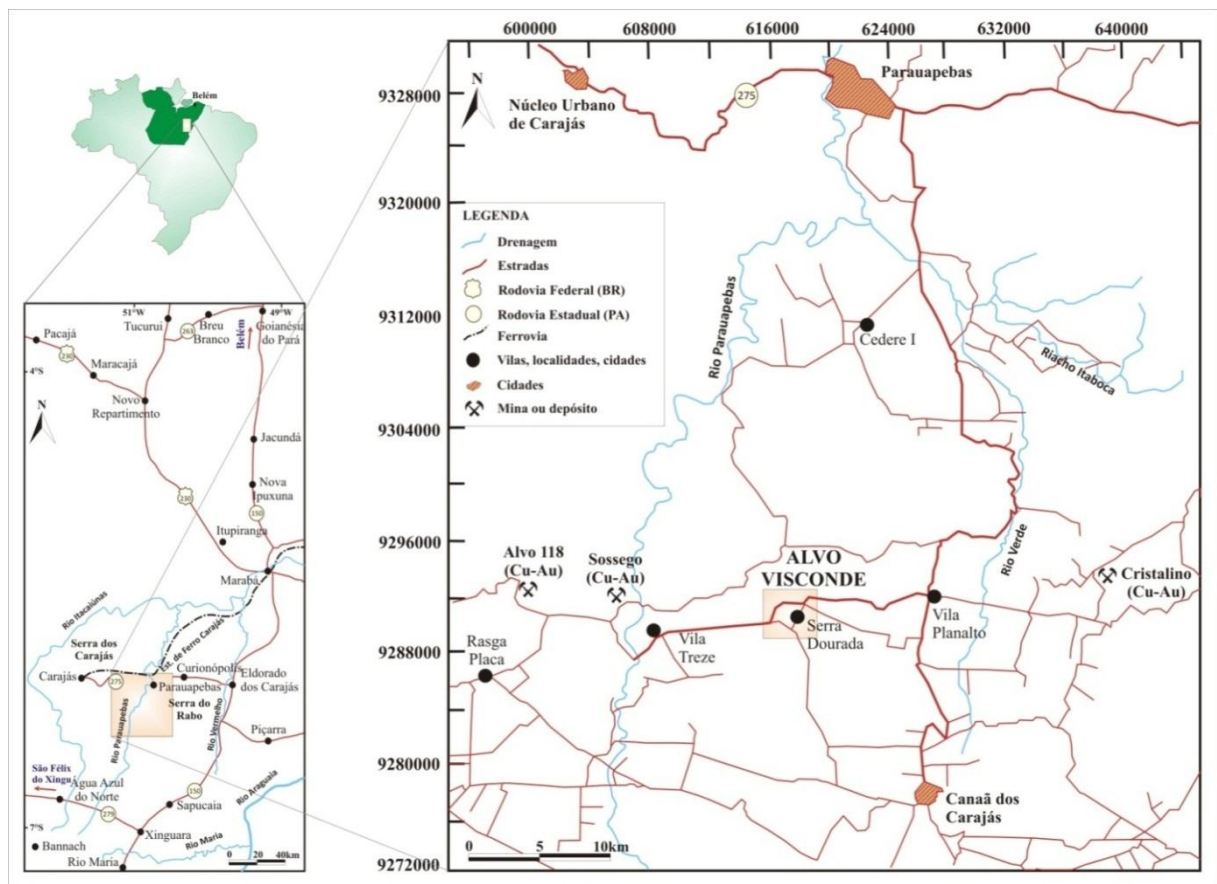


Figura 1: Localização da área de trabalho (Depósito Visconde - Vale)
Fonte: Modificado de Soares *in* Souza (2007).

1.2 – JUSTIFICATIVA

Na área do depósito Visconde, os dados geológicos e geoquímicos são escassos, o que torna um desafio o entendimento da tipologia e da gênese da mineralização, além dos processos metassomáticos e a relação com as rochas encaixantes.

Com idades arqueanas e contidos no Supergrupo Itacaiúnas, os depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás (Monteiro *et al.*, 2004) divergem em vários aspectos dos depósitos congêneres australianos, os quais, em grande parte, foram a base dos modelos genéticos propostos por Hitzman *et al.* (1992), Barton & Johnson (1996), Haynes (2000), Pollard (2001), Williams & Pollard (2003), Williams *et al.* (2005), Groves *et al.* (2010), Williams *et al.* (2010). Essas divergências foram o ponto de partida para o presente estudo, que também foi motivado pela escassez de informações básicas sobre aquele depósito, referentes à unidade litoestratigráfica hospedeira dos sulfetos, ao estilo da mineralização, à paragénese dos minerais de minério e ganga, à distribuição espacial e temporal dos tipos de alteração hidrotermal, ao controle estrutural e aos fluidos mineralizadores.

1.3 - OBJETIVOS

Esta dissertação teve como objetivo desenvolver um estudo acerca da geologia do depósito Visconde e dos fluidos responsáveis pela mineralização cupro-aurífera e pela alteração hidrotermal das rochas, dando-se ênfase à:

1. Caracterização petrográfica das rochas encaixantes do minério e rochas associadas;
2. Determinação do modo de ocorrência do minério, da relação do corpo mineralizado com as rochas encaixantes, da composição mineralógica do minério e da sequência paragenética;
3. Discriminação dos tipos de alteração hidrotermal e das relações temporais entre elas;
4. Estimativa da composição dos fluidos hidrotermais e das condições termais e de pressão sob as quais a mineralização ocorreu;
5. Comparação com depósitos cupro-auríferos congêneres das áreas circunvizinhas;
e
6. Modelagem genética do depósito.

1.4 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Com vista a alcançar os objetivos traçados acima, foram adotados os seguintes métodos de trabalho:

1.4.1 – Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica cobriu, em particular, a geologia da Província Mineral de Carajás (PMC), mineralizações em granitos, depósitos tipo IOCG, alteração hidrotermal e inclusões fluidas.

1.4.2 – Campanhas de Campo

Foram realizadas duas campanhas à área do depósito:

- Janeiro/2009: fase de reconhecimento geológico da área, descrição de testemunhos de furos de sondagem representativos e coleta de amostras das rochas encaixantes, do minério e das zonas hidrotermalizadas; e
- Abril/2010: fase complementar de descrição e coleta de amostras de testemunhos de furos adicionais.

1.4.3 – Petrografia das Rochas

Os dados petrográficos foram obtidos em microscópio Zeiss, modelo Axioplan 40, do Laboratório de Metalogênese do IG-UFGA, utilizando-se 93 lâminas delgadas e polidas, que foram confeccionadas com base na descrição de 1600 m de testemunhos de oito furos de sondagem realizados no depósito Visconde (VISD-32, 35, 36, 37 e 39, primeira campanha de campo e 43, 50 e 52, segunda campanha de campo).

1.4.4 Análises químicas

Foram preparadas vinte amostras (britadas e pulverizadas) de granitos, gabros e rochas vulcânicas em diferentes graus de alteração hidrotermal para análises químicas de elementos maiores e traços, as quais foram realizadas na ACME Analítica Laboratórios Ltda., no Canadá. Os teores dos componentes maiores foram determinados por ICP/ES e os de elementos traço (Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, Ta, Sn, Ga, Th, U, W, Ni, Co, Cu, Ag, Au, Bi, Cd, Hg, Mo, Pb, Sb, Se, Tl, Zn) e terras raras por ICP/MS.

1.4.5 – Microsonda Eletrônica

Análises químicas de minerais selecionados (feldspato, anfibólio, biotita, escapolita, turmalina e clorita) foram realizadas em equipamento Cameca X-50 do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-USP, a partir de lâminas delgadas de rocha, metalizadas com carbono (grafita). As condições analíticas foram de 15 kv com faixa de análise de corrente de $20,10 \pm 0,10$ nA, com ângulo de incidência do feixe de 40° e quatro a cinco interações para cada análise.

O cálculo das fórmulas estruturais foi feito com base em: **8** átomos de oxigênio para os feldspatos; **23** para os anfibólios; **22** para biotita; **12** para escapolita; **24,5** para turmalina e; **28** para clorita. Adotou-se se o procedimento de Deer *et al.* (1966).

1.4.6 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS)

A análise complementar de minerais foi realizada através de EDS. Dez lâminas foram metalizadas por carbono e submetidas ao MEV-EDS, modelo LEO-1430, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFPA (LABMEV). As imagens de elétrons retroespalhados e os espectros de EDS foram conseguidos empregando-se um feixe de corrente de elétrons de 90 μ A, voltagem de aceleração constante de 20 kv e distância de trabalho de 15 mm.

1.4.7 – Estudo de Inclusões Fluidas (IF)

Foram produzidas 30 lâminas bipolidas de amostras mineralizadas e hidrotermalizadas, contendo quartzo, escapolita, apatita e/ou calcita, principais minerais hospedeiros das IF. Os testes microtermométricos para obtenção das temperaturas de mudanças de fase foram conduzidos em platina Linkam THSMG600 do Laboratório de Metalogênese do IG-UFPA.

Como suporte bibliográfico foram utilizados principalmente os trabalhos de Shepherd *et al.*(1985), Goldstein & Reynolds (1994), Wilkinson (2001), Kerkhof & Hein (2001) e Samson *et al.* (2003).

1.4.8 – Geotermômetro da Clorita

Foram determinadas as concentrações de alumínio tetraédrico (Al^{IV}) na estrutura dos cristais de clorita, e a temperatura de sua formação pôde ser estimada através das equações propostas por Kranidiotis & Maclean (1987) e Cathelineau (1988).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - GEOTECTÔNICA DA PROVÍNCIA CARAJÁS

O Cráton Amazônico, localizado na porção norte da Plataforma Sul-Americana (Almeida & Hasui, 1984), representa um grande segmento crustal dominado por rochas arqueanas e proterozoicas. Vários modelos de compartimentação geotectônica têm sido propostos e, dentre os mais recentes, destaca-se o modelo de Santos (2000, 2003), que subdivide o Cráton Amazônico em sete províncias tectônicas ou geocronológicas, a saber: 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).

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; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 2004; Santos, 2000, 2003).

A Província Mineral de Carajás (PMC), situada na parte sudeste do Cráton Amazônico, é uma das maiores províncias minerais do mundo, destacando-se pela variedade de tipos de depósitos minerais. Seus limites são representados ao norte pelo domínio Bacajá (Cordani *et al.*, 1984; Macambira *et al.*, 2007) e ao sul pelo domínio Santana do Araguaia (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). A porção leste é delimitada pelos cavalgamentos do cinturão Araguaia, pertencente à província Tocantins e a oeste pelas rochas ígneas e sedimentares paleoproterozoicas da província Amazônia Central. A PMC é dividida nos domínios Rio Maria e Carajás (Cordani *et al.*, 1984, Santos, 2000, 2003, Macambira *et al.*, 2003, 2004, 2007 e Monteiro, 2006).

O domínio Rio Maria, mais antigo, é caracterizado por uma crosta juvenil mesoarqueana, onde ocorrem sequências de *greenstone belts* e granitoides TTG. Em contraste, o domínio Carajás é composto essencialmente por sequências metavulcanossedimentares e granitoides alcalinos e metaluminosos. Ambos os domínios registram granitogênese do Tipo A.

2.2 - LITOESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS

2.2.1 - Domínio Rio Maria

Representando a porção sul da Província Carajás, o domínio Rio Maria compreende um conjunto de rochas mesoarqueanas, incluindo *greenstone belts*, complexos máfico-ultramáficos, ortognaisses TTG e granitoides de alto K, além de associações de rochas sedimentares, granitos tipo A, diques félsicos e máficos relacionados a magmatismo anorogênico do Paleoproterozoico (Leite *et al.*, 2004; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Vasquez & Rosa Costa, 2008).

Os *greenstone belts* (3,0 a 2,9 Ga; **Tabela 1**) ocorrem em forma de faixas com direções E-W, NW-SE e NE-SW, definidos por rochas vulcânicas ultramáficas a máficas, metamorfisadas na fácies xisto-verde a anfibolito. Estão individualizados no Supergrupo Andorinhas (grupos Lagoa Seca e Babaçu) e nos grupos Serra do Inajá, Gradaús, Tucumã e Sapucaia, este último sem dados geocronológicos, porém correlacionável com sequências *greenstone belts* com idades de 3,00 Ga ou 2,87 Ga (Docegeo, 1988; Araújo & Maia, 1991; Souza *et al.*, 2001; Vasques & Rosa-Costa, 2008). Já os complexos máfico-ultramáficos reúnem as intrusões Serra Azul (2,97 Ga; **tabela 1**) e Guara-Pará, estando este último alojado no Grupo Gradaús.

Quatro grupos de granitoides arqueanos são individualizados no domínio Rio Maria (Macambira & Lafon, 1995; Leite *et al.*, 2004; Dall'Agnol *et al.*, 2006): 1) série tonalítico-trondhjémítica, de idades de 2,98 a 2,93 Ga, representada pelos Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracol; 2) granodioritos com alto Mg de idades 2,87 Ga, incluindo o Granodiorito Rio Maria e rochas intermediárias a máficas com afinidades sanukitoides; 3) série tonalítico-trondhjémítica de idades de 2,87 a 2,86 Ga, composta pelos trondhjemitos Água Fria e Mogno; e 4) leucogranitos cálcico-alcálicos potássicos de idades 2,86 Ga, que incluem os granitos Xinguara, Mata Surrão e Garantã.

As coberturas sedimentares foram depositadas no Paleoproterozoico, as mais antigas sendo representadas pelas sequências plataformais dos grupos Rio Fresco e Gemaque (Vasquez & Rosa Costa, 2008). Em seguida, se deu a sedimentação siliciclástica da Formação Gorotire, em ambiente continental com avançado estágio de cratonização, marcado por regressão marinha e desertificação continental. A ausência de material vulcânico denuncia uma sedimentação anterior ao vulcanismo orosiriano (Monteiro *et al.*, 2004).

O magmatismo tipo A do Orosiriano é bem registrado no domínio Rio Maria, correspondendo à Suíte Intrusiva Jamon, que é representada pelos granitos Jamon, Musa,

Redenção, Seringa, Bannach, Manda Saia e os diques associados. (Machado *et al.*, 1991; Barbosa *et al.*, 1995; Avelar, 1996; Dall'Agnol *et al.*, 1999).

Tabela 1: Dados geocronológicos do Domínio Rio Maria.

BASE GEOCRONOLÓGICA DO DOMÍNIO RIO MARIA				
ASSOCIAÇÃO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA		IDADE (MA)	MÉTODO
MAGMATISMO FÉLSICO INTRACONTINENTAL	Suíte Intrusiva Jamon	Jamon	1885 ± 32 ¹	Pb-Pb zr
		Musa	1885 ± 5 ²	U-Pb T zr
		Redenção	1870 ± 68 ³	-
		Seringa	1893 ± 15 ⁴	Pb-Pb zr
		Bannach	-	-
		Manda Saia	-	-
		Diques Associados	-	-
COBERTURAS SEDIMENTARES	Formação Gorotire		2154 ± 9 a 2035 ± 5 ⁵	Pb-Pb zrd
	Grupo Gemaque (Fm. Cachoeirinha)		2,76 – 3,15 ^{(*)6}	U-Pb T zrd
GRANITOS DE ALTO K	Granito Xinguara		2865 ± 1 ⁷	Pb-Pb zr
	Granito Mata Surrão		2872 ± 10 ⁸	Pb-Pb rt
			2868 ± 5 ⁹ , 2871 ± 7 ¹⁰	Pb-Pb zr
			2881 ± 2, 2875 ± 11 ¹¹	Pb-Pb zr
	Granito Guarantã		2930 ¹²	U-Pb T zr
		2870 ± 5 ¹³	Pb-Pb rz	
GRANITÓIDES E ORTOGNAISSES TTG	Granodiorito Cumarú		2817 ± 4 ¹⁴	Pb-Pb zr
	Tonalito Parazônia		2858 ¹⁵	U-Pb T ti
	Trondhjemitó Águas Frias		2864 ± 21 ⁷	Pb-Pb zr
	Trondhjemitó Mogno		2871 ¹⁵	U-Pb T ti
	Granodiorito Rio Maria		2872 ± 5 ¹⁵	U-Pb T zr, ti
			2874 +9/-10 ¹⁶	U-Pb T zr
			2878 ± 4 ¹	Pb-Pb zr
			2875 ± 7, 2877 ± 6, 2880 ± 4, 2881 ± 8 ¹¹	Pb-Pb zr
			2859 ± 19, 2852 ± 16 ¹⁷	Pb-Pb zr
	Tonalito Caracol		2924 ± 2, 2936 ± 3, 2948 ± 5 ⁷	Pb-Pb zr
	Tonalito Arco Verde		2957 +25/-21 ¹⁷	U-Pb T zr
		2965 ± 1, 2981 ± 8, 2988 ± 5 ¹¹	Pb-Pb zr	
		2936 ± 4 ⁹ , 2964 ± 2 ¹⁸	Pb-Pb zr	
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO	Complexo Máfico-Ultramáfico Serra Azul		2970 ± 7 ¹⁵	U-Pb T zr
GREENSTONE BELTS	Grupo Tucumã		2868 ± 8 ¹⁷	Pb-Pb zr
	Supergrupo	Grupo Lagoa	2979 ± 5 ¹⁵	U-Pb T zr

	Andorinhas	Seca	2904 +29/-22, 2971 ±18 ¹⁹	U-Pb T zr
			2943 ± 88 ²⁰	Pb-Pb rt
		Grupo Babaçu	3046 ± 32 ²⁰	Sm-Nd rt
	Grupo Serra do Inajá	Fm. Morada da Prata	2,96 – 3,07 (*) ²¹	Pb-Pb zrd
		Fm. Quixadá	2988 ± 4 ¹¹	U-Pb T zr
		Grupo Gradaús	3002 ± 3 ²²	U-Pb T zr

Abreviaturas – L: LA-ICP-MS; S: SHRIMP; T: ID-TIMS; rt: rocha total; ti: titanita; zr: zircão; zrd: zircão detrítico.

Referências: 1- Dall’Agnol *et al.* (1999); 2- Machado *et al.* (1991); 3- Barbosa *et al.* (1995); 4- Avelar (1996); 5- Monteiro *et al.* (2004); 6- Macambira (1992); 7- Leite *et al.* (2004); 8- Rodrigues *et al.* (1992); 9- Almeida *et al.* (2008); 10- Althoff *et al.* (1998); 11- Rolando & Macambira (2003); 12- Althoff *et al.* (2000); 13- Macambira *et al.* (2000); 14- Lafon & Scheller (1994); 15- Pimentel & Machado (1994); 16- Macambira & Lancelot (1996); 17- Avelar *et al.* (1999); 18- Vásquez & Rosa-Costa (2008); 19- Macambira & Lancelot (1991); 20- Souza *et al.* (2001); 21- Azevedo *et al.* (2004); 22- Tassinari *et al.* (2005).

2.2.2 - Domínio Carajás

A porção norte da Província Carajás é representada pelo domínio Carajás (**Fig. 2**). As rochas mais antigas deste domínio são agrupadas no Complexo Pium, hoje Associação Granulítica Mesoarqueana (Vásquez & Rosa-Costa, 2008), a qual é composta pelo Ortognaisse Chicrim-Cateté, datado em 3002 ± 1 Ma (U-Pb em núcleo de zircão; Pidgeon *et al.*, 2000) e por charnockitos que possivelmente se colocaram durante o metamorfismo de fácies granulito que afetou essas rochas em 2859 ± 9 Ma (U-Pb em borda de zircão; Pidgeon *et al.*, 2000).

O embasamento arqueano do domínio é também formado pelo Complexo Xingu, datado em 2974 ± 15 (Pb-Pb em zircão; Avelar *et al.*, 1999) e composto por gnaisses e migmatitos de composição granodiorítica e tonalítica, metamorfisados na fácies anfíbolito.

Dispostas discordantemente sobre as rochas do embasamento estão as sequências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e do Grupo Rio Novo. Vásquez & Rosa-Costa (2008) consideram que as mesmas representam *greenstone belts* neoarqueanos, que se diferenciam daqueles descritos no domínio Rio Maria por serem mais jovens e não apresentarem rochas de composição komatiítica. O Grupo Rio Novo consiste de uma sequência de metamafitos, metaultramafitos, formações ferríferas bandadas, xistos paraderivados (Docegeo, 1988), e é considerado mais antigo que o Supergrupo Itacaiúnas, porquanto se acha cortado pelo Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga e pelo Complexo Granítico Estrela, ambos datados em 2763 ± 7 Ma (Machado *et al.*, 1991; Barros *et al.*, 2001a).

O Supergrupo Itacaiúnas é dividido nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Grão Pará, Igarapé Pojuca e Buritirama, formados, à exceção do último (para o qual não há datação), entre 2,76 e 2,73 Ga (**Tabela 2**). São compostos por paragneisses, anfíbolitos, quartzitos, meta-arcósios e formações ferríferas metamorfisadas nas fácies xisto verde e anfíbolito, deformadas em graus variáveis e hospedeiras de grandes reservas de minério de Fe, Cu e Au.

Entre 2,75 e 2,74 Ga, ocorreu na região novo plutonismo granítico representado pelas intrusões Planalto, Serra do Rabo, Cristalino (Pb-Pb em zircão, Huhn *et al.*, 1999a) e Suíte Plaquê (Pb-Pb em zircão, Avelar, 1996; Avelar *et al.*, 1999). Esta última é caracterizada por granitoides alongados, de direção E-W, caráter sintectônico a tardi-tectônico e afinidade alcalina e metaluminosa.

A Formação Águas Claras, que recobre discordantemente as rochas mais antigas, é composta por pelitos, siltitos e arenitos (Araújo *et al.*, 1988; Nogueira *et al.*, 2000). É estratigraficamente mais jovem que os grupos anteriores, dos quais se distingue por representar sedimentação mais madura e praticamente sem vulcanismo. A idade dessa unidade ainda não é consensual, todavia é considerada neoarquena. Dias *et al.* (1996) e Mougeout *et al.* (1996) dataram diques e soleiras máficas em 2645 ± 12 Ma (Pb-Pb em zircão) e 2708 ± 37 Ma (U-Pb em zircão), respectivamente, idades estas interpretadas como mínimas para aquela formação. Por outro lado, Trendall *et al.* (1998) obtiveram em rochas vulcânicas consideradas sindeposicionais, a idade de 2681 ± 5 Ma (U-Pb em zircão) que foi interpretada como idade máxima para a formação.

Segundo Lima & Pinheiro (2001), a Formação Gorotire aflora na terminação leste da falha Carajás e compreende arenitos arcósios imaturos, relacionados com conglomerados polimíticos. A ausência de constituintes vulcânicos faz com que a idade dessa unidade ainda seja controversa. Pela correlação com unidades consideradas cronocorrelatas, Vásquez & Rosa-Costa (2008) consideram que a unidade tenha se depositado entre o fim do Riaciano e o início do Orosiriano. Já Pinheiro & Holdsworth (1997) consideram a unidade como sendo do Neoproterozoico.

Contemporâneo ao desenvolvimento do Supergrupo Itacaiúnas, há o registro de magmatismo granítico subalcalino tipo A e cálcico-alcalino, sintectônico, ocorrido em 2,76–2,73 Ga (**Tabela 2**) e representado pelo Complexo Granítico Estrela, já citado, além dos granitos Plaquê, Planalto, Serra do Rabo e Igarapé Gelado, e o Diorito Cristalino. De evento magmático posterior, fazem parte granitos foliados representados pelas intrusões Velho

Salobo (2573 ± 3 Ma, U-Pb em zircão; Machado *et al.*, 1991) e Itacaiúnas ($2,56 \pm 37$ Ma, Pb-Pb em zircão; Souza *et al.*, 1996).

Tabela 2: Dados geocronológicos do Domínio Carajás.

BASE GEOCRONOLÓGICA DO DOMÍNIO CARAJÁS					
ASSOCIAÇÃO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	IDADE (Ma)	MÉTODO		
MAGMATISMO FÉLSICO INTRACONTINENTAL	Suíte Intrusiva Serra dos Carajás	Granito Pojuca	1874 ± 2 ¹	U-Pb T zr	
		Granito Breves	1879 ± 7 ²	U-Pb S zr	
		Granito Serra dos Carajás	1880 ± 2 ¹	U-Pb T zr	
		Granito Cigano	1883 ± 2 ¹	U-Pb T zr	
COBERTURA SEDIMENTAR	Formação Águas Claras	2681 ± 5 ³ ; 2778 a 3020 ⁴ ; 2871 ± 3 a 3048 ± 2 ⁵	U-Pb T zrd		
MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO	Suíte Intrusiva Cateté	2378 ± 55 ⁶	Sm-Nd rt		
		2766 ± 6 ⁷	U-Pb S zr		
	Complexo Luanga	2763 ± 6 ¹	U-Pb T zr		
GRANITOS DE ALTO K	Granito Velho Salobo	2573 ± 2 ¹	U-Pb T zr		
	Granito Igarapé Gelado	2731 ± 26 ⁸	Pb-Pb zr		
	Granito Plaquê	2727 ± 29 ⁹ ; 2736 ± 24 ¹⁰	Pb-Pb zr		
	Diorito Cristalino	2738 ± 6 ¹¹	Pb-Pb zr		
	Granito Serra do Rabo	$2743 \pm 1,6$ ¹²	Pb-Pb zr		
	Granito Planalto	2747 ± 2 ¹¹	U-Pb T zr		
	Complexo Granítico Estrela	2763 ± 7 ¹³	Pb-Pb zr		
SEQUÊNCIAS (META)VULCANOS-SEDIMENTAR	Grupo Rio Novo		Por volta de $2,6$ Ga. ¹⁴	-	
	Supergrupo Itacaiúnas	Grupo Igarapé Pojuca	2732 ± 3 ¹ ; 2757 ± 81 ; 2719 ± 80 ¹⁵	U-Pb T zr Sm-Nd rt	
		Grupo Igarapé Bahia	2748 ± 34 ¹⁶ ; 2747 ± 1 ; 2745 ± 1 ¹⁷ ; 2776 ± 12 ; 2758 ± 36 ¹⁷ ; 2765 ± 36 ¹⁷ ; 2751 ± 81 ¹⁸ ; 2758 ± 75 ¹⁷ ; 2759 ± 24 ¹⁸	U-Pb S zr; Pb-Pb zr; Pb-Pb rt; Pb-Pb rt; Sm-Nd rt	
		Grupo Grão-Pará	Fm. Carajás	2740 ± 8 ; 2743 ± 11 ³ ; 2751 ± 4 ¹⁹ ; 2757 ± 18 ²⁰ ; 2593 ± 260 ²¹	U-Pb S Zr; U-Pb T zr; Pb-Pb zr; Sm-Nd rt
			Fm. Parauapebas	2759 ± 2 ¹ ; 2758 ± 39 ²² ; 2760 ± 11 ; 2757 ± 7 ³	U-Pb T Zr; U-Pb T zr; U-Pb S zr
	Grupo Igarapé Salobo	2761 ± 3 ¹ (met)	U-Pb T zr		
ASSEMBLÉIA DE EMBASAMENTO	Complexo Xingu	2974 ± 15 ¹⁰ ; 2859 ± 2 e 2851 ± 4 ¹ (met)	Pb-Pb Zr; U-Pb T Zr		
	Ortogramulito Chicrim-Cateté (Complexo Pium)	3002 ± 14 ²⁶ ; 2859 ± 9 ²⁶ (met)	U-Pb S Zr		

Abreviaturas – L: LA-ICP-MS; S: SHRIMP; T: ID-TIMS; **rt**: rocha total; **zr**: zircão; **zrd**: zircão detrítico; **(met)**: idade de metamorfismo. **Referências** – 1- Machado *et al.* (1991); 2- Dall’Agnol *et al.*(2005); 3- Trendall *et al.* (1998); 4- Mougéot *et*

al. (1996); **5-** Macambira *et al.* (2001); **6-** Macambira & Tassinari (1998); **7-** Lafon *et al.* (2000); **8-** Barbosa (2004); **9-** Avelar (1996); **10-** Avelar *et al.* (1999); **11-** Huhn *et al.* (1999a); **12-** Sardinha *et al.* (2001); **13-** Barros *et al.* (2001a); **14-** Reis *et al.* (2001); **15-** Pimentel *et al.* (2003); **16-** Tallarico *et al.* (2005); **17-** Galarza (2002); **18-** Santos (2002); **19-** Krymsky *et al.* (2002); **20-** Macambira *et al.* (1996b); **21-** Lobato *et al.* (2005); **22-** Wirth *et al.* (1986); **23-** Pidgeon *et al.* (2000).

Destacam-se ainda as suítes máfico-ultramáficas acamadadas Cateté, Vermelho e Santa Inês. São intrusivas em rochas arqueanas, em ambos os domínios Carajás e Rio Maria, e representam corpos alongados segundo E–W, compostos por gabro, norito, piroxenito e serpentinito. Macambira & Tassinari (1998) determinaram idade de 2378 ± 55 Ma para o alojamento da Suíte Cateté, com base em isócrona Sm-Nd (minerais e rocha total). No entanto, datação U-Pb em zircão forneceu idade de 2766 ± 6 Ma (Lafon *et al.*, 2000), contemporânea à intrusão do Complexo Luanga. As demais suítes não foram ainda datadas, mas têm sido atribuídas ao Paleoproterozoico (Araújo & Maia, 1991).

Em ambos os domínios da Província Carajás afloram diversos granitos de 1,88 Ga. São rochas isotrópicas, discordantes da estruturação regional, alcalinas e metaluminosas, quimicamente semelhantes aos granitos tipo A (Docegeo, 1988; Dall’Agnol *et al.*, 1997). Dentre eles destacam-se os corpos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Musa, Jamon, Jovem Salobo, Redenção, Seringa, Velho Guilherme e Breves (Machado *et al.*, 1991; Dall’Agnol *et al.*, 1999; Barbosa *et al.*, 1995; Teixeira, 1999; Tallarico *et al.*, 2004).

2.3 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A Província Carajás foi formada e tectonicamente estabilizada no Arqueano e posteriormente afetada por um evento paleoproterozoico extensivo, acompanhado por intrusões graníticas anorogênicas e diques máficos e félsicos (Macambira & Lafon, 1995).

Os registros mais antigos da evolução do domínio Rio Maria remontam ao Mesoarqueano (no intervalo entre 3,0 e 2,92 Ga) em que houve eventos de acreção de arcos de ilhas, com a formação dos *greenstone belts* e os complexos máfico-ultramáficos, além de intenso magmatismo granítico sintectônico (tonalitos Arco Verde e Caracol).

Um evento seguinte de acreção crustal (entre 2,88 e 2,82 Ga) tem relação com a formação do tonalito Parazônia e trondhjemitos Mogno e Água Fria, além do volumoso magmatismo cálcico-alcalino rico em Mg, representado pelos granodioritos Rio Maria e Cumaru e os leucogranitos potássicos Xinguara, Mata Surrão e Rancho de Deus, os quais são marcadores do final do evento tectono-termal da estabilização do domínio Rio Maria. O Grupo Tucumã é considerado o correspondente supracrustal desse evento.

Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000), a evolução da região de Carajás é inicialmente marcada por um sistema transpressivo sinistral dúctil que deformou as rochas

dos Complexos Pium e Xingu, Suíte Plaquê e Grupo Igarapé Salobo em condições de alta temperatura e as rochas do Grupo Igarapé Pojuca em condições de temperaturas médias a baixas. Posteriormente, um evento extensivo teria propiciado a deposição do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras.

Um novo evento transtensivo estaria associado aos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, e também à nucleação da falha Carajás (em torno de 2,6 Ga). O falhamento favoreceu a migração de fluidos, muitos dos quais responsáveis pela formação de vários dos depósitos de cobre e ouro presentes nessas unidades.

Após isso, uma transpressão sinistral teria deformado as rochas próximas à falha Carajás e invertido fracamente a bacia (<2,5 Ga). Por fim, um evento extensivo (ou transtensivo) por volta de 1,88 Ga permitiu a intrusão de plútons graníticos e de diques, em um evento que atingiu toda a província.

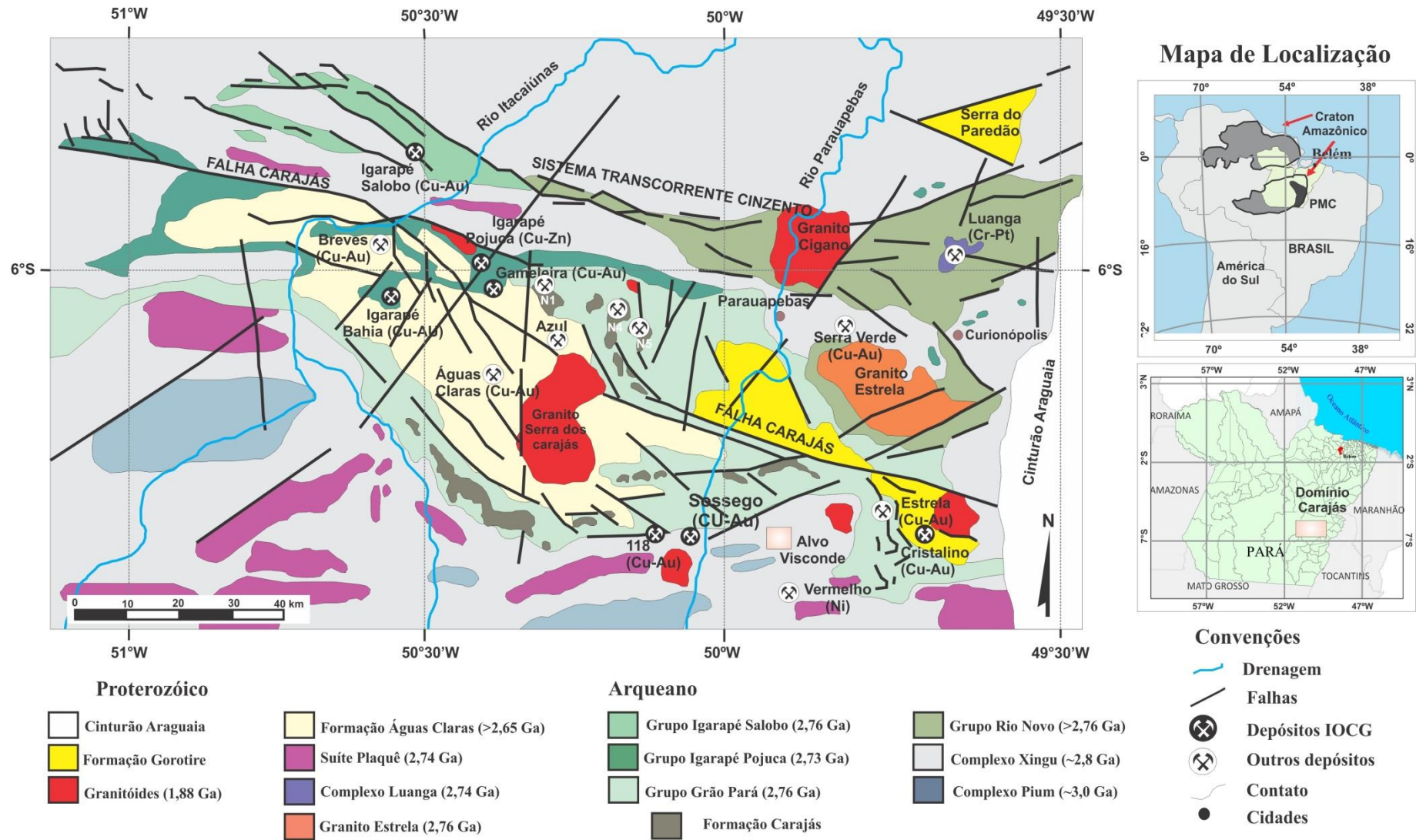


Figura 2: Mapa geológico do Domínio Carajás. Em destaque área do Alvo Visconde.
 Fonte: Pinheiro (1997), com modificações.

3. DEPÓSITOS CUPRO-AURÍFEROS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Os depósitos cupro-auríferos da PMC, todos localizados no domínio Carajás, podem, de acordo com a época de formação, ser separados em dois grandes grupos: arqueanos e paleoproterozoicos. O primeiro, de idade ainda indefinida, mas com alguns dados baseados em métodos diversos apontando valores entre 2,76 e 2,57 Ga (Huhn *et al.*, 1999b; Pimentel *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2001; Tallarico *et al.*, 2005; Neves, 2006; Galarza *et al.*, 2007), compreende os depósitos Cristalino, Igarapé Bahia, Salobo, Sossego, Cinzento e Cento e Dezoito, que são caracterizados pela associação Cu-Au-óxidos de Fe (Mo-Ag-U-ETR).

O segundo grupo, de idade em torno de 1,88 Ga (Marshick *et al.*, 2002; Tallarico, 2003) e relacionado com granitogênese contemporânea, mostra dimensões menores (<50 Mt) e é caracterizado pela associação metálica Cu-Au (W-Sn-Bi) (Villas & Santos, 2001), dele fazendo parte os depósitos Águas Claras, Breves, Gameleira e Estrela.

3.1 – DEPÓSITOS ARQUEANOS

3.1.1 – Depósito de Cu-Au (U-ETR) Igarapé Bahia-Alemão

Hospedado em sequência metavulcanossedimentar de grupo homônimo, o depósito Igarapé Bahia é composto pelos corpos Acampamento Norte, Acampamento Sul, Furo Trinta e Alemão. O minério é constituído por calcopirita, pirita, bornita e covelita, tendo como principais minerais de ganga clorita, siderita e magnetita.

O mineiro hipogênico está hospedado em brechas polimíticas, compostas por clastos diversos em meio à Fe-clorita, Fe-anfibólios, siderita, magnetita, calcopirita e turmalina (Tavaza, 2000; Villas & Santos, 2001). Quando ricas em magnetita, as matrizes exibem aspecto granular e são compostas também por calcopirita e bornita, além de grunerita, actinolita, minnesotaita, biotita, ankerita e uraninita (Villas & Santos, 2001). As reservas do depósito, excluído o corpo Alemão, foram avaliadas em 219 Mt, com teores médios de 1,4% Cu e 0,86 g/t Au (Tallarico *et al.*, 2005).

Os principais tipos de alteração associados à mineralização são cloritização e metassomatismo de Fe, ambos antecedidos por alteração sódico-cálcica, silicificação e turmalinização (Villas & Santos, 2001). A idade de mineralização foi determinada em 2744 ± 12 Ma (Pb-Pb, Galarza 2002; Galarza & Macambira, 2002) em partículas de Au inclusas em calcopirita da brecha hidrotermal.

Composições isotópicas de B em turmalinas mostraram elevados valores de $\delta^{11}\text{B}$ (12,6 a 26,6‰), sugerindo que os fluidos responsáveis pela sua formação derivaram de sequências

evaporíticas ou interagiram com estas rochas, o que os teria tornado extremamente salinos (Xavier *et al.*, 2008).

3.1.2 – Depósito de Cu–Au Sossego

O depósito de Sossego consiste de duas zonas mineralizadas principais, as quais correspondem aos corpos Sossego e Sequeirinho. Pista, Baiano e Curral são corpos menores. No corpo Sequeirinho, o minério ocorre em veios e em zonas de *stockwork*, que localmente formam corpos brechoides com elevado mergulho. Os sulfetos se concentram nos corpos de brecha e precipitaram ao mesmo tempo em que a alteração sódico-cálcica tardia se sobrepunha em rochas já actinolizadas, epidotizadas e/ou cloritizadas. Em contraste, no corpo Sossego, a 1,5 km a oeste do Sequeirinho e formado em níveis estruturalmente mais rasos, a alteração potássica está mais bem desenvolvida e o minério está praticamente restrito a chaminés de brecha subverticais (Marschik *et al.*, 2003; Villas *et al.*, 2004, 2005, 2006; Monteiro *et al.*, 2008).

As rochas hospedeiras do minério são granitoides, dioritos e gabros, mas a mineralização também se manifestou, ainda que em menor escala, nas rochas vulcânicas e subvulcânicas, tanto félsicas como máficas (Villas *et al.*, 2004, 2005). A mineralização cupro-aurífera é hipogênica e posterior ao metassomatismo sódico-cálcico que alterou boa parte daquelas rochas. O minério inclui magnetita, calcopirita, anfibólio e epidoto, além de quantidades menores de calcita, apatita, quartzo, biotita, molibdenita e pirita. As reservas foram calculadas em 355 Mt, com teores médios de 1,1% Cu e 0,28 g/t Au (Lancaster Oliveira *et al.*, 2000).

A mineralização cupro-aurífera contou com metais e enxofre possivelmente lixiviados das rochas encaixantes por fluidos quentes (>550°C) com alto $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ($6,9 \pm 0,9\%$), oriundos de fonte metamórfica ou de formação, com possível contribuição magmática.

Em zonas mineralizadas, os fluidos mostram $\delta^{18}\text{O}$ menores ($3,6 \pm 0,6\%$ em $450 \pm 25^\circ\text{C}$), valores que sugerem mistura com fontes externas (Monteiro *et al.*, 2008). Estudos de inclusões fluidas em quartzo revelam que os fluidos responsáveis pela mineralização tinham como agente complexante o Cl, além de serem ricos em Na, Ca e Fe, com salinidades que variam de 0,2 a 23% eq. peso de NaCl para inclusões aquosas e 28 a 57% eq. peso de NaCl para inclusões saturadas (Villas *et al.*, 2006).

O evento da mineralização foi datado pelos métodos Pb-Pb em sulfetos entre 2530 ± 25 e 2608 ± 25 Ma, enquanto pelo método Sm-Nd em rocha total foi obtida idade de $2578 \pm$

29 Ma, esta última considerada mais confiável, porém passível de várias interpretações (Neves, 2006; Villas *et al.*, 2006).

3.1.3 – Depósito de Cu–Au Cristalino

O depósito Cristalino está localizado na área da Serra do Rabo, porção sudoeste do cinturão Itacaiúnas, a qual é constituída por rochas vulcânicas máficas, intermediárias e félsicas, intercaladas com formações ferríferas bandadas ricas em magnetita. Dioritos e quartzodioritos são intrusivos nesse pacote rochoso e relacionados à Suite Plaqué. Apresentam idade de 2,74 Ga e são considerados a provável fonte dos fluidos hidrotermais que originaram a mineralização (Huhn *et al.*, 1999b; Soares *et al.*, 2001).

O minério é composto principalmente por calcopirita, pirita, magnetita, bravoíta, vaesita e ouro, ocorrendo em brechas e na forma de *stockwork*, disseminações e veios, principalmente na sequência vulcanossedimentar e, secundariamente, nos corpos intrusivos. Cálculo das reservas apontam 500 Mt com teores médios de 1,0% Cu e 0,3 g/t Au (Huhn *et al.* 1999b).

As rochas encaixantes foram afetadas por intensa alteração dos tipos potássico (biotita e microclina), sódico (albita e escapolita), bem como cloritização, carbonatação, silicificação e turmalinização, além de metassomatismo de Fe e enriquecimento de P (Huhn *et al.*, 1999b).

O enriquecimento de ETR leves é atribuído à alanita, ainda que este mineral ocorra como fase acessória (Huhn *et al.* 1999b; Soares *et al.* 2001).

3.1.4 – Cinzento –Alvo GT 46

O que se segue é um resumo que foi compilado do trabalho de Silva *et al.* (2005).

O depósito Cinzento está hospedado na sequência metavulcanossedimentar arqueana do Grupo Grão Pará. Na área do depósito ocorrem rochas gabroicas, basálticas e andesíticas, anfíbolitos, fraca a fortemente deformados, rochas graníticas, em geral isotrópicas, formações ferríferas bandadas e diques e soleiras doleríticas. O conjunto rochoso foi afetado por regime rúptil–dúctil acompanhado de metamorfismo de fácies anfíbolito.

A mineralização, do tipo Fe–Cu–Au, foi controlada pela zona de cisalhamento rúptil–dúctil Cinzento, tendo o minério se formado em zonas brechadas e em veios que cortam o granitoide arqueano e como disseminações em planos de foliação no anfíbolito. Os minerais de minério consistem de sulfetos de cobre (calcopirita, bornita, covelita e calcocita) com magnetita associada, além de molibdenita, parisita, xenotima, thorita e larsenita, além de cassiterita como fases subordinadas. Em termos paragenéticos, a magnetita é a fase mais

precoce, sendo seguida sucessivamente por calcopirita, bornita e calcocita-covelita, com molibdenita relacionada ao granitoide arqueano.

As idades da mineralização foram obtidas pelo método Re-Os em molibdenita que ocorre no anfibolito e no granitoide neoarqueano, acusando respectivamente 2711 ± 9 Ma e 2558 ± 8 Ma. Entretanto, lamelas de biotita, que compõem zonas afetadas por metassomatismo potássico e envolvem as principais ocorrências de sulfetos, forneceram idades Ar-Ar de 1854 ± 5 Ma e 1809 ± 6 Ma. Os autores ressaltam que as idades Re-Os da molibdenita referem-se à colocação do granitoide arqueano e que a mineralização cuproaurífera é de idade paleoproterozoica.

Com base em dados de inclusões fluidas e isotópicos ($\delta^{34}\text{S} \approx 0$ e $\delta^{18}\text{O}$ entre 5 e 8 ‰), foi atribuída ao fluido mineralizante origem magmática, sendo a intrusão granítica responsável pelo transporte dos íons metálicos e do enxofre que teriam sido lixiviados das rochas encaixantes.

O metassomatismo potássico e de Fe foi abrangente e produziu rochas ricas em biotita, cummingtonita, granada, actinolita, quartzo e magnetita, que se intercalam com formações ferríferas bandadas e anfibolitos menos alterados. Em menor escala, ocorrem como produtos hidrotermais também actinolita, clorita, albita, quartzo, sericita, epidoto e carbonato.

3.1.5 – Depósito de Cu–Au–Mo–Ag Salobo

O depósito está hospedado no Grupo Igarapé Salobo que recobre discordantemente gnaisses trondhjemíticos do embasamento e se encontra subverticalizado com mergulho alto para SW. Metagrauvacas são os litotipos dominantes com os quais se intercalam formações ferríferas bandadas e, subordinadamente, anfibolitos e quartzitos arcosianos (Villas & Santos, 2001). O conjunto rochoso é cortado pelo granito Velho Salobo, que se mostra deformado e foi datado em 2573 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1991), e pelo granito Jovem Salobo, não deformado e datado em 1880 ± 80 Ma (Cordani, 1981 *in* Lindenmayer & Teixeira, 1999; Réquia & Fontbonté, 2000; Souza & Vieira, 2000).

Os corpos de minério exibem forma lenticular e são dominados por magnetita, bornita, calcopirita e calcocita, além de várias proporções de molibdenita, cobaltita, saflorita, niquelina, siegenita, covelita, Au–Ag, grafita, ilmenita, hematita, Te–Ag, uraninita e minerais contendo terras raras (Lindenmayer & Teixeira, 1999). As reservas são da ordem de 789 Mt, com 0,96% Cu, 55 g/t Ag e 0,52–0,55g/t Au (Lindenmayer, 1990, Souza & Viera, 2000). Os teores de Cu e Au tendem a ser mais expressivos nas rochas com abundante magnetita.

A mineralização é hipogênica e consiste em sulfetos maciços a disseminados que ocorrem principalmente em formações ferríferas bandadas, em especial as do tipo silicato, sejam elas maciças ou foliadas. Grande parte do ouro está incluso em cristais de magnetita e subordinadamente nos de calcopirita, cobaltita e saflorita, bem como nos interstícios de magnetita e calcopirita (Souza & Vieira, 2000).

As rochas do Grupo Igarapé Salobo foram metamorfisadas sob condições da fácies anfíbolito (regional) e da fácies piroxênio-hornfels (termal), e alteradas hidrotermalmente, do que resultaram forte alteração potássica (K-feldspato e biotita) a P e T relativamente altas, e cloritização generalizada a T mais baixas (Lindenmayer, 1990; Lindenmayer & Teixeira, 1999). O evento metamórfico foi datado em 2761 ± 3 Ma (Machado *et al.*, 1991) e é anterior à mineralização que, por sua vez, foi datada em 2576 ± 8 Ma (Pb-Pb em sulfetos; Réquia & Xavier, 1995).

Dados de inclusões fluidas obtidos em cristais de quartzo e almandina indicam o envolvimento de fluidos carbônicos ($\text{CO}_2 \gg \text{CH}_4$) e aquosos de salinidade variável (1,7 a 34 % eq. peso NaCl) no paleossistema hidrotermal Salobo (Réquia & Xavier, 1995; Réquia & Fontbonté, 2000). O fluido revela composições isotópicas $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de -16 a 12,1‰, o que sugere origem magmática, porém com interferência de águas meteóricas. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre 0,2 e 1,6‰ corroboram a origem magmática do enxofre dos sulfetos (Réquia & Fontbonté, 2000).

3.1.6 – Depósito Cento e Dezoito (118)Cu–Au

O depósito Cento e Dezoito está localizado próximo ao depósito do Sossego em zona de cisalhamento de direção NE-SW, nas imediações do contato entre rochas do Grupo Grão Pará e os ortogranulitos e gnaisses do Complexo Xingu (Docegeo, 1988; Albuquerque *et al.*, 2001).

O minério está hospedado em tonalitos e granodioritos que cortam sequência vulcanossedimentar representada por basaltos, formações ferríferas bandadas, riolitos e dacitos pertencentes ao Grupo Grão Pará, além de diques porfiríticos. (Rigon *et al.*, 2000; Albuquerque *et al.*, 2001).

A mineralização cupro-aurífera se desenvolveu durante deformação rúptil que resultou na formação de corpos brechoides e *stockwork*, em que estão presentes calcopirita, bornita, magnetita, hematita e proporções menores de Au, calcocita, galena, esfalerita, cassiterita e minerais de Bi–Te–Au–Ag (Rigon *et al.*, 2000; Tallarico, 2003; Torresi, 2008 *in* Xavier *et al.*, 2010).

A alteração é marcada por metassomatismo sódico precoce (albita e escapolita) e potassificação (biotita e microclina), que acompanharam a formação de magnetita, seguidas de cloritização, esta última associada à mineralização, e finalmente pela produção de quartzo e sericita (Torresi, 2008 *in* Xavier *et al.*, 2010).

As reservas são de 170 Mt, com 1,0% Cu e 0,3 g/t Au (Albuquerque *et al.* 2001; Rigon *et al.*, 2000), das quais 80 Mt constituem minério oxidado com 0,8–1,0% Cu (Albuquerque *et al.*, 2001).

A idade de cristalização do granito foi determinada em 2743 ± 3 Ma (Suíte Plaqué) bem anterior à idade de 2654 ± 9 Ma, referente ao alojamento dos diques porfiríticos (SHRIMP II Pb–Pb em zircão; Tallarico, 2003). Datações em xenotima nos veios e no minério maciço forneceram idades de 1868 ± 7 e 1869 ± 7 Ma, respectivamente ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ SHRIMP; Tallarico, 2003), que indicariam evento mineralizador distinto e posterior ao principal evento de formação dos IOCG em Carajás ou perturbação do sistema isotópico devido a reativações de falhas ou à granitogênese paleoproterozoica (Tallarico, 2003; Grainger *et al.*, 2008).

A assinatura geoquímica do depósito 118 é marcada por Fe–Cu–Au–(Te–Ag–Pb–Sn)–P–F–ETR e entre os aspectos diagnósticos está o enriquecimento de ETR, principalmente em apatita e em silicatos do grupo da gadolinita que, segundo Xavier *et al.* (2008), ainda não havia sido registrado nos sistemas IOCG.

3.2 – DEPÓSITOS PALEOPROTEROZOICOS

3.2.1 – Depósito Águas Claras Cu –Au–Bi–W

Localizado na porção central do Cinturão Itacaiúnas, a 5 km a oeste do granito Serra dos Carajás, o depósito de Águas Claras ocorre em zona de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil de direção NE-SW que se prolonga até a falha Carajás. As rochas hospedeiras são arenitos e siltitos da formação homônima, nos quais se alojaram *sills* e diques gabroicos (Soares *et al.*, 1994; Silva & Villas, 1998).

O corpo do minério se estende por 400 m, com espessura máxima de 20 m, e atinge profundidades de 250 a 300 m, estando hospedado em veios de quartzo dentro da zona de cisalhamento. Segundo Soares *et al.* (1994) e Silva & Villas (1998), o minério é constituído por calcopirita, pirita, esfalerita e arsenopirita com quantidades menores de galena, pirrotita, cobaltita, bismutita, estanita e tennantita, além de magnetita e ferberita.

O ouro é rico em prata e está incluso em arsenopirita, nos contatos entre calcopirita e pirita ou isolados na massa de calcopirita. As reservas chegam a 9,5 Mt de minério oxidado a 2,43 g/t Au (Silva & Villas, 1998)

Os principais tipos de alteração hidrotermal são cloritização e sericitização, e em menor escala, turmalinização, silicificação, carbonatação e caulínização, todos contemporâneos à mineralização. Anteriores à mineralização são descritas epidotização e albitização, ambas provavelmente relacionadas às intrusões máficas. (Silva & Villas, 1998).

3.2.2 – Depósito Breves Cu–Au (W–Sn–Bi)

A aproximadamente 9 km a nordeste da mina de ouro Igarapé Bahia, o depósito Breves está localizado próximo à falha Carajás e adjacente a zonas apicais de granito com idade 1,88 Ga (Nunes *et al.*, 2001), que é intrusivo em metarenitos, metassiltitos e metargilitos da Formação Águas Claras (Tallarico *et al.*, 2004).

O minério consiste de disseminações em *greisen* e *stockwork* que marcam extensa zona de alteração hidrotermal. A composição do *greisen* indica enriquecimento em Cu, Au, Bi, As, Sn, La e Mn relativo às rochas hospedeiras (Nunes *et al.*, 2002; Tallarico *et al.*, 2004).

Calcopirita, pirita e arsenopirita rica em Co (até 12%) são os principais minerais de minério, a que se associam quantidades subordinadas de pirrotita, molibdenita, ferberita, cassiterita, bismutita, bismuto nativo, fluorita e turmalina. O ouro mostra alto teor de prata (até 24%) e ocorre como inclusões em calcopirita comumente em equilíbrio com bismuto nativo (Tallarico *et al.*, 2004).

Segundo Tallarico *et al.* (2004), a mineralização foi datada em 1,88 Ga, que é a idade do granito, onde, de acordo com os mesmo autores, o depósito conta com reservas indicadas de 50 Mt, com 1,22% de Cu, 0,75 g/t Au, 2,4 g/t Ag, 1200 g/t W, 70 g/t Sn, 175 g/t Bi.

3.2.3 – Depósito Gameleira (Cu–Au)

O depósito Gameleira está hospedado em rochas do Grupo Igarapé Pojuca e relacionado à intrusão granítica Gameleira (extensão do granito Pojuca) de idade determinada em 1874 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão; Lindenmayer *et al.*, 2001) e composta por leucogranitos potássicos. As rochas encaixantes do depósito são constituídas por anfíbolitos, biotita xistos e granada-biotita xistos que são cortados por corpos metavulcânicos félsicos e máficos (Lindenmayer *et al.*, 2001).

O minério ocorre em veios, como disseminações e em brechas, sendo composto por calcopirita, bornita, molibdenita, pirita, ouro, cobaltita e Co-pentlandita, com menores proporções de uraninita, fluorita e turmalina. Não há, ainda, dados sobre as reservas.

A mineralização disseminada e em veios foi datada pelo método Sm-Nd em biotita em, respectivamente, 1837 ± 37 Ma (Lindenmayer *et al.*, 2001) e 1693 ± 30 Ma (Pimentel *et al.*, 2003). Datação em molibdenita nas rochas hospedeiras pelo método Re-Os, no entanto, registrou idade de 2614 ± 14 Ma (Marschik *et al.*, 2005), indicando que a mineralização pode não ter relação com granitos tipo A (1,88 Ga).

A principal alteração hidrotermal é a biotitização, datada em 1,73 Ga (Ar-Ar), seguida sulfetação e silicificação com superposição tardia de cloritização e turmalinização. (Lindenmayer *et al.*, 2001).

Composições isotópicas do enxofre em sulfetos, bem como do C e O em carbonatos, sugerem origem preferencialmente magmática para os fluidos hidrotermais, sem contribuições de águas externas (Lindenmayer *et al.*, 2001).

3.2.4 – Depósito Estrela Cu (Mo–Au–Sn)

Distante cerca de 10 km do depósito Cristalino, o depósito Estrela está situado na borda leste do Cinturão Itacaiúnas, ao longo de terminações da falha Carajás, a leste. No depósito dominam rochas andesíticas, gabroicas, riolíticas e formações ferríferas bandadas do Grupo Grão Pará, que se encontram cortadas por granito anorogênico paleoproterozoico (granito Estrelinha) com fluorita, topázio e turmalina. O conjunto rochoso é seccionado por diques de diabásio que representam a manifestação ígnea tardia na área (Lindenmayer *et al.*, 2005; Volp, 2005).

A zona mineralizada, associada a brechas, *stockwork* e veios, ocorre em rochas vulcânicas localizadas na posição apical do granito Estrelinha. O minério é composto por calcopirita e pirita, principalmente, com quantidades subordinadas de magnetita, ilmenita, molibdenita, pirrotita, hematita e ouro (Lindenmayer *et al.*, 2005). As reservas do depósito foram estimadas em torno de 230 Mt, com 0,5% de Cu (Lindenmayer *et al.*, 2005 e; Volp, 2005).

A alteração hidrotermal é marcada por intenso metassomatismo sódico-cálcico, seguido por alteração potássica e moderado metassomatismo de Fe, com tardia sulfetação das rochas andesíticas e gabroicas. A formação de molibdenita com escassa cassiterita é dessa fase hidrotermal, que também produziu magnetita, a qual posteriormente foi substituída pela associação calcopirita–pirrotita–pirita.

Segundo Lindenmayer *et al.* (2005), a deposição do minério deu-se concomitante à intrusão de granitos com idades de 1881 ± 5 Ma (U-Pb em zircão) e 1875 ± 2 Ma (U-Pb em monazita).

A origem dos fluidos hidrotermais é considerada magmática, sem contribuição de fluidos exteriores, consoante com os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ e $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (4 a 7 ‰ e -100 a -70‰, respectivamente) em quartzo de veios. O estudo de inclusões fluidas mostraram que salinidades muito elevadas (de até 50% eq. peso de NaCl) e temperaturas de homogeneização (até 250°C) estão relacionadas a zonas potassificadas, que gradam, com a evolução da sistema hidrotermal, para zonas de carbonatação cujos fluidos eram menos salinos (até 30% eq. peso de NaCl) e quentes (até 180°C) (Lindenmayer *et al.*, 2005).

4. GEOLOGIA LOCAL

Geologicamente, o depósito Visconde jaz próximo ao contato entre unidades do embasamento (Complexo Xingu) e de rochas metavulcanossedimentares que provavelmente pertencem ao Grupo Grão Pará. No depósito e circunvizinhanças, dominam granitoides em contato paralelizado com rochas gabro-dioríticas e metavulcânicas félsicas, as quais se acham balizadas setentrional e meridionalmente por granitoides de 1,88 Ga.

Relatórios internos da empresa Vale são a única fonte de informações sobre este depósito. Aspectos geológicos e mineralógicos são abordados, bem como são feitas descrições preliminares sobre os tipos de alteração hidrotermal, o que serviu de base para elaboração de mapa geológico em escala 1:2000 (**figura 4.1**).

Os granitoides mapeados são moderada a fortemente hidrotermalizados, com exposições nas porções centrais e a oeste do depósito, estas que definem relevo positivo (Serra Dourada). Em testemunhos de sondagem, essas rochas mostram-se isótropas a levemente orientadas, com coloração cinza clara e variações rosa e esverdeada. A textura geral é fanerítica equigranular a localmente porfirítica, com granulação em geral média. São compostos por albita, feldspato potássico e quartzo, além de biotita, epidoto, clorita e sericita.

Esses granitoides são caracterizados por descalcificação do plagioclásio primário e por intensa albitização, biotitização e cloritização.

Os gabros/dioritos afloram nas porções central e centro-leste do depósito e estão dispostos na direção E-W. Mostram contatos bruscos com os granitos e rochas metavulcânicas félsicas, os quais são assinalados por zonas de cisalhamento locais com intensa alteração hidrotermal.

Os corpos máficos são mesocráticos, de coloração cinza quando menos alterados e cinza esverdeada nas zonas mais alteradas. Os gabros/dioritos revelam textura geral fanerítica e granulação fina a média, que localmente evolui para textura milonítica. Os tipos de alteração hidrotermal mais expressivos são a actinolização, escapolitização, biotitização, metassomatismo férrico e cloritização. Evidências de epidotização, K-feldspatização, turmalinização e carbonatação são mais restritas.

As rochas metavulcânicas félsicas estão pouco expostas na área do depósito Visconde, com afloramentos concentrados nas porções mais centrais. Moderada a fortemente deformadas, essas rochas, de composição riodacítica, formam corpos subvulcânicos que são truncados pelas intrusões de granitoides e gabro/dioritos. Embora esta relação não tenha sido verificada em campo, devido à escassez de afloramentos, em testemunhos de sondagem, por

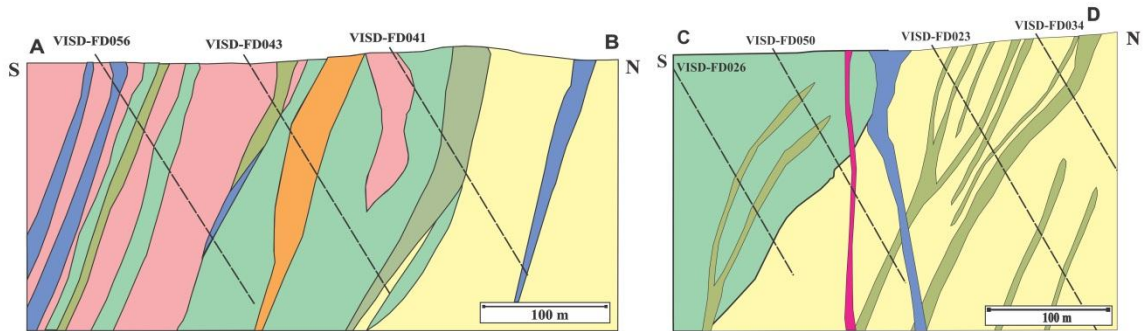
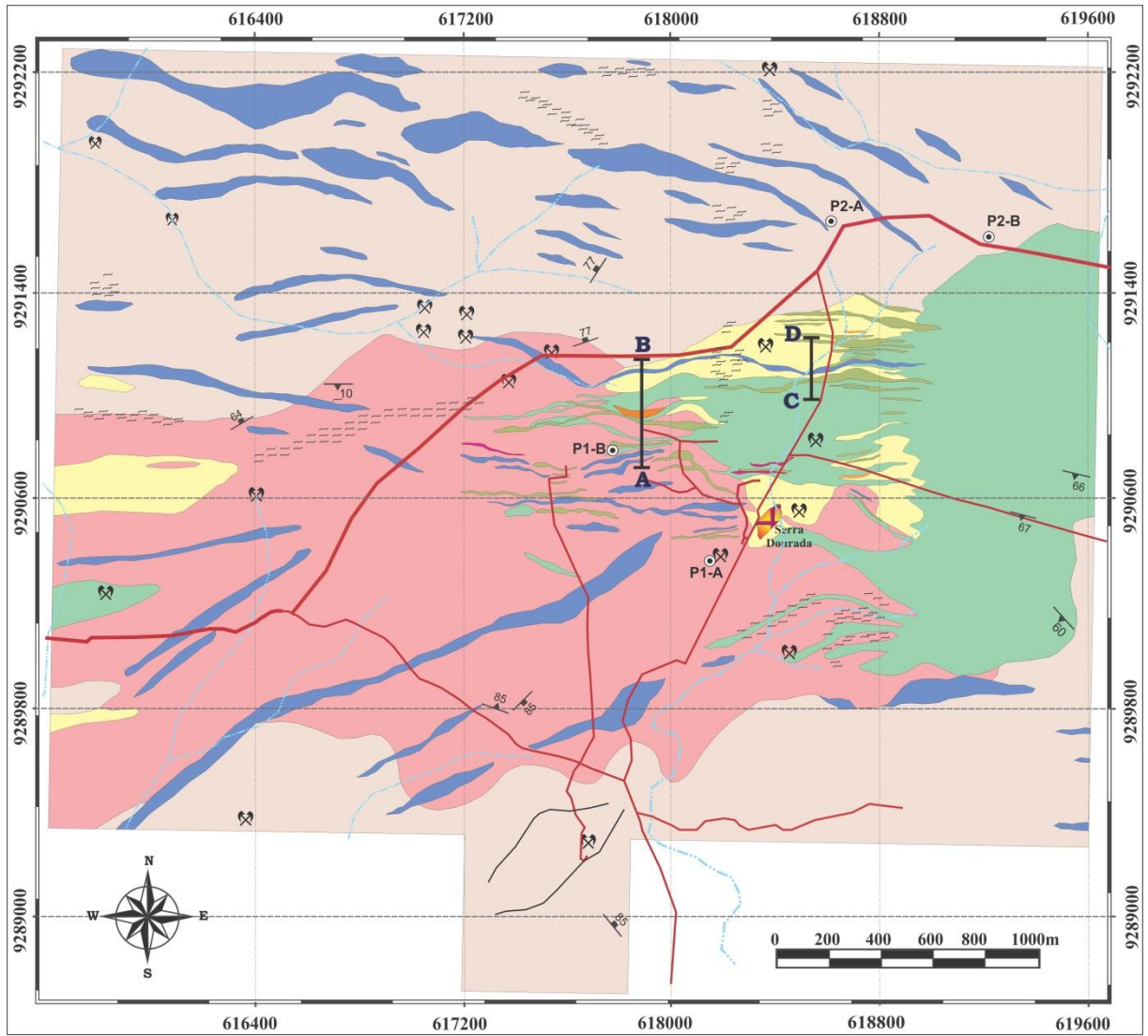
vezes foi evidenciado fragmentos de rocha metavulcânica félsica como enclaves em rochas gabroicas e graníticas. Os contatos entre gabros/dioritos e as rochas vulcânicas félsicas são comumente marcados por zonas de cisalhamento de espessura métrica, que geraram rochas de cor verde escuro ricas em biotita, escapolita e actinolita.

Em geral, as rochas metavulcânicas félsicas exibem textura equigranular fina com planos de foliação moderada a fortemente desenvolvidos. Elas são leucocráticas, de coloração cinzenta clara com zonas cinza-avermelhadas a cinza-esverdeadas locais, em decorrência da albitização e da biotitização, respectivamente.

As manifestações magmáticas tardias são representadas por diques de composição riolítica e diabásica, com textura porfirítica e matriz muito fina, aparentemente com fraca alteração hidrotermal.

Nos testemunhos examinados e pontos amostrados, observa-se que os sulfetos ocorrem comumente como disseminações, em veios e vênulas ou constituem matriz de brecha, sendo 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 e estão relacionados aos estágios hidrotermais tardios que se desenvolveram em ambiente dúctil-rúptil a rúptil. A localização dos pontos amostrados e testemunhos de sondagem descritos constam no mapa da malha de sondagem (**Fig. 4.2**) Os pontos P1-A e P1-B estão localizados em garimpos inativos onde ocorria a extração de calcopirita, enquanto os pontos P2-A e P2-B referem-se à exposição do granito alcalino em corte de estrada (**Fig. 4.2**).

Foram descritos cinco furos de sondagem, dentre os quais, os testemunhos dos furos VISD-36 e 37 são dominados por granitoides em contato brusco com gabros/dioritos, enquanto os dos furos VISD-32 e 35 revelam gabros/dioritos e rochas metavulcânicas félsicas, cujos contatos são marcados por zonas de cisalhamento; e os do furo VISD-39 mostram granitoides e gabros/dioritos que cortam as rochas metavulcânicas félsicas. Algumas das principais feições macroscópicas das rochas hospedeiras do depósito Visconde estão contidas nas **figuras 4.3** (VISD-35 e 37), **4.4** (VISD-32 e 39) e **4.5** (VISD-43 e 50).



LITOTIPOS		CONVENÇÕES	
Diques ácidos	Gabro / Quartzo-diorito	Zona de Cisalhamento	Garimpo ativo ou desativado
Granito alcalino	Milonitizado e alterado a escapolita e biotita	Falha	Drenagem
Diques microdioríticos	Rocha ultramáfica alterada a talco e carbonato	Fratura	Estradas
Granitoide	Rocha Metavulcânica Ácida	Foliação	Localidades
		Furo de sondagem	Pontos de Amostragem

Figura 4.1: Mapa geológico e seções N-S do depósito Visconde
 Fonte: Vale, com modificações.

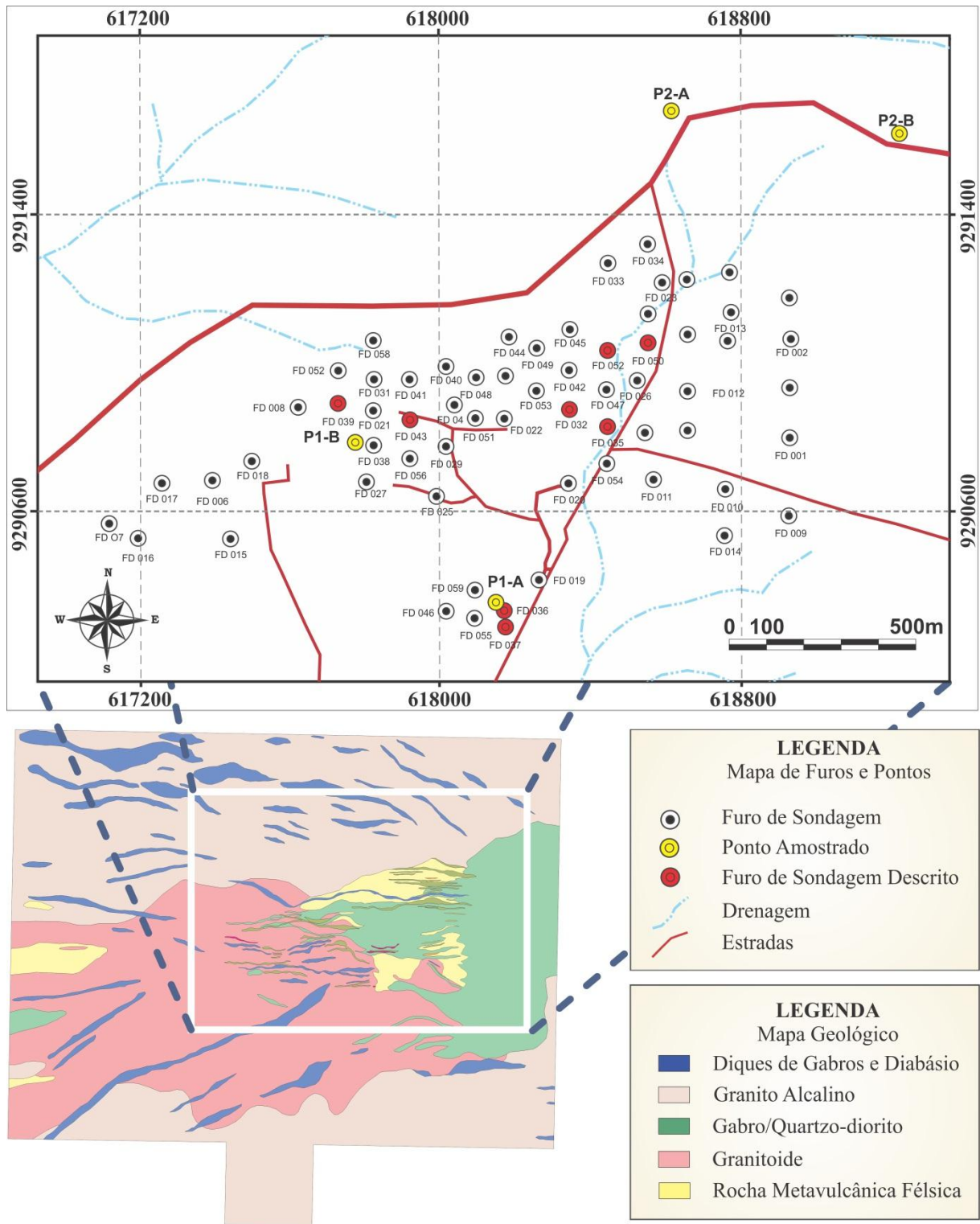


Figura 4.2: Mapa da malha de sondagem no depósito Visconde, assinalando-se em vermelho os furos amostrados.

Fonte: Vale, com modificações.

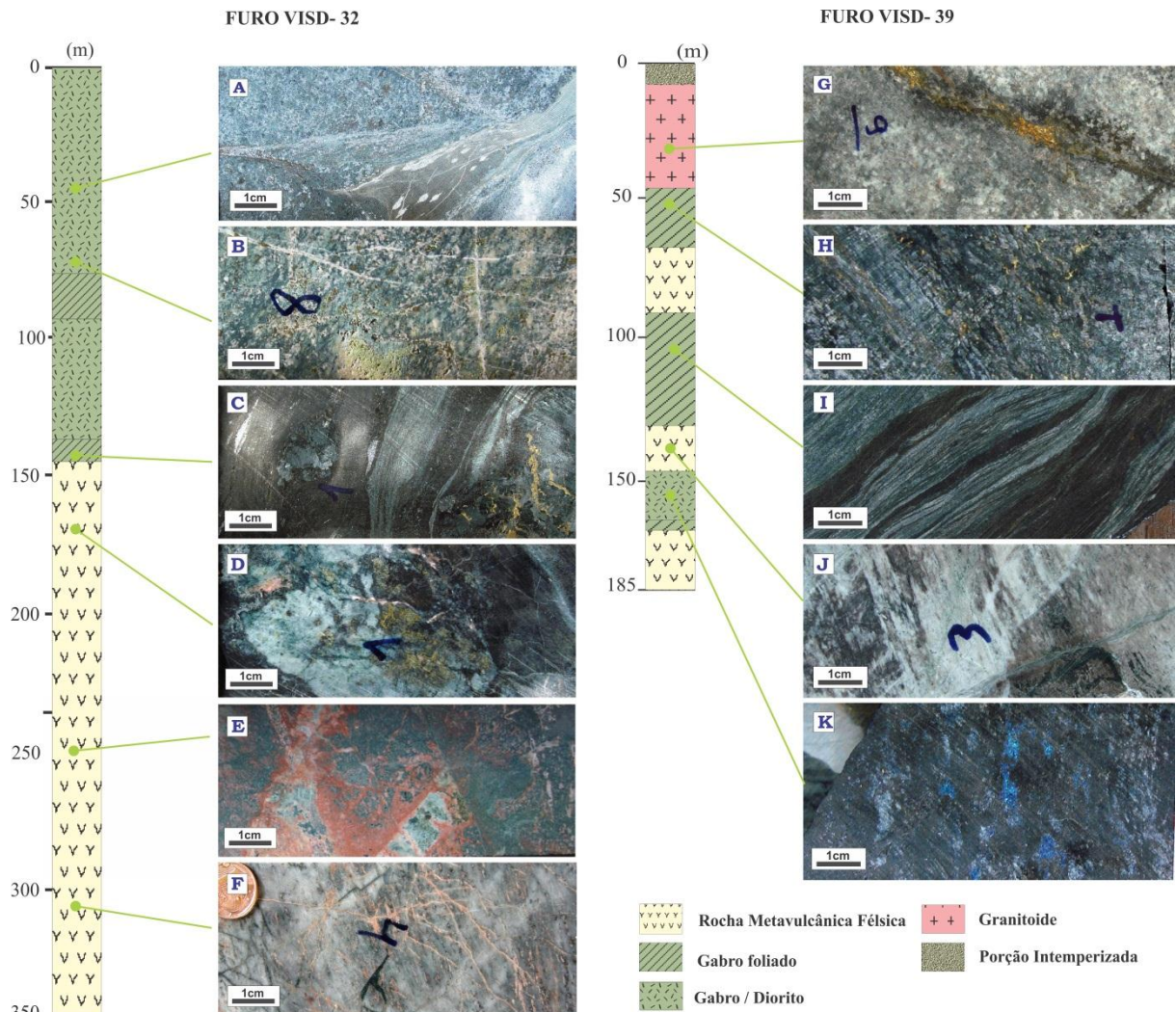


Figura 4.3: Principais feições das rochas hospedeiras. **FURO VISD-32:** (A) Passagem brusca do gabro para zona cisalhada rica em biotita e porfiroblastos de escapolita; (B) Substituição de actinolita-tremolita por epidoto-albita, em gabro que mostra calcopirita disseminada e vesículas de dissolução; (C) Gabro fortemente foliado rico em biotita, com porfiroclastos de actinolita-tremolita, escapolita e turmalina, além de disseminações de calcopirita externamente aos planos de foliação; (D) Rocha metavulcânica félsica composta por K-feldspato-quartzo-epidoto parcialmente substituída por calcopirita e cortada por veios de albita; (E) Rocha vulcânica félsica com sinais de microclinização (porções avermelhadas); (F) Rocha vulcânica félsica silicificada exibindo foliação e cortada por vênulas de albita. **FURO VISD-39:** (G) Granito cortado por veio de calcopirita com halo de cloritização; (H) Granito biotitizado exibindo foliação, com disseminações de calcopirita e actinolita; (I) Gabro milonitizado com bandas ricas em biotita-actinolita e em escapolita-quartzo; (J) Rocha metavulcânica félsica silicificada com sinais de biotitização e cortada por vênula de clorita; e (K) Diorito biotitizado, levemente foliado e com disseminações de bornita.

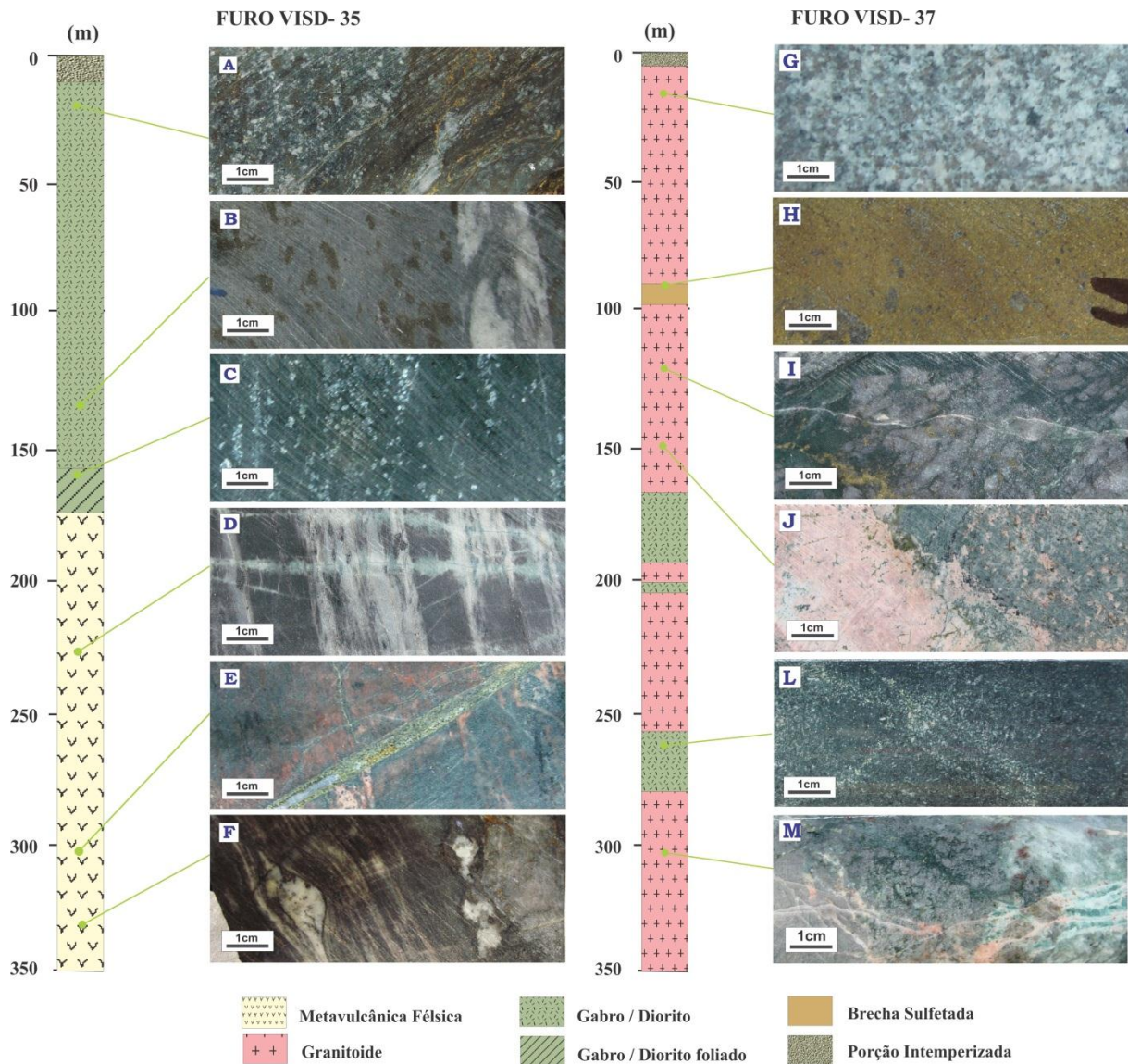


Figura 4.4: Principais feições das rochas hospedeiras. **FURO VISD-35:** (A) Gabro com actinolita biotitizado com calcopirita disseminada entre planos de foliação; (B) Gabro foliado com concentrações de biotita e magnetita, cortado por veio de quartzo; (C) Gabro foliado de granulação fina, dominado por biotita e escapolita, e característico de zonas de contato com rochas vulcânicas; (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 isotrópico pouco alterado; (H) brecha com fragmentos de cristais 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) Microquartzodiorito orientado e biotitizado; (M) Granito biotitizado com sinais de cloritização em zona silicificada, cortado por vênulas de albita.

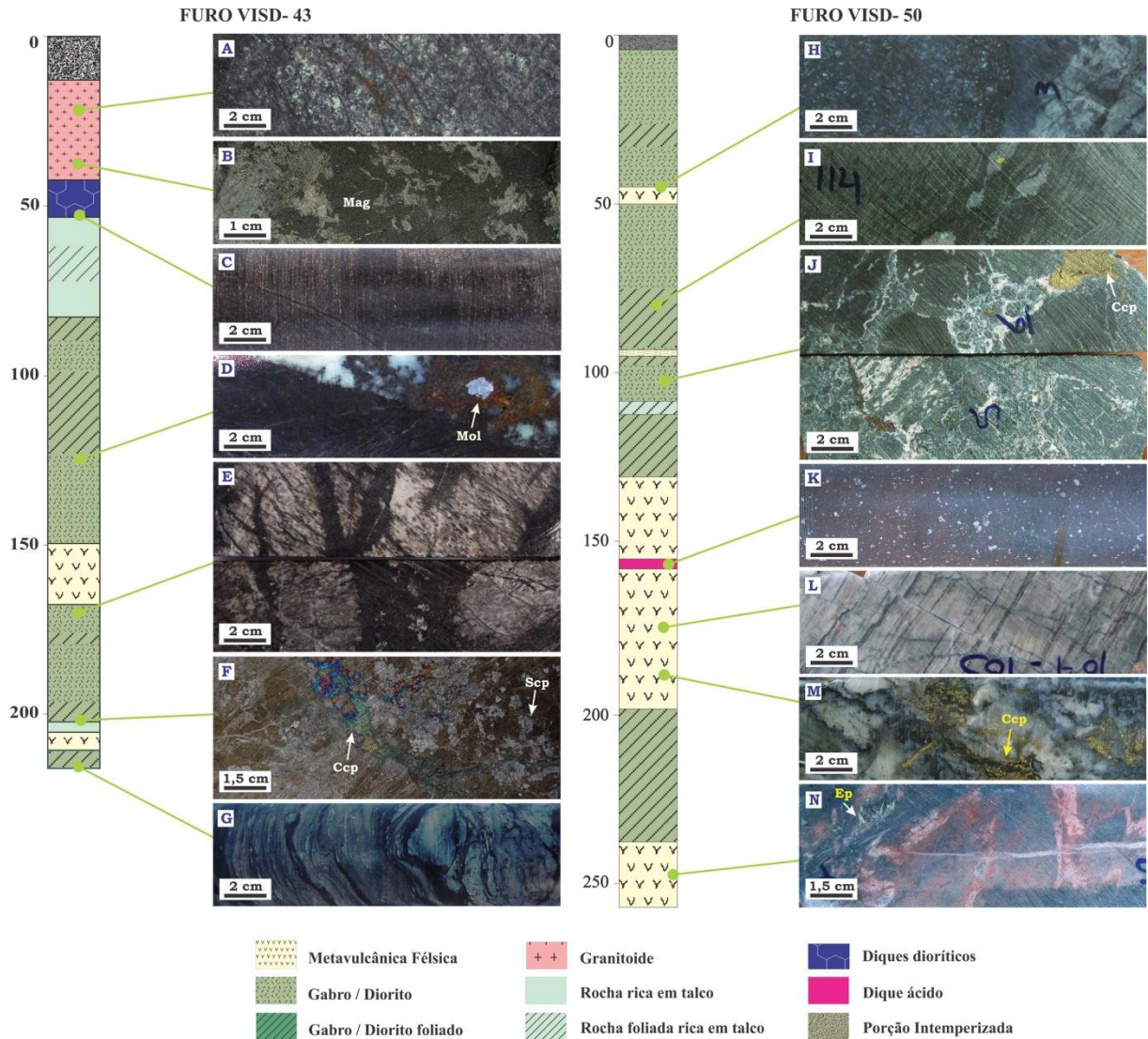


Figura 4.5: Principais feições das rochas hospedeiras. **Furo VISD-43:** (A) Granito isótopo cortado veio de calcopirita; (B) Agregados de magnetita (Mag); (C) Dique de diorito biotitizado; (D) Gabro foliado (biotitizado) cortado por veio de calcopirita e quartzo. Detalhe de macrocristal de molibdenita (Mol); (E) Metavulcânica félsicas biotitizada; (F) Gabro biotitizado e escapolitizado (Scp), cortado veios de calcopirita (Ccp); (G) Rocha vulcânica amigdaloidal foliada. **Furo VISD-50:** (H) Contato entre gabro/diorito e rocha metavulcânicas félsicas; (I) Gabro/diorito muito foliado; (J) Brecha com clastos angulosos de rocha biotitizada, imersos em matriz de albita, actinolita e calcopirita (Ccp); (K) Dique félsico não alterado; (L) Rocha metavulcânica félsica bandada e fraturada; (M) Rocha foliada cortada por veio de quartzo e calcopirita (Ccp); (N) Metavulcânica félsica K-feldspatizada, corta dor veios de albita (rosa) e epidoto (Ep).

5. PETROGRAFIA DO DEPÓSITO VISCONDE

5.1 – GRANITOIDES

As rochas de composição granítica mostram textura alotrimórfica a hipidiomórfica, subequigranular a localmente porfirítica, e granulação em geral fina a média (0,1 a 4 mm). Em vista da alteração hidrotermal, a composição original dessas rochas não pôde ser precisada, no entanto foi inferida cobrir o espectro monzogranítico a granodiorítico. Ressalte-se que não foram mais observados minerais máficos primários

5.1.1 – Plagioclásio

Foram reconhecidas três gerações de plagioclásio. A primeira geração é representada por plagioclásio possivelmente primário (Pl-P) (**Fig. 5.1.1 – a**) que hoje se encontra fraca a fortemente descalcificado e com composição oligoclásica. Seus cristais, subédricos a esqueletais e de tamanho médio, estão sericitizados e mostram aspecto turvo. Exibem maclamentos dos tipos albíta e periclina, com leve extinção ondulante e, localmente, feições de intercrescimento gráfico ou mirmequítico. As relações de contato são irregulares e interpenetrantes, principalmente quando envolvem cristais muito alterados.

A segunda geração de plagioclásio, de origem hidrotermal, corresponde à albíta neoformada (Ab) (**Fig. 5.1.1 – a, b, c**) presente na massa cristalina e/ou em vênulas. Na massa rochosa, a albíta ocorre em cristais subédricos, finos a médios, com maclas polissintéticas bem definidas, os quais se encontram pouco sericitizados e ocupam os contatos e/ou interstícios de cristais de quartzo, plagioclásio primário e actinolita/tremolita. Em veios e vênulas, geralmente monominerálicas, os cristais de albíta apresentam-se associados à hematita finamente disseminada.

A albíta com textura de tabuleiro de xadrez (Ab-T) (**Fig. 5.1.1 – b, c**) se refere à terceira geração e resultou da albitização do K-feldspato primário, cujos cristais foram parcial a totalmente obliterados, gerando cristais anédricos, finos a médios. Localmente cristais de Ab-T são observados em veios e vênulas, sugerindo que provavelmente substituíram cristais de microclina hidrotermal pré-existent.

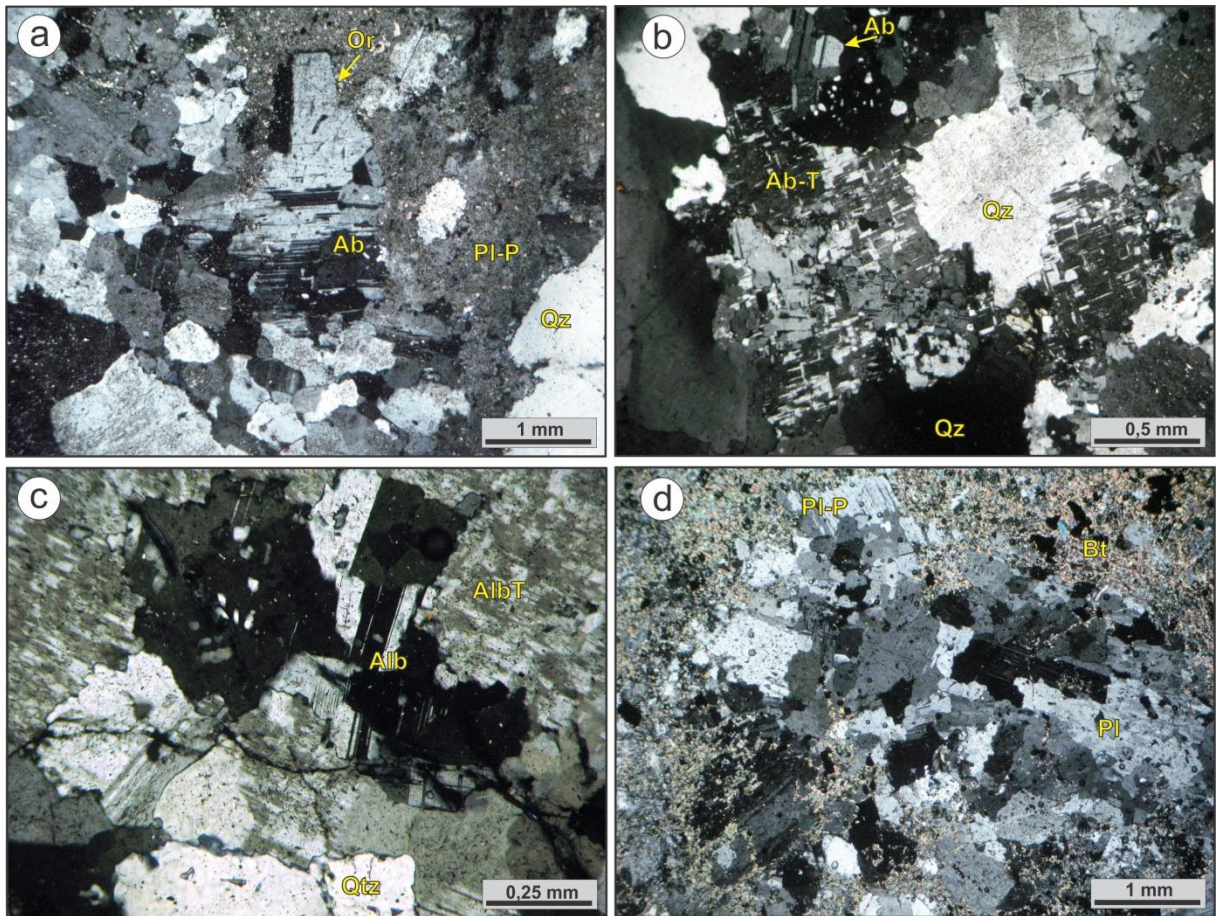


Figura 5.1.1: Fotomicrografias de amostras de granitoides do depósito Visconde. (a) Possíveis cristais primários de plagioclásio (Pl-P) e ortoclásio (Or) sericitizados em contato com quartzo (Qz); (b) Cristais de albita neoformada (Ab) e com textura de tabuleiro de xadrez (Ab-T) associados a cristais de quartzo (Qz); (c) Calcopirita (Ccp) em substituição de porção feldspática biotitizada (Bt) contendo cristais de epidoto (Ep) e tremolita-actinolita (Tr-Act); e (d) Cristais de plagioclásio descalcificados (Pl-P) substituídos por biotita (Bt). Todas fotomicrografias em nicois cruzado.

5.1.2 - Quartzo

O quartzo ocorre como cristais primários (Qz-P) e hidrotermais (Qz-S), os últimos relacionados à substituição local da massa rochosa ou à formação de veios e vênulas.

Quando primários, os cristais de Qt-P mostram formas subédricas, tamanho em geral médio e extinção ondulante. As bordas são irregulares, geralmente recristalizadas, e localmente marcadas por cordões de cristais de quartzo e clorita. Em zonas deformadas, os cristais de quartzo adquirem hábito ocelar a fitado.

O quartzo secundário é, sobretudo, representado por cristais finos, anédricos e sem extinção ondulante, formando microcordões nas bordas de cristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo primário. Localmente há agregados de cristais de quartzo que obliteram material da massa rochosa e muito possivelmente são também de origem hidrotermal. Quando

presente em vênulas e veios, o Qz-S desenvolve cristais finos e anédricos, associados à clorita principalmente.

5.1.3 - Feldspato Potássico

Foram reconhecidos dois tipos de feldspato potássico: ortoclásio primário (Or-P) (**Fig. 5.1.1 – a**) e feldspato potássico hidrotermal (K-Fsp-S).

Os cristais de Or-P são subédricos, médios a grossos, e mostram relação de contato geralmente reta com plagioclásio primário. São identificados por estarem, diferentemente dos cristais de Mc-S, sericitizados, albitizados ou cloritizados.

Mineral escasso, o K-Fsp-S forma cristais anédricos, finos a médios, com indistinação de maclamentos e contatos irregulares com cristais de plagioclásio (Pl-P e Ab) e quartzo (Qz-P e Qz-S). Em veios e vênulas, os cristais de FKs, em geral associados a quartzo e clorita, são finos e com bordas mal definidas. Mostram extinção levemente ondulante e microinclusões de hematita.

5.1.4 – Biotita e Sericita

A biotita é também de derivação hidrotermal e neste contexto foram reconhecidas duas formas de ocorrência: a que substitui cristais de feldspatos (Bt-S1) (**Fig. 5.1.1 – c, d, j**); e a que é constituinte de veios e vênulas (Bt-S2).

A Bt-S1 é reconhecida pelas lamelas anédricas e finas, que substituem parcial a totalmente cristais de plagioclásio (Pl-P e Ab) e K-feldspato (Or-P e K-Fsp-S). Em estágio mais avançado de substituição, as lamelas de biotita formam agregados monominerálicos de granulação média a fina, estágio este aqui chamado genericamente de biotitização avançada.

Em veios e vênulas que cortam porções já biotitizadas, as lamelas de Bt-S2 são igualmente anédricas e finas, estando comumente associadas à turmalina, epidoto, clorita e calcita.

Em todas as lâminas observadas houve a presença de sericita, esta em tênue substituição dos feldspatos, o que confere aspecto turvo a estes minerais, ou mesmo como lamelas que substituem localmente porções dos cristais de plagioclásio primário, assim como visto na **figura 5.1.1 – g**, que, em parte, contribui para a descalcificação deste mineral.

5.1.5 – Tremolita–Actinolita

A actinolita–tremolita ocorre tanto em substituição a minerais pré-existentes (TrAct-1) (**Fig. 5.1.1–c, h**) como em vênulas (TrAct-2) (**Fig. 5.1.1 – f, i**).

Os cristais de TrAct-1 são finos a médios e mostram em geral hábito prismático ou acicular. É comum cristais de TrAct-1 de hábito prismático estarem inclusos em sulfetos disseminados.

Quando em veios e vênulas mono ou poliminerálicas, os cristais de TrAct-2 são finos a muito finos e de hábito fibroso a acicular. Muitas dessas vênulas, de padrão anastomosado, seccionam zonas enriquecidas em TrAct-1.

5.1.6 – Clorita

A clorita, de origem hidrotermal, ocorre sob duas formas: na massa cristalina, como mineral de substituição (Chl-1) de feldspato, escapolita e biotita (**Fig. 5.1.1 – m, n**); ou em vênulas (Chl-2) que comumente são compostas por associações diversas de quartzo (Qz-S), albita, K-feldspato (K-Fsp), epidoto e calcita.

Os cristais de Clrt1 são lamelares, em geral finos e anédricos e ocorrem nas bordas de cristais de outros minerais ou na forma de agregados. Neste último caso, a substituição tende a ser mais abrangente e afeta bem mais o K-feldspato. Localmente, cristais de hematita estão presentes nesses agregados.

Nas vênulas, as lamelas de Chl2 apresentam-se finas e anédricas. Substituem material venular pré-existente, de tal modo que faixas ricas em clorita parecem se alternar com porções que representam a paragênese original do veio.

5.1.7 – Epidoto

Este mineral é também produto hidrotermal e se formou à expensa de cristais de Pl-P, Ab-T e tremolita-actinolita (Ep-1) (**Fig. 5.1.1 – i, j**) ou em vênulas e veios (Ep2) (**Fig. 5.1.1 – f**), associado à albita, actinolita e calcita.

Como substituição, os cristais anédricos de Ep1 ocorrem ao longo de contatos intracristalinos, bem mais comumente envolvendo cristais de PlgP.

Nas vênulas poliminerálicas, com quartzo e clorita, os cristais de Ep-2 são subédricos a euédricos, enquanto que nos veios que geralmente contêm calcita eles são euédricos e revelam forte zoneamento, tendendo a desenvolver textura em pente (*comb*) quando ocupam as paredes dos veios.

A alanita substitui localmente cristais de Ep-1 em zonas mineralizadas e forma cristais finos e anédricos de aspecto metamítico.

5.1.8 – Escapolita

A escapolita somente foi detectada em porções isotrópicas dos granitoides e localmente está associada ao oligoclásio (Pl-P) e albita com textura tabuleiro de xadrez (Ab-T). Os cristais de escapolita (Scp) (**Fig. 5.1.1 – n**), subédricos e de tamanho médio, mostram bordas localmente cloritizadas e aspecto turvo devido à sericitização.

5.1.9 – Turmalina

A turmalina (**Fig. 5.1.1 – k, l**) é observada em porções previamente alteradas por albita (Ab), escapolita e epidoto (Ep-1). Ocorrem em substituição a minerais pré-existentes e em veios e vênulas nas porções isotrópicas ou pouco deformadas dos granitoides. Pl-P, Ab, Ab-T e Qz-P comumente são substituídos por turmalina, estes como cristais finos e subédricos, muitos dos quais formados nos contatos intercristalinos, envolvendo notadamente o Pl-P. Localmente, ocorrem como agregados radiais com tênue zoneamento concêntrico, relacionados à substituição do oligoclásio.

Em veios poliminerálicos, compostos também por albita, quartzo e clorita, os cristais de turmalina são finos a médios e subédricos. Ocorrem, igualmente, nos halos de alteração que se formaram ao longo desses veios.

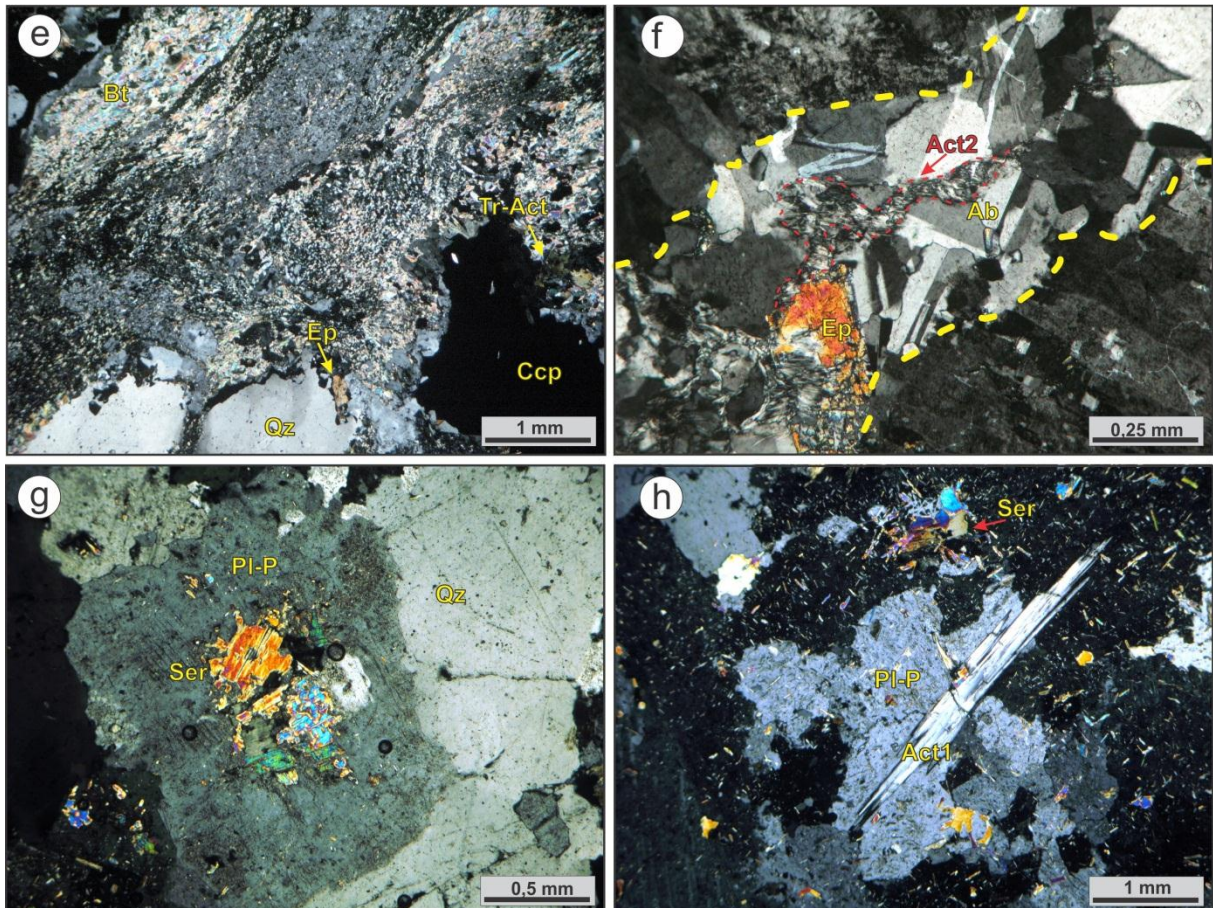


Figura 5.1.1 (Cont.1): (e) Cristais de albita secundária (Ab) em contato com cristais de albita com textura de tabuleiro de xadrez (Ab-T) e quartzo (Qz); (f) Veio com albita (ressaltado por linhas amarelas) cortado por vênula com epidoto (Ep) e actinolita (Act-2); (g) Cristal de plagioclásio descalcificado (Pl-P) com núcleo bastante sericitizado (Ser); e (h) Cristal alongado de actinolita (Act-1) neoformada em substituição a cristal anédrico de plagioclásio descalcificado. Todas fotomicrografias em nicóis cruzado.

5.1.10 – Calcita

Este carbonato é observado juntamente com clorita, epidoto e quartzo e é pouco abundante nos granitoides. Ocorre tanto disseminado na massa rochosa como em veios e vênulas monominerálicos ou associado a epidoto e clorita.

Quando disseminada, a calcita forma agregados de cristais muito finos e anédricos, que, não raro, bordejam porções cloritizadas e epidotizadas de cristais de plagioclásio.

Nos veios e vênulas (**Fig. 5.1.1 – i**), que é sua forma mais comum de ocorrência, os cristais de calcita são finos e subédricos, e desenvolvem localmente estrutura em pente. Em zonas com tremolita–actinolita, associam-se a cristais euédricos de epidoto.

5.1.11 – Magnetita e Hematita

Estes óxidos são de origem hidrotermal e foram sempre observados em associação com biotita, clorita, albita e, localmente, sulfetos.

A magnetita (Mag) ocorre em cristais finos a médios ocupando espaços intergranulares, especialmente onde a albitização foi marcante. Esses cristais mostram feições de martitização e são localmente substituídos por calcopirita, bornita e pirita.

A hematita (Hem) (**Fig. 5.1.1 – m**) é mais comum em zonas ricas em clorita e/ou biotita. Desenvolve agregados de cristais euédricos, bem como cristais isolados, finos a médios, os quais se acham alterados e imersos em massa cloritizada ou inclusos em lamelas de biotita. São também localmente substituídos por sulfetos.

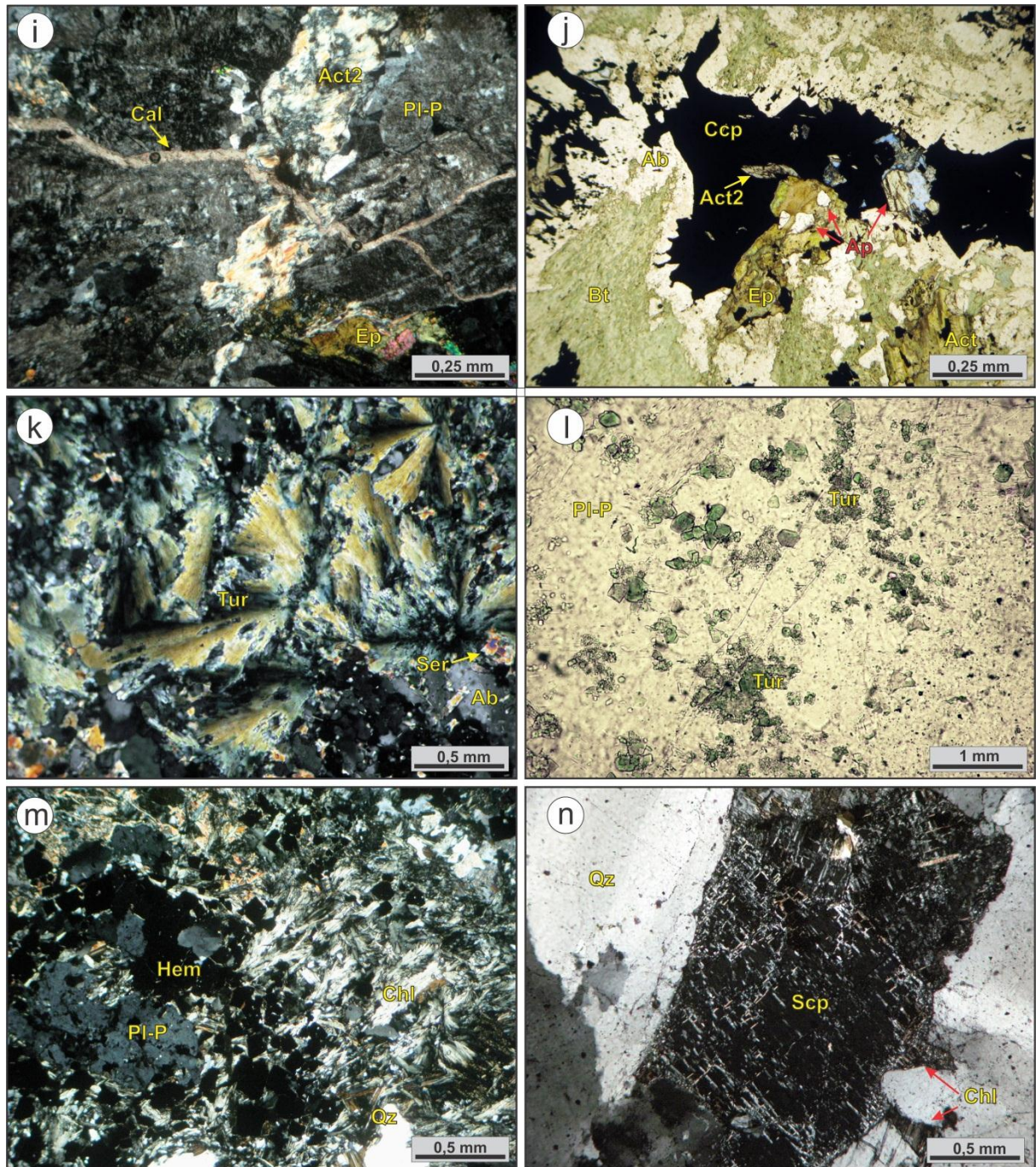


Figura 5.1.1 (Cont.2): (i) Cristal de plagioclásio (Pl-P) alterado para sericita, actinolita fibrosa e epidoto e seccionado por vênula de calcita; (j) Amostra de granitoide biotitizado penetrada por calcopirita (Ccp) que se associa a epidoto (Ep), apatita (Ap) e actinolita (Act); (k) Agregados radiais de turmalina (Tur) em veio juntos a cristais de albita neoformada (Ab); (l) Cristais subédricos de turmalina (Tur) que se formaram à custa de cristal de plagioclásio (Pl-P); (m) Cristais de plagioclásio substituído por agregados de clorita que incluem finos cristais de hematita; e (n) Cristais de escapolita (Scp) cloritizados (Chl) desenvolvidos em plagioclásio descalcificado. Todas as fotomicrografias em nicóis cruzado, exceto 'j' e 'i', em luz natural.

5.2 – GABROS E QUARTZODIORITOS

Observações petrográficas em amostras menos alteradas dessas rochas permitiram estimar composições modais entre gabro e quartzodioritas em que seus cristais,

essencialmente subédricos a anédricos e finos a médios, se arranjam em textura geral subofítica com desenvolvimento local de xistosidade e foliação milonítica.

5.2.1 – Plagioclásio

São reconhecidas duas gerações de plagioclásio: uma constituída por cristais primários (Pl-P) (**Fig. 5.2.1 – a**), de composição andesítica a oligoclásica, e outra por albita neoformada (Ab).

Onde a textura subofítica está parcialmente preservada, os cristais de Pl-P apresentam-se finos a médios, anédricos a subédricos, e com maclamento polissintético, ainda que nem sempre bem distinto. Mostram aspecto turvo devido à sericitização. As bordas acham-se corroídas comumente por biotita e clorita, sobretudo nas porções cisalhadas. A escapolitização desses cristais é comum e é bem evidenciada onde também houve biotitização.

A albita hidrotermal (Ab) (**Fig. 5.2.1 – b**) desenvolve cristais subédricos, finos a médios, e está normalmente associada à tremolita-actinolita, feldspato potássico e calcopirita. Cristais de albita e actinolita mostram geralmente contatos interpenetrantes registrando-se, nos primeiros, evidências de escapolitização, biotitização e cloritização.

5.2.2 – Biotita

A biotita é abundante nos gabros e quartzodioritos e é de origem hidrotermal. Deriva da alteração da Mg-hornblenda, actinolita-tremolita e Pl-P (Bt-1) (**Fig. 5.2.1 - b, c**), porém também é mineral constituinte de veios e vênulas (Bt-2) (**Fig. 5.2.1 – c, d**), precipitada que foi diretamente dos fluidos hidrotermais.

Sistematicamente, a biotitização foi favorecida em contatos litológicos e zonas de cisalhamento, nos quais a Bt forma lamelas finas a médias que substituem minerais previamente formados. Hematita e magnetita (geralmente martitizada), associadas a sulfetos disseminados, são localmente observadas onde houve biotitização.

Em veios e vênulas, geralmente monominerálicos e que seccionam zonas ricas em actinolita, a Bt-2 ocorre como lamelas finas a muito finas.

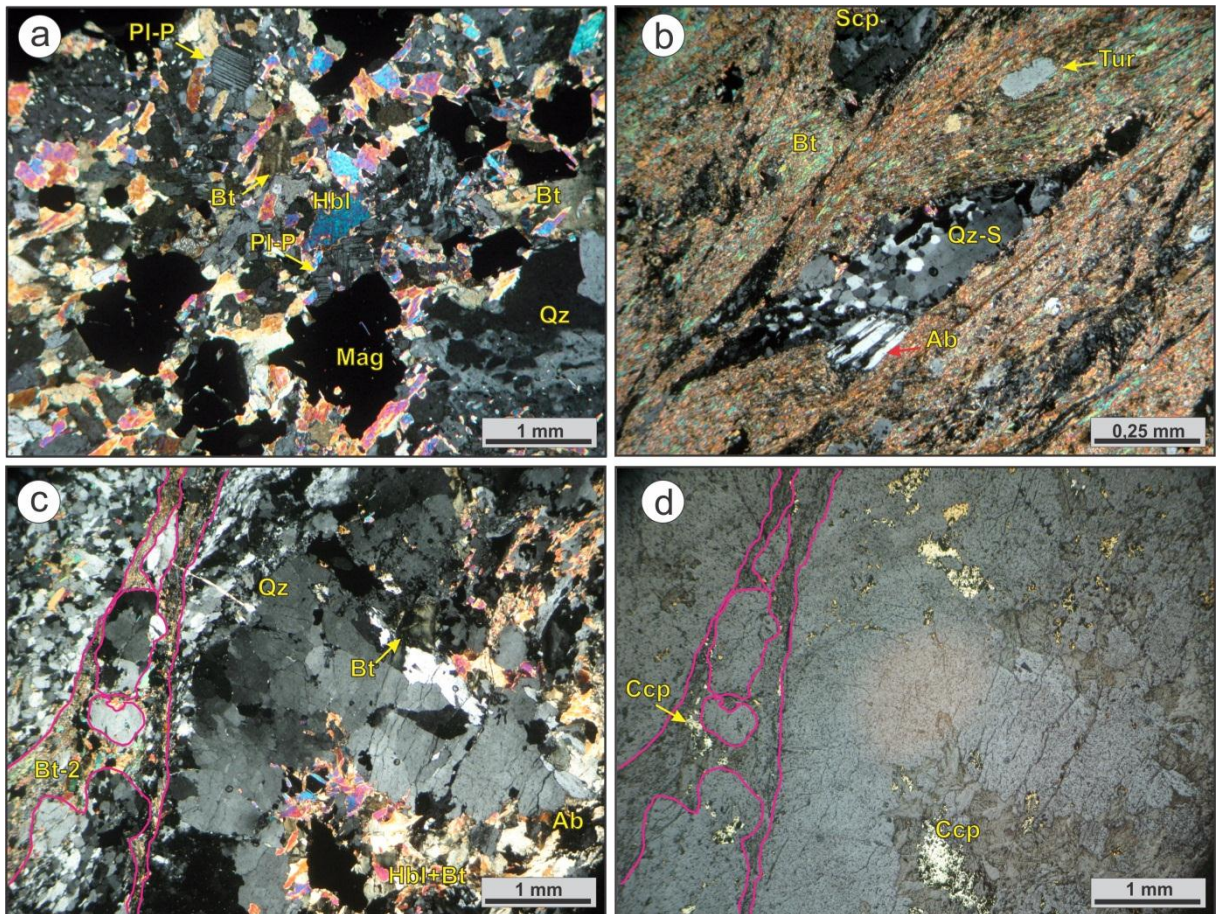


Figura 5.2.1: Fotomicrografias de aspectos texturais dos gabros e quartzodioritos do depósito Visconde: (a) Porção do gabro que guarda feições texturais subofíticas, em que cristais de plagioclásio primário (Pl-P) se acham envoltos por cristais de Mg-hornblenda (Hbl); fases em preto são de magnetita com lamelas de ilmenita (Mag); (b) Em zona milonitizada, cristais quartzo (Qz-S) em meio a quartzodiorito biotitizado com neoblastos de escapolita (Scp) e turmalina (Tur); (c) Amostra de quartzodiorito com biotita (Bt) em substituição à Mg-hornblenda e plagioclásio, e em vênula (Bt-2) (área delimitada em magenta); (d) Disseminações de calcopirita em porções biotitizadas, bem como em vênulas de biotita (traços em magenta) – luz refletida, mesma área de fotomicrografia “c”. Todas fotomicrografias em nicois cruzado, exceto “d”, em luz refletida.

5.2.3 – Anfibólio

Nos gabros que ocorrem na região de Canaã dos Carajás e Serra Dourada, o anfibólio primário é a variedade Mg-hornblenda (Gomes, 2003; Souza, 2007; Augusto *et al.*, 2008; Pestilho & Monteiro, 2008). Por analogia, a Mg-hornblenda dos gabros e quartzo–dioritos do depósito Visconde foi considerada como anfibólio primário. Este mineral foi observado apenas nas rochas menos alteradas, em contraposição à associação tremolita-actinolita, mais abundante, que ocorre nas rochas mais intensamente alteradas.

A Mg-hornblenda(Mg-Hlb) (**Fig. 5.2.1 – a, c**) é representada por cristais subédricos médios, os quais apresentam relações de contato usualmente irregulares com outras fases

minerais e retas com cristais de mesma espécie. A actinolização é a alteração prevalente desta fase mineral, seguida pela biotitização.

Quando substituem a Mg-Hbl, os cristais de tremolita-actinolita (**Fig. 5.2.1 – e, f, h**) mostram tamanho fino a médio e formas anédricas. Em zonas de contato ou de cisalhamento, os cristais de tremolita-actinolita são finos a muito finos e definem, juntamente com as lamelas de biotita, a foliação da rocha que contorna porfiroblastos de escapolita, quartzo e turmalina.

Localmente são constatados agregados com mais de 80% de tremolita-actinolita (**Fig. 5.2.1 –g**) de granulação grossa, parcialmente biotitizados, e com calcopirita e pirita associadas.

5.2.4 – Quartzo

Registram-se tanto quartzo primário (Qz-P) (**Fig. 5.2.1 – a**) como hidrotermal (Qz-S) (**Fig. 5.2.1 – b**). Nas amostras analisadas, o Qz-P é escasso e representado por cristais finos a médios, subédricos, com extinção ondulante e contato reto geralmente com plagioclásio (Pl-P). Em zonas cisalhadas, esses cristais tendem a exibir extinção fortemente ondulante e adquirem formas oclares e fitadas.

Os cristais de Qz-S substituem minerais da massa rochosa ou preenchem microfraturas, vindo a formar vênulas. Quando substituem outras fases minerais, eles são anédricos, de tamanho médio, com fraca extinção ondulante, e não mostram inclusões sólidas. Usualmente, formam "cordões" de finos cristais anédricos, que circundam cristais de plagioclásio e escapolita.

Cristais de Qz-S finos, anédricos e com leve extinção ondulante, ocorrem também em veios e vênulas que contêm clorita, epidoto e alguma calcopirita.

5.2.5 – Escapolita

Produto da alteração hidrotermal, a escapolita (Scp) (**Fig. 5.2.1 – b, e, i, j**) é mineral muito comum nos gabros e quartzodioritos, nos quais ocorre em substituição ao plagioclásio e em vênulas e veios poliminerálicos.

Quando estritamente mineral de substituição, seu modo de ocorrência é similar ao descrito nos granitoides. Em zonas de cisalhamento, blastos de Scp mostram tamanho variado, alguns estirados ou rotacionados e com extinção ondulante, em meio à matriz rica em biotita e tremolita-actinolita.

Em veios e vênulas, geralmente presentes em porções ricas em biotita, os cristais de escapolita são finos e exibem contatos retos e bordas cloritizadas, estando associados ao quartzo, à clorita e, menos comumente, à turmalina.

A própria escapolita é transformada com o avanço da alteração, registrando-se corrosão das bordas até substituição total por biotita ou clorita, caso em que adquire hábito esquelético.

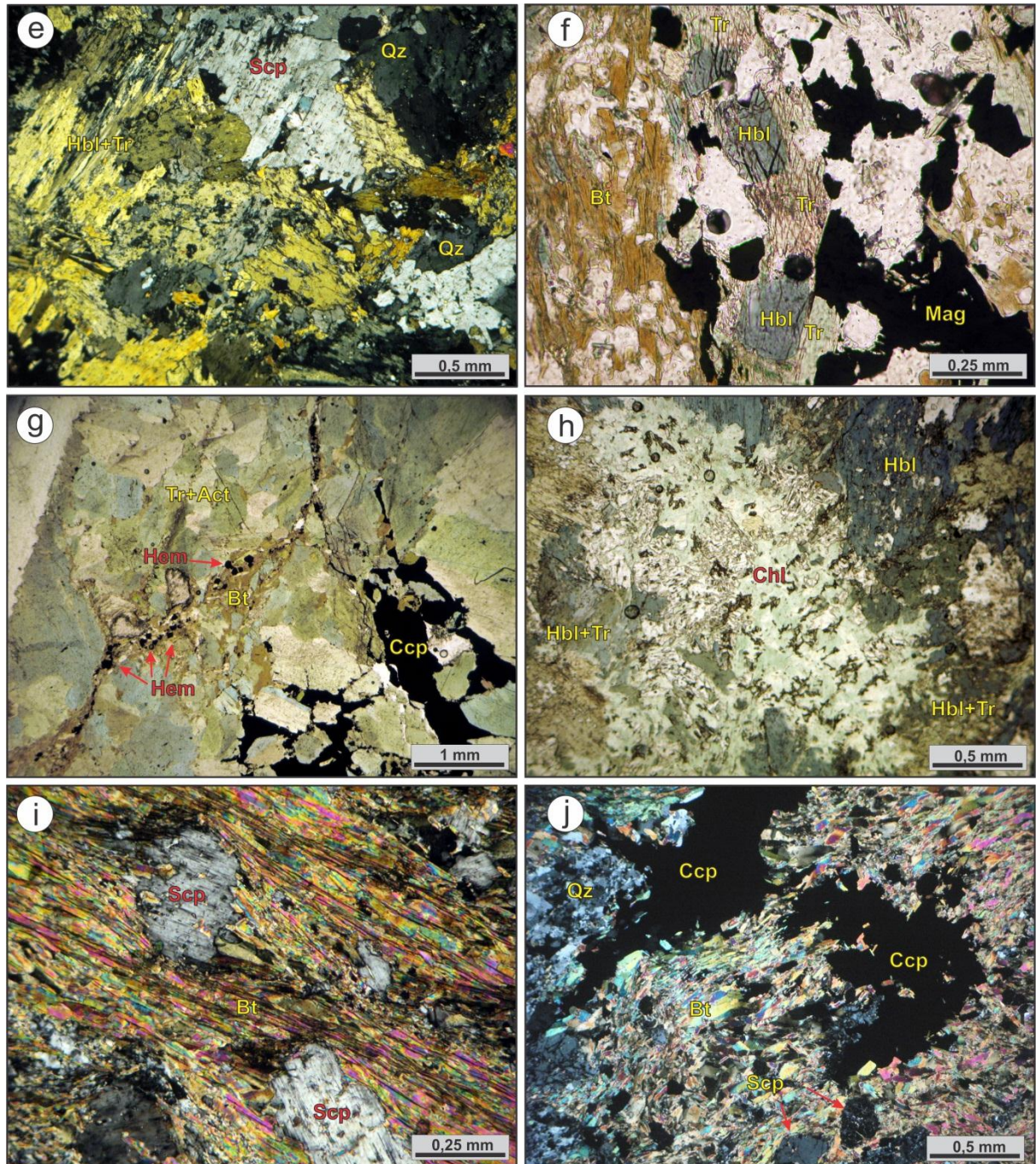


Figura 5.2.1 (Cont.): (e) Cristais de Mg-hornblenda que foram substituídos por tremolita (Hbl+Tr), escapolita (Scp) e quartzo (Qz); (f) Cristais de Mg-hornblenda (Hbl) substituídos por tremolita-actinolita (TrAct) e estes por biotita (Bt); (g) Substituição de cristal prismático de Mg-hornblenda

(Mg-Hbl) por tremolita (Tr), que é em seguida consumida por biotita (Bt) e calcopirita (Ccp); (h) Actinolitito, com tremolita e actinolita (Tr+Act) consumidos por calcopirita (Ccp) e contatos intergranulares biotitizados (Bt) com finos cristais de hematita (Hem); (h) Agregado de clorita (Chl) que consome porção do gabro/quartzo diorito com Mg-hornblenda e tremolita (Hbl+Tr); (i) Blastos de escapolita (Scp) envoltos por matriz rica em biotita (Bt) fortemente foliada em zona de cisalhamento; (j) Gabro/quartzodiorito mineralizado com calcopirita (Ccp) e biotitizado (Bt) à custa do consumo de anfibólio e escapolita, cujos cristais ainda são reconhecíveis (Scp). Em nicois cruzado, “e”, “h”, “i” e “j”, as demais, em luz natural.

5.2.6 – Clorita

Por se tratar de produto hidrotermal, a clorita (Chl) não só altera fases primárias, notadamente plagioclásio e Mg-hornblenda, como também fases hidrotermais que a precederam, além de ser constituinte de vênulas.

Em substituição à Mg-hornblenda e ao plagioclásio, a clorita desenvolve lamelas anédricas, finas a médias, que formam agregados fibrosos e radiais (**Fig. 5.2.1 – h**).

Nas zonas biotitizadas, finas lamelas de clorita substituem parcialmente a biotita, escapolita e turmalina. Essa cloritização é, em geral, acompanhada de epidotização, ambas usualmente controladas por rede de fraturas.

Em vênulas poliminerálicas, que também contêm quartzo, epidoto e mais raramente calcita, a clorita substitui parte desta associação mineral e ocorre em lamelas subédricas e finas, com hábito fibroso, similarmente àquelas descritas em vênulas que cortam os granitoides.

5.2.7 – Epidoto

O epidoto (Ep), mesmo pouco abundante, ocorre como substituição ao plagioclásio (Pl-P e Ab) e a actinolita-tremolita e em vênulas, onde está associado a quartzo, clorita e calcita.

Os cristais de Ep corroem bordas ou substituem mais completamente cristais de minerais pré-existent, formando cristais finos a médios e subédricos a anédricos. A tremolita-actinolita associada a disseminações de calcopirita acha-se, ocasionalmente, epidotizada. Similarmente ao que se observa nos granitoides, a alanita substitui o epidoto nas zonas mineralizadas, desenvolvendo coroas em redor de cristais de pistacita.

Em vênulas, o epidoto foi observado como cristais euédricos e finos em meio a agregados de clorita.

5.2.8 – Turmalina

A turmalina é de origem hidrotermal e substitui minerais da massa rochosa, particularmente o plagioclásio (Pl-P), mas também é constituinte de veios e vênulas poliminerálicos. Forma cristais anédricos finos a médios.

Em zonas de cisalhamento, a turmalina ocorre em meio à matriz rica em biotita e actinolita, como porfiroblastos arredondados e de tamanho médio, que foram rotacionados (**Fig. 5.2.1 – b**). Esses cristais de turmalina mostram aspecto similar àqueles encontrados nos granitoides, porém com zoneamento mais pronunciado.

5.2.9 - Magnetita, Hematita, Ilmenita e Rutilo

Os óxidos em questão são predominantemente de origem hidrotermal e de maior abundância nas zonas mais alteradas de magnetita e hematita, com algum registro de ilmenita. Há ocorrência local de magnetita primária, esta verificada em amostras de gabro com menor grau de alteração.

No gabro, cristais de magnetita primária (**Fig. 5.2.2**) exibem exsolução de ilmenita com textura tipo *flame* local, os quais coexistem com Mg-hornblenda. São subédricos, médios a grossos e mostram geralmente as bordas corroídas por actinolita. Fases de alteração, tais como rutilo, são reconhecidas.

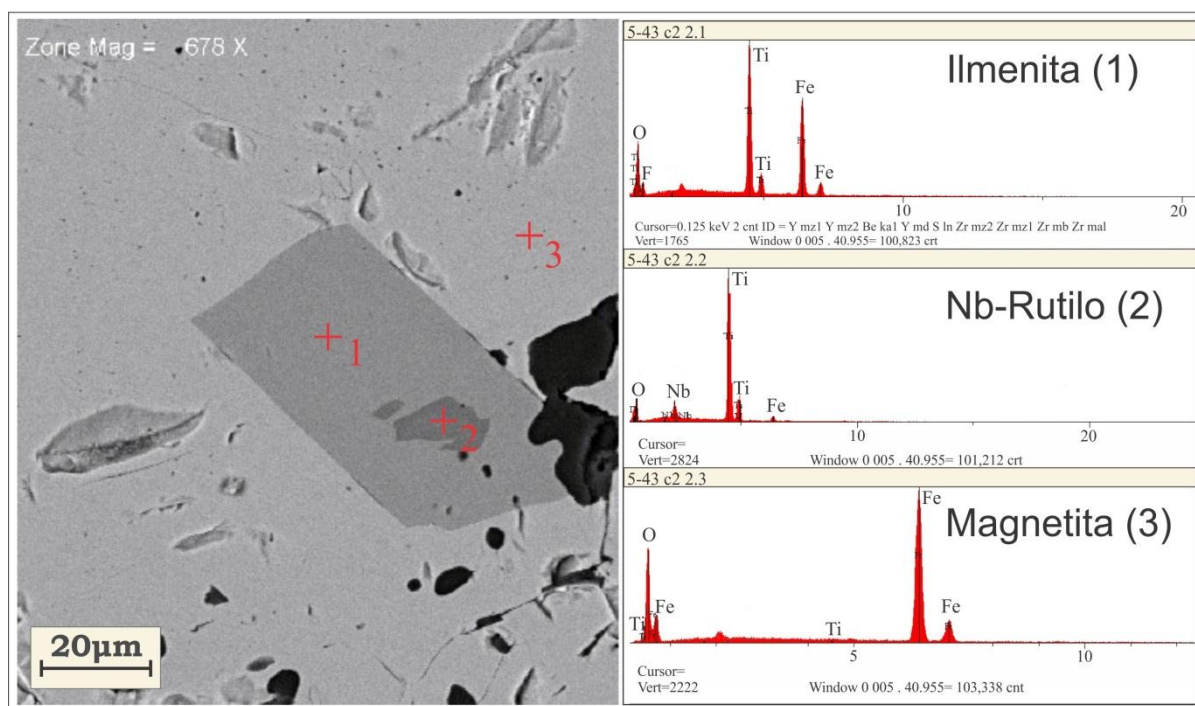


Figura 5.2.2: Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de magnetita contendo inclusão subédrica de ilmenita, que, por sua vez, contém inclusões anédricas de rutilo, em gabro/quartzodiorito do depósito Visconde.

A magnetita secundária forma cristais subédricos, finos a médios, martitizados e desenvolvidos em porções foliadas, fortemente biotitizadas e actinolitizadas. Localmente, a magnetita chega a atingir concentrações acima de 30%, constituindo magnetititos, em que também ocorrem actinolita, apatita, calcopirita e bornita.

Percentualmente, a hematita é menos abundante, sendo derivada da oxidação da magnetita ou neoformada em zonas biotitizadas. Em termos texturais, os cristais de hematita são finos a médios e subédricos a anédricos e localmente esqueletais.

Observam-se, também, concentrados locais de magnetita e ilmenita de origem hidrotermal, que estão associados à calcopirita, molibdenita e bornita.

5.2.10 – Calcita

A calcita é fase hidrotermal razoavelmente abundante, estando disseminada na massa rochosa e presente em veios, vênulas e na matriz das brechas.

A calcita em massa rochosa forma agregados criptocristalinos, dispersos pela rocha, que substituem preferencialmente actinolita e plagioclásio.

Em vênulas e veios, também compostos por quartzo, clorita e epidoto, a calcita é o mineral que ocupa as partes mais centrais, onde forma cristais subédricos a anédricos, finos a médios.

Em substituição às matrizes primárias de brecha, compostas por biotita, actinolita e clorita, a calcita é observada como agregados cristalinos subédricos e médios.

5.2.11 – Apatita

Este fosfato é mineral hidrotermal pouco comum e está contido em veios e vênulas que cortam zonas ricas em actinolita, geralmente mineralizadas.

Os cristais de apatita são médios a grossos e exibem formas subédricas a euédricas, com relações de contato reto. Na maioria dos veios, a calcopirita é fase intersticial que corroi cristais de apatita.

5.2.12 – Microclina

Este mineral é escasso e ocorre nos contatos intercristalinos de plagioclásio, quartzo e tremolita–actinolita, em forma de cristais anédricos médios a finos, com maclamento tipo grade, típico da microclina.

5.3 – ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS

A composição original dessas rochas, inferida a partir do exame de amostras menos alteradas, é riodacítica a dacítica, em que figuram oligoclásio, quartzo, ortoclásio, com menores proporções de mica primária (biotita ou mica branca). A textura original, preservada localmente, varia de porfirítica, com matriz cristalina seriada, a fanerítica fina e levemente orientada.

5.3.1 – Plagioclásio

São reconhecidos dois tipos de plagioclásio: a) de provável origem primária, hoje descalcificado e com composição albítica; e b) albita hidrotermal, presente na massa rochosa e em vênulas.

Os cristais de plagioclásio primários são médios a grossos e subédricos com maclamento do tipo polissintético simples e contatos denteados a retos. Estão sericitizados, o que lhes empresta aspecto turvo. São alterados por escapolita, clorita, epidoto e calcita.

Quando neoformados, quer na massa rochosa ou em vênulas, que em geral são monominerálicas, os cristais de albita (**Fig. 5.3.1 – a, i, j, k, l**) tendem a apresentar maclamento polissintético simples, além de, mais raramente, os tipos albita e periclina.

Quando em substituição aos cristais de K-feldspato, estes apresentam feição tabuleiro de xadrez (**Fig. 5.3.1 – a**). Em geral, são cristais finos e subédricos, e mostram geralmente fraca sericitização. A relação de contato é denteada a interpenetrante. Característica comum da albita hidrotermal é a fina disseminação de hematita, a qual, em amostra de mão, confere a ela coloração rosada.

5.3.2 – Quartzo

À semelhança do plagioclásio, são reconhecidos o quartzo primário (Qz-P) e o hidrotermal (Qz-S). Quando primário (Qz-P) (**Fig. 5.3.1 – b, m**), ocorre como fenocristais essencialmente preservados e em agregados finos juntamente com o feldspato. Os “fenocristais” são médios a grossos, geralmente subédricos e com relação de contato reto a irregular, em que embaiamentos são comuns. A corrosão das bordas via cloritização é também comum.

Os cristais de Qz-S são anédricos, com relação de contato denteada e sem extinção ondulante, ocorrendo normalmente em bolsões juntos à sericita e microclina. Ocorrem também nas bordas recristalizadas de cristais primários assim como da albita hidrotermal,

caso em que são finos, anédricos e associados a lamelas de clorita. Nas vênulas (**Fig. 5.3.1 – j**), costumam a se associar também ao epidoto e calcita.

5.3.3 – Feldspato Potássico

O feldspato potássico é representado pelo ortoclásio de origem primária (K-Fsp-P), e pela microclina (Mc-S), esta produto da alteração hidrotermal.

O K-Fsp-P (**Fig. 5.3.1 – c, d**) foi identificado em amostras pouco alteradas, ocorrendo em cristais médios a grossos e subédricos, mas com bordas corroídas por sericita e clorita. Localmente, forma, ao lado do plagioclásio primário, fenocristais em matriz quartzo-feldspática.

Por seu turno, a Mc-S (**Fig. 5.3.1 – h**) ocorre em zonas alteradas, junto à biotita, próximo a contatos litológicos e onde o fraturamento foi intenso. Este feldspato é representado por cristais anédricos, finos a médios que substituem ou ocupam interstícios de outras fases minerais. Em veios, o feldspato potássico, em forma de cristais anédricos e finos, por vezes foi observado em associação à cristais de clorita e epidoto.

5.3.4 – Escapolita

A escapolita é fase hidrotermal reconhecida por se desenvolver a custa de minerais da massa rochosa, principalmente plagioclásio primário (Pl-P) e por formar veios.

Os cristais de escapolita derivados da substituição do plagioclásio (**Fig. 5.3.1 – e, f**) são de tamanho médio e anédricos com bordas invariavelmente corroídas por sericita e clorita.

Em meio à massa rochosa, a escapolita mostra-se em cristais grossos e sem deformação aparente. Em veios, os cristais de escapolita são igualmente grossos, porém subédricos e com relações de contato retas. Nesses dois últimos casos, é comum a associação com turmalina e a corrosão das bordas dos cristais por clorita.

Em zonas milonitizadas (**Fig. 5.3.1 – f**), este mineral, junto com cristais finos de quartzo, ocorre em agregados anédricos que se alternam com bandas ricas em biotita e muscovita.

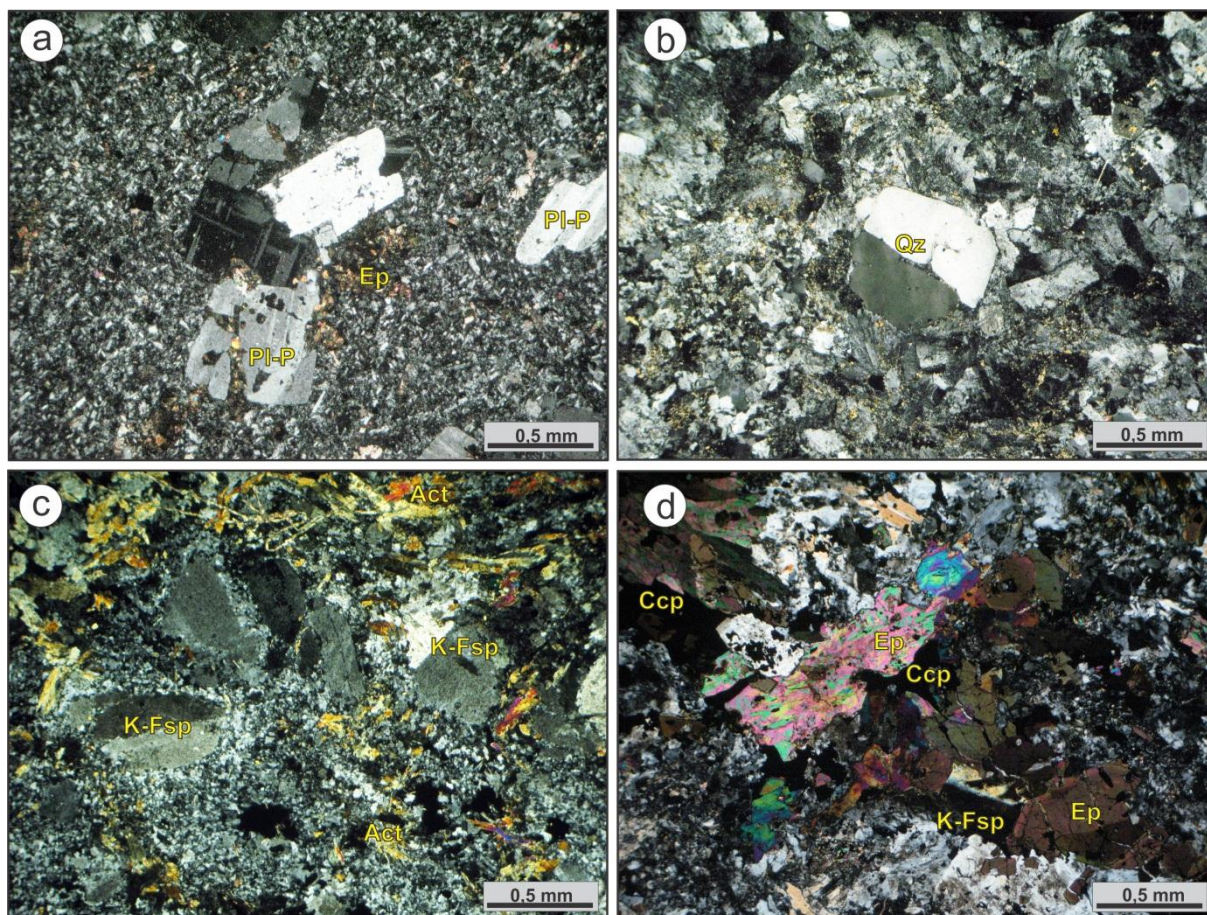


Figura 5.3.1– Fotomicrografias de amostras de rochas metavulcânicas félsicas do depósito Visconde: (a) Fenocristais de albita, com feição tabuleiro de xadrez (Ab-T) e quartzo (Qz) em matriz quartzo–feldspática, com fraca sericitização; (b) Fenocristal de quartzo (Qz) imerso em matriz quartzo–feldspática sericitizada; (c) Fenocristais de feldspato potássico primários (K-Fsp-P) corroídos nas bordas e imersos em matriz quartzo–feldspática parcialmente actinolitzada (Act); (d) Evidência de epidotização (Ep) em cristais de feldspato potássico primários (K-Fsp-P), bem como na matriz quartzo–feldspática, além de presença de calcopirita (Ccp) intersticial, posterior à epidotização. Todas fotomicrografias em nicois cruzados.

5.3.5 – Biotita, Muscovita e Sericita

Toda a mica que foi observada decorre da substituição de outras fases minerais, principalmente plagioclásio, escapolita e anfibólio (actinolita–tremolita). Nas amostras menos alteradas, a biotita e sericita são escassas (**Fig. 5.3.1 – b, f**) e figuram como substituição local de plagioclásio (Pl-P e Ab) e K-feldspato, primários e hidrotermais (K-Fsp-P e Mc). As lamelas são finas, subédricas e se arranjam em textura lepidoblástica.

Nas zonas de contato, deformadas ou não, a substituição por biotita é comumente mais intensa e nelas este filossilicato substitui parcialmente os feldspatos, gerando agregados lamelares de mica de granulação fina a média. Em alguns contatos com gabro/quartzodiorito, essa substituição (**Fig. 5.3.1 – n**) oblitera completamente a rocha metavulcânica, transformando-a em uma massa composta por biotita e escapolita.

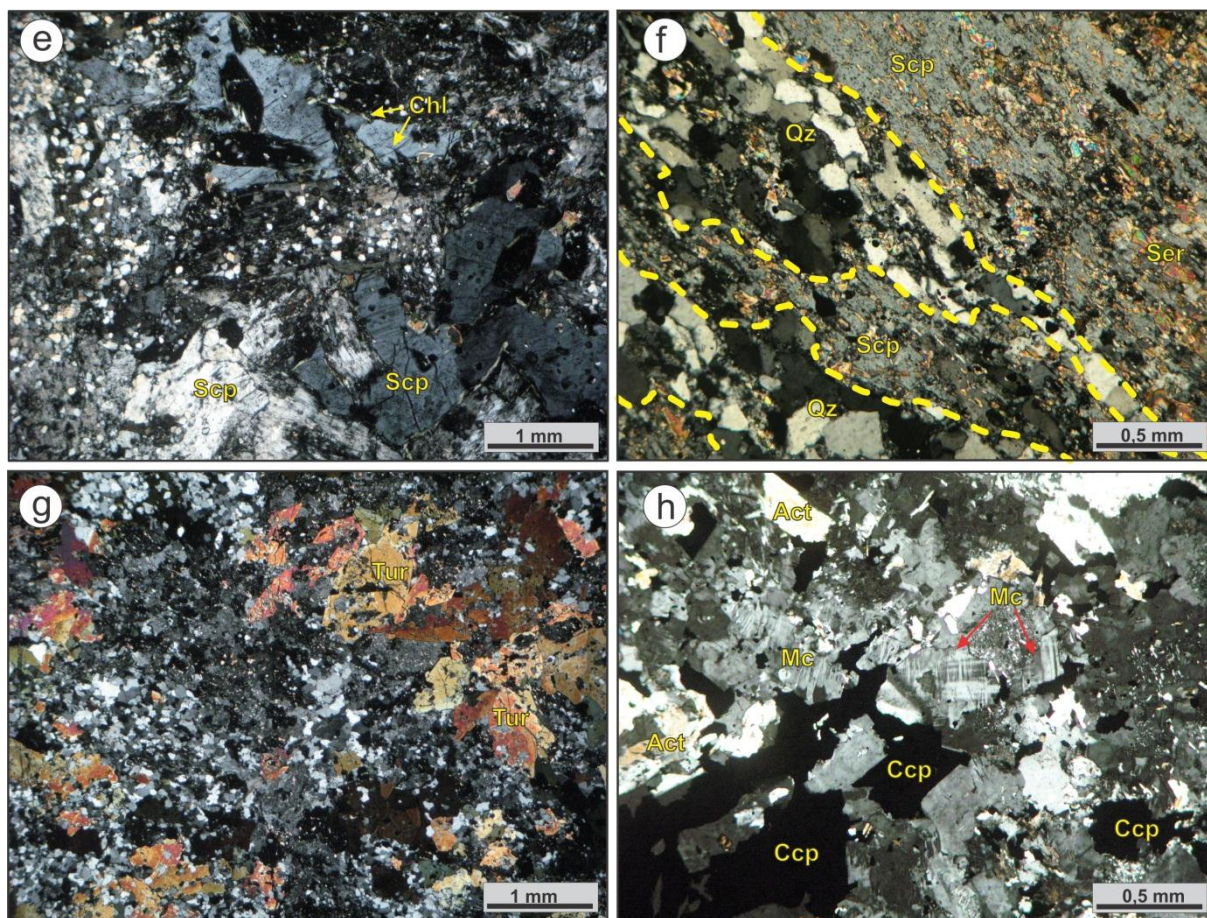


Figura 5.3.1 (Cont. 1): (e) Evidência de escapolitização (Scp) em cristais de feldspato, bem como na matriz quartzo–feldspática, com detalhe para a cloritização posterior (Chl); (f) Feição local de segregação – zona milonitizada –, com bandas de escapolita (Scp) sericitizada (Ser) e quartzo (Qz); (g) Turmalinização (Tur) de cristais de feldspato, bem como da matriz quartzo–feldspática; (h) Cristais neoformados de microclina (Mc-S) e actinolita (Act) em matriz quartzo–feldspática, além da disseminação de calcopirita (Ccp). Todas fotomicrografias em nicois cruzados.

A muscovita é escassa e restrita a zonas milonitizadas, em forma de lamelas finas, subédricas, associadas à biotita, quartzo, plagioclásio e escapolita. Além de cloritizada, esta mica mostra feições de argilização.

5.3.6 – Turmalina

A turmalina (Tur) é relativamente abundante nas rochas metavulcânicas félsicas e ocorre nas zonas albitizadas e com disseminações de calcopirita.

Substitui minerais pré-existentes (Fig. 5.3.1 – g), principalmente o plagioclásio primário, e forma cristais finos a médios e anédricos a subédricos, que mostram zoneamento concêntrico a irregular. A associação com albita hidrotermal é comum.

Em veios e vênulas poliminerálicos (Fig. 5.3.1 – i), geralmente ricos em quartzo e epidoto, a turmalina figura nas paredes dos veios e como halo de alteração. Seus cristais são finos a médios, subédricos em geral e com zoneamento concêntrico fraco, restrito às bordas.

5.3.7– Epidoto

O epidoto (Ep) é produto da substituição do plagioclásio, tremolita–actinolita e turmalina (mais restritamente), além de constituinte de veios e vênulas.

No processo de substituição, os cristais de Ep (**Fig. 5.3.1 – d**), finos a médios e invariavelmente anédricos, destroem preferencialmente as bordas, mas chegam a substituir integralmente as fases minerais à custa das quais cresceram.

Em veios e vênulas poliminerálicos, nos quais a associação albita-epidoto-clorita-calcita é relativamente comum, os cristais de epidoto apresentam-se finos e euédricos e avançam sobre agregados de clorita e quartzo.

A biotitização afetou o epidoto, cujos cristais mostram localmente aspecto esquelético. A alanita é rara nas rochas metavulcânicas félsicas e, similarmente às descrições anteriores, ocorre em zonas mineralizadas, próximo a contatos litológicos.

5.3.8 – Clorita

Este filossilicato é pouco abundante e se desenvolveu em resposta à desestabilização de minerais já formados, mas também é precipitado em fraturas vindo a constituir veios e vênulas.

Ao substituir a escapolita (**Fig. 5.3.1 – e**), microclina, plagioclásio e biotita, a clorita forma lamelas finas a médias, anédricas e sem orientação.

Em veios e vênulas, juntamente com cristais de albita, epidoto e calcita, as lamelas de clorita são finas a muito finas. Em veios compostos majoritariamente por albita e/ou microclina, as lamelas de clorita formam localmente agregados finos (**Fig. 5.3.1 – k**).

5.3.9 – Tremolita–Actinolita

Também pouco abundante, a tremolita–actinolita é reconhecida em porções onde há pouca biotitização. Este anfibólio (**Fig. 5.3.1 – c, h**) apresenta hábito fibroso a acicular, principalmente em associação ao plagioclásio primário (Pl-P) e epidoto, em zonas pouco deformadas.

Nas amostras não biotitizadas, cristais de tremolita–actinolita, embora finos, mostram hábito similar e substituem as bordas principalmente de cristais de plagioclásio (primário e hidrotermal) e epidoto. Em veios e vênulas, cristais de hábito acicular definem a ocorrência de actinolita (**Fig. 5.3.1 – k**), que se associa à albita, clorita e localmente à titanita (**Fig. 5.3.1 – l**).

5.3.10 – Apatita

Este fosfato é de origem hidrotermal, com ocorrência mais comum em veios dos quais também fazem parte hematita, calcopirita e bornita, notadamente localizados em zonas escapolitizadas. Nesses veios, a apatita forma cristais grossos a médios, euédricos a subédricos.

Em zonas brechadas, que cruzam a rocha metavulcânica, a apatita mostra cristais grossos, subédricos, nitidamente corroídos por matriz rica em sulfeto (calcopirita–bornita–pirita), óxidos de ferro (hematita–magnetita), além de actinolita e calcita.

5.3.11 – Calcita

Este carbonato ocorre em veios e vênulas (**Fig 5.3.1 – j**), e disseminado na massa rochosa. Em veios e vênulas, compostos também por epidoto e clorita, a calcita ocupa as zonas centrais onde se apresenta em cristais subédricos a euédricos, médios a finos, que localmente decoram cavidades de dissolução.

Quando disseminados na massa rochosa, os cristais de calcita são finos a muito finos e anédricos, e substituem especialmente cristais de plagioclásio.

5.3.12 – Hematita

Nas rochas vulcânicas félsicas, a hematita foi o único óxido de ferro identificado e ocorre em agregados imersos em aglomerados de biotita e em veios, neste último caso com apatita e calcopirita.

Nesses agregados, a hematita é representada por cristais finos a médios, subédricos, levemente corroídos, os quais ocorrem juntamente com as lamelas de biotita formadas em zonas de cisalhamento locais.

Em veios de espessura centimétrica, contendo sulfeto e apatita, os cristais de hematita localmente assumem formas alongadas, prismáticas e de tamanho médio a grosso.

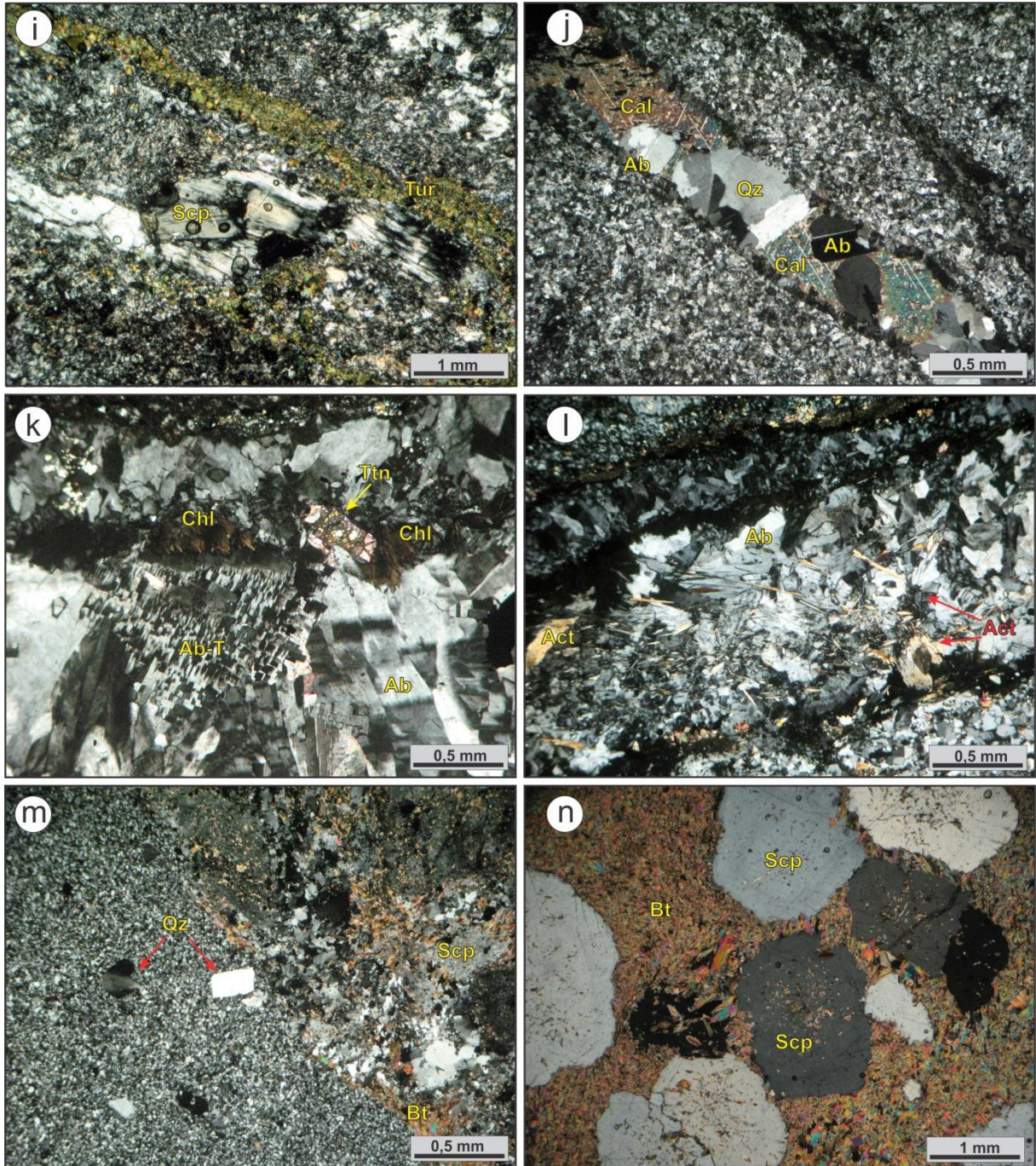


Figura 5.3.1 (Cont. 2): (i) Veio com escapolita (Scp) e turmalina (Tur) que secciona matriz quartzo-feldspática sericitizada; (j) Veio que secciona porção isotrópica e pouco alterada, composto por albita (Ab), quartzo (Qz) e calcita (Cal); (k) Veio de albita (Ab) e albita tabuleiro de xadrez (Ab-T), com associação de clorita (Chl) e titanita (Ttn); (l) No mesmo veio da figura anterior, evidência de actinolização (Act); (m) Contato entre quartzodiorito biotitizado (porção superior) e rocha metavulcânica félsica (porção inferior); observar escapolita (Scp) e biotita (Bt) no quartzodiorito e fenocristais de quartzo (Qz) na rocha vulcânica; e (n) Zona biotitizada (Bt) no contato entre rocha metavulcânica félsica e gabro, com destaque para os porfiroblastos subarredondados de escapolita (Scp). Todas fotomicrografias em nicois cruzados.

5.4 – DIQUES MÁFICOS E FÉLSICOS

Diques máficos e félsicos cortam as rochas do depósito Visconde em alto ângulo e estão alinhados preferencialmente na direção NE-SW, concordantes com a estruturação regional. Esses diques mostram espessura métrica a decamétrica e textura afanítica, localmente porfirítica.

As amostras de mão revelam coloração cinza escuro para os termos félsicos e cinza avermelhado para os máficos. Especialmente nos diques máficos, são observados localmente veios de escapolita e quartzo com disseminação de calcopirita e bornita. Nos diques félsicos, não houve registro de mineralização. Em comum, ambos exibem argilização e fraca biotitização.

Os diques félsicos (**Fig. 5.4.1 – a**) são compostos basicamente por plagioclásio zonado (**Fig. 5.4.1 – b**), K-feldspato e quartzo. Há textura porfirítica local, onde cristais médios de quartzo com hábito bipiramidal e plagioclásio com zoneamento concêntrico, além de algum feldspato potássico, estão imersos em matriz vítrea a criptocristalina, de composição quartzo-feldspática parcialmente modificada por minerais de alteração, tais como epidoto, titanita e clorita.

Por seu turno, os diques máficos (**Fig. 5.4.1 – c**) exibem textura fanerítica fina a muito fina e coloração verde a marrom. São compostos por anfibólio biotitizado e ripas de plagioclásio, este com bordas corroídas e recristalizadas (**Fig. 5.4.1 – d**), além de ocorrência restrita de quartzo.

Particularmente, diques máficos biotitizados apresentam mineralização, esta marcada por calcopirita e bornita co-precipitadas (**Fig. 5.4.1 – f**), localmente inserida em veio de escapolita e quartzo (**Fig. 5.4.1 – e**).

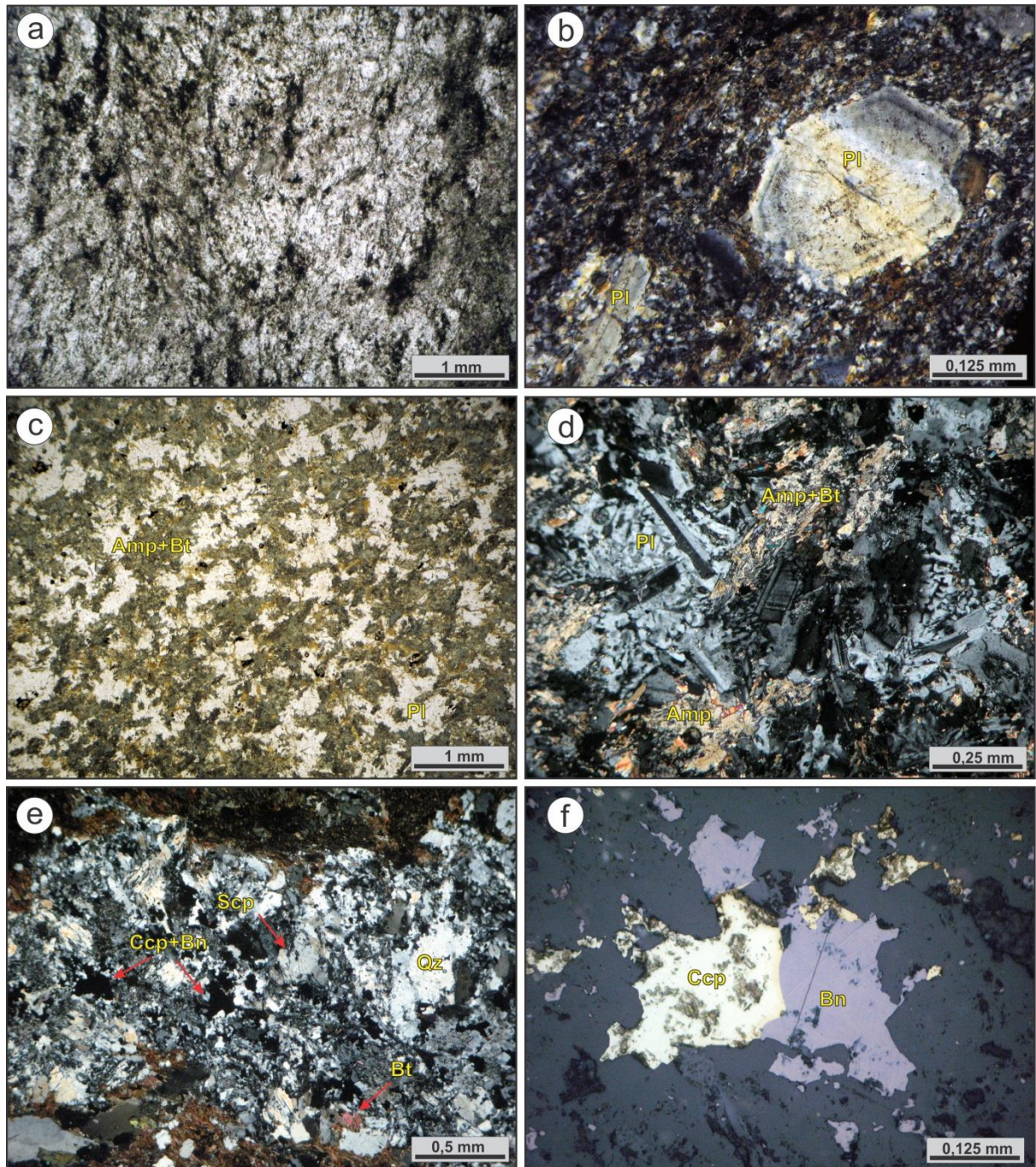


Figura 5.4.1: Fotomicrografias de amostras dos diques félsicos e máficos do depósito Visconde: **(a)** Em dique félsico, textura microfanerítica a levemente porfirítica, com cristais médios de plagioclásio, imersos em matriz quartzo–feldspática argilizada (luz natural); **(b)** Detalhe de fenocristal de plagioclásio zonado envolto por matriz quartzo–feldspática argilizada (nicos cruzados); **(c)** Em dique máfico, textura microfanerítica característica, representada por cristais de anfibólio biotitizado (Amp + Bt) e plagioclásio (Pl) (luz natural); **(d)** Detalhe de cristais de plagioclásio (Pl) ripiformes (nicos cruzados); **(e)** Em dique máfico, veio de escapolita e quartzo com disseminação de sulfeto (Ccp+Bn) (nicos cruzados); e **(f)** Detalhe em veio da fotomicrografia anterior, com calcopirita (Ccp) e bornita (Bn) co-precipitadas (luz refletida).

5.5 – GRANITO ALCALINO

Este granito balisa as demais rochas em relação de contato não evidenciada em campo ou em testemunhos de sondagem. Forma um corpo isotrópico que se acha bastante fraturado (**Fig. 5.5.1 – a, b**). Exibe textura granular hipidiomórfica, granulação média a grossa e coloração rosa acinzentada, sendo basicamente composto por ortoclásio pertítico, microclina, quartzo e plagioclásio, com quantidades traços de hematita, titanita e zircão, além dos minerais de alteração, clorita, epidoto e sericita. Com base nas estimativas modais das amostras analisadas, trata-se de sienogranito a monzogranito.

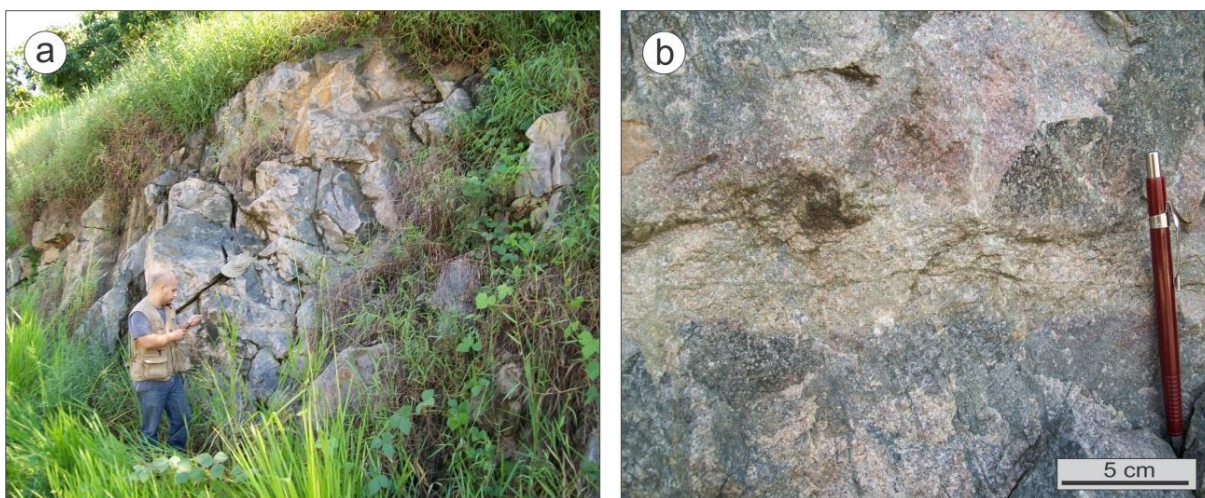


Figura 5.5.1: Fotos de afloramento do granito alcalino: **(a)** Exposição em corte da estrada que leva à mina do Sossego (Km 7); **(b)** Ressalta-se área esverdeada, concordante com fratura, representado pequeno halo de alteração, notadamente dominado por epidotização.

O ortoclásio pertítico (**fig. 5.5.2 – a**) é o mineral mais abundante e ocorrem em cristais subédricos, médios a grossos, com relações de contato irregulares com outros cristais. Sinais de sericitização (mais abrangente) e de cloritização (mais restrita) são comuns. Finas inclusões de hematita também são reconhecidas neste mineral.

A microclina é mineral comum e foi observada como cristais subédricos, de granulação média e com o característico maclamento tipo grade (**fig. 5.5.2 – c**). Os intercrescimentos micrográfico são igualmente reconhecidos.

Cristais de quartzo que compõem essa rocha revelam granulação média a grossa e formas anédricas em geral. Estão localizados nos interstícios de cristais de ortoclásio e microclina, com relação de contato é irregular a penetrante. Extinção ondulante é local e observada mais comumente em cristais de granulação grossa.

O plagioclásio está representado pelas lamelas de exsolução de albita em ortoclásio (**fig. 5.5.2 – b**) e, em menor quantidade, como cristais independentes finos a médios, de forma

subédrica e com maclamento polissintético simples. A sericitização é prevalente, porém cloritização e epidotização também são observadas.

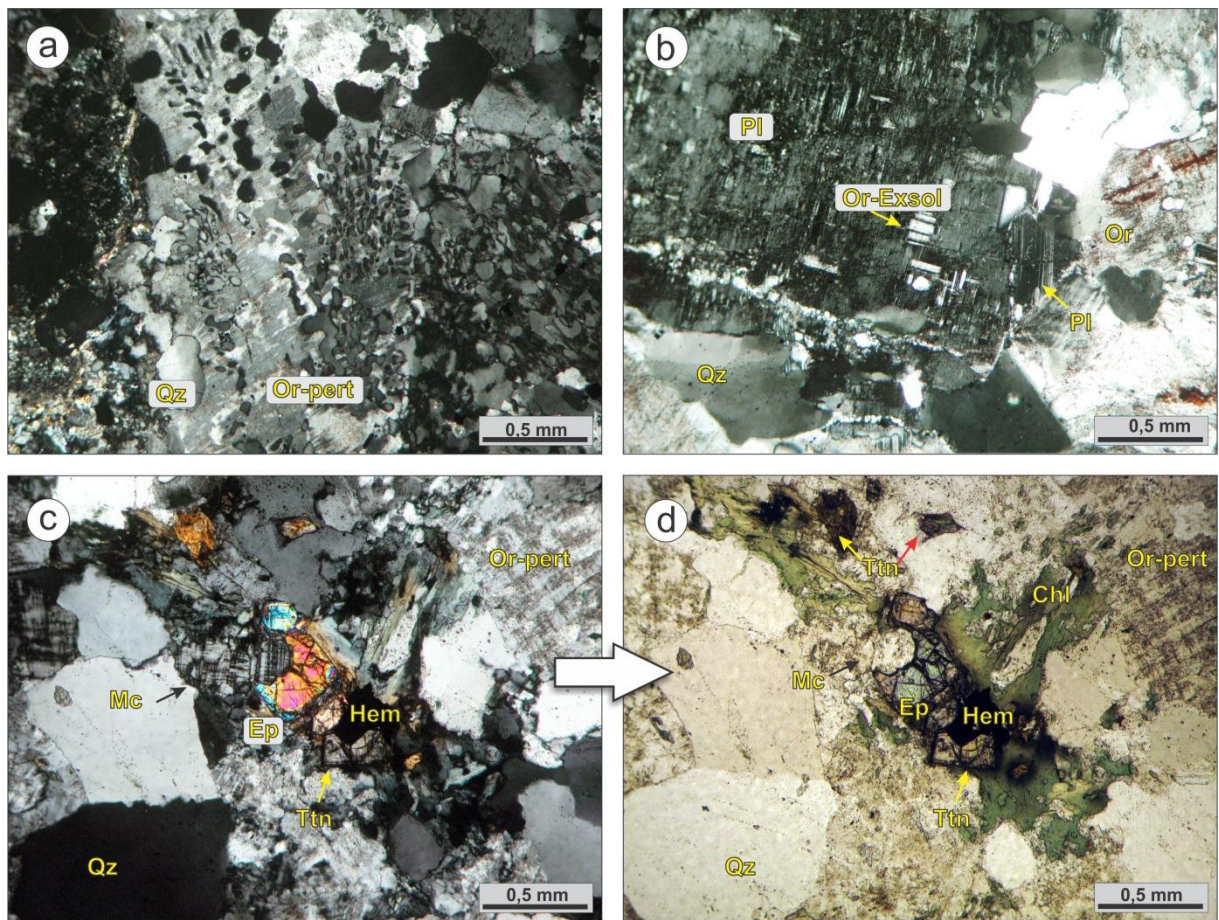


Figura 5.5.2: Fotomicrografias de amostras do granito alcalino: **(a)** intercrescimento entre ortoclásio perítico e quartzo, que gerou textura micrográfica (nicois cruzados); **(b)** Textura geral granular hipidiomórfica, com cristais de antiperthita sericitizados, ortoclásio com disseminação de hematita e quartzo (nicois cruzados); **(c)** minerais acessórios e de alteração representados por epidoto e titanita que são substituídos por clorita. Nota-se a presença de microclina em coexistência com ortoclásio perítico (nicois cruzados); **(d)** Mesma área da fig. “c” (luz natural) que ressalta o pleocroísmo da clorita, que é diferente daquelas vistas nas demais rochas do depósito Visconde.

Titanita e zircão são raros e formam cristais finos inclusos em outros cristais ou ao longo de contatos intergranulares. Além das finas inclusões de hematita em ortoclásio, foram observadas ocorrências de cristais de hematita associados, localmente, a titanita (**Fig. 5.5.2 – c, d**). Sobremaneira, não foram observados sulfetos nesta rocha.

A sericitização é a alteração predominante, seguida por epidotização que provocou moderada destruição de cristais de feldspato potássico e plagioclásio. A cloritização aparentemente é o estágio de alteração mais tardio e afetou tanto minerais primários, quanto fases de alteração anteriores como epidoto e titanita.

Os tipos de alteração constatados foram a epidotização e cloritização, observadas ao longo das fraturas, em forma de preenchimento e halos de alteração. A mencionada falha na observação em campo da relação de contato entre este granitoide e as demais rochas do depósito Visconde e a ausência de mineralização e divergência no tipo de alteração sugerem pelos menos duas hipóteses para o posicionamento deste granitoide dentre as rochas hospedeiras da mineralização: **1)** a colocação deste granitoide se deu após a mineralização da área e este teria idade posterior a 2,50 Ga ou; **2)** este granitoide seria a porção não alterada e não deformada do granitoide que hospeda parte da mineralização e que está regionalmente albitizado, tal qual as rochas hospedeiras do depósito Sossego (Monteiro *et al.*, 2008) e alvos Bacaba (Augusto *et al.*, 2008), Castanha (Pestilho *et al.*, 2008) e Granito Planalto (Gomes, 2003).

5.6 – ENCLAVE GNÁISSICO

Sem exposição na área do depósito Visconde, rochas do embasamento foram observadas como megaxenólitos no interior das rochas metavulcânicas. Trata-se de gnaisses bandados, de coloração cinza a cinza escura, moderada a fortemente alterados (**Fig 5.6.1 – a, b**).

A alteração hidrotermal impôs profundas mudanças na composição original desses gnaisses, levando à actinolização do anfibólio primário e à formação de bandas ricas em escapolita e quartzo ou em biotita e muscovita em zonas milonitizadas.

Em termos mineralógicos, os gnaisses são compostos por andesina, quartzo, tremolita–actinolita, Mg-hornblenda, biotita e muscovita, arrançados em textura no geral granoblástica, mas com porções nematoblásticas e lepidoblásticas. Nas zonas afetadas por metassomatismo sódico-cálcico e por alteração potássica, a composição muda, respectivamente, para albita–biotita–actinolita e muscovita–biotita–escapolita–quartzo, esta última com os minerais arrançados em textura lepidoblástica.

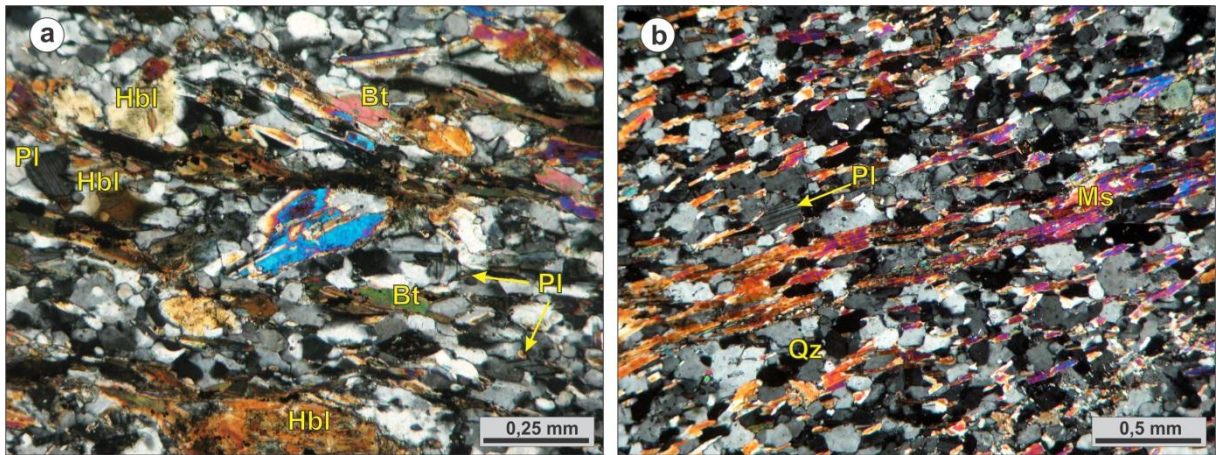


Figura 5.6.1: Fotomicrografias de rochas gnáissicas (enclaves): **(a)** Ressalta-se a textura nematoblástica incipiente caracterizada pelo arranjo de cristais de Mg-hornblenda (Hbl) e biotita (Bt), com anfibólio biotitizado, que definem a foliação da rocha, bem como, e ainda a relação de contato poligonal entre cristais de quartzo e plagioclásio –fotomicrografia em (nicol cruzado); **(b)** Quartzo (Qz), plagioclásio (Pl) e muscovita (Ms) em arranjo lepidoblástico.

5.7 – ROCHA MÁFICA/ULTRAMÁFICA

Interpretada como xenólito em metavulcânica félsica e gabro/quartzo–diorito (Furos VISD-43 e 50), trata-se de rocha verde escuro a claro, foliada, que composicionalmente varia de talco–magnetita–magnesita em zonas cisalhadas a serpentina–magnetita–magnesita em zonas pouco deformadas.

A serpentina é mineral de alteração que ocorre em cristais anédricos médios, geralmente deformados, que são parcialmente substituídos por magnesita.

Os cristais de magnetita (**Fig. 5.7.1 – b; Fig. 5.7.2 – a, b**) e dolomita (**Fig. 5.7.2 – a**) ocorrem como inclusões em serpentina de tamanho médio, com formas subédricas, ou como disseminações finas em zonas ricas em magnesita (**Fig 5.7.1 – a, c**). Em zonas cisalhadas, este óxido tende a formar agregados cristalinos, deformados segundo a foliação, que localmente incluem calcopirita.

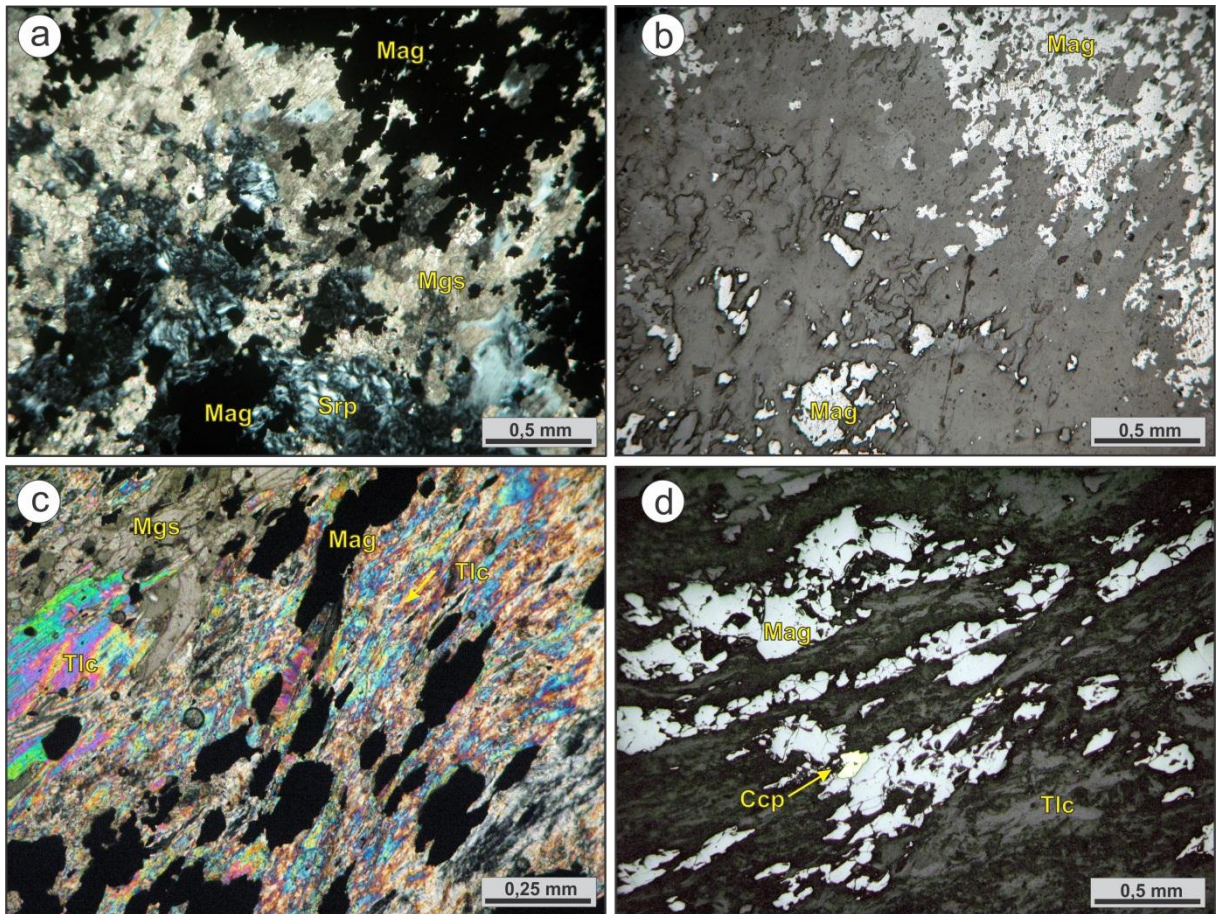


Figura 5.7.1: Fotomicrografias de rocha máfica/ultramáfica, serpentinito e rocha rica em talco: **(a)** Serpentina (Srp) e magnetita (Mag) substituídas por magnesita (Mgs) (nicol cruzado); **(b)** mesma área de Fotomicrografia de “a” e que mostra a ocorrência de magnetita (Mag) (luz refletida); **(c)** Rocha rica em talco (Tlc) e magnesita (Mgs), além de concentrações moderadas de magnetita (Mag) (nicol cruzado); **(d)** Detalhe dos cristais de magnetita (Mag) deformados segundo a foliação da rocha, notar cristal de calcopirita (Ccp) junto aos óxidos de Fe (luz refletida).

A magnesita é mais comum nos serpentinitos e ocorre parcialmente substituída por talco em porções cisalhadas. Seus cristais são subédricos e médios nos serpentinitos, e variam para finos e alongados nas porções ricas em talco.

A ocorrência de talco (**Fig. 5.7.1 – c, d; Fig. 5.7.2 – b**) foi observada somente em zonas cisalhadas que cortam gabros/quartzo–dioritos e rochas metavulcânicas félsicas, bem como em seus contatos. Este mineral mostra hábito fibroso a lamelar, cujas fibras em zonas de brechas substituem bruscamente zonas ricas em actinolita, biotita, clorita e carbonato (magnesita e dolomita).

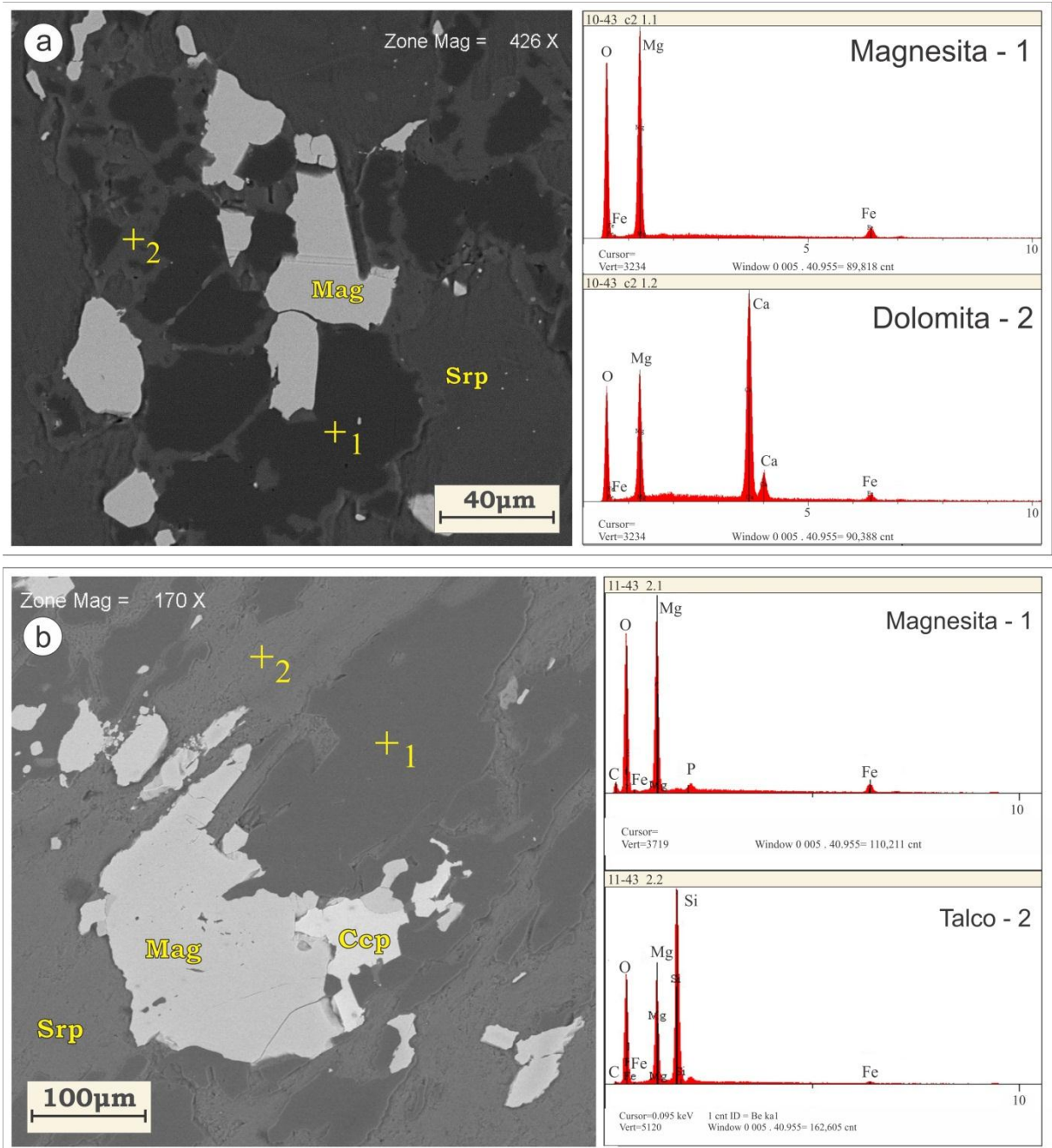


Figura 5.7.2: Imagem de elétrons retroespalhados em rocha máfica/ultramáfica: **(a)** Cristais de magnetita com bordas alteradas para dolomita, no entorno cristais de serpentina (Srp) e magnetita (Mag); e **(b)** Evidência de talcificação, com talco associado à magnetita, magnetita (Mag) e calcopirita (Ccp) – rocha máfica/ultramáfica em zonas de cisalhamento.

5.8 – MODOS DE OCORRÊNCIA DA MINERALIZAÇÃO CUPRO-AURÍFERA

A mineralização no depósito Visconde ocorreu em contatos litológicos e zonas proximais entre gabro/quartzodiorito e, secundariamente, nas rochas metavulcânicas e granitoides, notadamente na forma de corpos brechoides, de contato brusco com as rochas hospedeiras, como disseminações e em sistemas de veios e vênulas que se associam às brechas.

Nos gabros/quartzodioritos a mineralização é observada em zonas de cisalhamento e contatos litológicos, onde dominam biotita, tremolita–actinolita, escapolita e magnetita.

Nas rochas metavulcânicas félsicas, as disseminações de sulfeto são comparativamente menos comuns do que nos gabros/quartzodioritos e ligeiramente mais abundantes que nos granitoides. Para estas vulcânicas, os sulfetos ocorrem disseminados em veios e vênulas poliminerálicos, que geralmente contêm albita, epidoto, escapolita, apatita e turmalina.

Nos granitoides, os sulfetos, embora pouco expressivos, foram observados em porções isotrópicas, principalmente em substituição à albita, microclina, biotita e actinolita.

5.8.1 – Brechas

Principais portadores da mineralização, os corpos brechoides são métricos a decamétricos, os quais são suportados por clastos e mostram matrizes de composição variada. Tendem a substituir as rochas em zonas de cisalhamento e contatos litológicos.

Os clastos, compostos por fragmentos líticos, foram observados como porções escapolitizadas (**Fig. 5.8.1 – a**) e actinolitizadas (**Fig. 5.8.1 – b, g**) do gabro/quartzodiorito e agregados de quartzo sigmoidais de porções foliadas oriundas de rocha metavulcânica félsica e granitoide. Estes fragmentos exibem dimensões de 2 a 8 cm e em geral com bordas angulares, na maioria das vezes, corroídos normalmente por alteração a base de biotita–actinolita—epidoto–magnetita–quartzo.

Distinguem-se dos fragmentos líticos os minerais neoformados em estágios precoces à formação da brecha. Estes minerais são abundantes e mais relacionados à mineralização.

Dentre as fases neoformadas, destaca-se a apatita (**Fig. 5.8.1 – e, f, h, i, j, k, l, m, n**), que figura como principal mineral de neoformação, observado em agregados, bolsões e veios, no qual seus cristais são grossos a médios. Cristais de escapolita, actinolita, biotita, epidoto, alanita, quartzo, turmalina e fluorita juntam-se a variação de minerais neoformados. Ressaltam-se neste grupo, minerais ricos em ETR, como a própria apatita, além da alanita (**Fig. 5.8.1 – h**), esta última que comumente substitui o epidoto. Minerais neoformados são angulares a arredondados e mostram dimensões entre 1 e 4 cm, na maioria das vezes corroídos pela sulfetação.

A matriz é poliminerálica, composta por associações diversas entre actinolita, biotita, quartzo, calcita, magnetita (martitizada) e gipsita. Quando dominadas por quartzo (**Fig. 5.8.1 – a, b**) e/ou biotita (**Fig. 5.8.1 – c, d**), foi observada baixa proporção de sulfetos, estes representados por bornita (**Fig. 5.8.1 – c, b**).

A sulfetação em geral representa estágio tardio na paragênese das matrizes de brecha, o que gera corrosão e substituição de minerais neoformados, tais como os cristais de apatita (**Fig. 5.8.1 – e, f**).

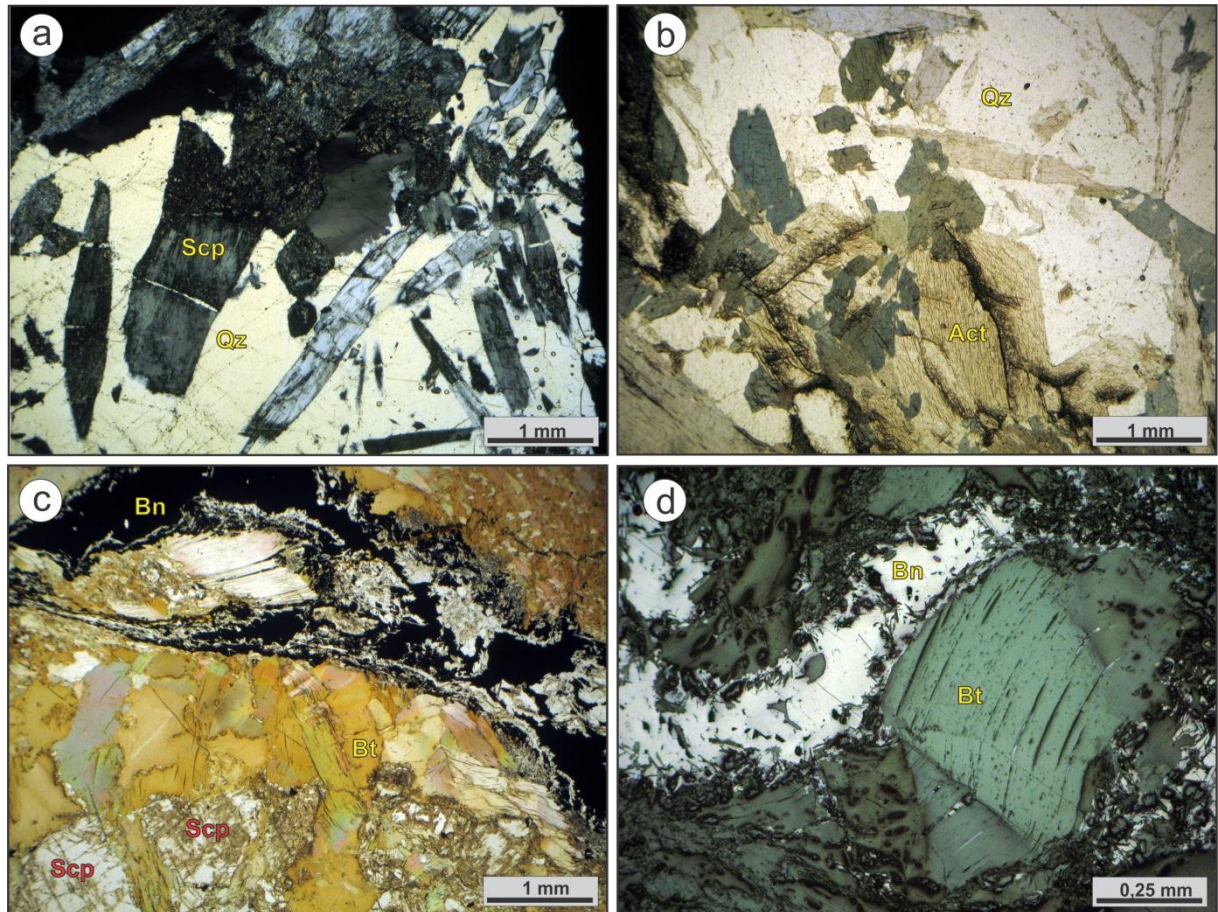


Figura 5.8.1: Fotomicrografias e foto macroscópica de amostras dos corpos brechoides do depósito Visconde: **(a)** Em gabro/quartzodiorito, brecha não mineralizada com matriz rica em quartzo (Qz) e clatos de escapolita (Scp) (nicos cruzados); **(b)** Em gabro/quartzodiorito, brecha com clastos de actinolita (Act) em matriz rica em quartzo (luz natural); **(c)** Matriz rica em biotita (Bt) e clastos derivados de porção escapolitizada em gabro/quartzodiorito (luz natural) e; **(d)** Mesmo campo da fotomicrografia anterior destacando cristais de bornita (Bn) disseminados em matriz de biotita, mesma posição de fotomicrografia “c” (Luz refletida).

Quando a matriz é dominada por sulfetos, registra-se a formação inicial de pirita e rara molibdenita, seguidas por abundante calcopirita e bornita, localmente coprecipitadas (**Fig. 5.8.1 – i**), além de quantidades menores de pentlandita.

Há localmente casos extremos em que todo o corpo brechoide é composto por calcopirita com alguns fragmentos de apatita, vindo a constituir os principais corpos de minério (**Fig.5.8.1 – n**).

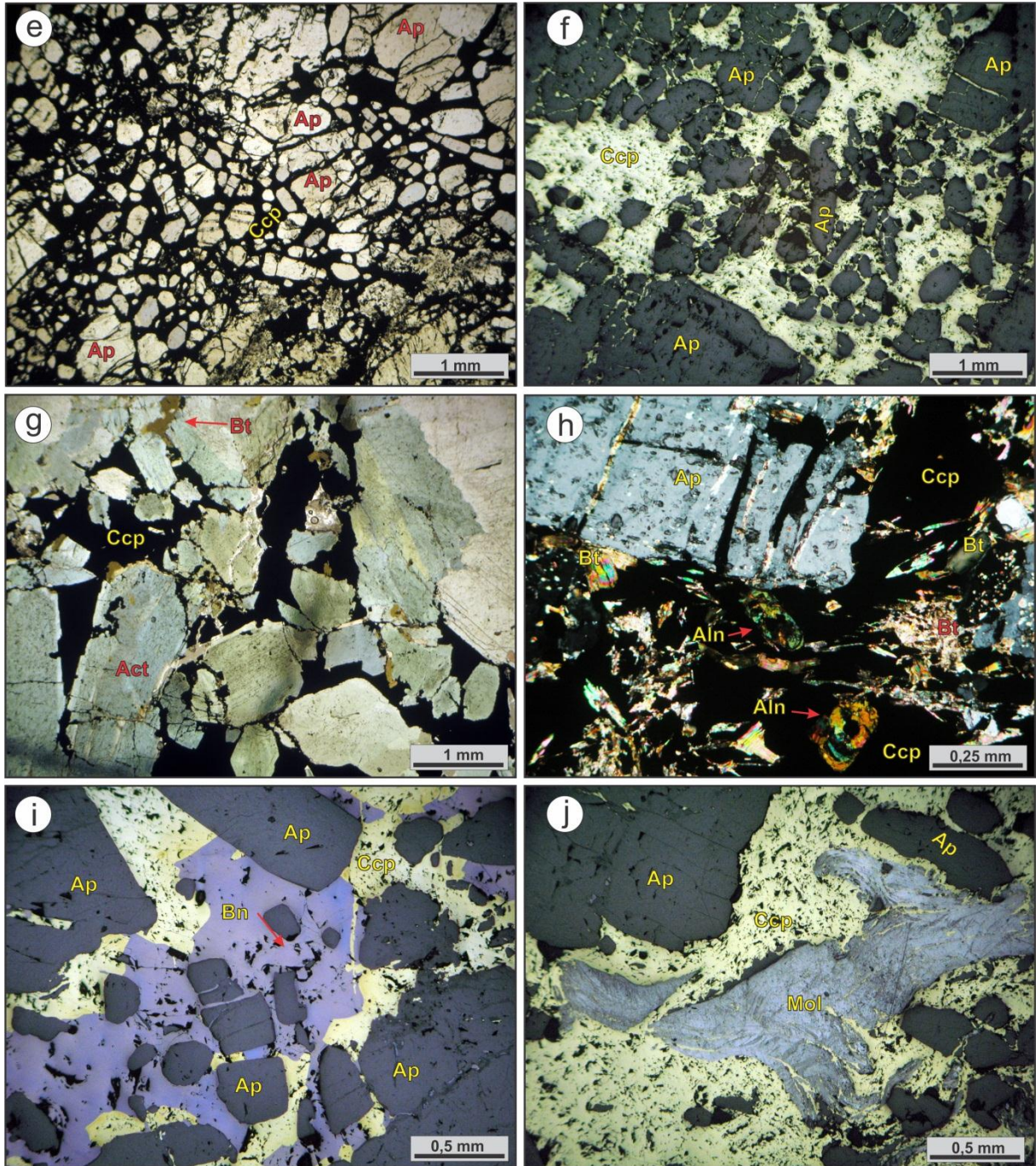


Figura 5.8.1 (Cont.): (e) Brecha com cristais subarredondados a arredondados de apatita (Ap) em matriz rica em calcopirita (Ccp) (luz natural); (f) Evidência de substituição de cristais de apatita cimentados e/ou substituídos por calcopirita (luz refletida); (g) Agragado de actinolita (Act) com porcoes biotitizadas (Bt) em gabro, parcialmente substituído por calcopirita (luz natural); (h) Cristais de apatita (Ap), biotita (Bt) e alanita (Aln) imersos em matriz rica em calcopirita (Ccp) (nicos cruzados); (i) Brecha com cristais de apatita cimentados e/ou substituídos, imersos em matriz composta por calcopirita e bornita (Bn) coprecipitadas (luz refletida); e (j) Substituição de molibdenita (Mol) por calcopirita (Ccp), ambas constituintes da brecha (luz refletida).

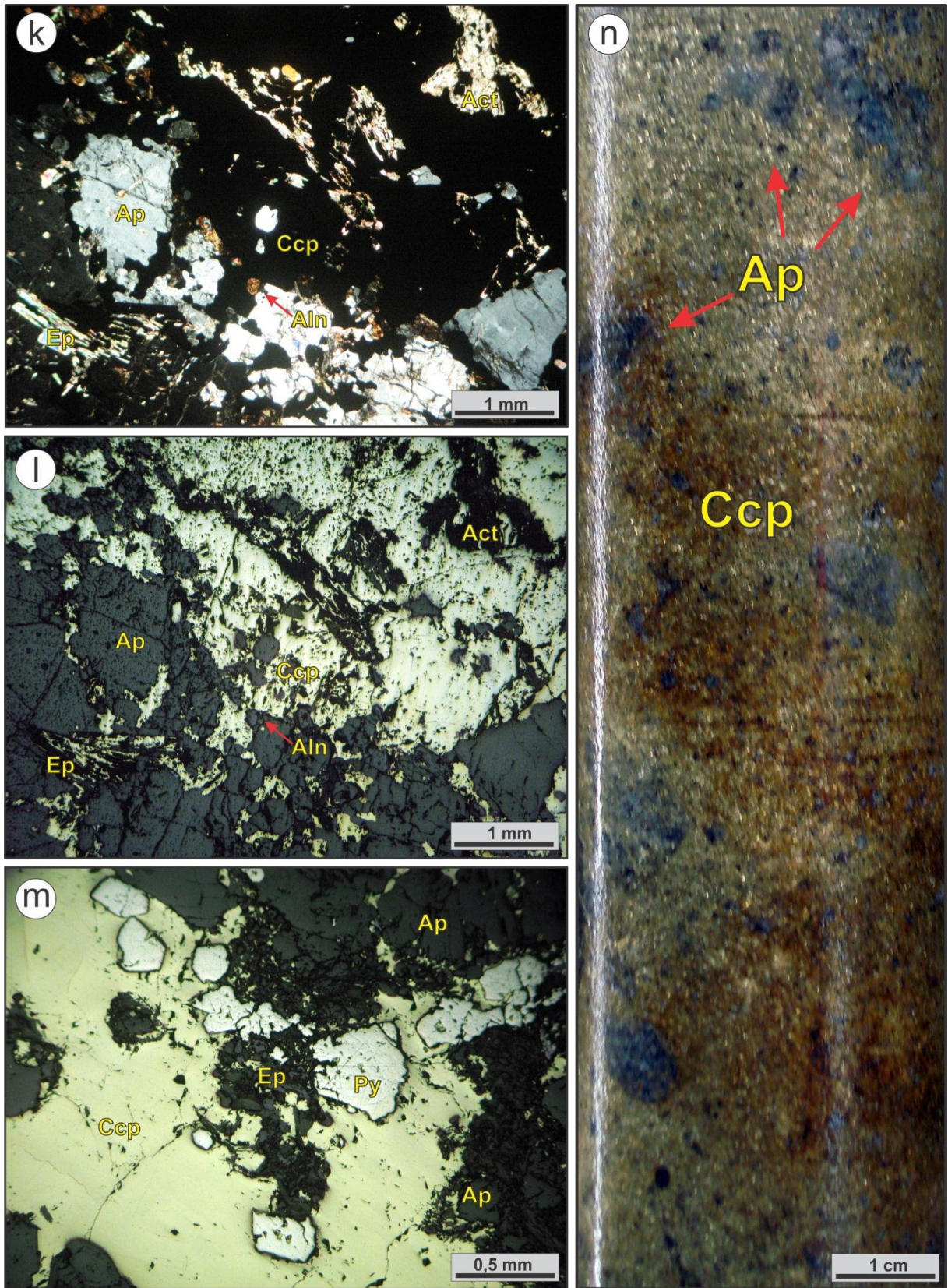


Figura 5.8.1 (Cont.): **(k)** Destaque para minerais neoformados em brecha rica em calcopirita (principal ocorrência do minério) (Ccp), clastos de apatita, epidoto, actinolita e alanita (nicóis cruzados); **(l)** Em luz refletida, mesma área mostrada na fotomicrografia anterior; **(m)** Corrosão de cristais de pirita (Py), apatita (Ap) e epidoto (Ep) pela matriz composta por calcopirita (Ccp) (Luz

refletida); **(n)** Foto de parte de testemunho Amostra de brecha sulfetada com clastos de apatita que perfaz cerca de 10 metros de espessura em granitoide (foto macroscópica).

5.8.2 – Disseminações

As disseminações de sulfeto são mais abundantes nos gabros/quartzodioritos, porém observadas nas metavulcânicas félsicas (**Fig. 5.9.2 –g**) e granitoides.

Nos gabros/quartzodioritos, em porções pouco a moderadamente deformadas, os sulfetos substituem zonas enriquecidas em actinolita–biotita–escapolita–magnetita onde foram observadas calcopirita, pirita e mais subordinadamente, bornita. Em zonas de contato ou cisalhadas e marcadas por biotita–escapolita–actinolita–magnetita (martita) são comuns disseminações de calcopirita, pirita (**Fig. 5.8.2 – a**) e molibdenita, esta última mais rara e anterior aos demais sulfetos (**Fig. 5.8.2 – c**). Calcocita e digenita são produtos mais tardios e derivados da alteração da calcopirita (**Fig. 5.8.2 – d**).

Nas rochas metavulcânicas félsicas, as disseminações estão presentes em zonas de contato com gabro, deformadas ou não, ou mesmo proximais a estruturas rúpteis. Em rochas previamente alteradas por albita–K-feldspato–actinolita–epidoto são observadas disseminações de calcopirita e pirita, localmente, bornita e pentlandita (**Fig. 5.8.2 – b**). Nessas rochas há escassez de óxidos de ferro.

Nos granitoides, detectam-se disseminações de sulfeto em porções pouco a moderadamente deformadas, **1)** previamente alteradas por albita–actinolita–biotita–turmalina–magnetita e **2)** contendo biotita–escapolita–magnetita(martita)–clorita, que nos granitoides, é mais comum em zonas de contato e cisalhamento. Nas amostras observadas constatou-se a presença de calcopirita (**Fig. 5.8.2 – e**) e bornita, além de quantidades subordinadas de pirita.

Nas rochas máficas/ultramáficas, nota-se que calcopirita, embora escassa, ocorre associada à magnetita, magnesita e talco, como mostrado nas figuras **5.7.1 – d** e **5.8.2 –f**.

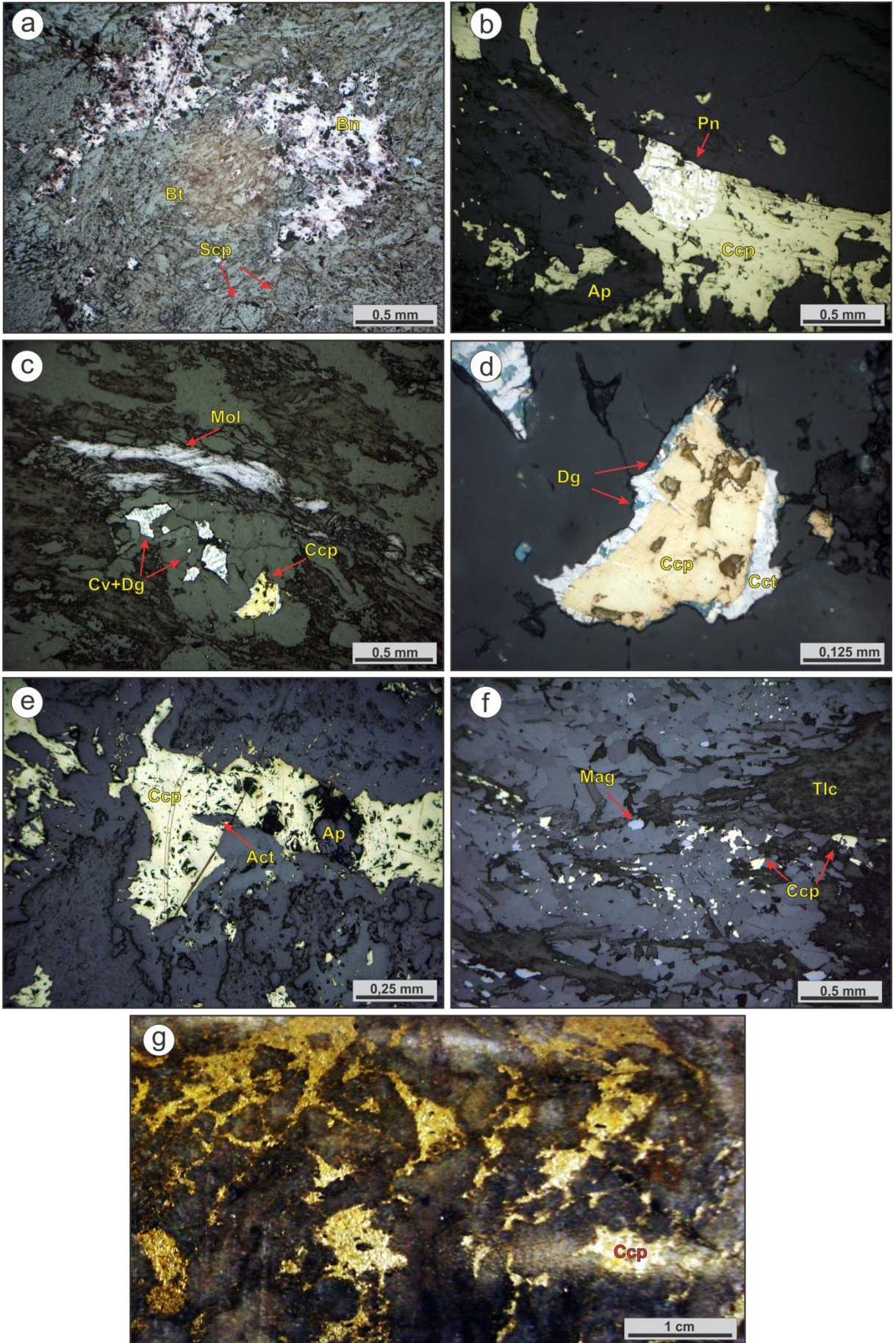


Figura 5.8.2: Fotomicrografias (a–f/luz refletida) e foto convencional de testemunho de sondagem (g): (a) Em gabro biotitizado, disseminação de bornita (Bn) em gabro/quartzo–diorito alterado por biotita (Bt) e escapolita (Scp); (b) Em gabro, evidência de disseminação de calcopirita (Ccp) com pentlandita (Pn) incluída em rocha metavulcânica félsica; (c) Quartzodiorito biotitizado, com molibdenita (Mol) deformada em gabro/quartzo–diorito deformado com disseminação de calcopirita (Ccp) sem sinais de deformação; (d) detalhe de cristal de calcopirita da fotomicrografia anterior (c) com ordem de alteração do sulfeto: calcopirita (Ccp) → calcocita (Cct) → digenita (Dg); (e) Em granitoide, calcopirita que substituiu porção com albita, actinolita; (f) Disseminação de calcopirita e magnetita (Mag) em rocha máfica/ultramáfica rica em tomada por talco (Tlc); (g) e (h) Metavulcânica félsica com disseminação de calcopirita próximo a contato com gabro/quartzo–diorito.

5.8.3 – Veios e Bolsões

Os veios e bolsões mineralizados associam-se às zonas de brechas e são hospedados principalmente nas rochas metavulcânicas félsicas e mais restritamente nas demais rochas. São compostos, à semelhança das brechas, por associações variadas de albita, actinolita, escapolita, clorita, epidoto, apatita, calcita e turmalina. Ocorrem também quantidades variáveis de sulfetos, principalmente calcopirita e bornita, localmente com evidências de coprecipitação em veio que secciona dique máfico (**Fig. 5.4.1– e, f**).

Nas rochas metavulcânicas félsicas, veios seccionam porções pouco alteradas, sendo compostos por quartzo, calcita, epidoto e calcopirita (**Fig. 5.9.2 – a**), esta última ocupando preferencialmente as porções mais centrais. Localmente veios de turmalina e albita são observados com calcopirita intersticial (**Fig. 5.9.2 – b**). Nos gabros/quartzodioritos, zonas biotitizadas são seccionadas por veios de albita, epidoto e clorita, além de vênulas de biotita, os quais usualmente contêm calcopirita. Nos granitoides, veios com clorita, quartzo, epidoto e calcita geralmente mostram pouca calcopirita e estão localizados em porções alteradas por albita, epidoto e clorita, proximais a contatos litológicos.

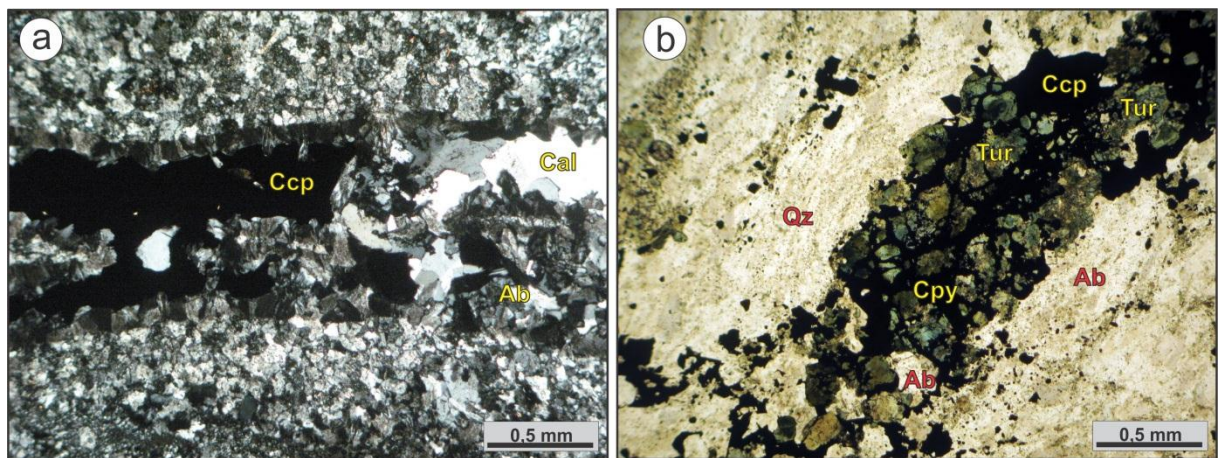


Figura 5.8.3: Fotomicrografias de veios mineralizados: (a) veio com albita (Ab), calcita (Cal) e calcopirita (Ccp), em rocha metavulcânica félsica (nicois cruzados); e (b) Em rocha metavulcânica félsica, veio de turmalina (Tur) com calcopirita (Ccp) associada, envolto em halo de albitização (Ab) (luz natural).

6. QUÍMICA MINERAL

6.1 – FELDSPATOS

Nos granitoides, os feldspatos analisados correspondem ao plagioclásio primário que foi descalcificado, à albita neoformada, ao ortoclásio primário e à microclina neoformada.

A descalcificação do plagioclásio primário é evidenciada por composições de **Ab₆₉₋₇₃An₂₂₋₂₈Or₃₋₅** (núcleo para a borda) que gradam, em zonas alteradas, para **Ab₈₇₋₉₅An₄Or₁₋₉**. As quantidades de Fe₂O₃ praticamente não variam e são sempre menores que 0,1%.

O plagioclásio neoformado, apresentando ou não a textura tabuleiro de xadrez, se distingue do primário não apenas pelos aspectos texturais, mas também por composições que variam de **Ab₉₇An₂Or₁** a quase **Ab₁₀₀**, com proporções de Fe₂O₃ por volta de 0,01%. Cristais de plagioclásio em vênula revelam, para todos os efeitos práticos, a mesma composição (**Ab₉₈An₂** e **Ab_{~100}**).

Nos granitoides, as gerações de feldspato potássico são definidas por ortoclásio primário (**Ab₂₋₁₁Or₈₉₋₉₈**) com teor médio de Fe₂O₃ menor que 0,1%. O K-feldspato neoformado, tanto na massa cristalina (microclina) como em veios e vênulas, mostra composição pouco variável (**Ab₂₋₃An₀₋₂Or₉₅₋₉₈**), com proporções Fe₂O₃ maiores que 0,3%.

Nos gabros/quartzodioritos, foram reconhecidas duas gerações de plagioclásio e uma geração de K-feldspato, esta última hidrotermal. O plagioclásio primário (**Ab₅₈₋₇₅An₂₄₋₃₆Or₁₋₆**) mostra enriquecimento de Ab de até 10% em direção às bordas e, similarmente à ocorrência nos granitoides, grada para composições albíticas (**Ab₈₉₋₉₂An₄Or₄₋₆**) em resposta à forte descalcificação e com fraca variação composicional dos núcleos para as bordas. Por seu turno, o plagioclásio neoformado, geralmente pouco sericitizado, é albita quase pura (**Ab₉₇An₀₂Or₀₁** a **Ab_{~100}**), com teores de Fe₂O₃ bem menores que os observados na albita neoformada dos granitoides.

O K-feldspato nos gabros revela composição também pouco variável (**Ab₂₋₅Or₉₅₋₉₈**), com valores de Fe₂O₃ inferiores a 0,1%.

Nas rochas metavulcânicas félsicas, foram identificados plagioclásio e ortoclásio/sanidina primários, bem como microclina na massa cristalina e em vênulas, ambas hidrotermais.

O plagioclásio primário está bastante sericitizado e revela composições que variam de **Ab₈₇An₀₄Or₀₉** a **Ab_{~100}**, com teores de **Fe₂O₃** menores que 0,1%, o que permite classificá-lo

como albita. O plagioclásio em veio mostra composições que variam de **Ab₉₈Or₀₂** a **Ab₋₁₀₀**, similares às encontradas na massa cristalina.

O K-feldspato primário é representado pelo ortoclásio, de composição (**Ab₂₋₅Or₉₅₋₉₇** e **Fe₂O₃ <0,01%**). Observado apenas na massa cristalina, o K-feldspato secundário consiste de microclina que mostra composição de **Ab₂₋₄Or₉₆₋₉₈** com teor de Fe₂O₃ entre 0,3 a 0,4%.

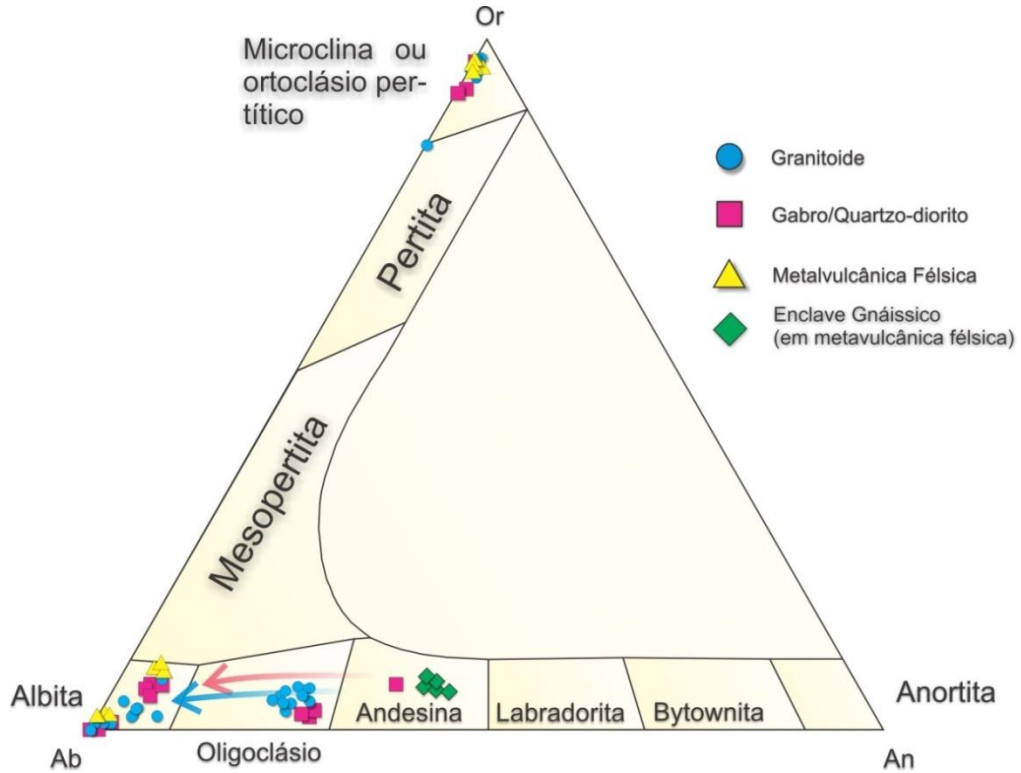


Figura 6.1.1: Diagrama Ab-An-Or em que estão representadas as composições dos feldspatos de várias rochas do depósito Visconde. As setas indicam os sentidos da descalcificação em granitoides (azul) e gabro-quartzo diorito (magenta).

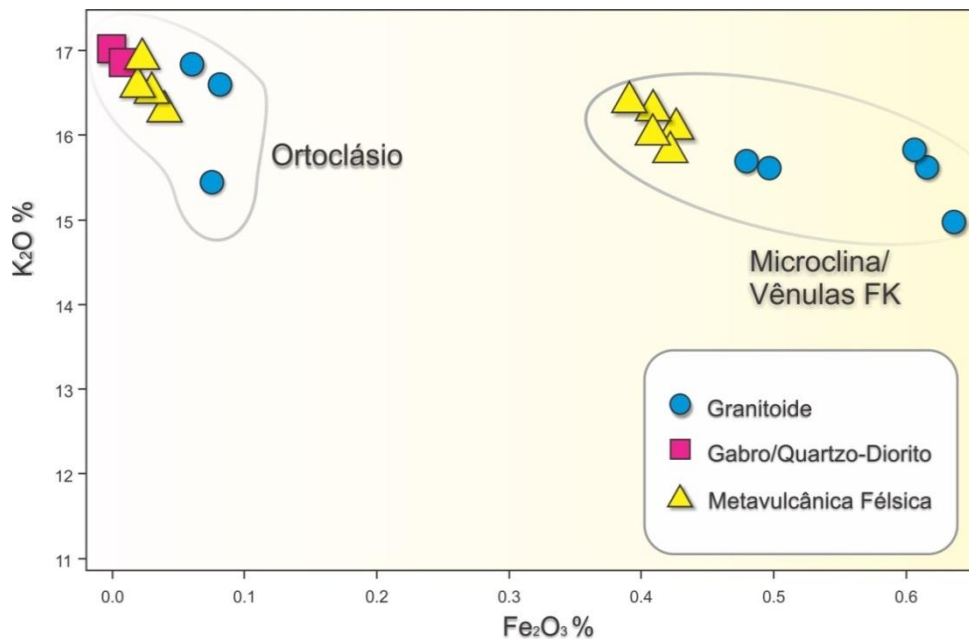


Figura 6.1.2: Diagrama $K_2O \times Fe_2O_3$ (% em peso) que ressalta as diferenças composicionais dos K-feldspatos primário e hidrotermal de rochas do depósito Visconde.

6.2 – BIOTITA

As lamelas de biotita analisadas revelam caráter flogopítico (**Fig. 6.2.1**), com número de átomos divalentes (Fe^{2+} , Mg e Mn) entre 5,29 e 6,47, de Al_{total} entre 2,74 e 2,92 ($Al^{IV} = 2,20-2,80$) e de Si entre 5,68 e 5,16. Significativas variações no $Ti_{(a.f.u.)}$, na fração molar X_{Fe} e nas razões F/Cl permitiram individualizar pelo menos quatro tipos composicionais desta mica (**Fig. 6.2.2**).

Nos granitoides, a biotita dos estágios iniciais de biotitização e distais em relação aos contatos litológicos e às zonas cisalhadas mostra valores de X_{Fe} que variam de 0,35 a 0,50, de $Ti_{(a.f.u.)} < 0,1$, de Cl (1,5-2,0 % em peso) e de F/Cl (0,1-0,2).

Outra variedade de biotita está relacionada ao processo de biotitização que afetou ubiquamente os gabros/quartzodioritos e, em menor escala, zonas de contato com rocha granitoide. Nessas zonas, a biotita apresenta composições mais uniformes, com razão X_{Fe} entre 0,3 e 0,4, $Ti_{(a.f.u.)} < 0,1$, Cl entre 1,5 e 1,7% em peso e razões de F/Cl aproximadamente iguais a 0,2. Similarmente, nos gabros/quartzodioritos, a biotita revela valores de X_{Fe} também uniformes (0,30- 0,35), porém com valores maiores de $Ti_{(a.f.u.)}$ (0,15-0,25) e menores de Cl (1,0-1,4% em peso), e razões de F/Cl entre 0,3 e 0,7.

A biotita das zonas de cisalhamento e de brechas formadas em gabros e quartzodioritos e nos contatos entre estes e as rochas metavulcânicas félsicas foi identificada com por X_{Fe} em torno de 0,20, valores de $Ti_{(a.f.u.)}$ entre 0,1 e 0,15 e razões F/Cl (% em peso) mais variáveis, entre 0,3 e 0,8, porém com teores de Cl (0,6 a 0,8%) menores que os evidenciados nos granitoides.

Nos veios que ocorrem em granitoides, em termos pleocroicos, a variedade de biotita é comparável à observada nas rochas metavulcânicas félsicas milonitizadas, porém as análises mostraram que o conteúdo de X_{Fe} é maior nas biotitas dos veios (0,26 a 0,30, veios no granitoide; 0,20 a 0,22 em metavulcânica félsica milonitizada), além de razões F/Cl menos variáveis, 0,4 a 0,6

Em resumo, a composição das variedades de biotita relacionadas à biotitização menos intensa foi mais influenciada pela composição da rocha, enquanto que nos sítios fortemente biotitizados (contatos litológicos, zonas de cisalhamento e densamente fraturadas) ela parece ter sido mais controlada pelo fluido.

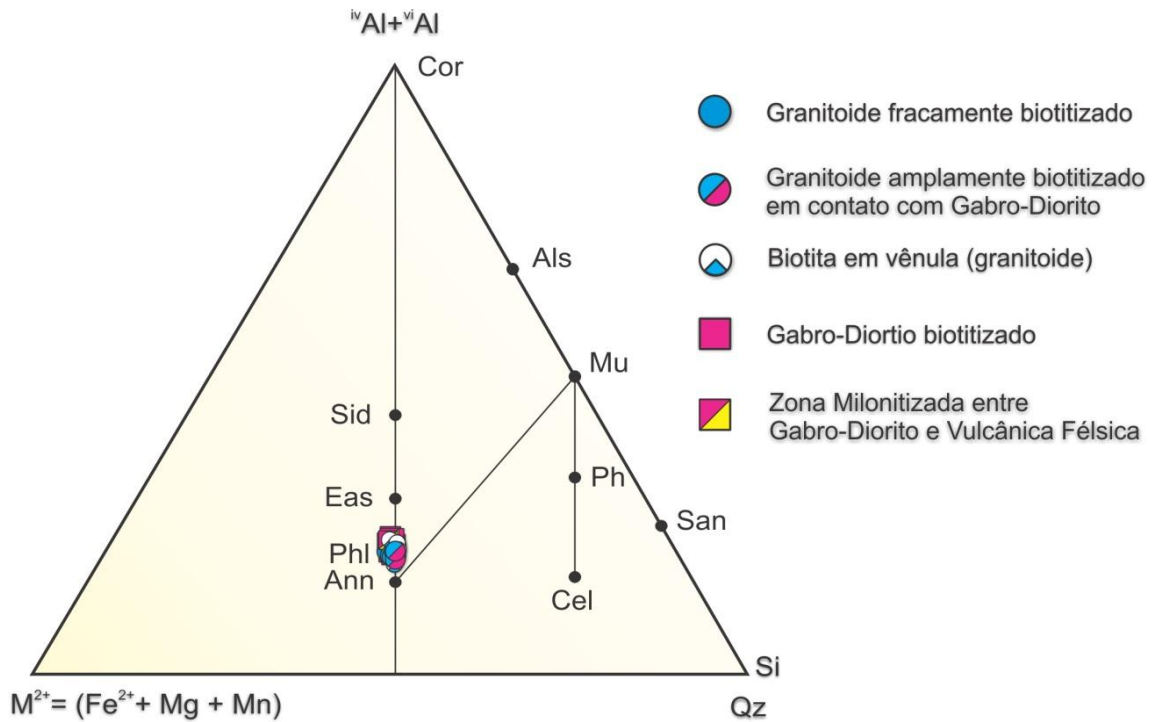


Figura 6.2.1: Diagrama ternário $M^{2+}(=Fe^{2+}+Mg+Mn) \times {}^{iv}Al+{}^{vi}Al \times Si$ (nº de átomos da fórmula unitária) que mostra a variação composicional de variedades de biotita presentes nas rochas do depósito Visconde em torno do ponto representado pela flogopita (Phl).

Fonte: Miller *et al.* (1981).

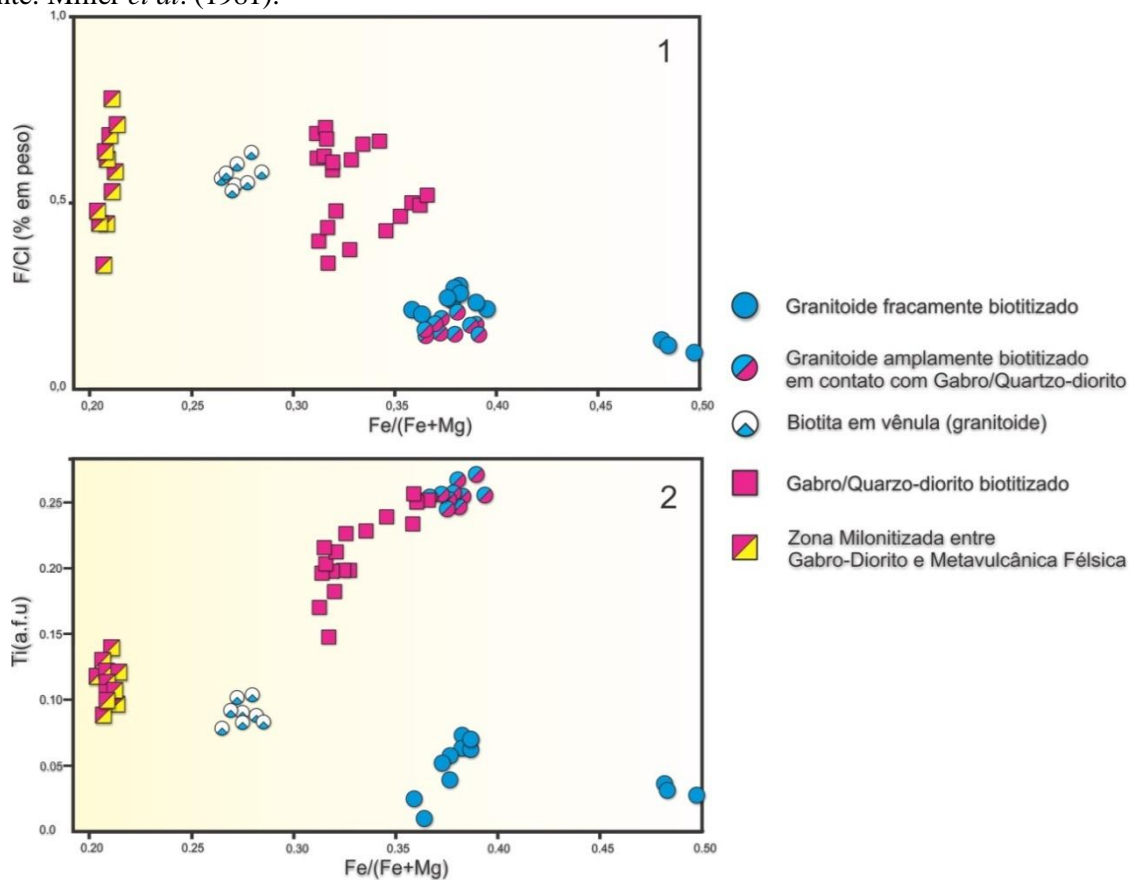


Figura 6.2.2: Diagramas binários que permitem separar pelo menos quatro variedades de biotita que ocorrem em rochas do depósito Visconde. (1) $F/Cl \times Fe/(Fe+Mg)$ e (2) $Ti \times Fe/(Fe+Mg)$.

6.3 – ESCAPOLITA

Este mineral ocorre nos granitoides e gabros/quartzo dioritos, em direta substituição ao plagioclásio, e na rocha metavulcânica félsica como mineral neoformado presente na massa cristalina e em veios/vênulas. O teor de meionita (**Me**) varia de 20 a 27% (média de 24%) e as concentrações de Cl de 3,6 a 4,3%.

Nos granitoides, a escapolita que substitui diretamente o plagioclásio mostra teores variáveis de Cl (3,7-4,0%), Na₂O (9,4-11%) e CaO (5,1-6,3%), além de conteúdo de Me entre 21 e 27%. A composição da escapolita dos gabros/quartzo dioritos é análoga a dos granitoides, já que os conteúdos desses componentes caem nas respectivas faixas de variação se bem que os teores de Me tendem a se concentrar mais próximos do limite inferior (23–23,5%).

Nas rochas milonitizadas das zonas de contato entre gabros/quartzo dioritos e rochas metavulcânicas félsicas, a escapolita revela composição similar à das ocorrências anteriores, mostrando-se, porém, pouco mais enriquecidas em Cl (4,15-4,20%) e bem mais uniformes com relação ao conteúdo de meionita, entre 23 e 24%. A diferença mais significativa da escapolita presente em veios poliminerálicos que cortam as rochas metavulcânicas félsicas está no teor de Cl, registrando-se os valores mais altos dentre todas as variedades analisadas (4,2 - 4,3%). Ela é também uniforme quanto ao teor de meionita (24-25%).

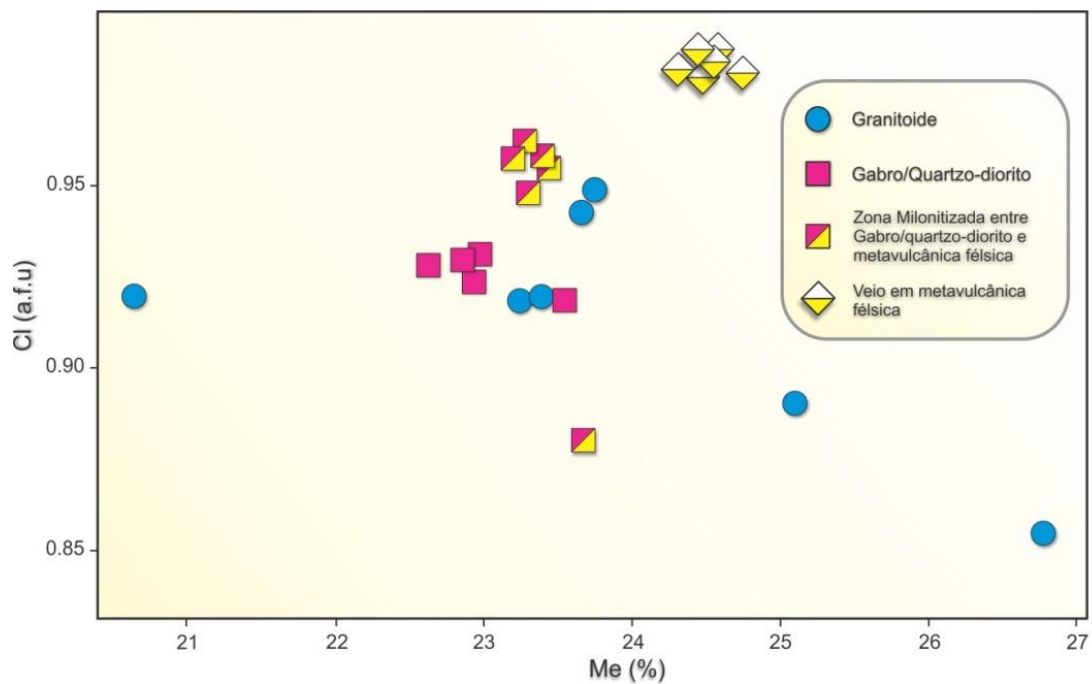


Figura 6.3: Diagrama $[Me=100 \times Ca/(Ca+Na+K)] \times Cl$ que retrata a variação composicional da escapolita em diferentes rochas do depósito Visconde.

A distribuição dos pontos que representam as análises de escapolita no diagrama da **Figura 6.3** mostra (à exceção de uma amostra) que o teor de meionita é, em geral, maior nas rochas em que o plagioclásio original deve ter sido mais albitico (granitoides e rochas vulcânicas félsicas). Apesar de a formação da escapolita depender fundamentalmente de fluidos hipersalinos, é possível que no depósito Visconde a natureza da rocha também tenha influenciado a composição deste mineral.

6.4 – ANFIBÓLIO

Segundo os diagramas da **Figura 6.4**, todos os cristais de anfibólio analisados, independentemente de suas rochas hospedeiras, são cálcicos, com $\text{Na}_B > 0,5$ e $(\text{Ca}+\text{Na})_B$ entre 1,8 e 2,0. O número de átomos de Si varia de 7,51 a 8,0 e a razão $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ de 0,81 a 0,92 (**Fig. 6.4 – 1; 2**).

Os anfibólios desenvolvidos nos granitoides, nas rochas vulcânicas félsicas e nas zonas milonitizadas próximo a contatos entre essas rochas vulcânicas e os gabros/quartzo dioritos mostram razões $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) > 0,7$, $\text{Si}_{(\text{a.f.u.})}$ entre 7,5 e 8,0 e $(\text{Na} + \text{K})_B < 0,5$, o que permitiu enquadrá-los na série tremolita-actinolita (**Fig. 6.4 –1; 2**). Os teores de TiO_2 , F e Cl são variáveis, em geral inferiores a 0,2%, e as razões F/Cl registram valores entre quase zero e a unidade. São nas amostras das zonas milonitizadas e de alguns granitoides que o anfibólio apresenta os maiores valores de X_{Mg} , vindo a ocupar o campo da tremolita.

Duas variedades de anfibólio foram observadas nos gabros/quartzodioritos. Uma que ocorre em zonas menos alteradas, interpretada como primária, e outra que a substitui nas zonas afetadas por alteração sódico-cálcica. O anfibólio primário mostra características da Mg-hornblenda (**Fig. 6.4 – 2**) com $(\text{Ca}+\text{Na})_B > 1$, $(\text{Na}+\text{K})_B < 0,5$, $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ entre 0,8 e 0,9 e valores de $\text{Si}_{(\text{a.f.u.})}$ entre 7,0 e 7,5. Mostra também concentrações elevadas de TiO_2 (0,7 a 0,8%), média de 0,2% para F e teores de Cl baixos ($\approx 0,1\%$). Por seu turno, o anfibólio de substituição é a tremolita, que é composicionalmente muito similar à encontrada nos outros litotipos. Nas duas variedades presentes nos gabros/quartzo dioritos, porém, as razões F/Cl são elevadas haja vista os teores de Cl serem similares ou inferiores a 0,1%.

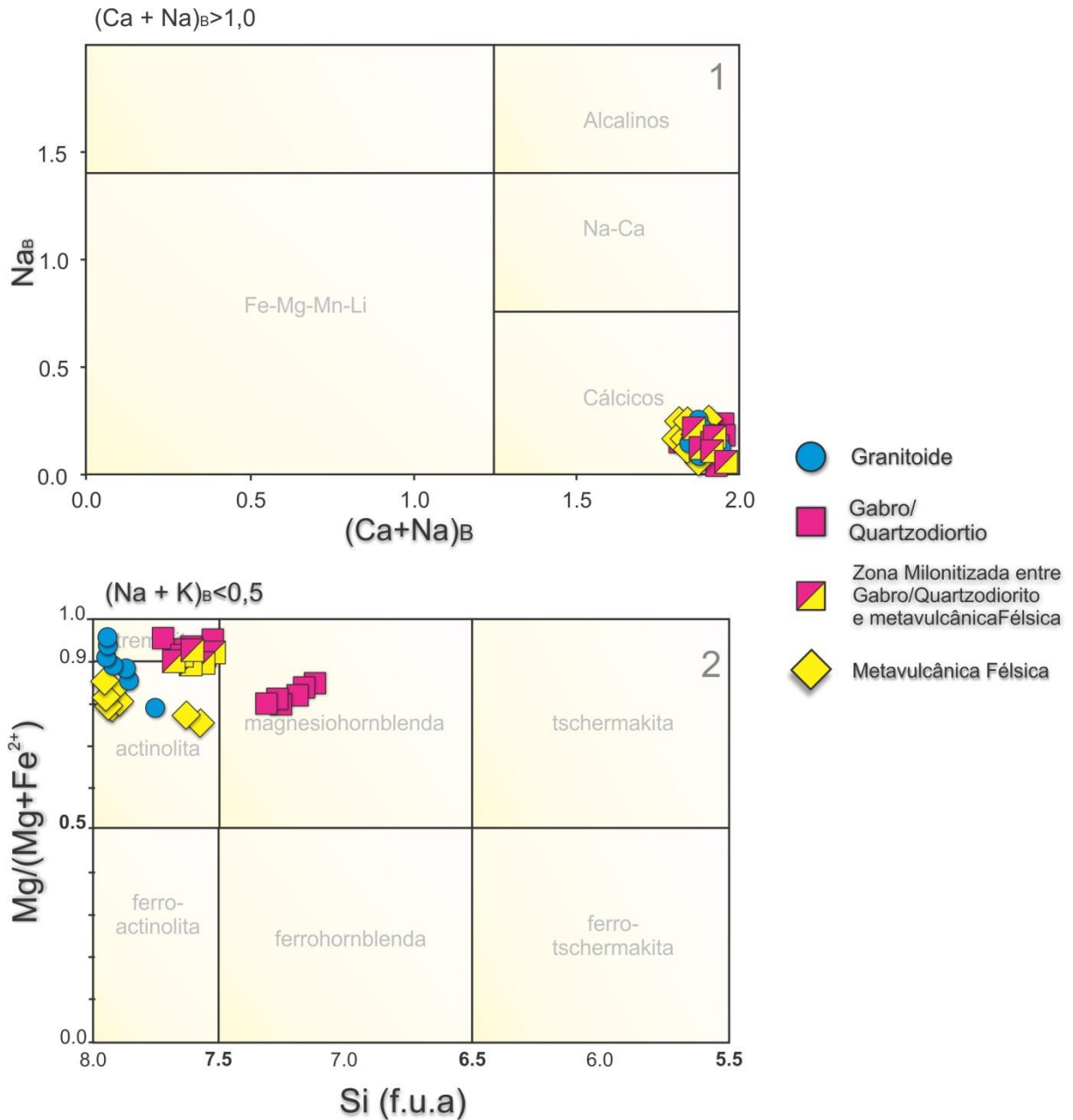


Figura 6.4: Classificação dos anfibólios que ocorrem nos granitoides, gabros e zonas milonitizadas. (1) Concentração de todos os dados analíticos no campo dos anfibólios cálcicos; (2) Variação composicional abrangendo tremolita-actinolita e Mg-hornblenda. Fontes: Leake (1978) e Leake et al.(1997).

6.5 – CLORITA

O clinocloro foi a única variedade de clorita entre as diversas populações observadas nas rochas do depósito Visconde (**Fig. 6.5**).

Nos granitoides albitizados, cuja cloritização está relacionada à parcial substituição da albita e K-feldspato, a clorita é composicionalmente pouco variável, com X_{Fe} entre 0,46 e 0,47, ^{iv}Al entre 2,20 e 2,25 e número de átomos de $Si_{(a.f.u)}$ que variaram de 5,7 a 5,8.

Mostram, ainda, teores de Cl (0,20-0,25%) maiores que os de F (0,15-0,17%). Nas zonas ricas em biotita, a clorita apresenta valores de X_{Fe} ligeiramente menores (0,28- 0,29), assim como os valores de ^{iv}Al , entre 2,11 e 2,13_(a.f.u), número de átomos de $Si_{(a.f.u)}$ muito similares (5,5–5,9) e teores de Cl e F muito mais baixos (em geral, <0,10%).

Nos gabros/quartzo dioritos, a clorita decorre da alteração da escapolita e biotita, e mostra composição homogênea: X_{Fe} (0,18 a 0,23), ^{iv}Al (2,19-2,20) e $Si_{(a.f.u)}$ (5,80- 5,82), além de conteúdos de F e Cl inferiores a 0,1%.

Nas zonas de contato entre as rochas metavulcânicas félsicas e os granitoides, a clorita provém da substituição principalmente do plagioclásio, K-feldspato e quartzo ou ocorre em veios e vênulas. Nestes casos, a clorita apresenta também composição bem distinta: X_{Fe} (0,36-0,40), ^{iv}Al (2,31- 2,45), $Si_{(a.f.u)}$ (5,5-5,7), F < 0,2% e Cl < 0,1%.

Com base no diagrama 2 da **figura 6.5**, é a variedade Fe-clinoclora a clorita dos granitoides e das zonas de contato rocha vulcânica/gabro e clinoclora a que ocorre nos gabros/quartzo–dioritos.

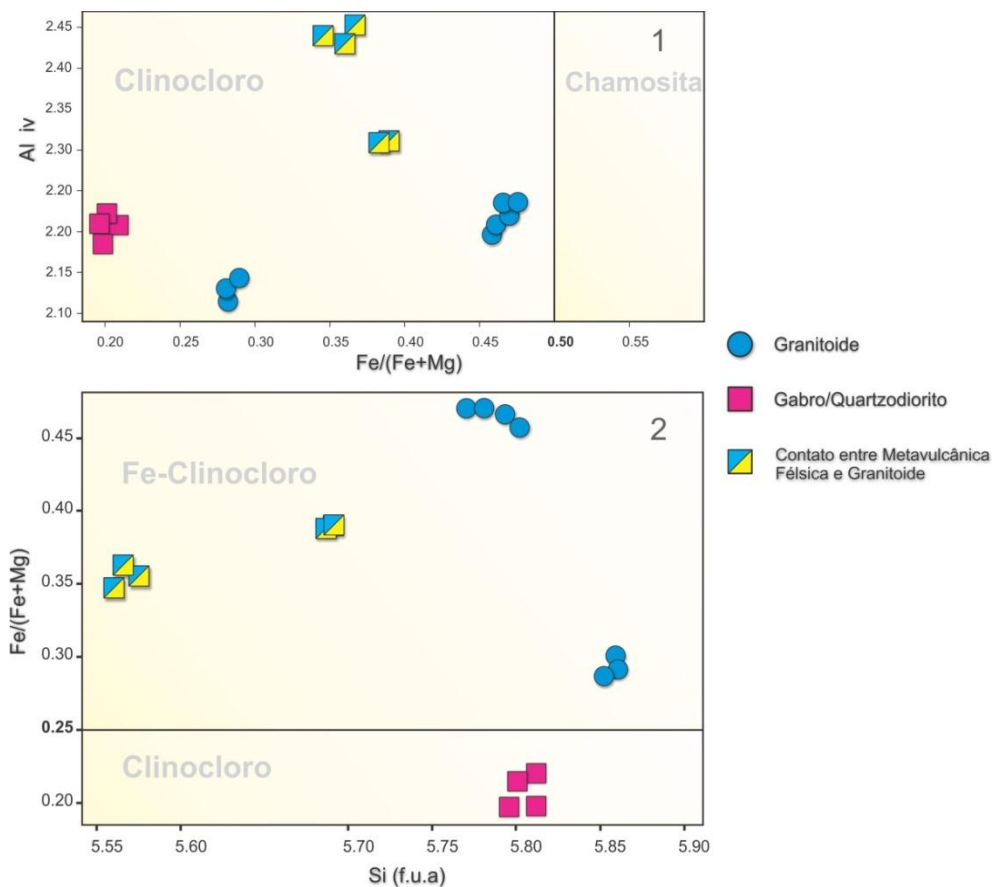


Figura 6.5: Classificação da clorita presente em granitoides, gabros/quartzo dioritos e em zonas de contato entre rochas metavulcânicas félsicas e gabros. (1) Os dados analíticos indicam tratar-se de clinoclora. (2) A clorita dos gabros/quartzo dioritos corresponde à variedade clinoclora, enquanto as das demais rochas correspondem a Fe-clinoclora.

Fontes: (1) Bayliss (1975) e (2) Bailey (1988).

- Geotermômetro da Clorita

As temperaturas de formação das variedades de clorita analisadas (**Tab. 6.5**) foram estimadas de acordo com as equações de Cathelineau (1988) e Kranidiotis & MacLean (1987) e apontam pelo menos três intervalos termais distintos.

O intervalo de mais alta temperatura (300 a 322°C – médias de T1) está relacionado à corrosão de plagioclásio, K-feldspato e quartzo, observados geralmente em zonas de contato entre rochas metavulcânicas félsicas e granitoides. Esses minerais estão contidos na massa cristalina e em vênulas, e a mineralização associada refere-se à calcopirita presente em veios com apatita e hematita com hábito especular.

Outro intervalo (T2) abrange temperaturas entre 287 a 295°C (médias de T2) tem a ver com a cloritização que afetou cristais de K-feldspato e plagioclásio, previamente sericitizados, além do quartzo, presentes em zonas albitizadas dos granitoides.

O terceiro intervalo (265 a 286 °C, médias de T3) corresponde à cloritização que se superpôs a zonas biotitizadas tanto dos granitoides quanto nos gabros/quartzo dioritos, nas quais se observa calcopirita disseminada. A clorita substituiu preferencialmente a escapolita, actinolita e biotita.

Tabela 6.5: Temperaturas de formação da clorita presente em rochas do depósito Visconde que foram obtidas com o geotermômetro da clorita e respectivas equações utilizadas. *DM = depósito mineral.

		Cathelineau (1988)	Kranidiotis & MacLean (1987)
Local		Los Azufre, Sistema Hidrotermal. México.	DM* de sulfeto maciço, Phelps Dodge. Canadá.
Tipo de Rocha		Meta-andesitos	Riodacito
Equação		$T (^{\circ}\text{C}) = 321,98 \cdot \text{ivAl} - 61,92$	$T (^{\circ}\text{C}) = 106 \cdot \text{ivAl}_{(\text{cor})} + 18$
n° de átomos de oxigênio da fórmula estrutural		14	28
Correção do ^{iv}Al		–	$\text{ivAl}_{(\text{cor})} = \text{ivAl} + 0,7 \cdot [\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$
Dados DM* Visconde	Intervalo 1(T°C)	291 → 303, média = 300	309 → 330, média = 322
	Intervalo 2(T°C)	285 → 290, média = 287	292 → 298, média = 295
	Intervalo 3(T°C)	263 → 266, média = 265	278 → 292, média = 286

6.6 – TURMALINA

A turmalina é fase tardia nas associações hidrotermais do depósito Visconde, que ocorre **1)** em substituição principalmente ao plagioclásio de granitoides escapolitizados e de gabros/quartzo dioritos, **2)** em zonas de cisalhamento que marcam contatos entre gabros/quartzo dioritos e rochas metavulcânicas félsicas e **3)** na massa cristalina de granitoides como mineral neoformado. Independentemente do modo de ocorrência, trata-se de turmalina com composição uvo–dravítica (**Fig. 6.6.1 – 1; 2**), sendo CaO e Na₂O os componentes que mostram as maiores variações.

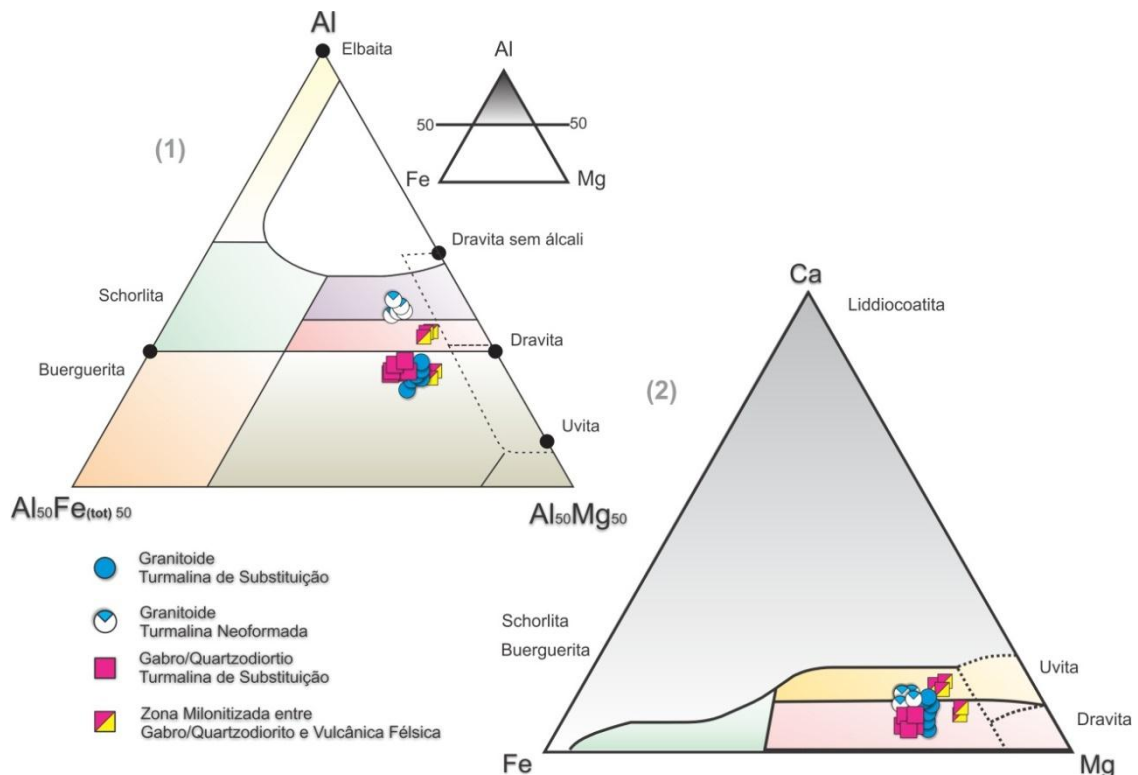


Figura 6.6.1: Variação composicional das turmalinas presentes em rochas do depósito Visconde, em termos de Al-Fe-Mg (1) e Ca-Fe-Mg (2). Obs: Retirados os campos que denotam proveniência do mineral.

Fonte: Henry & Guidotti (1985)

Como produto de substituição de oligoclásio, as turmalinas analisadas mostraram, para o granitoide, valores de Fe_(a.f.u) que varia de 0,7 a 1,0, Mg_(a.f.u) entre 5,5 e 6,3 e Al_(a.f.u) que oscila entre 5,5 e 6,2. Este mineral apresenta em geral enriquecimento de CaO (média núcleo – 2,0%; média borda – 0,5%) em porções centrais dos cristais e que evoluem com o enriquecimento de Na₂O (média núcleo 1,7%; média borda – 2,0) em detrimento da perda de CaO, além de F entre 0,1–0,7% com notável empobrecimento para as bordas.

Diferentemente, turmalinas de substituição em gabro–diorito apresentam teores de Na₂O maiores que CaO (2,3–2,5% e 0,7–0,8%, respectivamente), além de pouco variáveis

entre núcleo e borda. Este mineral é assinalado por $Fe_{(a.f.u)} = 0,9-1,0$, $Mg_{(a.f.u)} = 2,1-2,2$ e $X_{Al} = 5,6-5,7$, além de teores de $F_{(\% \text{ em peso})}$ notável variação entre 0,4 e 0,8%.

Como turmalina neoformada em granitoide, a fase mineral analisada apresenta enriquecimento em Na_2O , com valores em torno de 2,0% ($Na_{(a.f.u)}$ em média igual a 0,8,) e concentração relativamente elevadas de $Al_{(a.f.u)}$ (em média iguais a 6,2), além de teores de $F_{(\% \text{ em peso})}$ muito baixos, menores que 0,1%. Em zonas milonitizadas, já previamente descritas e que marcam os contatos entre gabro–diorito e metavulcânica, as turmalinas analisadas mostraram teores equiparáveis de CaO e Na_2O (1,4–2,6% e 2,0–1,5%, respectivamente), com $Mg_{(a.f.u)} = 2,3-2,4$, $X_{Fe} = 0,5-0,7$ e $Al_{(a.f.u)} = 5,5-6,0$, com $F_{(\% \text{ em peso})}$ baixo, entre 0,1–0,2%. A tabela a seguir (**Tab. 6.6**) sumariza estas variações.

Tabela 6.6: Tendência composicional das turmalinas analisadas.

	Substituição ao Plagioclásio		Turmalina Neoformada	Zona milonitizada
	Granitoide	Máficas		
X_{Mg}	↑	↓	↓	↑
Ca	↑	↓	↑	↓
Al	↓	↓	↑	↕
CaO (% peso)	0,5 – 2,2	0,7 – 0,8	0,5 – 1,2	1,5 – 2,6
Na ₂ O (% peso)	1,7 – 2,1	2,3 – 2,5	2,0 – 2,2	1,5 – 2,0

Turmalinas que substituíram o plagioclásio em rocha máfica são mais condicionadas pelo fluido, mais sódicas, entretanto, as de substituição em granitoides e as neoformadas, mostram, além de maior variação composicional, sobreposição nos teores de CaO e Na_2O , assim como visto na **figura 6.6.2**.

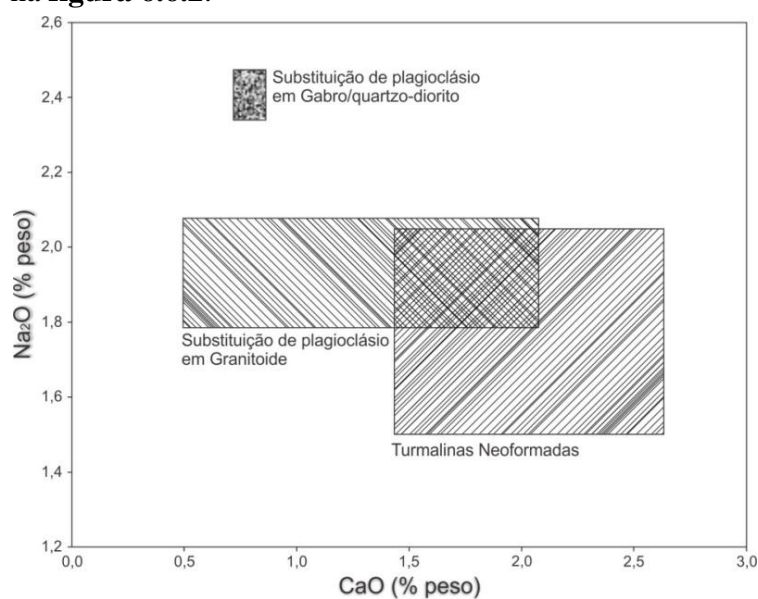


Figura 6.6.2: Campos de variação composicional no diagrama CaO x Na_2O (% em peso) para as turmalinas analisadas.

7. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

Foram analisadas 20 amostras, seis a sete de cada um dos três principais litotipos que ocorrem no depósito Visconde, a saber, granitoides, gabros/quartzodioritos e rochas metavulcânicas félsicas, todas alteradas hidrotermalmente, além de brecha sulfetada, que compõe o minério no depósito Visconde. Os resultados estão apresentados no **Anexo 7**.

7.1 – ROCHAS GRANITOIDES

Nestas rochas, os componentes com teores mais elevados são SiO_2 (67,6 a 76,3 %), Al_2O_3 (10,4 e 13,0%) e $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (2,0 a 6,7%), seguidos de CaO (1 a 6,5%), Na_2O (0,4 a 5,2%) e K_2O (0,1 e 2,6%). As razões de $\text{Fe}_{o(t)}/(\text{Fe}_{o(t)}+\text{MgO})$ acusam valores entre 0,5 e 0,8, com média de 0,7.

A razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ varia de 0,2 a 5,0. Quando acima de 2,0, refere-se às amostras que foram albitizadas e, abaixo da unidade, denuncia amostras marcadas pela formação de K-feldspato e biotita hidrotermais.

O aumento do teor de K_2O em relação aos demais álcalis é observado principalmente em amostras que foram biotitizadas. Há, concomitantemente, sensível aumento nos teores de Fe_2O_3 (>3,0%) e Rb, que praticamente duplicam, e diminuição nos de Ba (<120 ppm).

As concentrações de CaO refletem as quantidades de plagioclásio e tremolita-actinolita ou, localmente, as de epidoto, mas também os efeitos da carbonatação.

Na amostra cloritizada, os conteúdos de Fe_2O_3 e MgO se elevam, enquanto que diminuem os de K_2O (<1,8%), Al_2O_3 (<11,7 %), Rb (<40 ppm) e Ba (<240 ppm).

No cômputo geral, os granitoides amostrados, exceto nas porções menos alteradas (VSD-37-02/37), revelam evidências de terem sido submetidos à albitização e, secundariamente, à escapolitização, epidotização e actinolização, seguido por K-feldspatização e biotitização, e mais tardiamente, por carbonatação. Estas constatações podem ser visualizadas em diagramas ternários (**Fig. 7.1.1**) em que as relações entre os álcalis, Fe_2O_3 e MgO são apresentadas.

Em que pesem os processos metassomáticos, as análises revelam que o caráter granítico foi preservado, sendo possível classificá-las como apogranitoides, cujos protólitos são inferidos entre sienogranito e granodiorito. Em relação à amostra menos alterada (círculo verde – VSD-37 – 02/37), a composição trondhjemítica (**Fig. 7.1.2 – 3**) é influenciada pelo processo de albitização e as demais amostras, estão deslocadas em direção ao vértice Or (composição granítica) por conta dos metassomatismos sódico seguido de potássico que as

afetaram. O comportamento da amostra marcada por círculo laranja (VSD- 37 –10/37) é distinto e reflete os efeitos de biotitização e carbonatação.

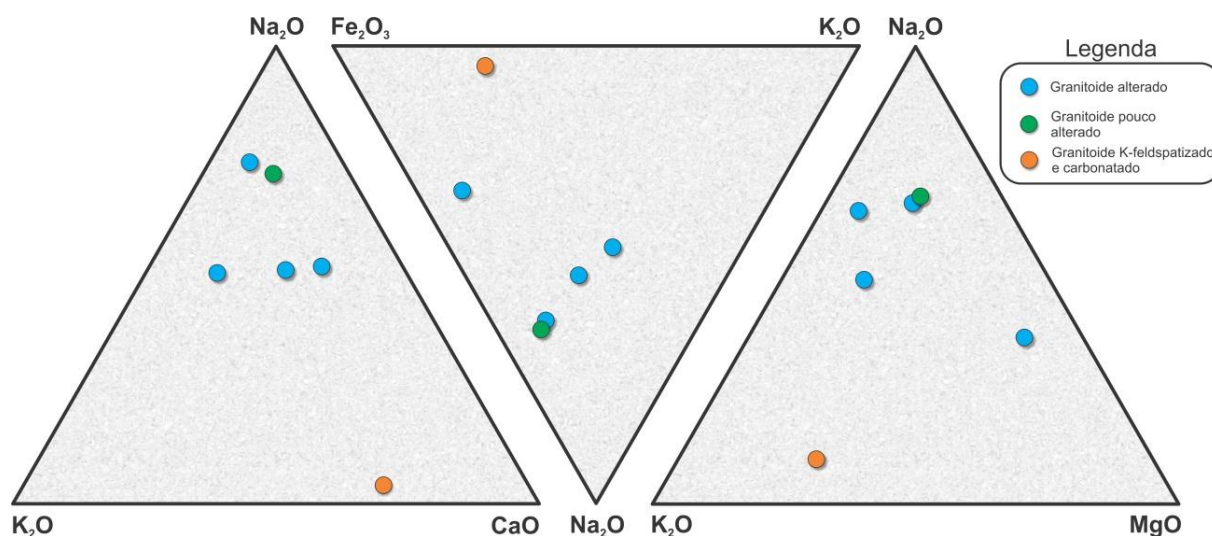


Figura 7.1.1: Diagramas triangulares $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (1), $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (2) e $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ (3) com a distribuição das amostras de granitoide. O círculo verde representa amostra menos alterada (VSD-37 – 02/37).

No diagrama normativo Ab–Qz–Or (**Fig. 7.1.2 –1**), as amostras, exceto uma (amostra K-feldspatizada e carbonatada), ocupam área mais próxima do lado Ab–Qz, denunciando em grande parte a albitização do feldspato potássico (formação da albita com textura de tabuleiro de xadrez). Como a silicificação é muito discreta, o quartzo deve ser majoritariamente de origem ígnea.

A concentração total dos elementos terras raras (ETR) varia de 22,7 a 145,2 ppm (média de 78,0 ppm) e seu padrão de distribuição, quando normalizados ao condrito (**Fig. 7.1.2**), mostra fraco a moderado fracionamento dos ETR leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP), estes últimos dispendo-se sub-horizontalmente. As razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ variam de 4,5 a 18,7 e são registradas anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,25$ a 2,0), salvo em uma amostra cloritizada (VSD-37 –11/37) em que é negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,41$).

As amostras submetidas à albitização, escapolitização, actinolização e epidotização são as mais enriquecidas em ETRL e, portanto, as que forneceram as maiores razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$. São nelas que também são detectadas as maiores anomalias positivas de Eu, o que é certamente expressão da abundância do plagioclásio presente. Ao contrário, a amostra cloritizada é responsável pela anomalia negativa do Eu (plagioclásio mais escasso) e a menos enriquecida em ETRL, daí ter apresentado $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre os menores valores, ou seja, 5,7.

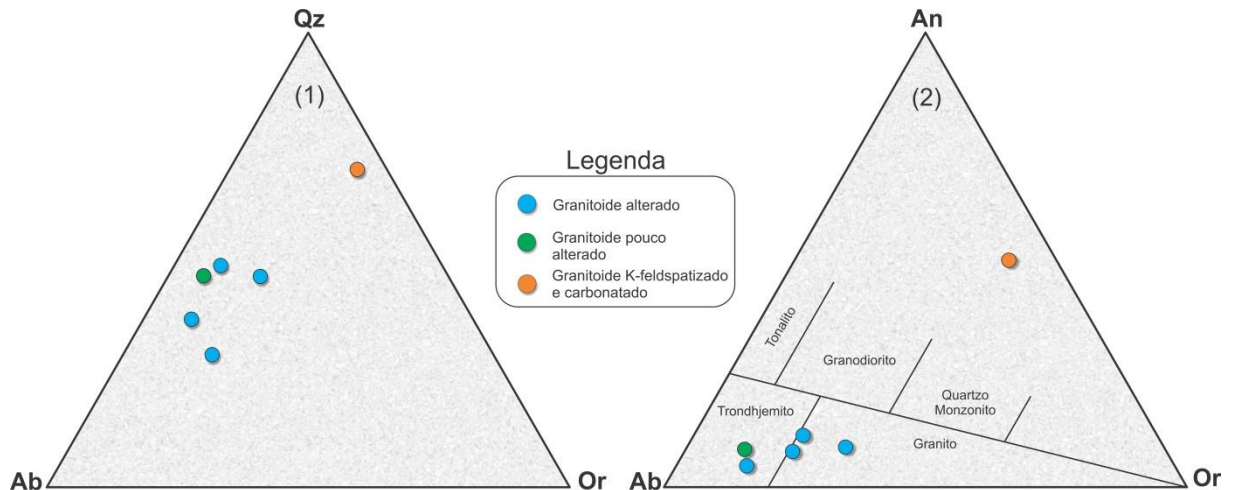


Figura 7.1.2: Caracterização geoquímica de apogranitoides do depósito Visconde: (1) Diagrama ternário Ab–Qz–Or normativo que posiciona a maioria das amostras próximo do lado Qz–Ab devido à albitização do feldspato alcalino; (2) Diagrama Ab–An–Or normativo no qual a maioria das amostras se distribui nos campos dos granitos e trondhjemitos. Círculo verde: amostra menos alterada; círculo laranja: amostra biotitizada e carbonatada; círculo azul: demais amostras com diferentes graus de alteração sódico-cálcica e potássica.

Fontes: (2) O'Connor (1965).

Os padrões dos ETR observados nos granitoides do depósito Visconde são similares aos dos granitoides do depósito Sossego (Souza, 2007) e da área de Serra Dourada (Souza, 2007), os quais são mais enriquecidos nos ETRL, moderadamente fracionados e com anomalias de Eu variáveis, mas com tendência positiva (**Fig. 7.1.4**).

Normalizados ao condrito de Thompson (1982), os elementos traços revelam comportamento similar ao da crosta continental superior (**Fig. 7.1.5**), com enriquecimento em Ba, Rb e Th e empobrecimento em P, Ti, Y, Tm e Yb (Weaver & Tarney, 1984). Os granitoides são também marcados por baixas concentrações de Y (6-39 ppm), Zr (57-115 ppm), Nb (4-10 ppm) e Ga (12-30 ppm). Nas amostras de granitoides com sulfeto disseminado, constata-se leve enriquecimento em P, Ta, Y, Tm e Yb, cujo aporte é atribuído aos fluidos mineralizantes a partir dos quais a apatita precipitou.

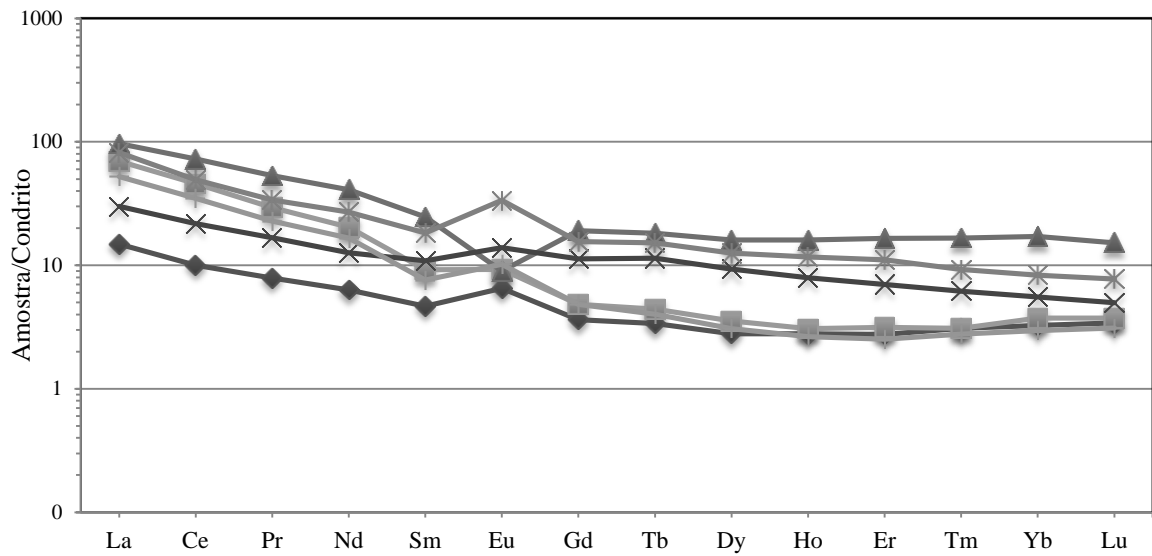


Figura 7.1.3: Padrão de distribuição dos ETR dos apogranitoides do depósito Visconde, normalizados em relação ao condrito de Boynton (1984).

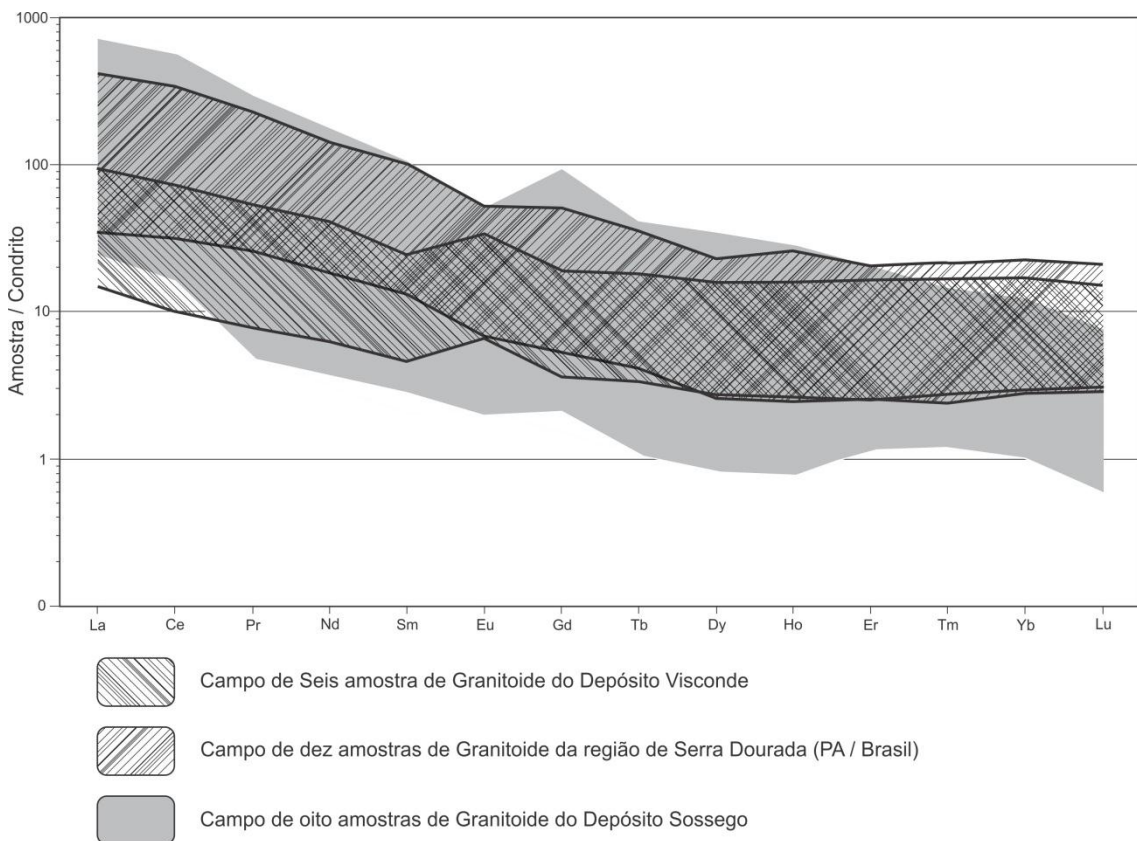


Figura 7.1.4 – Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR entre amostras de granitoides do depósito Sossego (Souza, 2007), região de Serra Dourada (Souza, 2007), depósito Visconde (este trabalho).

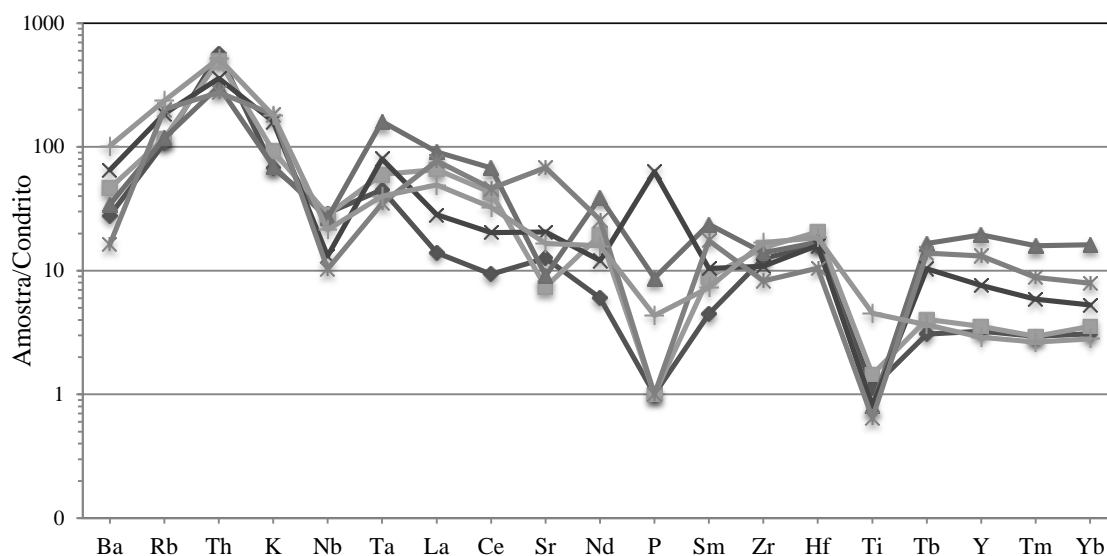


Figura 7.1.5: Padrão de distribuição dos elementos traços de amostras de apogranitoides do depósito Visconde em relação ao condritoto de Thompson (1982).

7.2 – GABROS/QUARTZO DIORITOS

Devido à alteração hidrotermal, os resultados das análises químicas das amostras de gabros/quartzo dioritos certamente não mais representam as suas composições originais. As esperadas perdas e ganhos de componentes, porém, parecem não ter sido suficientes para deixar de se reconhecer que se trata de rochas máficas, no caso, muito provavelmente gabros e quartzodioritos, para o que concorrem os teores de SiO_2 (44,9 a 52,3%), Al_2O_3 (11,7 a 15,4%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (11,8 a 21,1%), MgO (4,1 a 13,1%), CaO (0,98 a 8,0%) e Na_2O (1,6 a 2,8%). Os elevados conteúdos de Ni (>300 ppm), Cr (>200 ppm) e Co (\approx 100 ppm) corroboram a natureza máfica dessas rochas. A amostra VSD-35 – 04/35 é a menos alterada e nela feições subofíticas primárias ainda estão preservadas.

As amostras com evidências de moderada a forte alteração, onde a Mg-hornblenda é amplamente substituída por tremolita-actinolita e o plagioclásio por escapolita, apresentam as mais elevadas concentrações de CaO (até 8,0%) e Na_2O (até 2,8%), bem como teores médios de MgO e Fe_2O_3 de 6,6% e 16,2%, respectivamente. Nas amostras afetadas por forte biotitização, em que tremolita-actinolita, plagioclásio e escapolita foram, em grande parte consumidos, constatam-se aumento nos conteúdos de K_2O (5,0 a 7,3%) e MgO (7,2 a 13,1%), e diminuição nos de CaO (1,0 a 2,5%) e Na_2O (1,6 a 2,0%).

A precipitação de óxido de ferro hidrotermal ocorreu mais vigorosamente junto às zonas afetadas por anfibolitização (formação de tremolita/actinolita) e biotitização, onde as amostras correspondentes são caracterizadas por enriquecimento em Fe_2O_3 (14,9 – 21,0%) e

TiO₂ (1,0 – 2,6%) e empobrecimento em MgO (≈ 3%). Nas amostras, minerais tais como magnetita, ilmenita e hematita estão em associação a sulfetos e, nelas, o teor de Au alcança até 350 ppb.

No depósito, as rochas máficas foram as que receberam o maior aporte de potássio. É evidente, nos diagramas ternários (**Fig. 7.2.1**), o enriquecimento de K₂O frente aos demais álcalis, exceto nas amostras actinolitizadas, cujo teor de CaO é particularmente elevado. As escapolitizações são marcadas em parte, pelo menos em termos de concentração de elementos maiores, pela substituição parcial a total de escapolita marialítica pela biotita (**Fig. 5.2.1 – f, j**).

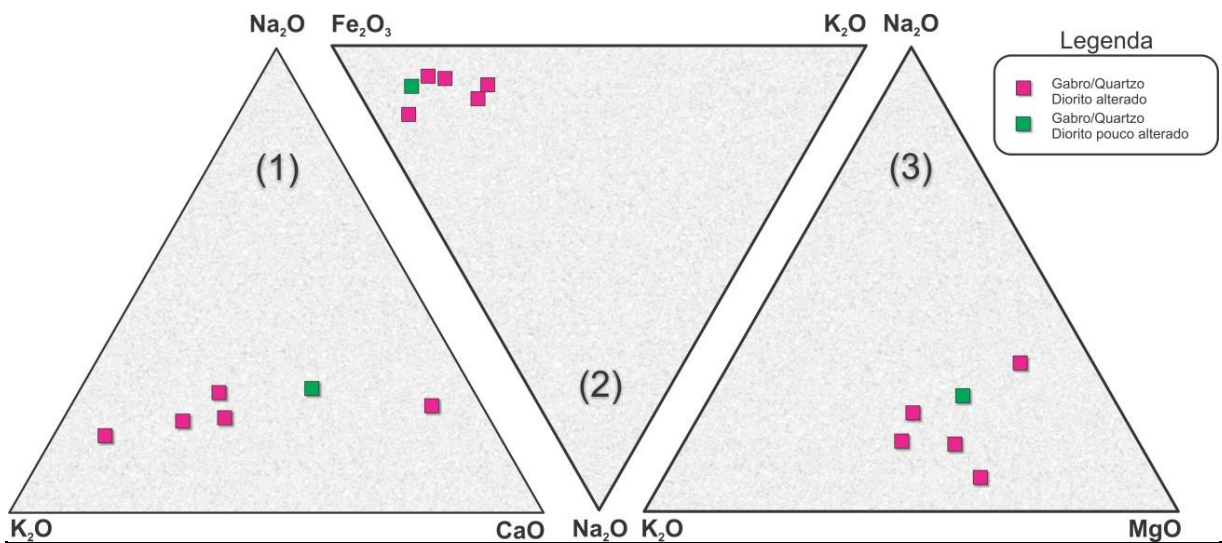


Figura 7.2.1: Diagramas triangulares Na₂O-K₂O-CaO (1), Fe₂O₃-K₂O-Na₂O (2) e Na₂O-K₂O-MgO (3) com a distribuição das amostras de gabro/quartzodiorito. O quadrado verde representa a amostra menos alterada (VISD-35 – 04/35).

No diagrama R1–R2 (**Fig. 7.2.2**), a amostra menos alterada se posiciona no campo dos gabros-dioritos. As demais estão deslocadas para a esquerda, em direção aos campos dos termos mais félsicos, modificadas que foram quimicamente pela entrada, sobretudo, de K₂O e Na₂O.

A abundância dos ETR é variável (29,1 a 270,5 ppm). As amostras mais enriquecidas nestes elementos são as que foram escapolitizadas, anfibolitizadas e albitizadas, enquanto as mais empobrecidas estão relacionadas à biotitização. O padrão de distribuição, normalizados ao condrito (**Fig. 7.2.3**), revela moderado a alto fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, com valores de (La/Yb)_N entre 3,1 e 9,6. O grau de substituição da Mg-hornblenda pela tremolita-actinolita ou biotita determina o maior ou menor fracionamento do ETRI e ETRP.

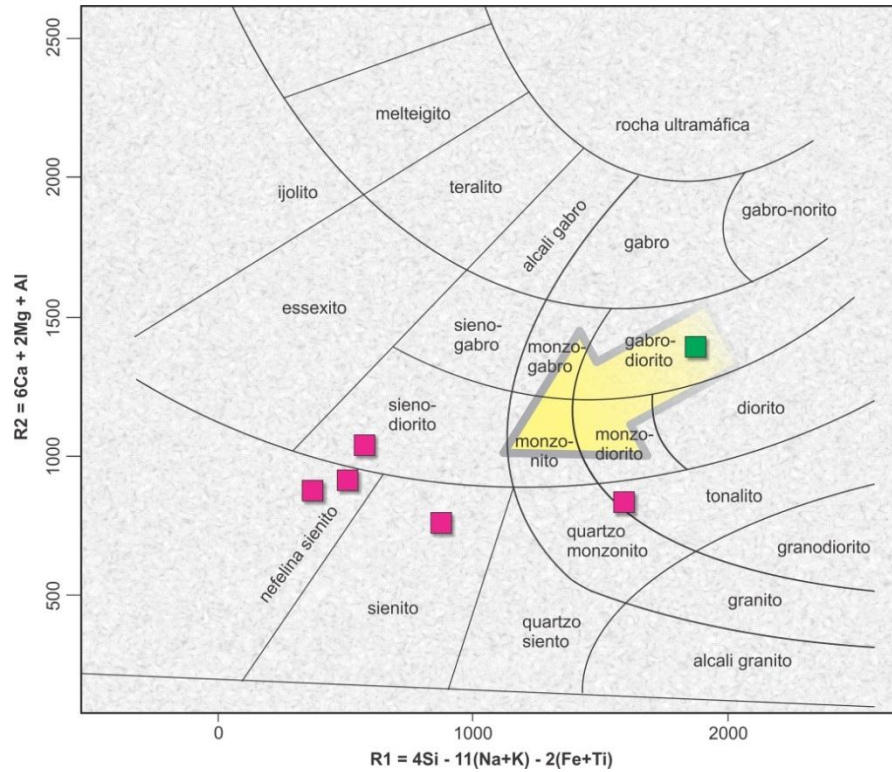


Figura 7.2.2: Distribuição das amostras de gabro/quartzo diorito no diagrama R1 – R2 (de la Roche *et al.*, 1980). Mesma simbologia da figura anterior. A seta amarela indica a tendência de perdas ou ganhos de elementos maiores frente à alteração hidrotermal.

As anomalias de Eu são fracas (0,6 a 1,5), sendo positivas nas amostras actinolitizadas e negativas naquelas em que escapolita e/ou biotita são abundantes.

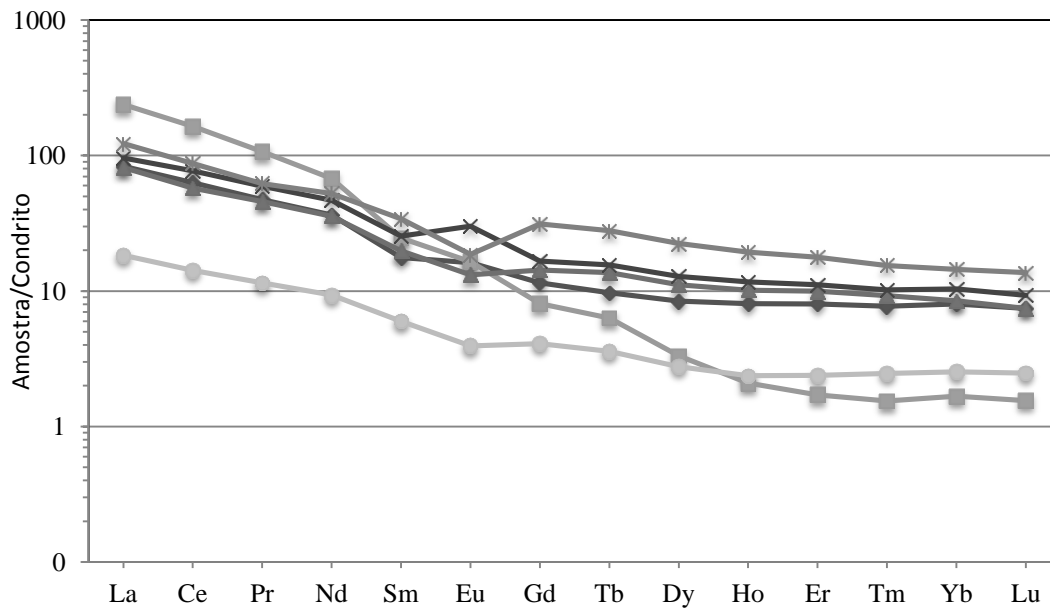


Figura 7.2.3: Padrão de distribuição dos ETR de amostras de gabros/quartzo dioritos do depósito Visconde, normalizadas ao condrito de Boynton (1984).

Nos gabros/quartzodioritos, amostras que evidenciam a formação de biotita e tremolita-actinolita à custa da Mg-hornblenda são acompanhadas pelo enriquecimento em geral de ETR, com leve enriquecimento de ETR intermediários e pesados, comportamento que, em parte, é observado nos gabros da região de Serra Dourada e do depósito Sossego (Souza, 2007) (**Fig. 7.2.4**). As amostras de gabro/quartzodiorito mineralizadas apresentam menores proporções de ETR em relação a seus congêneres da área da Serra Dourada e depósito Sossego, principalmente no que concerne aos ETR pesados.

A distribuição dos elementos traços normalizados ao condrito de Thompson (1982) (**Fig. 7.2.5**) mostra enriquecimento de Ba, Rb, Th e, notadamente de K, comportamento este similar ao da crosta continental (Weaver & Tarney, 1984). Houve também, para a amostra com maior teor de calcopirita, relativo enriquecimento em P.

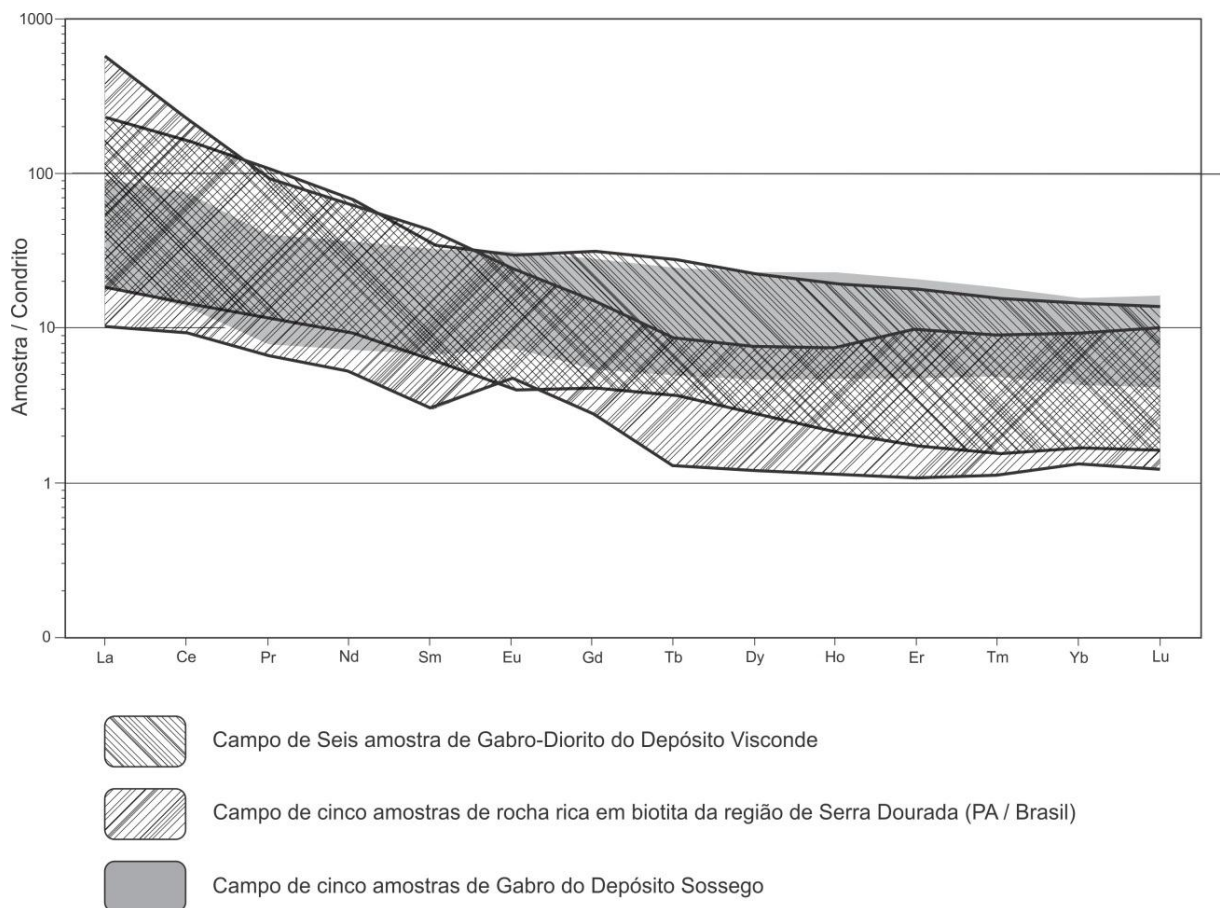


Figura 7.2.4: Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Boyton (1984) entre de amostras de gabro do depósito Visconde (este trabalho), da região de Serra Dourada e do depósito Sossego (Souza, 2007).

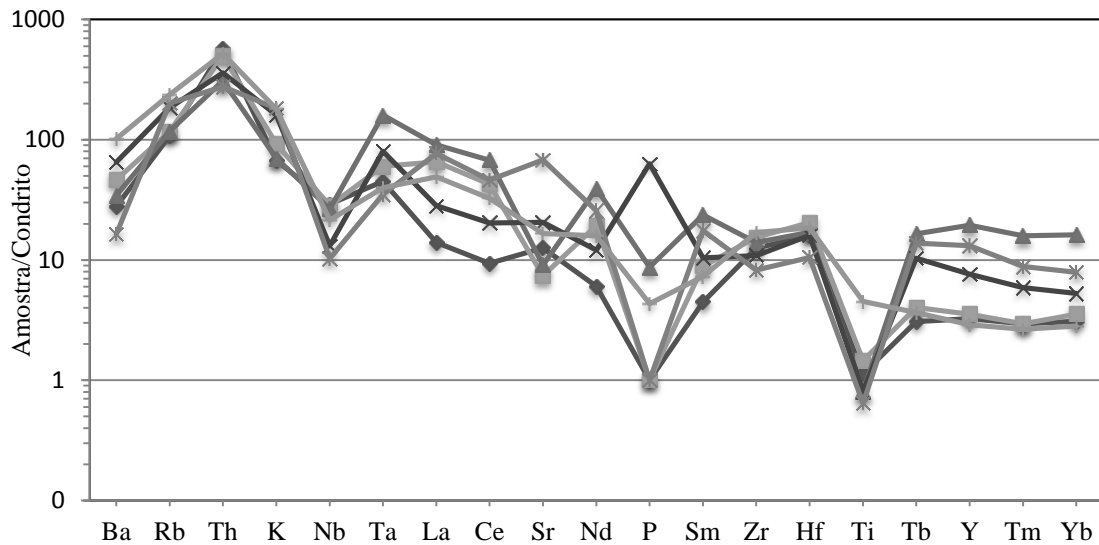


Figura 7.2.5: Padrão de distribuição dos elementos traços normalizados ao condrito de Thompson (1982) para as rochas gabroicas do depósito Visconde.

7.3 – ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS

As amostras de rocha metavulcânica félsica são particularmente caracterizadas por considerável variação nos teores de SiO_2 (54,8 a 71,3%, média de 65,5%), Al_2O_3 (9,8 a 16,9%, média de 14%) e Fe_2O_3 (1,7 a 12,0%, com média de 5,8%). A soma dos álcalis é comparável àquela dos granitoides com variação de 5 a 12,4% (média de 8,5%), com destaque para maiores proporções de Na_2O e CaO comparativamente às de K_2O .

Os mais altos valores da razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (2,0 a 4,3) são registrados para amostras que exibiram diferentes graus de albitização, escapolitização, epidotização e/ou carbonatação, cabendo os menores valores (<2,0) às amostras biotitizadas, especialmente aquelas em zona de contato com gabro/quartzo diorito, onde é menor que a unidade.

Nas amostras, a presença de albita, escapolita e epidoto também é assinalada pelo aumento no teor de Ba (>500 ppm) e Rb (>140 ppm), além de anomalia positiva de Eu. Quando houve prevalência de microclina como principal feldspato, os valores de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ficaram entre 1,5 e 1,0, além das quantidades de Ba, Rb e Sr serem observadas acima da média para essas rochas (411, 99 e 196 ppm, respectivamente).

A amostra cloritizada é caracterizada pela diminuição nas proporções de K_2O (> 1%), Ba e Sr, e pelo relativo aumento de Fe_2O_3 (12,0%) e MgO (3,8%) face aos valores médios (5,9% e 2,4%, respectivamente). A amostra com actinolização local é marcada por enriquecimento pronunciado de CaO (8,5%) e MgO (5,0%) e leve aumento nos teores de TiO_2 e V (0,8% e 200 ppm, respectivamente), além de enriquecimento em ETR intermediários. Os

diagramas ternários da **figura 7.3.1** permitem visualizar as concentrações dos elementos maiores para cada amostra analisada.

Como demonstram os diagramas da **figura 7.3.2**, a composição desta rocha é em geral riódacítica, o que é corroborado pelos baixos teores médios de Ni (101 ppm), Co (37 ppm) e Cr (<100 ppm). O espalhamento das amostras deve-se aos processos metassomáticos (aporte de Na_2O , CaO , K_2O , SiO_2 e Fe_2O_3).

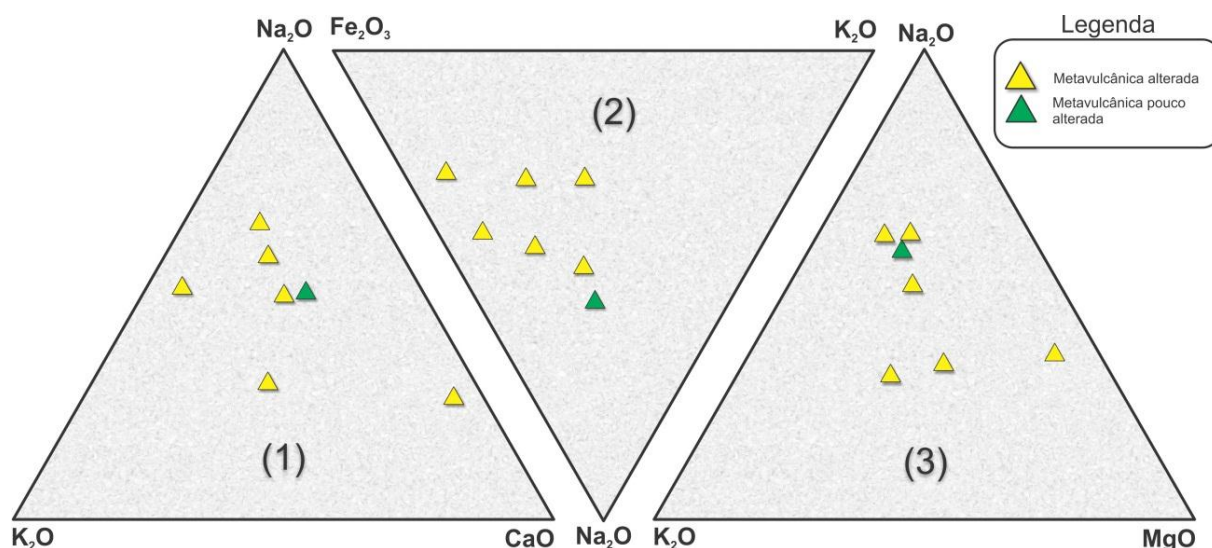


Figura.7.3.1: Diagramas triangulares Na_2O - K_2O - CaO (1), Fe_2O_3 - K_2O - Na_2O (2) e Na_2O - K_2O - MgO (3) com a distribuição das amostras de rocha vulcânica. Triângulo verde = amostra menos alterada (VISD – 35 – 18/35).

A soma dos ETR varia de 28 a 281 ppm com os menores valores relacionados às amostras mineralizadas ($\text{Cu} > 1\%$) e os maiores às amostras afetadas pela formação de K-feldspato e secundariamente por albitização, anfibolitização e epidotização.

A distribuição dos ETR normalizados ao condrito de Boynton (1984) (**Fig. 7.3.3**) mostra enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, dado pelas razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 3,6 e 14,2, que são similares às determinadas para os granitoides. Valores de ETR acima da média (9,6 ppm) referem-se a zonas albitizadas e escapolitizadas. As anomalias de Eu são fracas a moderadas (0,8 a 2,1), cabendo os valores positivos ($>1,2$) às zonas com albita, actinolita, epidoto e escapolita hidrotermais, enquanto os negativos (0,8 a 0,9) às zonas cloritizadas.

Comparativamente às rochas metavulcânicas félsicas do depósito Sossego, as do depósito Visconde são ligeiramente mais enriquecidas em ETRP (**Fig. 7.3.4**).

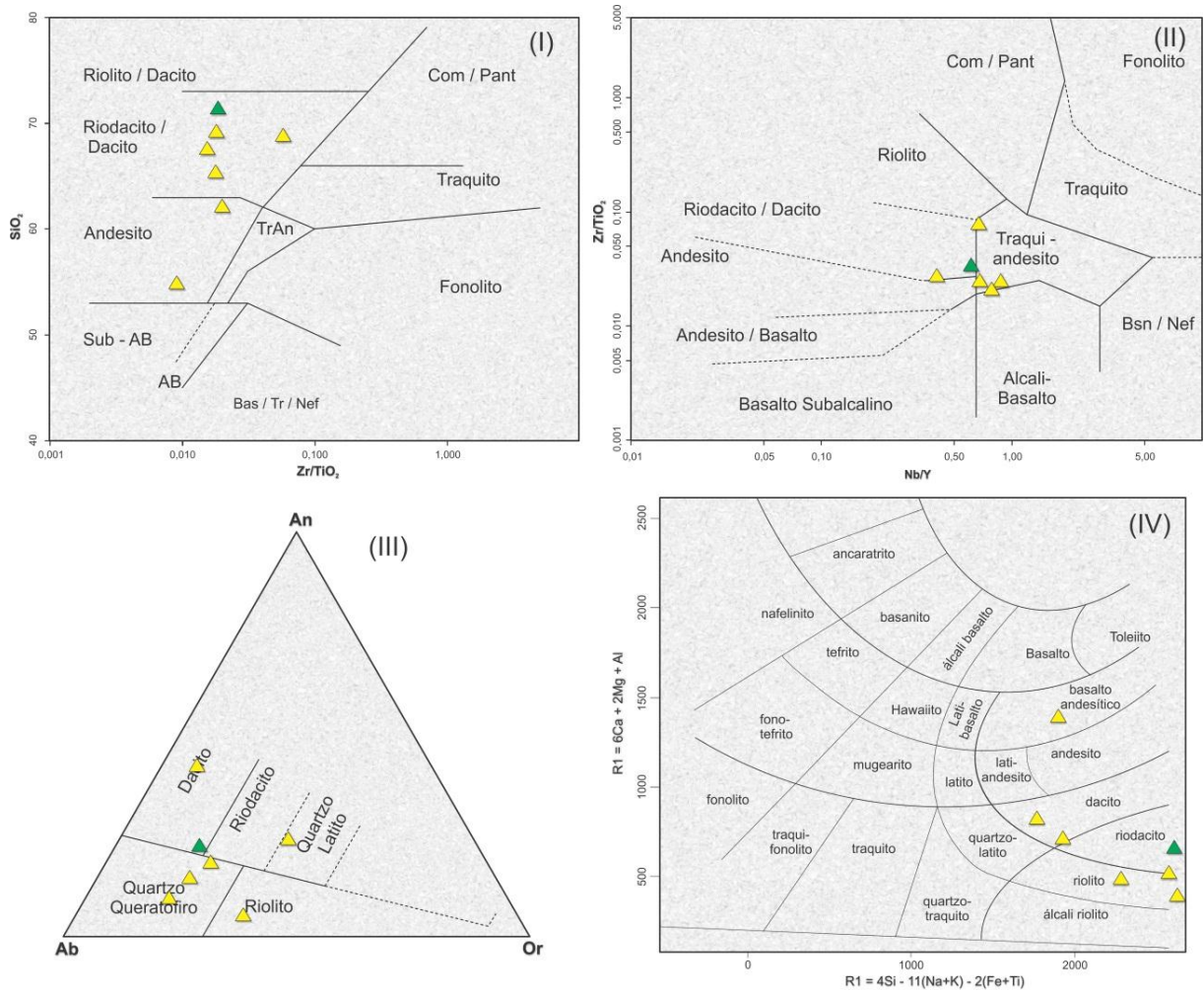


Figura 7.3.2: Distribuição das amostras de rocha vulcânica félsica em diagramas de classificação: **I)** $Zr/TiO_2 - SiO_2$ de (Winchester & Floyd, 1977); **II)** $Nb/Y - Zr/TiO_2$ (Winchester & Floyd, 1977); **III)** Ab–An–Or normativo (O'Connor, 1980) e; **IV)** R1–R2 (de la Roche *et al.*, 1980).

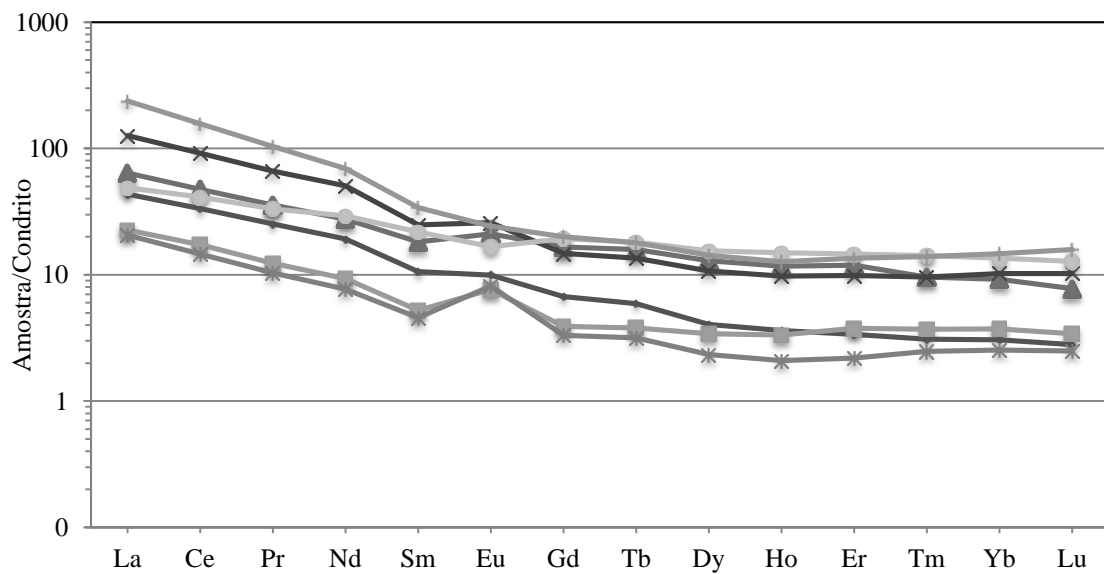


Figura 7.3.3: Padrão de distribuição dos ETR de amostras de rocha metavulcânica félsica do depósito Visconde normalizadas ao condrito de Boynton (1984).

A distribuição dos elementos traço nas rochas metavulcânicas félsicas (normalizados ao condrito de Thompson, 1982) (**Fig. 7.3.5**) mostra claro enriquecimento em K, Rb e Ba, associado à presença de K-feldspato e plagioclásio hidrotermal, P relacionado à presença de bolsões de apatita, La e Ce atribuídos à presença de alanita, e Zr e Hf relacionados à ocorrência de zircão em rochas vulcânicas félsicas.

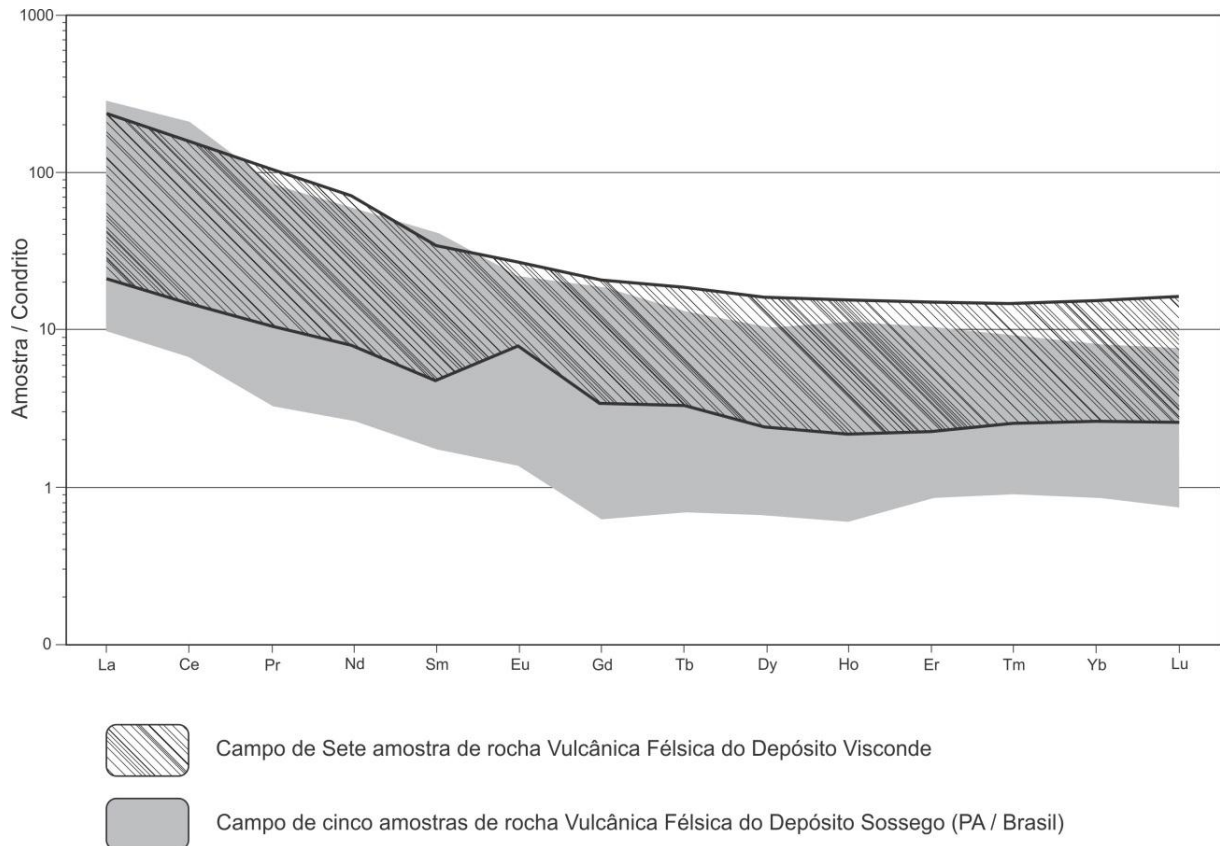


Figura 7.3.4: Comparação entre os padrões de distribuição de amostras de rocha metavulcânica félsica dos depósitos Visconde (este trabalho) e Sossego (Souza, 2007).

O processo de alteração hidrotermal impôs o enriquecimento de Ba, Rb e K em relação às rochas da crosta continental superior descritas por Weaver & Tarney (1984), assim como o empobrecimento de Ti, Y, Tm e Yb para porções mineralizadas.

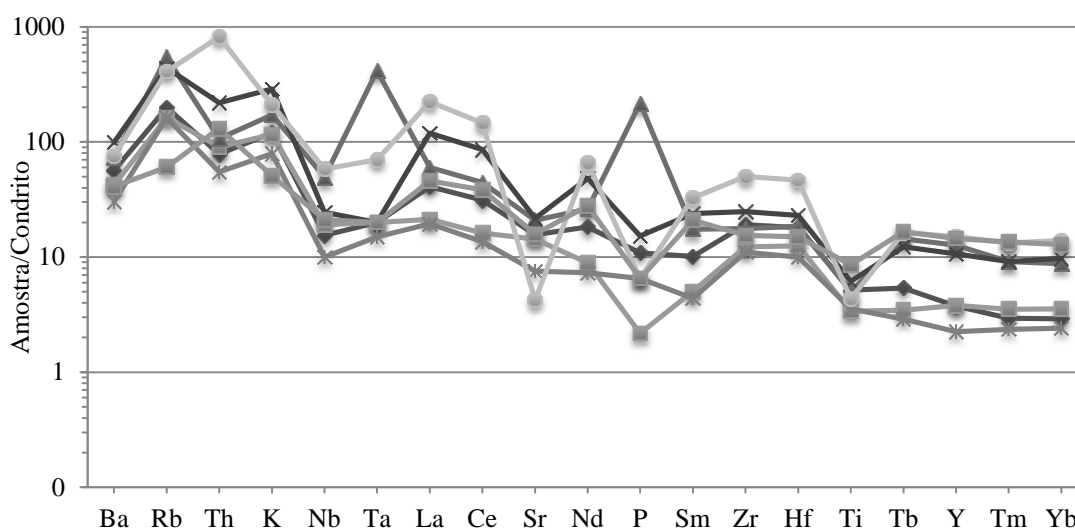


Figura 7.3.5: Distribuição dos elementos traços de amostras de rocha vulcânica félsica do depósito Visconde normalizadas ao condrito de Thompson (1972).

7.4 – BRECHA SULFETADA

Os dados petrográficos mostram que a brecha sulfetada é composta por fragmentos líticos e cristais neoformados envoltos em matriz dominada por calcopirita, bornita e pirita. A amostra representativa é dominada por Fe_2O_3 , com teor igual a 37,1%, seguido por concentrações menores de SiO_2 , CaO , P_2O_5 e MgO , cuja soma chega a 14,5%. Mineralogicamente os fragmentos líticos e neoformados são compostos por apatita, actinolita, magnetita, hematita e alanita.

A amostra apresenta elevado conteúdo de ETR (1031,1 ppm) com padrão de distribuição, normalizado ao condrito, marcado por alto fracionamento entre os ETR leves e pesados, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ igual a 21 e anomalia de Eu negativa (igual a 0,2). O enriquecimento de ETR leves relativamente aos ETRP observado nas amostras analisadas do depósito Visconde sugere uma homogeneização imposta pela alteração hidrotermal, embora as demais rochas (granitoide, gabro/quartzodiorito e metavulcânica félsica) apresentem baixos teores de ETR (22 a 280 ppm).

Em suma, amostras alteradas por Na, Ca e K, mostram maior conteúdo de ETR leves em relação aos pesados e anomalia de Eu positiva, enquanto os processos de cloritização e mineralização estão marcados nas amostras pela redução de fracionamento de ETR e ligeiro aumento no conteúdo de ETRP, além de anomalia negativa de Eu e concomitante enriquecimento em Y, Ni e Co.

No que concerne à brecha sulfetada, sugere-se que o enriquecimento em ETR leves e pesados pode ter relação com a presença de alanita e apatita (ETR leves) e o próprio sulfeto

(ETR pesados), visto que associado a este último, há concomitante enriquecimento de Ni, Zn, Y, Co e Se. Na **figura 7.4.1** ressalta-se a similar tendência de fracionamento entre ETR da brecha e das demais rochas analisadas do depósito Visconde.

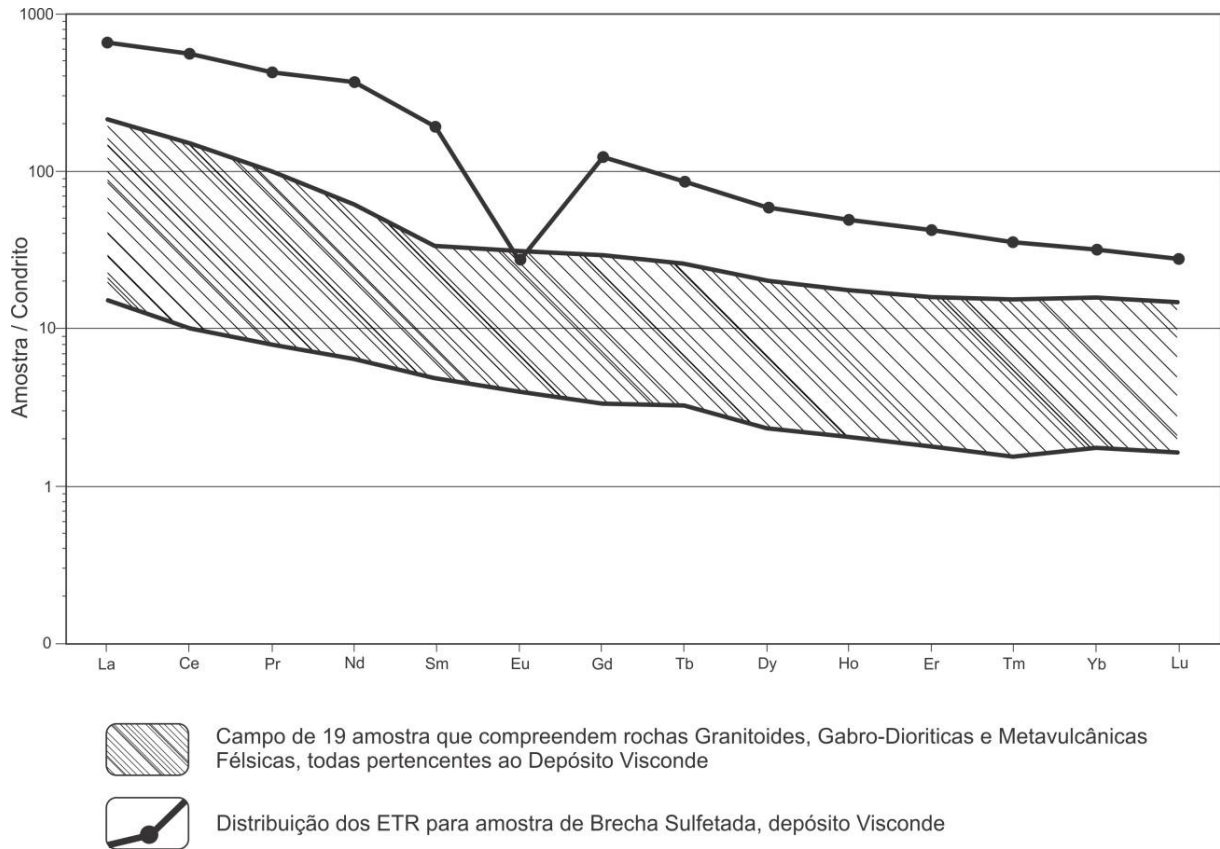


Figura 7.4.1: Distribuição dos ETR de amostras de brecha sulfetada e demais rochas analisadas do depósito Visconde, normalizadas ao condrito de Boynton (1984).

Para a brecha sulfetada, a distribuição de elementos traços normalizado ao condrito (**Fig. 7.4.2**), mostra notável enriquecimento em Nb, P, Tb e Y, além de elevadas concentrações de Ni (581 ppm), Co (390 ppm), Zn (71 ppm), Se (47 ppm) e Au (5 ppm). Por outro lado, a quase ausência de Ti indica que a magnetita presente nesta zona mineralizada é diferente daquela descrita nos gabro/quartzo dioritos, que apresenta localmente lamelas de exsolução de ilmenita.

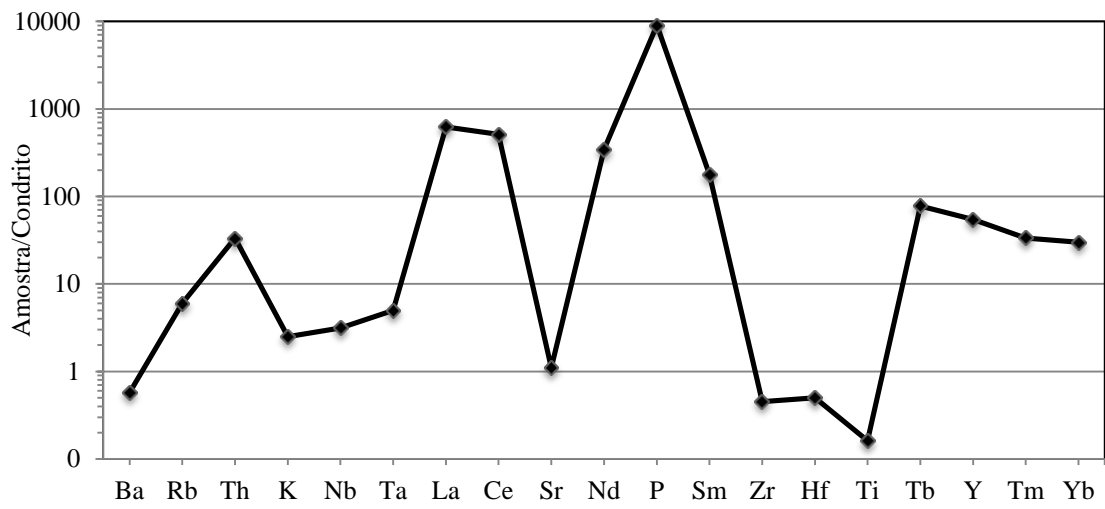


Figura 7.4.2: Distribuição dos elementos traços de amostras de brecha sulfeta do depósito Visconde normalizadas ao condrito de Thompson (1972).

8. ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS

8.1 – PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS (IF)

Nas amostras estudadas somente foram observadas inclusões fluidas aquosas, que foram mais facilmente reconhecidas em zonas isotrópicas a fracamente deformadas das rochas. Essas IF encontram-se aprisionadas em cristais de quartzo (granitoides), escapolita (rochas máficas), apatita (rochas vulcânicas félsicas) e calcita (brechas). O quartzo faz parte da massa granítica ou é constituinte de veios/vênulas, a escapolita está presente nas zonas biotitizadas, a apatita ocorre em bolsões e veios mono e poliminerálicos, e a calcita compõe a matriz de brechas.

Foram identificadas, na temperatura ambiente, IF monofásicas (L ou V), bifásicas (L + V), trifásicas (L + V + S) e polifásicas (L + V + S₁ + S₂), as quais se distribuem, por ordem de abundância, em:

1. Trilhas intragranulares mistas (Kerkhof & Hein, 2001), em que ocorrem inclusões trifásicas (5–15 µm) e bifásicas (2–10 µm) com grau de preenchimento entre 0,8 e 0,9, hospedadas em cristais de quartzo, escapolita e apatita;
2. Trilhas intergranulares, marcadas por inclusões bifásicas, com dimensões de 2 a 10 µm e grau de preenchimento pouco variável ($\approx 0,9$), comuns em todos os cristais hospedeiros;
3. IF polifásicas com dimensões de até 10 µm e grau de preenchimento em torno de 0,9, inclusões estas comuns em cristais de apatita e escapolita, e mais raramente em quartzo; os sólidos são representados por cristais de saturação (halita?) e capturados (hematita);
4. IF monofásicas, com dimensões entre 5 e 15 µm, restritas a cristais de calcita.

Com base em descrições petrográficas, as IF foram agrupadas em assembleias de inclusões fluidas (AIF). De acordo com Goldstein & Reynolds (1994), as AIF são descritas como grupos de inclusões fluidas aprisionadas há um mesmo tempo ou intervalo de tempo, o que implica ter o aprisionamento ocorrido sob as mesmas condições de PTX, representando um “evento do fluido” dentro da história do sistema hidrotermal.

Para a aplicação desse conceito, as inclusões devem satisfazer os seguintes pré-requisitos:

1. O fluido aprisionado é homogêneo;
2. As inclusões representam um sistema isocórico; e

3. Depois do aprisionamento, nada foi adicionado ou removido das inclusões e o volume da cavidade permaneceu constante.

8.1.1 – Inclusões fluidas em Cristais de Quartzo

As amostras estudadas provêm de granitoides albitizados, sericitizados ou fracamente biotitizados, em que se observam finas disseminações de magnetita e hematita, além de ocorrência local de calcopirita também disseminada.

8.1.1.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 1 (AIF 1-GRA)

A AIF 1 é definida por inclusões trifásicas que ocorrem isoladas ou em linhas intragranulares, agrupadas nas porções centrais dos cristais de quartzo primários (Qz-P) pouco alterados (**Fig. 8.1.1 – B**). Essas IF mostram dimensões entre 5 e 15 μm , e formas que variam de cúbicas até cristal negativo. O grau de preenchimento é uniforme (0,8-0,9) e os cristais de saturação, de hábito cúbico (halita?), apresentam aresta variável (3-7 μm).

8.1.1.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-GRA)

Em porções periféricas de cristais de quartzo, ocorrem trilhas intragranulares mistas, com inclusões trifásicas e bifásicas (**Fig. 8.1.1 – C**). Este grupo de inclusões adveio da recristalização e substituição local de quartzo primário (?) por quartzo hidrotermal, além de processo de cicatrização de microfraturas intracristalinas.

- **Inclusões trifásicas**

As inclusões trifásicas diferem das anteriores pelo tamanho menor (4-10 μm) e formas variadas, com feições locais de estrangulamento e vazamento, porém mostram similar grau de preenchimento (0,7-0,9). O sólido de saturação é geralmente cúbico (halita?) com arestas entre 2 e 4 μm .

- **Inclusões Bifásicas**

As inclusões bifásicas, por seu turno, são abundantes e apresentam-se em formas variadas, com dimensões entre 2 e 10 μm e grau de preenchimento 0,8 a 0,9. Feições de estrangulamento e vazamento são pouco comuns.

8.1.1.3 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-GRA)

Compreendem inclusões bifásicas e raras polifásicas observadas nos contatos intercristalinos ou instaladas em microfraturas por toda a extensão do cristal, o que forma trilhas intergranulares (**Fig. 8.1.1 – A**). Esta assembleia representa o aprisionamento de fluido tardio, relacionado às recristalizações de bordas, contatos entre grãos, cicatrização de

microfraturas e a vênulas que seccionam zonas de ocorrência das assembleias anteriores, o que permite definir a AIF3 como a mais tardia.

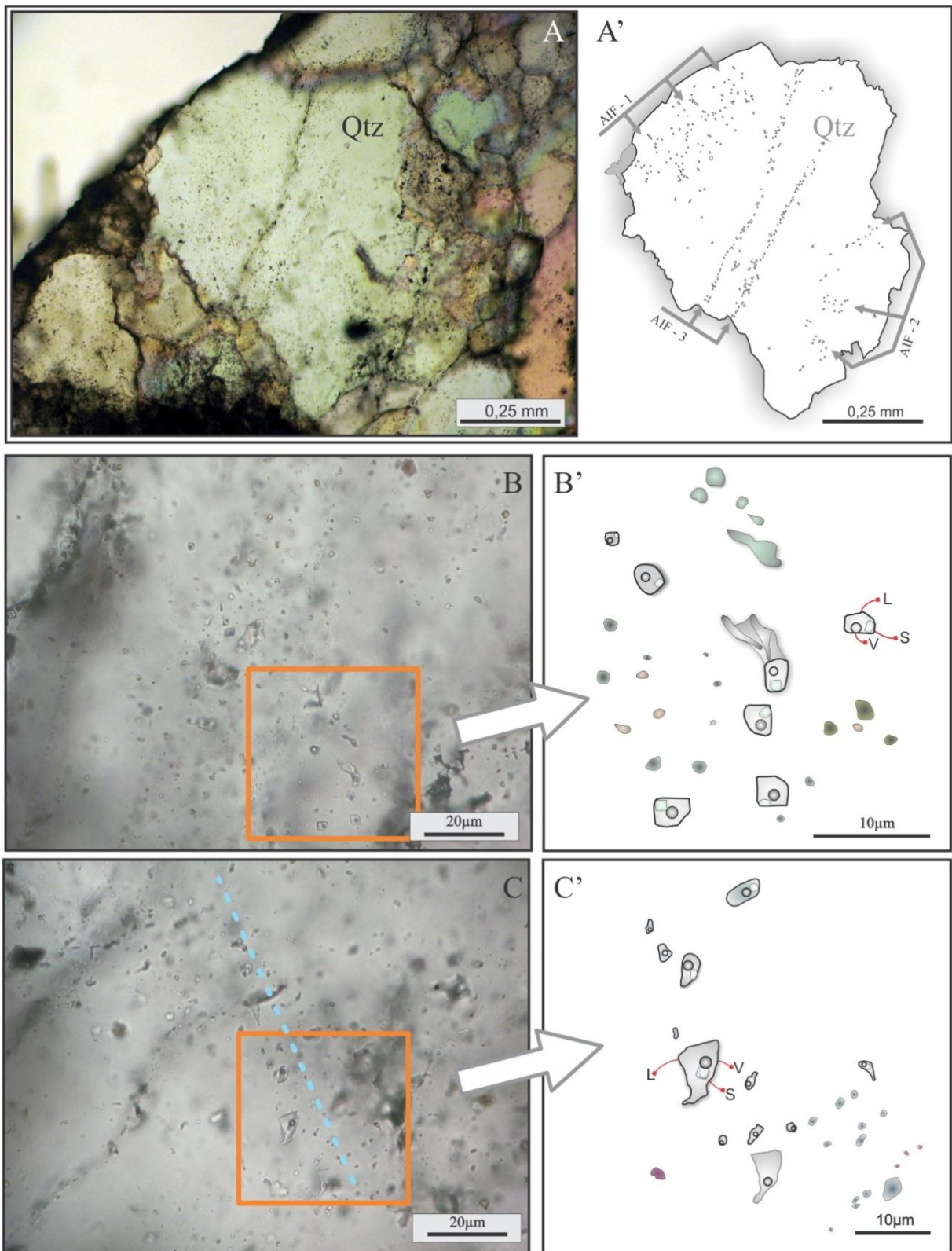


Figura 8.1.1: Fotomicrografias de inclusões fluidas em cristais de quartzo em granitoide, tendo ao lado imagens digitalizadas (A', B' e C'). (A) Em um mesmo cristal, as três assembleias descritas (AIF-1, AIF-2 e AIF-3); (B) No quadrado laranja, grupo de inclusões trifásicas primárias em meio a inclusões

bifásicas pseudo-secundárias; (C) Trilha intragranular mista (linha azul) definida por inclusões tri e bifásicas pseudo-secundárias.

- **Inclusões Bifásicas**

Abundantes, as IF bifásicas exibem dimensões entre 2 e 6 μm , formas cúbicas arredondadas e grau de preenchimento menor (0,6-0,7).

- **Inclusões Polifásicas**

Somente observadas próximas aos contatos intercrystalinos, com prováveis cristais de halita, que mostram arestas entre 1 e 5 μm , e de hematita (capturados?) com dimensões entre 1 e 3 μm .

8.1.2 – Inclusões Fluidas em Cristais de Escapolita

Nas lâminas descritas, observam-se cristais de calcopirita finamente disseminados, indicando que os fluidos responsáveis pela escapolitização continham algum Cu. As assembleias de inclusões fluidas são descritas a seguir e apresentadas na **figura 8.1.2 – A**.

8.1.2.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 1 (AIF 1-GB)

Desta assembleia fazem parte IF trifásicas que ocorrem alinhadas e entre planos de clivagem, usualmente em porções centrais de cristais de escapolita. O aprisionamento do fluido deve ter sido anterior à biotitização e responsável pela formação da escapolita à custa do plagioclásio primário.

Essas IFs exibem dimensões de 3 a 7 μm e grau de preenchimento entre 0,7 e 0,9. As formas são variadas, algumas apresentando terminações angulares que sugerem estrangulamento. Os cristais de saturação são cúbicos (halita?) com aresta entre 1 e 4 μm .

8.1.2.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-GB)

Esta assembleia é formada por inclusões fluidas trifásicas, bifásicas e raras polifásicas, que, em trilhas intragranulares, se alinham às direções de clivagem (**Fig. 8.1.2 – B**). Por cruzarem porções centrais de cristais de escapolita, essas inclusões devem ser cronologicamente posteriores à assembleia AIF 1-GB.

- **Inclusões Trifásicas**

São as mais abundantes e mostram dimensões entre 3 e 6 μm , formas variáveis, com feições locais de estrangulamento e grau de preenchimento uniforme (~0,9). O mineral de saturação é geralmente cúbico com arestas entre 1 e 3 μm .

▪ Inclusões Bifásicas

Os tipos bifásicos, menos expressivos, exibem formas arredondadas, dimensões que variam de 3 a 5 μm e grau de preenchimento entre 0,7 e 0,9.

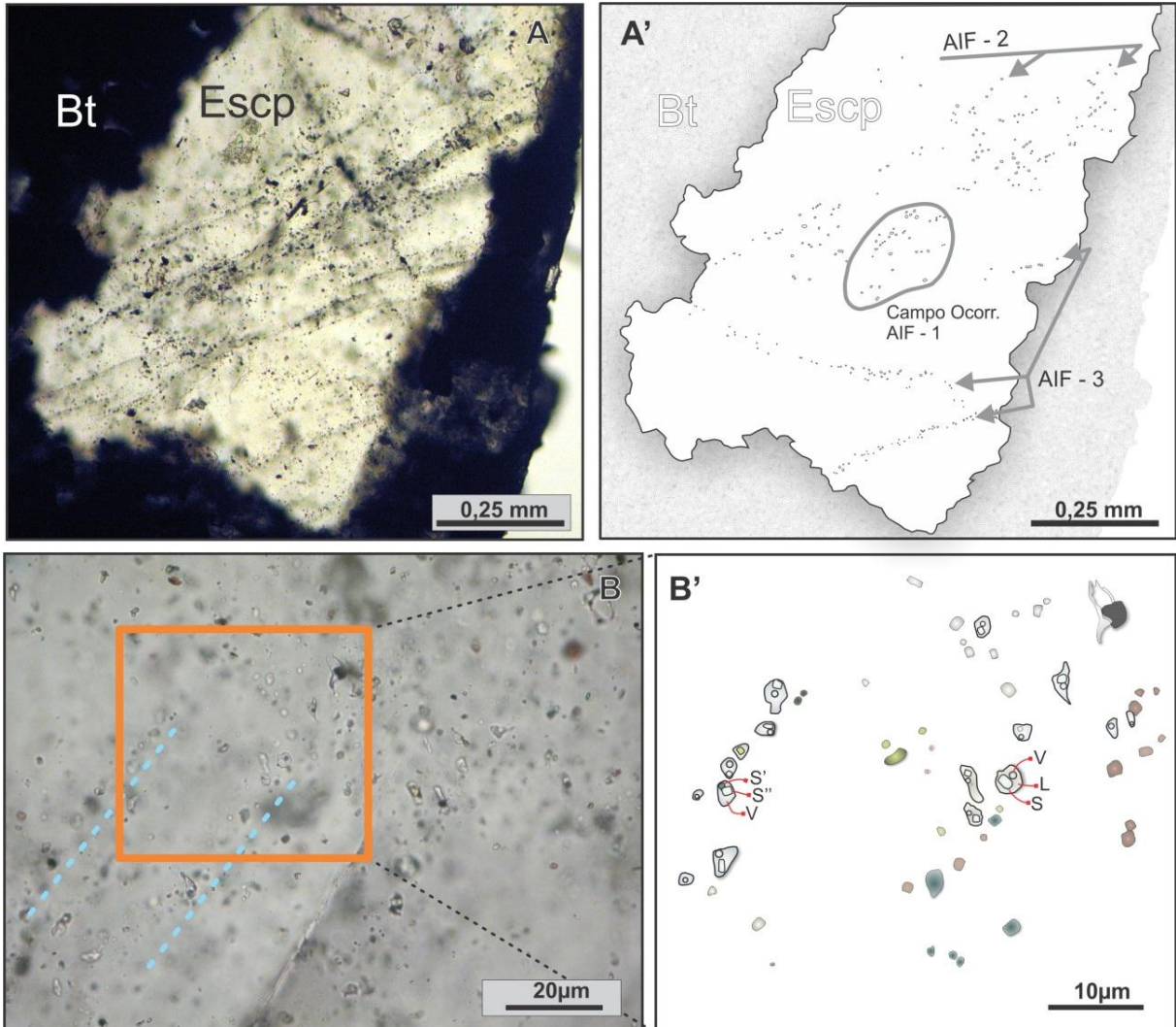


Figura 8.1.2: Fotomicrografias de inclusões fluidas em cristais de escapolita (Escp) em gabros/quartzo-dioritos, tendo ao lado imagens digitalizadas (A' e B'). (A) IF alinhadas preferencialmente às direções de clivagem e ocorrência das assembleias AIF-1, AIF-2 e AIF-3 neste mineral; (B) Inclusões fluidas que desenham trilhas intragranulares (AIF-2, linhas azuis na figura B) e, dentro do quadrado, ocorrência de inclusões bi, tri e polifásicas. Bt = biotita.

▪ Inclusões Polifásicas

São raras e foram aprisionadas ao longo de planos de clivagem, representando possivelmente aprisionamento heterogêneo. As dimensões dessas IF variam de 2 a 6 μm e nelas são observadas fases sólidas constituídas por halita (?) (aresta $\leq 2 \mu\text{m}$) e hematita (?) com dimensões entre 1 e 2 μm .

8.1.2.3 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-GB)

Desta assembleia fazem parte exclusivamente inclusões bifásicas que se dispõem em trilhas intergranulares em porções periféricas dos cristais, desenhadas em planos de clivagem e/ou microfraturas e localmente inseridas nos contatos entre cristais de escapolita.

Os cristais mais corroídos tendem a conter apenas este grupo de inclusões. São menos abundantes que as IF das assembleias anteriores e exibem dimensões entre 2 e 5 μm , formas arredondadas a lineares e grau de preenchimento entre 0,6 e 0,9.

8.1.3 – Inclusões Fluidas em Cristais de Apatita

A apatita presente em veios que ocorrem nas rochas metavulcânicas félsicas está localmente associada à magnetita (parcialmente martitizada), hematita e calcopirita. Na **figura 8.1.3**, são apresentadas IF contidas em cristais de apatita, as quais foram separadas em diferentes assembleias, conforme descrito a seguir.

8.1.3.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 1 (AIF 1-MV)

Esta assembleia é caracterizada por inclusões trifásicas, as quais se encontram isoladas ou agrupadas em zonas centrais dos cristais hospedeiros. Elas são particularmente escurecidas, exibindo dimensões de 5 a 10 μm , formas variadas e grau de preenchimento entre 0,8 e 0,9. O sólido de saturação apresenta formas cúbicas a arredondadas com dimensões que variam de 2 a 4 μm .

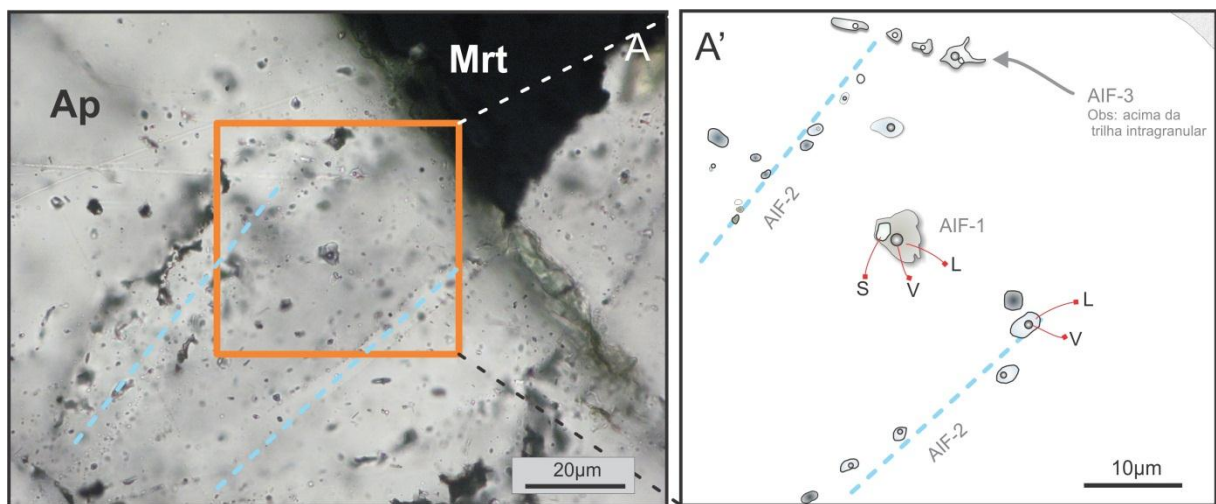


Figura 8.1.3: Fotomicrografia de trilhas de inclusões fluidas bifásicas e trifásicas aprisionadas em apatita (Ap) de veio composto por magnetita (Mrt), apatita e calcopirita, que corta rocha metavulcânica félsica (A). Ao lado, imagem digitalizada de assembleias de inclusões fluidas (AIF) contidas dentro do quadrado laranja (A').

8.1.3.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-MV)

Integram esta assembleia IF bifásicas que se alinham em trilhas intragranulares, ao longo dos planos de divisibilidade basal dos cristais de apatita. Mais abundante dentre as inclusões mapeadas neste mineral, elas mostram dimensões entre 2 e 6 μm , grau de preenchimento pouco variável (0,8-0,9), além de formas arredondadas a alongadas.

8.1.3.3 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-MV)

Pouco abundantes, as inclusões bifásicas e, mais raramente, trifásicas e polifásicas que compõem esta assembleia estão agrupadas ou isoladas, algumas das quais localizadas em contatos entre cristais de apatita. Por não se alinharem aos planos de divisibilidade basal, podem representar fluidos aprisionados tardiamente em relação aos demais e, portanto, secundários.

- **Inclusões Bifásicas**

As inclusões bifásicas exibem dimensões entre 2 e 4 μm , formas variadas, indício local de estrangulamento (**Fig. 8.1.3**) e grau de preenchimento variável (0,6- 0,9).

- **Inclusões Trifásicas e Polifásicas**

Nas IF trifásicas a fase sólida está representada por cristais cúbicos com aresta entre 1 e 2 μm . Feições de estrangulamento são reconhecidas em algumas IF.

Por seu turno, as inclusões polifásicas, mais raras, exibem halita (?) e outro sólido com dimensão em torno de 1 μm , coloração avermelhada e forma alongada (possivelmente hematita).

8.1.4 – Inclusões Fluidas em Cristais de Calcita

Foram reconhecidas inclusões bifásicas e raras monofásicas em cristais de calcita que substituem parcialmente a matriz de brechas e calcopirita nela presente. Na **figura 8.1.4** pode-se observar a distribuição dessas inclusões, bem como as assembleias de IF que foram destacadas e que são descritas a seguir.

8.1.4.1 – Assembleia de Inclusões Fluidas 2 (AIF 2-BSE)

Esta assembleia exhibe as mesmas características das AIF 2 dos demais minerais e como discutido posteriormente, representa o aprisionamento do fluido 1 com menores salinidades e T_h . As AIF 2 em cristais de calcita compreendem grupo de inclusões bifásicas que formam trilhas intragranulares, provavelmente coincidentes com as interseções dos planos de clivagem da calcita. Essas IF revelam dimensões entre 5 e 15 μm , bem como grau de preenchimento em geral uniforme (0,8). As formas variam de cristais negativos a formas

alongadas, localmente com possíveis sinais de vazamento, haja vista o aspecto escurecido das cavidades e, mais raramente, a presença de inclusões monofásicas com similares dimensões que as bifásicas.

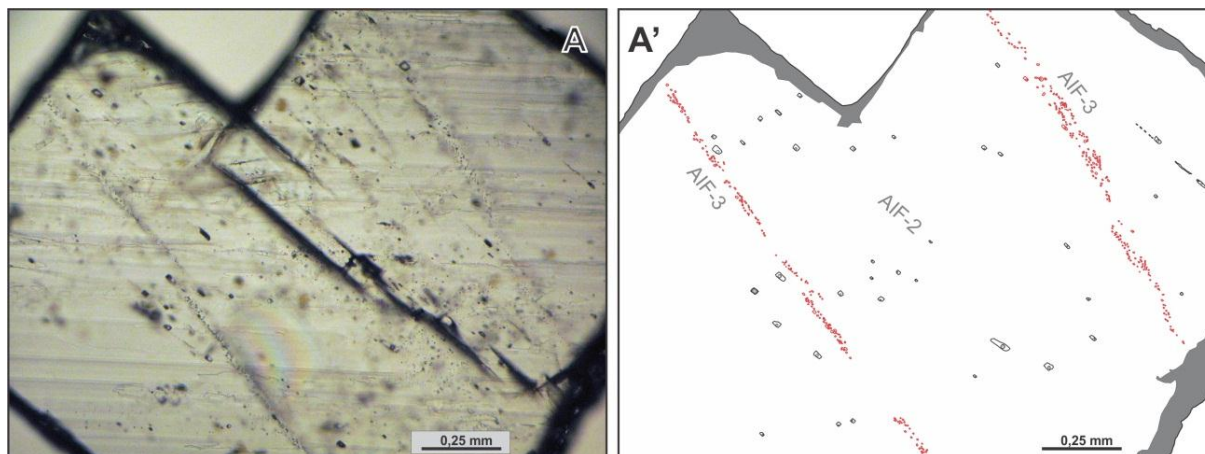


Figura 8.1.4: Inclusões fluidas em cristal de calcita em matriz de brecha no contato entre rocha metavulcânica félsica e gabro/quartzo diorito: (A) Fotomicrografia com abundantes inclusões fluidas bifásicas; e (A') Imagem digitalizada do mesmo campo, destacando duas assembleias de inclusões fluidas (AIF), uma formada por IF pseudo-secundárias (AIF-2, em preto) e a outra por trilhas de inclusões secundárias (AIF-3, em vermelho).

8.1.4.2 – Assembleia de Inclusões Fluidas 3 (AIF 3-BSE)

Esta assembleia é tardia e similar às demais AIF 3 dos cristais hospedeiros estudados, onde inclusões bifásicas ocorrem em trilhas intergranulares e devem representar fluido tardio, pós-formação do mineral.

Na calcita, essas IF são abundantes e reconhecidas com dimensões e grau de preenchimento que variam de 2 a 10 μm e de 0,6 a 0,9, respectivamente.

8.2 – ENSAIOS MICROTERMOMÉTRICOS

Os ensaios foram conduzidos de forma a registrar as temperaturas de mudança de fase para as inclusões fluidas aquosas descritas anteriormente. Para tanto, foram medidas as temperaturas de ponto eutético (T_e), fusão do gelo (T_{fg}), dissolução do haleto (T_d) e de homogeneização total (T_h).

Durante a etapa de aquecimento das inclusões, cristais de hidratos (hidro-halita), embora identificados, se mostraram diminutos e em geral dispostos nas paredes da cavidade. Ademais, o registro da temperatura de fusão desses cristais não pôde ser feito corretamente, pois as medidas, além de escassas, mostraram-se inconsistentes.

Em alguns casos, a deformação e renucleação da bolha foi o único parâmetro com base no qual se confirmou a presença ou o desaparecimento do gelo. T_e e T_{fg} foram obtidas

com taxas de aquecimento de 2-3°C/minuto e, próximo das temperaturas de mudança de fase, as taxas foram reduzidas para 0,5°C/minuto ou menores.

T_d e T_h foram medidas durante os testes de aquecimento mediante taxas de 10 a 5°C/minuto e, com a aproximação da mudança de fase, diminuídas para 0,2°C/minuto.

As composições dos fluidos foram aproximadas com base nas T_e de sistemas químicos simples estudados experimentalmente (Borisenko, 1977; Crawford, 1981; Shepherd *et al.*, 1985; Davis *et al.* 1990). Temperaturas eutéticas abaixo de -60°C foram consideradas anômalas e atribuídas à metaestabilidade ou presença de cátions incomuns (Li, B, Sr, etc.).

As salinidades foram estimadas a partir das seguintes equações: 1) sistema H₂O–NaCl (Bodnar, 1993); e 2) sistemas H₂O–KCl–NaCl e H₂O–NaCl–CaCl₂ (Sterner *et al.*, 1988; Chou, 1987).

$$(1) \text{ Salinidade (\%eq. peso de NaCl)} = 1,78. \theta - 0,0442. \theta^2 + 0,000557. \theta^3$$

$$(2) \text{ Salinidade (\%eq. peso de NaCl)} = 26,242 + 0,4928. \Psi + 1,42. \Psi^2 - 0,223. \Psi^3 + 0,04129. \Psi^4 + 0,006295. \Psi^5 - 0,001967. \Psi^6 + 0,0001112. \Psi^7$$

A equação 1 foi usada para as inclusões não saturadas, em que θ é igual ao módulo da temperatura de fusão do gelo ($|T_{fg}|$), definidos como *Freezing Point Depression* (Θ) (Hall *et al.*, 1988), enquanto que a equação 2 foi usada para as inclusões saturadas, em que Ψ é igual à $T_d/100$.

As densidades foram calculadas pelos programas computacionais BULK (Bakker, 2003), tendo sido utilizadas as equações de Bodnar (1993) para inclusões com pontos eutéticos acima de -30°C e de Oakes *et al.* (1990) abaixo de -30°C e FLINCOR (Brown, 1989), e ambos forneceram isócoras baseadas no sistema H₂O–NaCl.

8.2.1 – Testes de Congelamento

❖ Temperaturas Eutéticas

As temperaturas eutéticas registradas em IF dos vários cristais hospedeiros do depósito Visconde permitiram identificar três fluidos distintos e inferir seus principais solutos.

▪ H₂O–NaCl–CaCl₂± MgCl₂ (Fluido 1)

Este fluido é caracterizado por T_e que variaram de -68 a -44°C (Fig. 8.2.1 –a, b), com o intervalo mais frequente entre -58 e -50°C, dentro do qual se registram os pontos eutéticos dos sistemas H₂O–NaCl–CaCl₂–MgCl₂ (-57°C) e H₂O–NaCl–CaCl₂ (-52°C) (Davis *et al.*, 1990).

Os fluidos correspondentes a estes sistemas foram reconhecidos em IF aprisionadas em todos os minerais hospedeiros (**Fig. 8.2.1– a**) e estão representados por inclusões trifásicas e bifásicas descritas nas **AIF 1** e **AIF 2**, com exceção da calcita, constatado apenas nas AIF 1 deste mineral.

Temperaturas abaixo de -60°C foram, como já comentado, atribuídas à metaestabilidade (Davis *et al.*, 1990) e aquelas acima de -48°C , face à baixa frequência, desconsideradas.

- $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2 \pm \text{MgCl}_2$ (Fluido 2)

Temperaturas eutéticas de -38 a -32°C (**Fig. 8.2.1b**) indicam fluidos que podem ser descritos pelo sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2 \pm \text{MgCl}_2$ ($T_e = -35^{\circ}\text{C}/-37^{\circ}\text{C}$) e que foram identificados em IF hospedadas em cristais de apatita de veios e bolsões, junto com hematita, calcopirita e magnetita, de rochas metavulcânicas félsicas, bem como em cristais de quartzo de granitoides (**Fig. 8.2.1 – a**).

Essas IF são bifásicas na maioria, sempre dispostas em trilhas intergranulares e associadas às **AIF-3** apenas dos cristais de quartzo e apatita.

- $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{KCl}$ (Fluido 3)

Temperaturas eutéticas, cobrindo a faixa de -28° a -20°C (**Fig. 8.2.1 – b**), foram medidas em IF bifásicas de todos os cristais hospedeiros, salvo nos de apatita (**Fig. 8.2.1a**), e são consistentes com sistemas químicos em que os principais solutos são NaCl e KCl.

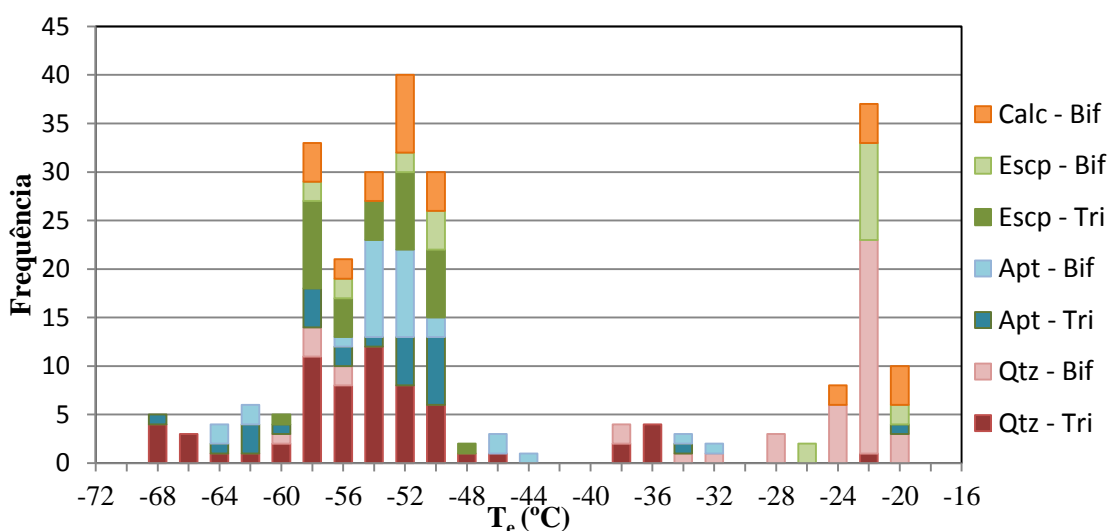


Figura 8.2.1 – a: Frequência das temperaturas eutéticas (T_e) obtidas em inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Tri) aprisionadas em cristais de quartzo (Qtz) de granitoide, de apatita (Apt) em veios hospedados em rocha metavulcânica félsica, de escapolita (Escp) em gabro/quartzo diorito e em calcita (Calc) na matriz de brechas. 273 medidas de T_e válidas em um total de 315.

Essas IF são bifásicas, definem trilhas intergranulares que atravessam os cristais ou localizam-se ao longo de contatos intercristalinos. Este fluido é encontrado nas IF bifásicas dos cristais de quartzo, escapolita e calcita, sempre relacionadas às AIF mais tardias (AIF- 3 para cristais de quartzo e escapolita e AIF- 2 para calcita).

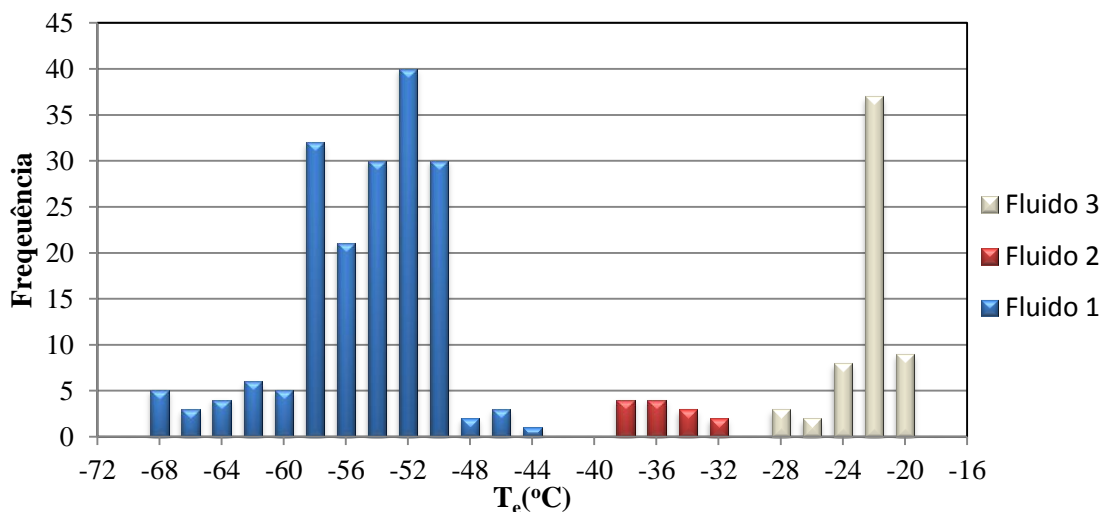


Figura 8.2.1 – b: Histograma das frequências das T_e com a indicação dos sistemas identificados e descritos como: **Fluido 1** (H₂O–NaCl–CaCl₂±MgCl₂, **Fluido 2** (H₂O–NaCl–FeCl₂±MgCl₂) e **Fluido 3** (H₂O–NaCl±KCl).

A tabela 8.2 mostra a correspondência entre os fluidos identificados e as AIF dos minerais hospedeiros. De acordo com estas associações, as **AIF 1 e 2** do quartzo, escapolita e apatita representam o **fluido 1**, enquanto as **AIF 3** e particularmente a **AIF 2** da calcita são as que bem mais registram o **fluido 3**. O **fluido 2** é de circulação restrita e relacionado à AIF 3 nos cristais de apatita e quartzo.

Tabela 8.2: Correspondência entre os fluidos reconhecidos e as AIF de cada mineral hospedeiro.

	Fluido 1	Fluido 2	Fluido 3
Quartzo	AIF 1, 2	AIF 3	AIF 3
Escapolita	AIF 1, 2	–	AIF 3
Apatita	AIF 1, 2	AIF 3	–
Calcita	AIF 2		AIF 3

❖ Temperaturas de Fusão do Gelo

As temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}), medidas em inclusões bifásicas, estão apresentadas na **figura 8.2.1 – c**.

À parte um número reduzido de medições inferiores a -22°C , IF em cristais de quartzo e escapolita acusaram T_{fg} no intervalo de -8 a -2°C , com maior frequência de valores de -4 a -2°C registrada em inclusões secundárias. Em cristais de apatita e calcita, as T_{fg} se distribuem em dois intervalos, um entre -34 e -26°C e o outro entre -18 e -8°C . Este último foi reconhecido em inclusões bifásicas, que definem trilhas intra e intergranulares, e é mais expressivo em IF aprisionadas na apatita, enquanto o outro o é nas IF contidas na calcita.

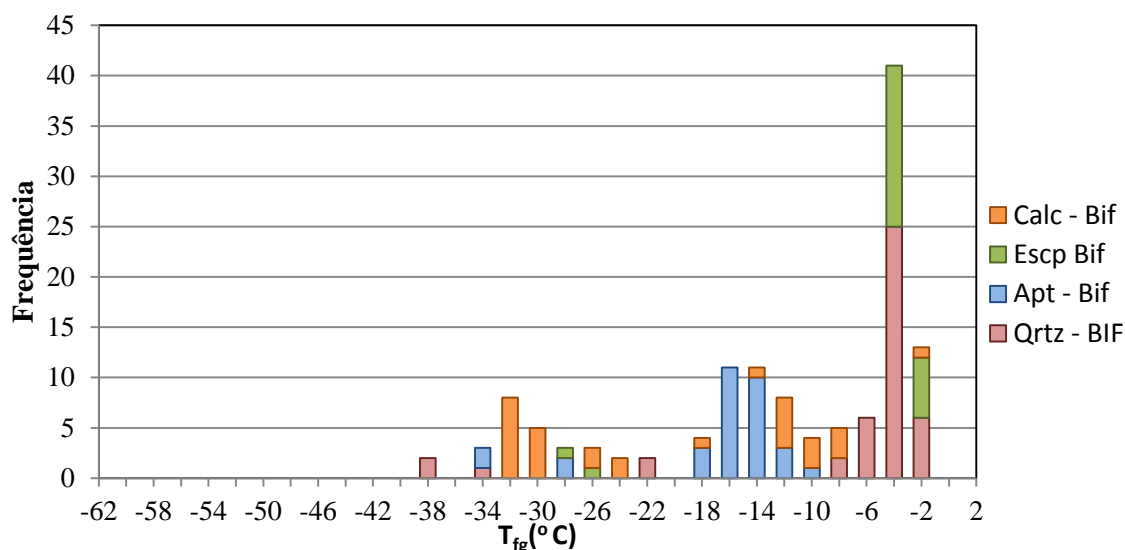


Figura 8.2.1 – c: Histograma de frequência de temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}) obtidas em inclusões bifásicas hospedadas em cristais de quartzo (granitoide), apatita (veios em rocha metavulcânica félsica), escapolita (gabro/quartzo diorito) e calcita (matriz de brecha).

8.2.2 – Testes de Aquecimento

❖ Temperaturas de Homogeneização (T_h)

Foram definidos quatro intervalos de T_h (**Fig. 8.2.2**). Os valores mais elevados (478 - 448°C /**intervalo-1**) foram obtidos com o desaparecimento do sólido de saturação em IF trifásicas, contidas em escapolita e quartzo.

Semelhante modo de homogeneização foi observado em IF trifásicas que foram aprisionadas em cristais de apatita e quartzo, porém a temperaturas menos elevadas (412 - 355°C /**intervalo-2**). Dentro deste intervalo, foram medidas T_h de 362 - 355°C em inclusões bifásicas contidas em cristais de calcita (matriz de brecha), nas quais a homogeneização ocorreu via o desaparecimento da fase vapor.

Temperaturas de homogeneização menos elevadas (310 a 232°C/**intervalo-3**) foram registradas em IF trifásicas presentes em cristais de escapolita e bifásicas aprisionadas em cristais de quartzo e calcita. Em uma população de IF bifásicas hospedadas em cristais de escapolita e calcita, foram registradas T_h entre 300 e 270°C com homogeneização no estado líquido.

O intervalo de T_h mais baixas (212-110°C/**intervalo-4**) refere-se a IF trifásicas em cristais de quartzo, com homogeneização pelo desaparecimento da fase vapor (nas figuras 8.2.2 e 8.3.1 elas foram identificadas por TRI – L+V), bem como a IF bifásicas secundárias em cristais de quartzo, apatita e calcita, cuja homogeneização total foi marcada pelo desaparecimento da fase vapor.

A sucessão dos intervalos de T_h indica que, se as temperaturas mínimas de cristalização são iguais às T_h , quartzo e escapolita (**intervalo 1**) são os minerais hidrotermais de mais elevada temperatura, tendo, portanto, precipitado primeiro, seguidos por apatita e calcita (**intervalo 2**), todos em inclusões das AIF 1.

As **AIF 2** para quartzo, escapolita e apatita compreendem os intervalos 3 e 4, marcados pela transição de inclusões trifásicas para bifásicas à medida que a temperatura do sistema arrefecia. As T_h das **AIF 3** e particularmente das **AIF 2** da calcita estão contidas nos **intervalos 3 e 4**.

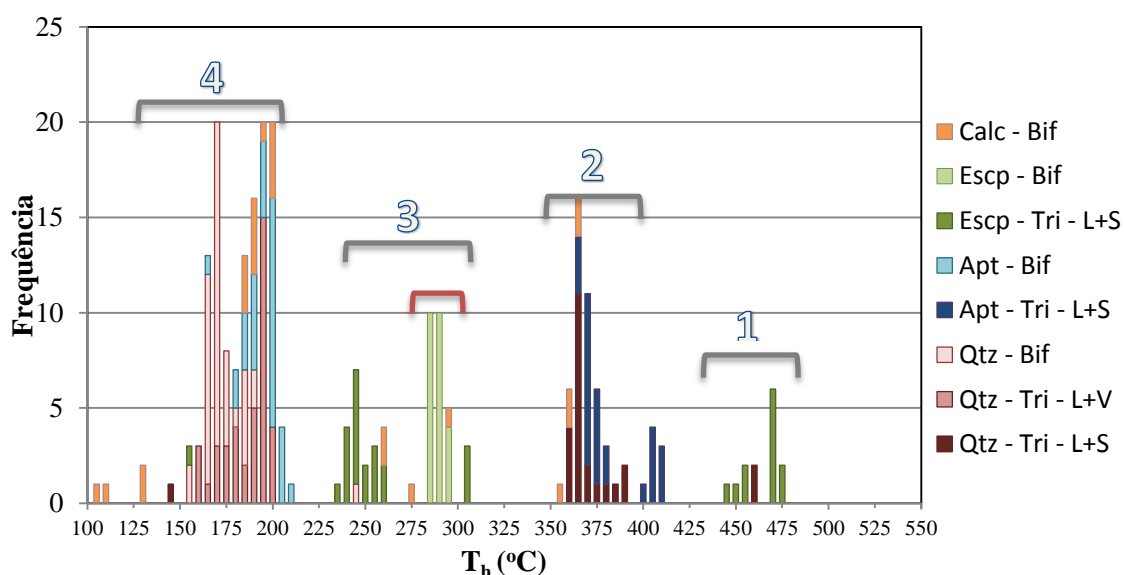


Figura 8.2.2: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões aprisionadas em cristais de quartzo (Qtz), escapolita (Escp), apatita (Apt) e calcita (Calc) e indicação dos principais intervalos termais. Notações: Tri – L+S= IF trifásica com homogeneização pelo desaparecimento de S; Tri – L+V= IF trifásica com homogeneização pelo desaparecimento de V.

8.3 – TRATAMENTO DOS DADOS MICROTERMOMÉTRICOS

8.3.1 – Salinidade

Nas inclusões aprisionadas nos diversos minerais hospedeiros, as salinidades calculadas variaram de 4 a 56 % eq. de NaCl (**Fig. 8.3.1 – a**).

Os valores mais altos (56 a 35% em peso eq. de NaCl) estão relacionados ao **fluido 1** ($H_2O-NaCl-CaCl_2\pm MgCl_2$) e foram obtidos em IF das AIF 1, contidas em cristais de escapolita, quartzo e apatita. A salinidade diminuiu (28 a 7% em peso eq. de NaCl) quando este fluido foi aprisionado pelas AIF 2 em todos os cristais hospedeiros como IF trifásicas e bifásicas e apenas bifásicas em cristais de calcita (AIF 1).

O **fluido 2** ($H_2O-NaCl-FeCl_2\pm MgCl_2$) é caracterizado por salinidades que variam de 46 a 8% eq. peso de NaCl e foi identificado em IF trifásicas e bifásicas das AIF 3, em cristais de quartzo e apatita.

Em cristais de calcita, quartzo e escapolita, inclusões unicamente bifásicas das AIF 3, contêm o **fluido 3** ($H_2O-NaCl\pm KCl$) com salinidade entre 19 e 6% em peso eq. de NaCl, cabendo às IF hospedadas em cristais de calcita os valores mais elevados.

No histograma da **figura 8.3.1 – b** estão apresentadas as faixas de salinidade dos fluidos 1, 2 e 3, bem como a relação com as AIF para cada mineral hospedeiro.

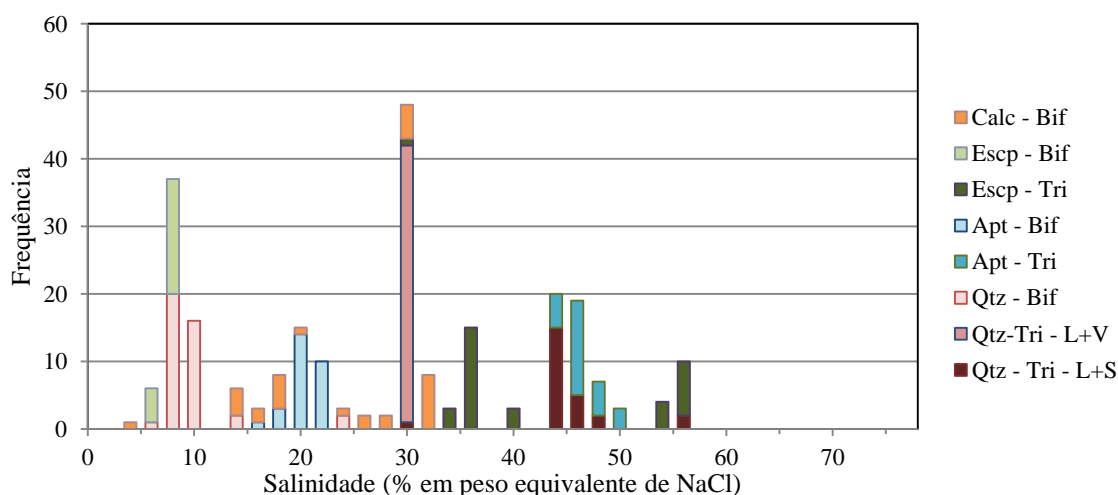


Figura 8.3.1 – a: Histograma de frequência das salinidades calculadas para inclusões fluidas trifásicas (Tri) e bifásicas (Bif) hospedadas em cristais de quartzo (Qtz), escapolita (Escp), apatita (Apt) e calcita (Calc).

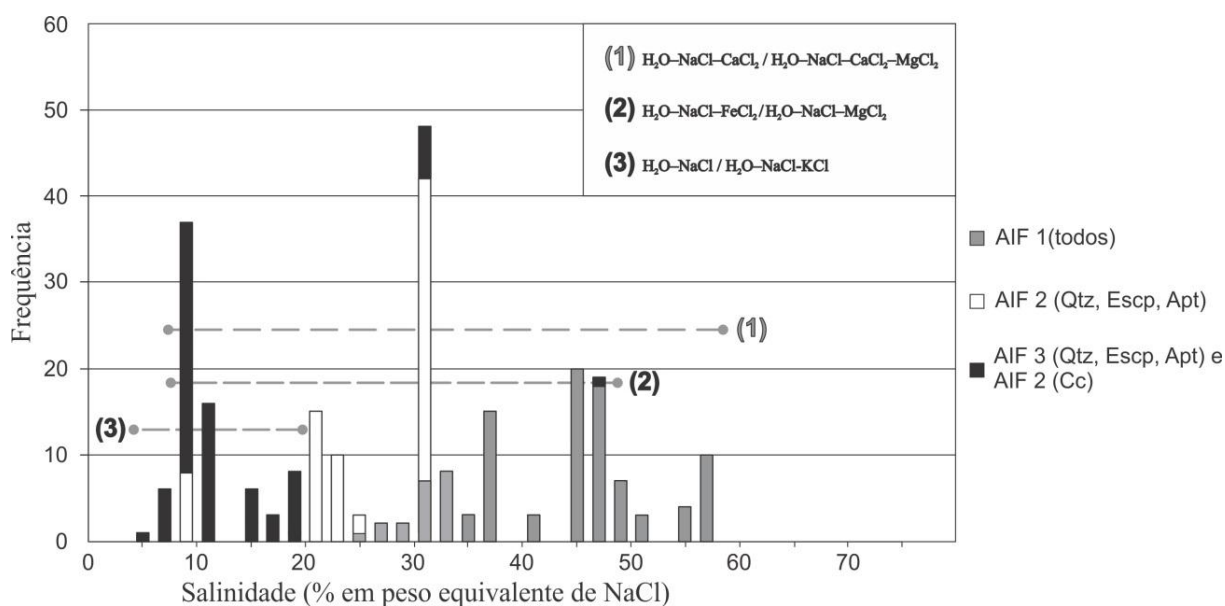


Figura 8.3.1 – b: Histograma de frequência das salinidades calculadas para inclusões fluidas das AIF 1, 2 e 3 para quartzo (Qtz), escapolita (Escp), apatita (Apt) e calcita (Cc), correspondendo-as aos fluidos que nelas foram reconhecidos. As linhas tracejadas indicam as faixas de salinidade de cada fluido.

8.3.2 – Relações Entre os Fluidos do Sistema Hidrotermal do Depósito Visconde

O diagrama da **figura 8.3.2 – a**, que relaciona a salinidade com as temperaturas eutéicas, no qual também estão identificadas as diferentes AIF, permite inferir que o fluido 1 foi o mais antigo, seguido pelo fluidos 2 e 3.

As inclusões das **AIF 1** (quartzo, escapolita e apatita) e **2** (todos os minerais hospedeiros) contêm o fluido 1, este com as mais altas salinidade e temperatura de homogeneização.

As IF que contêm o **fluido 1** foram mapeadas em todos os cristais hospedeiros e registram as mais altas salinidades (30-58% eq. peso de NaCl), à exceção da calcita, e temperaturas de homogeneização dentro do amplo intervalo de 480-160°C (Fig. 8.3.2b).

À época da formação da calcita, presente no cimento das brechas, esse fluido já havia iniciado seu processo de diluição, tendo sido aprisionado com salinidade variável (30-6% eq. peso de NaCl) em IF contidas em trilhas intragranulares em cristais de quartzo, escapolita, apatita e da própria calcita (AIF 2), as quais acusam temperaturas de homogeneização na faixa de 300-150°C (Fig. 9.3.2.b).

O **fluido 1** migrou através de ambientes rúptil-dúctil a rúptil e a ele se associam a albitização, escapolitização, actinolização e, subordinadamente, epidotização. Como também há registro desse fluido nas zonas potássicas (formação de K-feldspato e Cl-biotita), é muito

provável que, além de NaCl e CaCl₂, KCl tenha sido outro importante soluto. Esses tipos de alteração foram concomitantes às fases pré- e sin-mineralização do depósito Visconde.

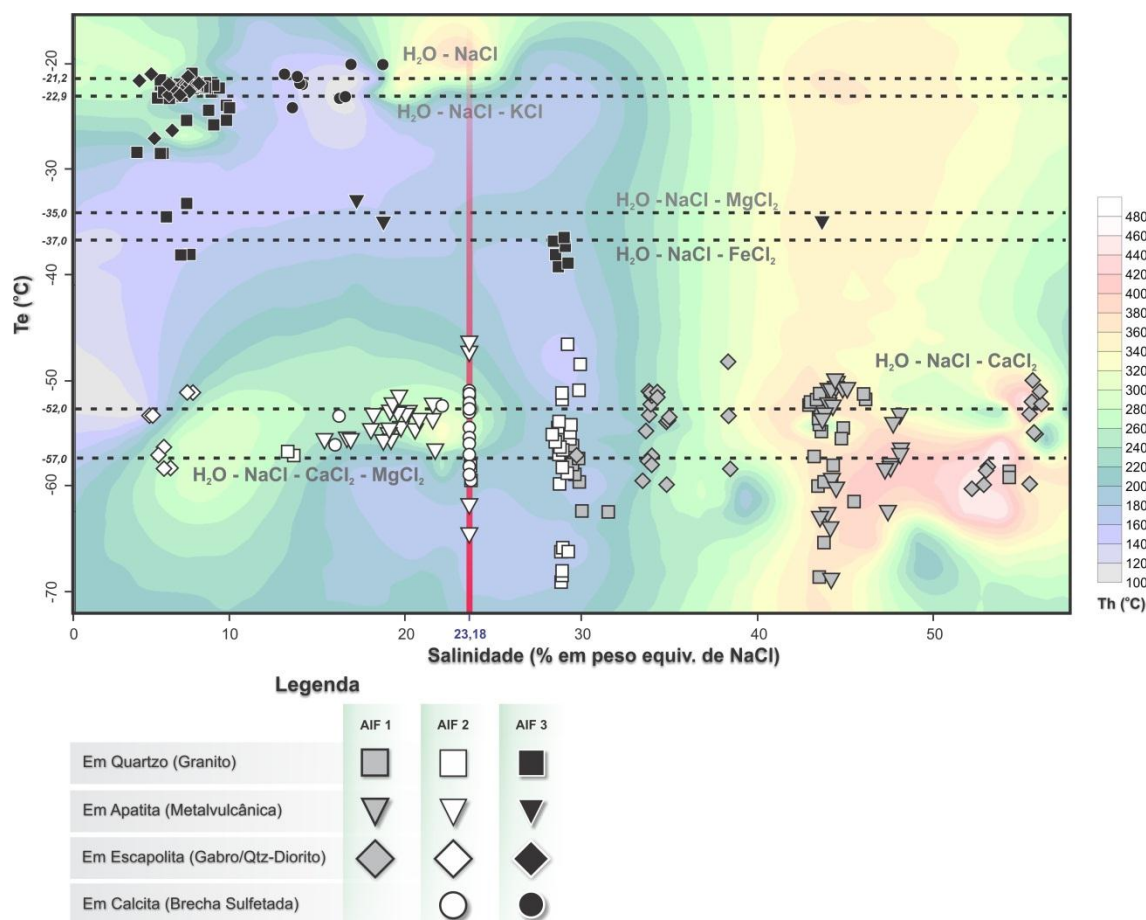


Figura 8.3.2 – a: Diagrama T_e x salinidade que destaca os três tipos de fluidos aquosos detectados na área do depósito Visconde. Estão também discriminadas as AIF 1, 2 e 3, e os respectivos minerais hospedeiros. As zonas coloridas representam curvas de isovalores de T_h . A linha vertical vermelha limita a salinidade das inclusões que foram calculadas pela equação de Bodnar (1993).

A relação temporal entre os **fluidos 2** e **3** ainda está por ser estabelecida, mas muito provavelmente ambos circularam durante eventos não relacionados com a mineralização e sim com eventos magmáticos subsequentes registrados na área do depósito Visconde. Ademais, a pouca abundância de IF que aprisionaram o **fluido 2**, todas de AIF tardias, pode ser indicativa de que este fluido teve circulação restrita na área do depósito.

A entrada do **fluido 2** mostra que o regime termal voltou a alcançar temperaturas em torno de 300°C ou maior (única medição acusou $T_h=355^\circ\text{C}$). De início, com moderada salinidade (cerca de 30% eq. em peso de NaCl), este fluido foi progressivamente diluído (até 8% eq. em peso de NaCl) à medida que o sistema resfriava (**Fig. 8.3.2 – b**).

Novo influxo, agora do **fluido 3**, composicionalmente distinto e também aprisionado em inclusões das AIF 3, nos cristais de quartzo e escapolita, além de cristais de calcita (AIF 2), atingiu a área a temperaturas em redor de 280°C e com salinidade em torno de 20% eq. peso de NaCl, tendo, em seguida, sido gradativamente resfriado (110°C) e diluído (3,5% eq. peso de NaCl) (**Fig. 8.3.2– b**).

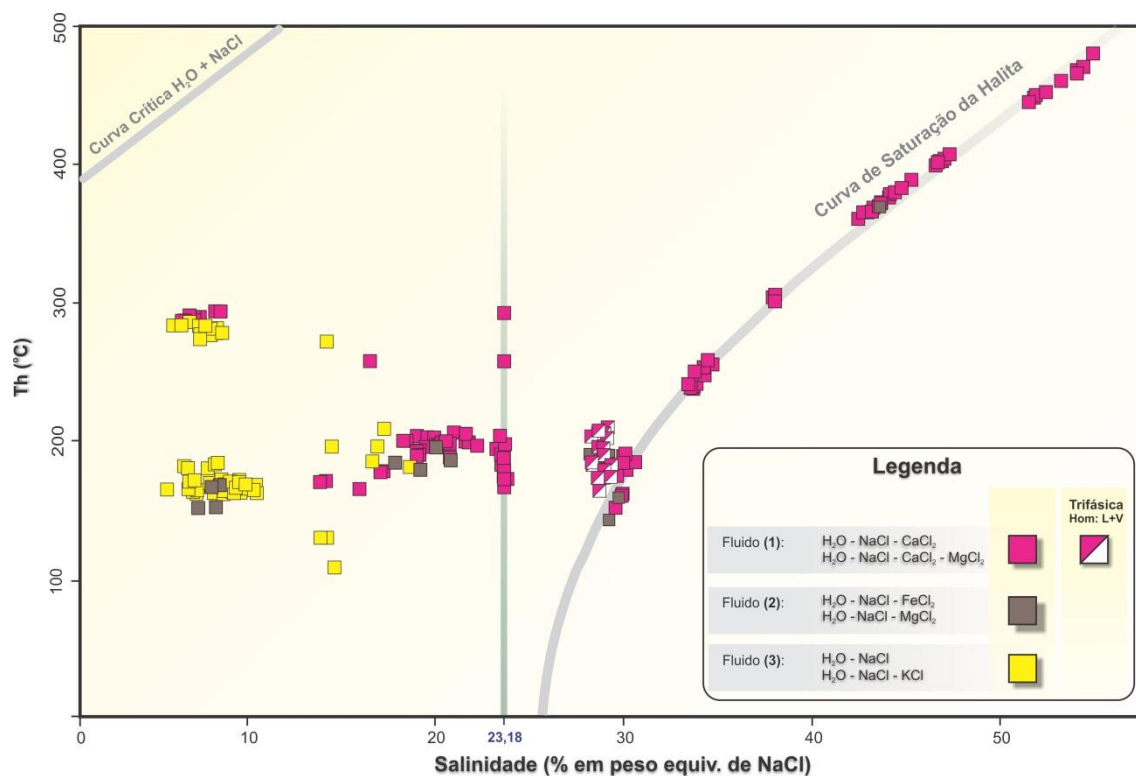


Figura 8.3.2 – b: Diagrama Th x salinidade referente às inclusões fluidas estudadas em que os três fluidos reconhecidos estão também discriminados. A linha verde limita a salinidade das inclusões que foram calculadas pela equação de Bodnar (1993).

9. DISCUSSÕES

9.1 – GEOLOGIA DO DEPÓSITO VISCONDE

Rochas granitoides, máficas e vulcânicas félsicas são dominantes na área do depósito Visconde. Elas mostram contatos paralelos e de alto ângulo, estando alinhadas aos feixes de estruturas que compõem o cinturão de cisalhamento Itacaiúnas e a zona de contato com litotipos do Complexo Xingu.

A despeito do grau de alteração e de deformação, foram inferidos os possíveis protólitos daquelas rochas. Aos granitoides foi atribuída composição monzogranítica a granodiorítica com baixo conteúdo de minerais máficos primários. Dados químicos de amostras menos alteradas e a presença de albita com textura de tabuleiro de xadrez foram determinantes em apontar aquela variação composicional. As rochas máficas foram interpretadas como gabros e quartzodioritos, para o que contou, além do conteúdo mineralógico, a preservação parcial de textura subofítica. Variedades ricas em biotita, semelhantes às descritas por Souza (2007) na área de Serra Dourada, foram também admitidas derivar de gabro e/ou quartzodiorito, os quais, ao serem cisalhados e alterados, desenvolveram comumente porfiroblastos de escapolita, quartzo e turmalina que se encontram imersos em matriz biotítica.

No que concerne às rochas vulcânicas félsicas, amostras pouco alteradas e deformadas revelam fenocristais de plagioclásio, quartzo e K-feldspato primários, associados à albita hidrotermal, localmente com textura tabuleiro de xadrez, e à escapolita. Estas características, somadas à classificação com base em elementos traço de limitada mobilidade em ambiente hidrotermal (**Fig. 7.3.4**) sugerem protólito de composição riodacítica.

Há incertezas na reconstrução estratigráfica original dessas rochas, todavia dados de campo e os contatos paralelizados indicam que elas foram deformadas dentro da zona de cisalhamento Itacaiúnas, que pôs lado a lado litotipos do Supergrupo Itacaiúnas e do Complexo Xingu. Nesse contexto, pode-se indicar que as rochas metavulcânicas félsicas fazem parte da sequência de rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará, na qual ocorrem enclaves de rochas ultramáficas serpentinizadas ou talcificadas, além de camadas de meta-arenito. Aquele supergrupo acha-se truncado por rochas gabroicas e granitoides geradas por magmatismo bimodal, sin a tardi-tectônico, que foram posteriormente também cortadas por diques máficos (igualmente alterados).

As últimas manifestações magmáticas observadas na área do depósito Visconde são possivelmente representadas pela intrusão de granito alcalino, descrito como leucomonzogranito por Gomes (2003) e inferido neste trabalho como sieno a monzogranito, e por diques félsicos e máficos a ele associados. Por não se mostrarem alteradas e/ou mineralizadas, sugere-se a elas possíveis idades posteriores a 2,50 Ga. (idade da última granitoigênese arqueana na região do Domínio Carajás, PMC, Tallarico *et al.*, 2005).

9.1.1 – Comparação entre Granitoides 2,76-2,53 Ga e os Granitoides do Depósito Visconde

As características químicas dos granitoides arqueanos da área do depósito Visconde mostram-se distintas dos granitoides arqueanos da PMC, tais como os granitoides Estrela (2763 ± 7 Ma) e Velho Salobo (2573 ± 3 Ma), que exibem, em geral, altas razões Fe/(Fe+Mg) e elevados teores de Zr, Y, Nb e ETR, exceto Eu.

Na região de Canaã dos Carajás, ocorrem granitoides ainda sem denominação formal, dentre eles o leucomonzogranito descrito por Gomes (2003) que mais recentemente descrito com Granito Serra Dourada e datado em 2831 ± 6 Ma (U-Pb LA-MC-ICPMS; Feio, 2011) e o Granito Planalto (2747 ± 2 Ma). O primeiro assemelha-se aos granitos sin-colisionais e de arcos vulcânicos (tipo-I), fortemente fracionados e com fraco caráter peraluminoso, enquanto o Granito Planalto mostra caráter alcalino e é similar às fácies mais evoluídas do Complexo Granítico Estrela, com menores conteúdos de Fe, Mg, Y, Zr, Nb e Ga, além de ETR.

Dentre esses corpos granitoides, o Granito Planalto é o que mostra maiores similaridades com os granitoides do depósito Visconde. Eles são em geral: (1) geomorfologicamente associados a serras; (2) formam *stocks* alongados, alinhados à estruturação regional (E-W); (3) mostram baixas razões de $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ e baixas concentrações de minerais máficos primários; (4) os teores e padrões de distribuição dos ETR são em parte similares, com leve enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP; e (5) albitização é a alteração típica, evidenciada pela presença de albita com textura tabuleiro de xadrez.

O granitoide do depósito Visconde mostra-se menos enriquecido em ETR e elementos traços em relação ao Complexo Granítico Estrela, porém exhibe teores de ETRL comparáveis ao Granito Planalto, embora este seja sistematicamente menos enriquecido em ETRP que os demais (**Fig. 9.1.1**).

Esse comportamento poderia ser explicado pela mobilização destes elementos por fluido hidrotermal, os quais teriam sido incorporados a minerais dos corpos mineralizados,

especialmente das brechas sulfetadas, a exemplo da apatita e alanita. A ocorrência de fluorita, ainda que em pequenas quantidades, e das variedades F-apatita e F-biotita atestam a presença de flúor e fósforo nas soluções hidrotermais, os quais favorecem o transporte dos ETR e de outros elementos traços (Bau, 1991; Anthony & Titley, 1994; Dongen *et al.*, 2010).

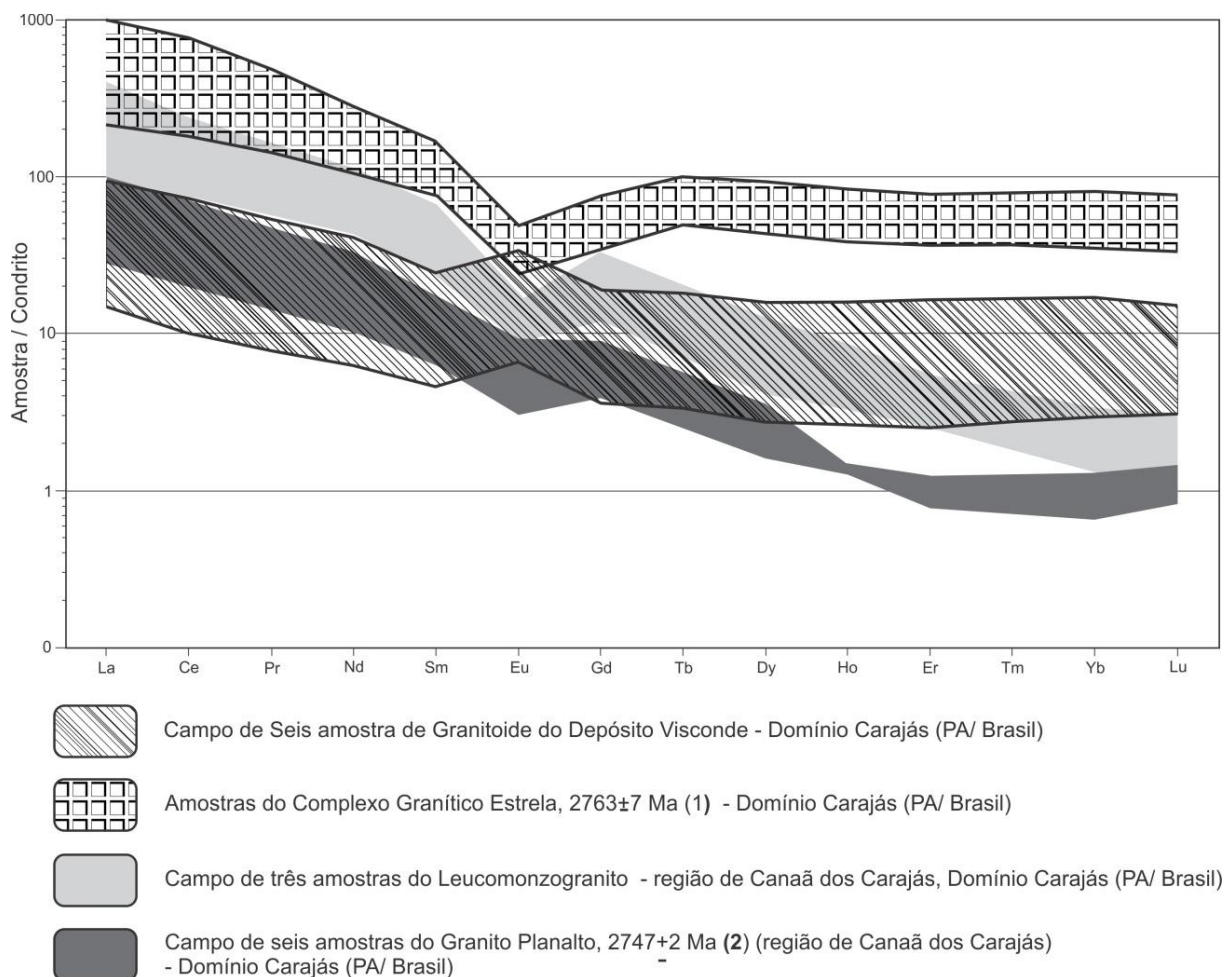


Figura 9.1.1: Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR entre amostras de granitoide do depósito Visconde (este trabalho), Complexo Granítico Estrela (Barros & Barbey, 1998), Leucomonzogranito (Gomes, 2003) e Granito Planalto (Gomes, 2003). Idades: (1) Pb-Pb em zircão, Barros *et al.* (2004); (2) U-Pb em zircão, Huhn *et al.* (1999c).

9.2 – ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DO DEPÓSITO VISCONDE

Observações macroscópicas e petrográficas, combinadas com dados químicos, permitiram não só definir a tipologia e a sequência paragenética dos produtos hidrotermais e do minério, como também as características geoquímicas dos vários tipos de alteração hidrotermal. Ficou evidente, por exemplo, que os tipos mais precoces se manifestaram ubiquamente, os intermediários ocorreram como veios de substituição em planos de foliação e os finais como veios e vênulas de preenchimento.

Albitização, escapolitização, anfibolitização, biotitização, epidotização, magnetitização, turmalinização, cloritização, feldspatização potássica e silicificação foram os principais tipos de alteração caracterizados no depósito Visconde. As relações temporais entre eles e a mineralização estão apresentadas na **figura 9.2 – a**.

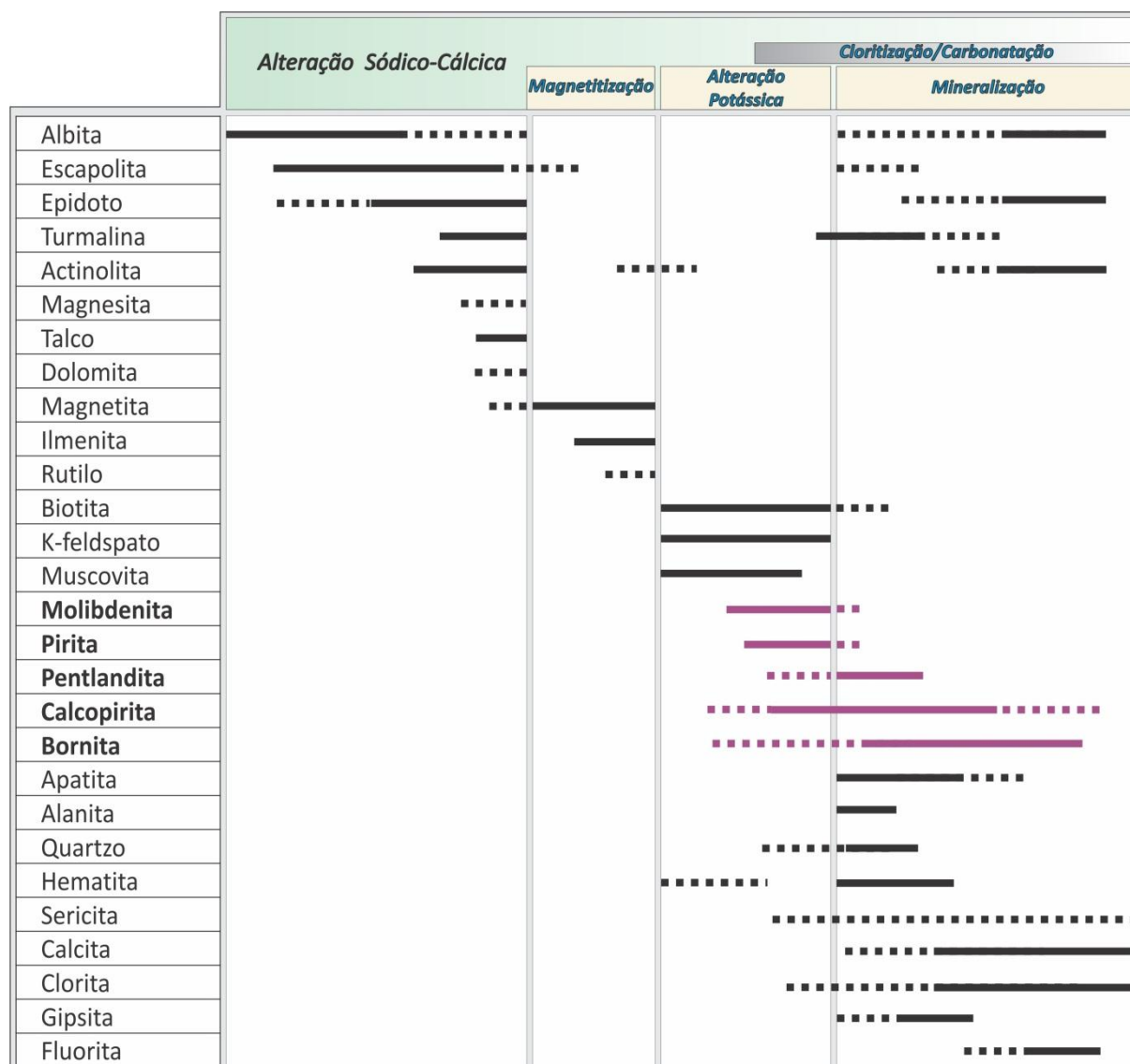


Figura 9.2 – a: Sequência paragenética dos minerais de ganga e de minério, e relações temporais entre os tipos de alteração hidrotermal e a mineralização no depósito Visconde.

9.2.1 – Alteração Sódico-Cálcica

Mais abrangente que as demais, a alteração sódico-cálcica foi, de início, marcada pela substituição de associações minerais primárias em condições próprias do regime dúctil-rúptil e, mais tardiamente, por veios e vênulas de preenchimento em condições rúpteis. Sob essa designação genérica, foram reconhecidas albitização, escapolitização e anfibolitização

(actinolita e tremolita), além da formação tardia de epidoto, apatita, turmalina, magnetita e carbonato.

Nos granitoides, a alteração sódico-cálcica é ubíqua e identificada em porções isotrópicas a deformadas. É caracterizada por associação de albita, epidoto, tremolita/actinolita, quartzo, calcita e hematita. Próximo aos contatos com gabros/quartzo dioritos, se juntaram a essa associação escapolita e magnetita, além de maiores quantidades de actinolita.

Nos gabros/quartzodioritos esta alteração também é ubíqua, porém mais desenvolvida em zonas de cisalhamento e contatos litológicos. É dada pela substituição de Mg-hornblenda por tremolita/actinolita e escapolitização generalizada do plagioclásio e, em menor escala, pela neoformação de albita. A alteração foi reconhecida pelas assembleias tremolita/actinolita–oligoclásio–biotita–quartzo–magnetita–ilmenita e tremolita/actinolita–escapolita–magnetita–apatita–biotita. Nesta última, os teores de actinolita ou magnetita podem ultrapassar 30%, quando então são descritos respectivamente como actinolititos e magnetititos.

Nas rochas metavulcânicas félsicas, esta alteração é marcada pela albitização, escapolitização e epidotização, com actinolização local e, tardiamente, formação de turmalina, calcita e apatita, estes dois últimos minerais principalmente em veios e bolsões. A assembleia que marca esta alteração é composta por albita–quartzo–escapolita–epidoto–turmalina–apatita–calcita±actinolita±fluorita, associada a alguma hematitização e silicificação.

9.2.2 – Alteração Potássica

A alteração potássica se manifestou preferencialmente em zonas de cisalhamento, contatos litológicos, veios e porções brechadas, e é marcada pela formação de K-feldspato, em geral com $Fe_2O_3 = 0,2\%$, e Cl-biotita e, mais tardiamente, de sericita, além de estar associada aos estágios iniciais de mineralização em zonas previamente submetidas à alteração sódico-cálcica. Nesse contexto, a biotitização é mais difundida nos gabros/quartzodioritos, enquanto a K-feldspatização é diagnóstica de rochas metavulcânicas félsicas e, secundariamente, de granitoides. Veios e vênulas mineralizados que contêm K-feldspato e biotita indicam interação com fluido tardio rico em K.

Nos gabros/quartzodioritos, a associação característica é biotita (altos Cl e Ti)–tremolita–escapolita–quartzo–magnetita(martita e/ou hematita)–turmalina–microclina, que, em zonas de contato, muda para biotita–escapolita–sulfetos–martita.

Nas rochas metavulcânicas, a alteração potássica é marcada pela formação de microclina e muscovita. A microclina ocupa espaços intersticiais de cristais de albita (textura tabuleiro de xadrez) juntamente com quartzo, epidoto, biotita e turmalina ou localmente apenas biotita–escapolita–turmalina.

Nos granitoides, a alteração potássica é representada por K-feldspatização inicial do plagioclásio e posteriormente por biotitização, esta reconhecida também em porções escapolitizadas, principalmente em zonas de contato. A associação típica é biotita (alto Cl e baixo Ti)–microclina (alto Fe)–albita–quartzo, com menores quantidades de actinolita, epidoto, hematita/magnetita e calcopirita. Nos contatos com o gabros/quartzo dioritos, essa alteração se intensifica, sendo dominada por biotita com altos valores de Cl e Ti, certamente influenciada pela composição da rocha máfica, em associação com escapolita–quartzo–turmalina–calcita.

9.2.3 – Alteração Cálcico-magnésiana

Tardia em relação aos outros tipos, esta alteração redundou na substituição de minerais hidrotermais sódico-cálcicos e potássicos. É mais bem reconhecida em veios, vênulas e zonas de brecha, e representada por clorita–actinolita–calcita±gipsita. Em porções ultramáficas, no contato entre metavulcânica félsica e gabro/quartzo diorito, talco e magnesita também ocorrem.

Nos granitoides, feldspatos e quartzo são particularmente afetados, sendo a alteração definida por clinocloro–quartzo–calcita–hematita.

Nos gabros/quartzodioritos, evidências desta alteração são observadas em zonas de cisalhamento e brechão. Biotita e escapolita são substituídas por minerais da associação talco–clorita–magnesita/calcita–actinolita, a que localmente se junta gipsita.

Nas rochas metavulcânicas félsicas, os processos hidrotermais finais são representados principalmente por cloritização e silicificação, sendo comum a associação quartzo–clorita–calcita, que sugere forte influência de fluido sódico-cálcico tardio.

9.2.4 – Mineralização Cupro-Aurífera

A sulfetação está associada aos estágios finais da alteração potássica e à alteração cálcio-magnésiana. A mineralização foi iniciada com disseminações de calcopirita, pirita e molibdenita presentes em porções biotitizadas e sericitizadas, que haviam sido previamente albitizadas, escapolitizadas ou anfibolitizadas. Manifestou-se, em seguida, em veios, vênulas e brechas, que ocorrem em contatos litológicos, zonas de cisalhamento ou densamente

fraturadas. São compostos de calcopirita e bornita, com quantidades subordinadas de molibdenita, pirita e pentlandita, geralmente associados à apatita, albita, turmalina e actinolita, as quais antecedem a precipitação dos sulfetos.

Usando-se as isócoras máxima e mínima do **fluido 1** aprisionado em cristais de apatita de veios mineralizados ($1,0$ e $1,3 \text{ g/cm}^3$), bem como as temperaturas de formação da clorita, também contida nesses veios (290 a 320°C), foram estimadas pressões entre $2,2$ e $2,8 \text{ kbar}$ para aprisionamento do fluido mineralizador (**Fig. 9.2 – b**).

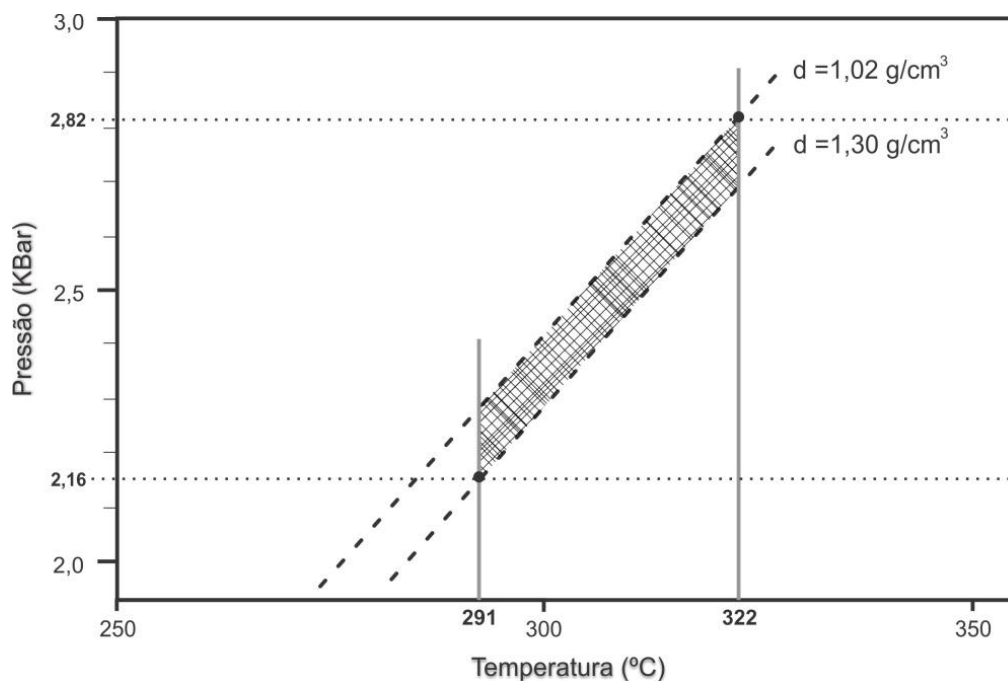


Figura 9.2 – b: Estimativa da pressão de aprisionamento do fluido mineralizador com base em isócoras e temperaturas de formação de clorita presente em veios mineralizados.

9.2.5 – Influência da Alteração Hidrotermal na Composição dos Protólitos

No depósito Visconde, as principais transformações químicas decorrentes do hidrotermalismo nas rochas hospedeiras foram marcadas pelo aumento do conteúdo de álcalis e pelo empobrecimento geral no teor dos ETR, contrastantes com aquelas observadas no minério, marcado por $\text{Fe-Cu-Ni-ETR}\pm\text{Au}\pm\text{Ni}\pm\text{Zn}\pm\text{Y}\pm\text{Co}\pm\text{Se}$.

Independentemente da natureza das rochas hospedeiras, a alteração sódico-cálcica foi precoce e caracterizada por albita com Ab em torno de 98%, escapolita com Me entre 20 e 30% e anfibólios da série tremolita-actinolita. As rochas mostram, assim, enriquecimento de CaO, Na_2O em relação ao K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), Ba e Sr, além de P, B, Y e F.

Com a progressão da alteração sódico-cálcica, os fluidos perderam Na, Ca, Fe e Mg, e tornaram-se alcalinos e menos quentes, culminando com o aumento da razão $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$. Essas

condições favoreceram, então, a formação de microclina e biotita. Amostras que registram essa alteração potássica exibem razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$, enriquecimento em Mg, Fe, Rb, Ti, V e Ga. Observa-se, ainda, que a biotita mais precoce mostra alto teor de Cl e X_{Fe} entre 0,3 e 0,5, enquanto que a biotita mais tardia apresenta conteúdo de Cl variável e X_{Fe} entre 0,2 e 0,3, além de razões F/Cl na faixa de 0,3 a 0,8.

O aumento das atividades de Ca^{2+} , BO_3^- e PO_4^{3-} nos estágios finais da evolução do fluido mineralizador é indicado pela formação de turmalina e apatita em veios e brecha, associados à mineralização. Houve também aumento no teor de ETR incorporados principalmente na alanita que também ocorre principalmente nas brechas. De forma análoga, espécies como H^+ e CO_2 , teriam se enriquecido em fases tardias e já diluídas do fluido mineralizador, e junto às estruturas rúpteis, levaram a formação de clorita e calcita.

Os dois principais tipos de alteração hidrotermal (sódico-cálcica e potássica) causaram notáveis mudanças composicionais nas rochas, notadamente em termos dos conteúdos de Na_2O , K_2O , CaO , Fe_2O_3 e MgO , além dos de F e Cl em alguns minerais. As composições químicas das amostras revelam que **1)** a albitização foi a principal alteração nos granitoides, **2)** a biotitização foi mais representativa nos gabros/quartzodioritos, seguida da anfibolitização e escapolitização e **3)** albitização, escapolitização, K-feldspatização e pouca biotitização foram processos importantes nas rochas metavulcânicas félsicas.

Para as amostras dos diferentes litotipos, os diagramas ternários $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-(\text{CaO}$ ou Fe_2O_3 ou $\text{MgO})$ exibem, em relação aos campos das alterações sódico-cálcica e potássica, a distribuição destas amostras (**Fig. 9.2 – c**). O diagrama de variação seguinte (**Fig. 9.2 – d**) expõe a distribuição das mesmas amostras em função de K_2O , $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, FeO_t , MgO e $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ e as associa aos principais tipos de alteração hidrotermal vistos no depósito Visconde.

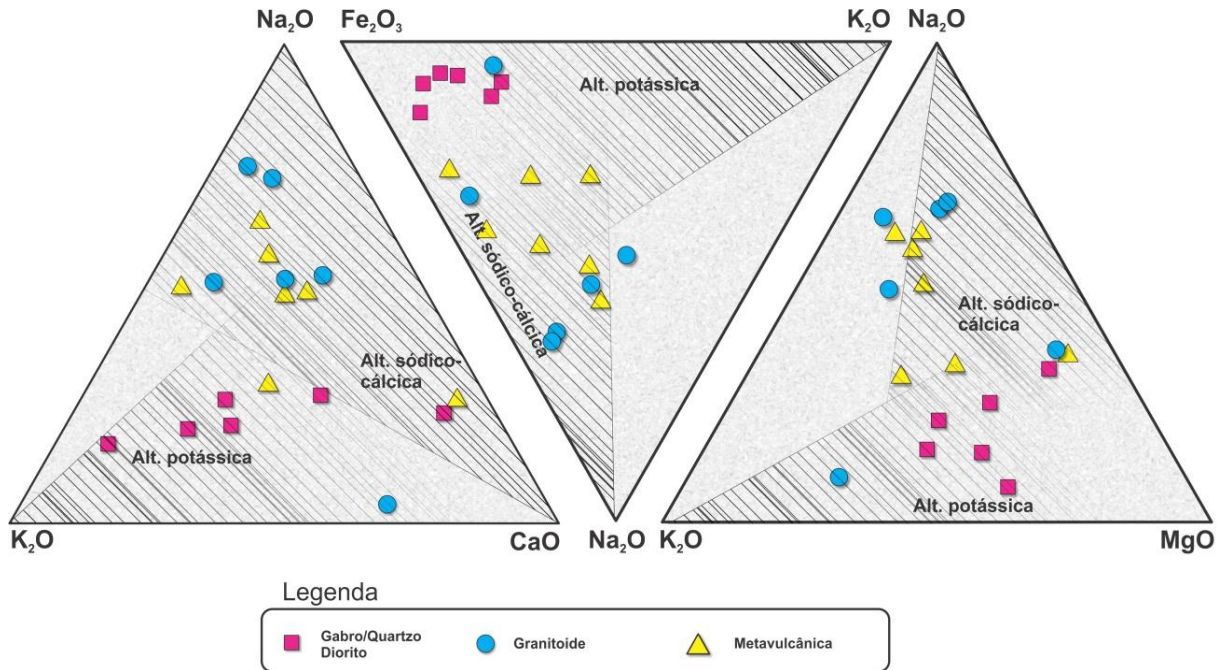


Figura 9.2 – c: Distribuição das amostras de rochas do depósito Visconde em relação aos campos dos dois principais tipos de alteração hidrotermal a que elas foram submetidas.

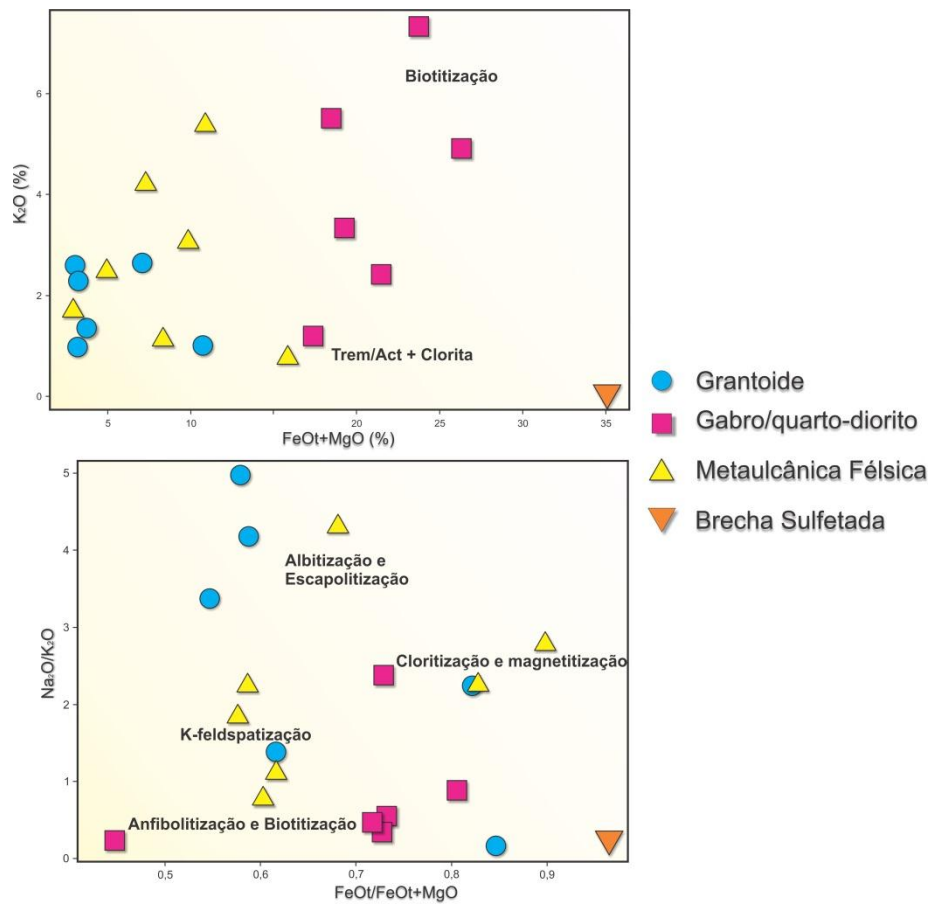


Figura 9.2 – d: Diagramas K₂O x FeO_T+MgO e Na₂O/K₂O x FeO_T/(FeO_T+MgO) com distribuição de amostras em relação a processos hidrotermais que atuam no depósito Visconde.

9.3– NATUREZA E ORIGEM DOS FLUIDOS

No paleossistema hidrotermal Visconde, o fluido $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2\pm\text{MgCl}_2$, ou simplesmente **fluido 1**, é o mais antigo e se fez presente nos estágios pré e sin-mineralização, além de ser responsável pelos principais tipos de alteração hidrotermal constatados no depósito Visconde. Considerado o fluido mineralizador, seus principais solutos incluem NaCl, CaCl_2 , KCl, FeCl_2 e $\text{MgCl}_2(?)$, mas certamente também transportou P, B, F, Y, Ba, Sr, Rb e ETR, além de Cu, Ni, Au e espécies de S. Os granitoides são fonte provável de muitos desses componentes, porém não se pode descartar possíveis contribuições decorrentes da lixiviação das rochas encaixantes, como, por exemplo, do Ni e parte significativa do Fe.

O **fluido 1**, inicialmente hipersalino, respondeu pelos estágios precoces que foram dominados pela alteração sódico-cálcica, quando se formaram escapolita, albita, tremolita-actinolita e epidoto. Nesse processo, o fluido se enriqueceu em K e Fe, o que permitiu precipitação de magnetita, localmente em abundância, e intensa potassificação. Em níveis crustais mais rasos, este fluido se misturou com águas superficiais tornando-se mais diluído e frio.

O **fluido 2** ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2\pm\text{MgCl}_2$), de ocorrência restrita, deve ter circulado após o evento mineralizador em resposta à intrusão de diques de gabro e diabásio, dos quais possivelmente extraiu Fe e Mg. Se o único registro de T_h elevada ($>400^\circ\text{C}$) for representativo, o **fluido 2** também teria experimentado perda de salinidade e de temperatura, embora mantendo, após o início da diluição, pouca variação termal.

O **fluido 3** ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{KCl}$) poderia ter sido exsolvido do magma que gerou a intrusão do granito Rio Branco (1,88 Ga) e interagido com as rochas do depósito, do que teriam resultado os processos de sericitização e argilização finais. Aparentemente, não constituiu um fluido saturado e, na área do depósito, as mais altas temperaturas não passaram de 300°C . A exemplo do fluido 2, também experimentou diluição. A relação entre os três fluidos é mostrada a seguir (**Fig.9.3.1**).

Em vários depósitos cupro-auríferos da PMC, há registro de fluidos sódico-cálcicos nos estágios iniciais da alteração, bem como mistura com fluidos menos salinos e frios, interpretando-se a introdução de Fe e Mg como resultado da interação com rochas encaixantes. No depósito Sossego, em especial, Rosa (2006) identificou os fluidos de composição aproximada pelos sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$, hipersalinos e quentes, que foram interpretados como precoces e responsáveis pelas principais feições de alteração. Um terceiro fluido, nos estágios tardios, menos quente e salino, teria resultado da

mistura entre aqueles dois fluidos com composição descrita pelo sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-FeCl_2$.

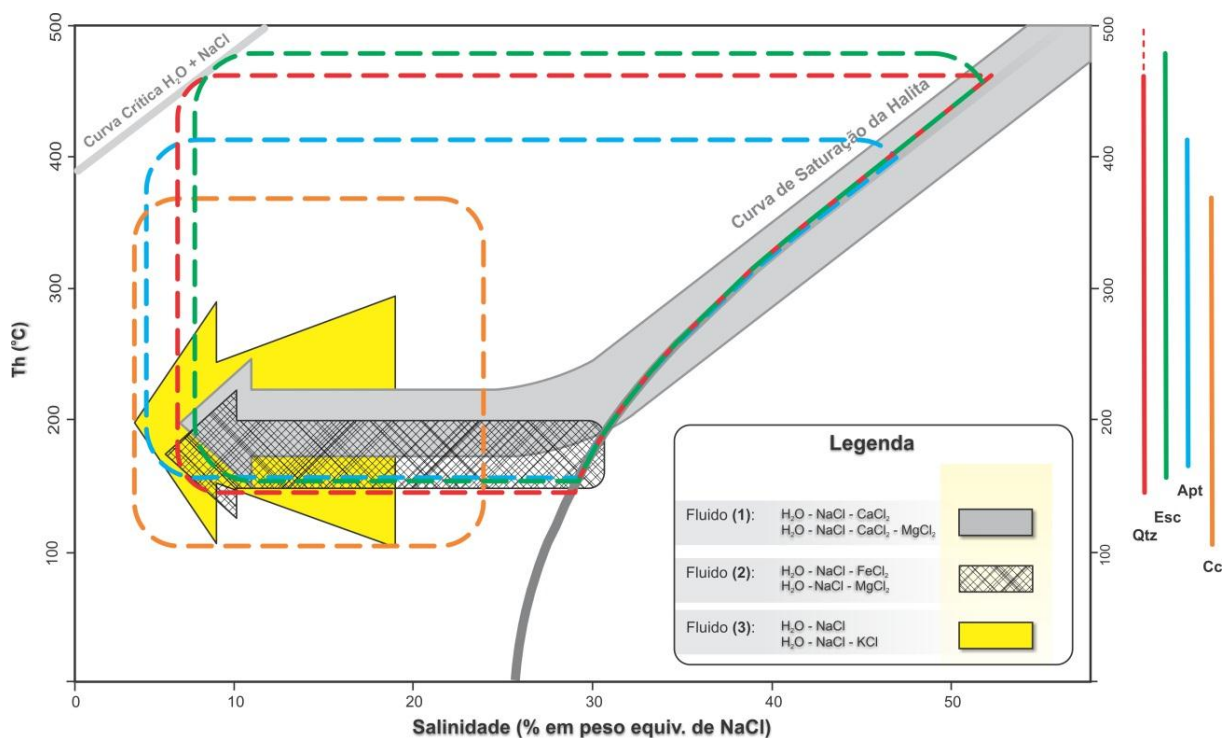


Figura 9.3.1: Evolução dos fluidos 1, 2 e 3 no depósito Visconde. As setas indicam diluição dos fluidos e no caso do fluido 1 (seta cinza) diluição e resfriamento. As linhas verticais representam os intervalos de T_h das IF nos diferentes cristais hospedeiros, enquanto as áreas delimitadas pelas linhas tracejadas mostram as variações de salinidade e T_h dos três fluidos em vista dos minerais hospedeiros. Qtz = quartzo; Esc = escapolita; Apt = apatita; Cc = calcita.

A ocorrência de minerais hidrotermais com elevados teores de Cl (especialmente escapolita) e F, comuns no depósito Visconde, também têm sido descrita em outros depósitos cupro-auríferos de Carajás, tais como os depósitos Cristalino (Huhn *et al.*, 1999b), Igarapé Bahia (Tavaza, 2000) e Sossego (Villas *et al.*, 2005; Souza, 2007; Monteiro *et al.*, 2008). Ramsay & Davidson (1970), Frietsch *et al.* (1997) e Yardey & Graham (2002) sugerem que a abundância de escapolita tem relação com metassomatismo sódico, cuja fonte dos componentes, em especial Na, Ca e Cl, poderiam ser sequências carbonático-evaporíticas.

Neste cenário, o **fluido 1**, hipersalino, face à falta de evidências de ebulição, se distancia de uma fonte unicamente magmática e abre a possibilidade de uma fonte mista com contribuição de fluidos metamórficos, basinais e/ou de circulação profunda, ou mesmo a circulação através de leitos evaporíticos, como proposto para o depósito Igarapé Bahia (Xavier *et al.*, 2005) e Sossego (Monteiro *et al.*, 2005, 2008; Rosa, 2006; Souza 2006; Xavier *et al.*, 2008, 2010). A evolução hidrotermal do depósito Visconde é sintetizada abaixo (**Fig.9.3.2**).

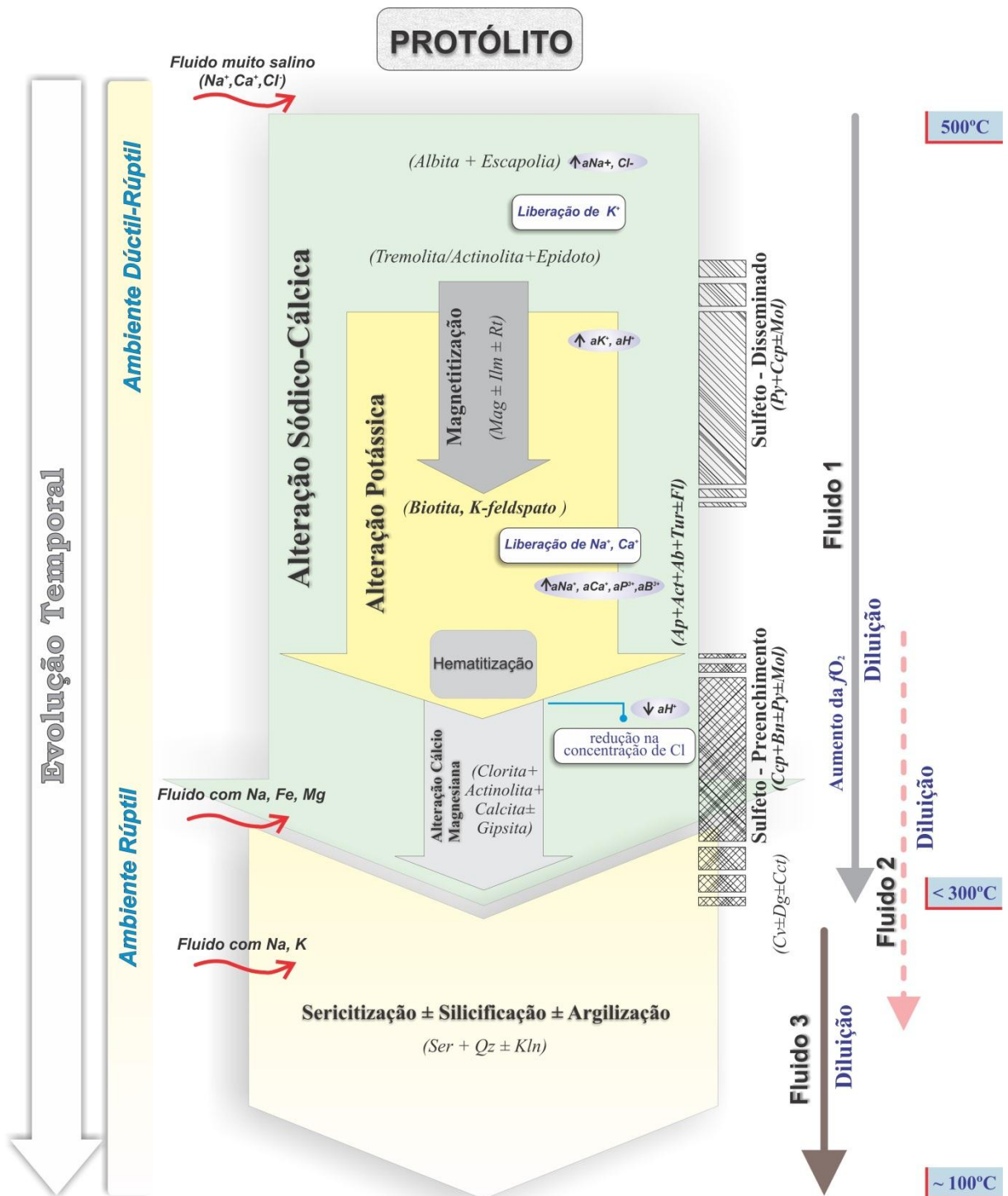


Figura 9.3.2: Diagrama esquemático da evolução hidrotermal do depósito Visconde, com base em dados geoquímicos e microtermométricos. Act = actinolita; Ap = apatita; Bn = bornita; Kln = caulinita; Cct = calcocita; Cv = covelita; Ccp = calcopirita; Dg = digenita; Fl = fluorita; Gips = gipsita; Ilm = ilmenita; Mol = molibdenita; Mag = magnetita; Py = pirita; Qz = quartzo; Rt = rutilo; Ser = sericita; Tur = turmalina.

9.4 – MODELO DE FORMAÇÃO DO DEPÓSITO VISCONDE E COMPARAÇÃO COM O DEPÓSITO SOSSEGO

O depósito Visconde compartilha características com depósitos IOCG e, especialmente, com outros depósitos cupro-auríferos arqueanos da PMC. Nesta província, evidências de circulação de fluido de composição sódico-cálcica, quente e hipersalino, são comuns e a ele são atribuídos os principais tipos de alteração hidrotermal observados nas rochas.

No depósito Visconde, rochas metavulcânicas félsicas (Grupo Grão Pará) alojaram granitoides e gabros/quartzodioritos sob condições sin a tardi-tectônicas, de modo que os efeitos da tectônica compressiva ainda se faziam presentes no início do processo hidrotermal influenciado pelo **fluido 1**. Em decorrência, a alteração hidrotermal foi fortemente controlada por zonas de cisalhamento dúcteis a dúctil-rúpteis. Os estágios tardios da alteração se desenrolaram sob influência de uma tectônica tensional, que produziu abundantes fraturas e, mais restritamente, corpos brechoides, para onde grande quantidade de fluido (**fluido 1**) foi canalizada. Mais tarde, ocorreu intrusão de diques máficos, que seccionaram zonas mineralizadas e rochas encaixantes, mostrando localmente similares feições de alteração bem como sulfetos remobilizados. Muito provavelmente, essas intrusões acionaram a migração do **fluido 2**. Sem sinais de mineralização e/ou feições de alteração similares às rochas mais antigas, ocorreu o alojamento do granitoide alcalino que pode ser representante da granitogênese de 1,88 Ga e pode ter sido a fonte do **fluido 3**. As manifestações ígneas finais são representadas por diques félsicos e máficos sem feições de alteração. A **figura 9.4.1** sumariza, de forma esquemática, a evolução geológica da área do depósito Visconde.

A precipitação de minério certamente ocorreu em resposta à redução da temperatura durante a migração do fluido de profundidades maiores (ambiente rúptil-dúctil) para níveis mais rasos (ambiente rúptil), bem como ao aumento da f_{O_2} , evidenciado pela presença de magnetita, hematita ou gipsita em associações minerais do minério. A diminuição da salinidade do **fluido 1** em decorrência da mistura com águas superficiais nos estágios tardios deve também ter potencializado a precipitação dos sulfetos.

A **figura 9.4.1** sumariza a possível evolução geológica do depósito Visconde e a sequência de influxo dos fluidos hidrotermais desde tempos arqueanos até paleoproterozoicos. Dada a complexidade a área e a diferenças entre escalas de mapeamento, a datação de 2831 ± 6 Ma do Granito Serra Dourada (Feio, 2011) não compromete o entendimento dos fluidos

atuantes no depósito Visconde, sucessão da alteração hidrotermal e modelo evolutivo proposto, visto outros corpo intrusivos menores podem ocorrer na área.

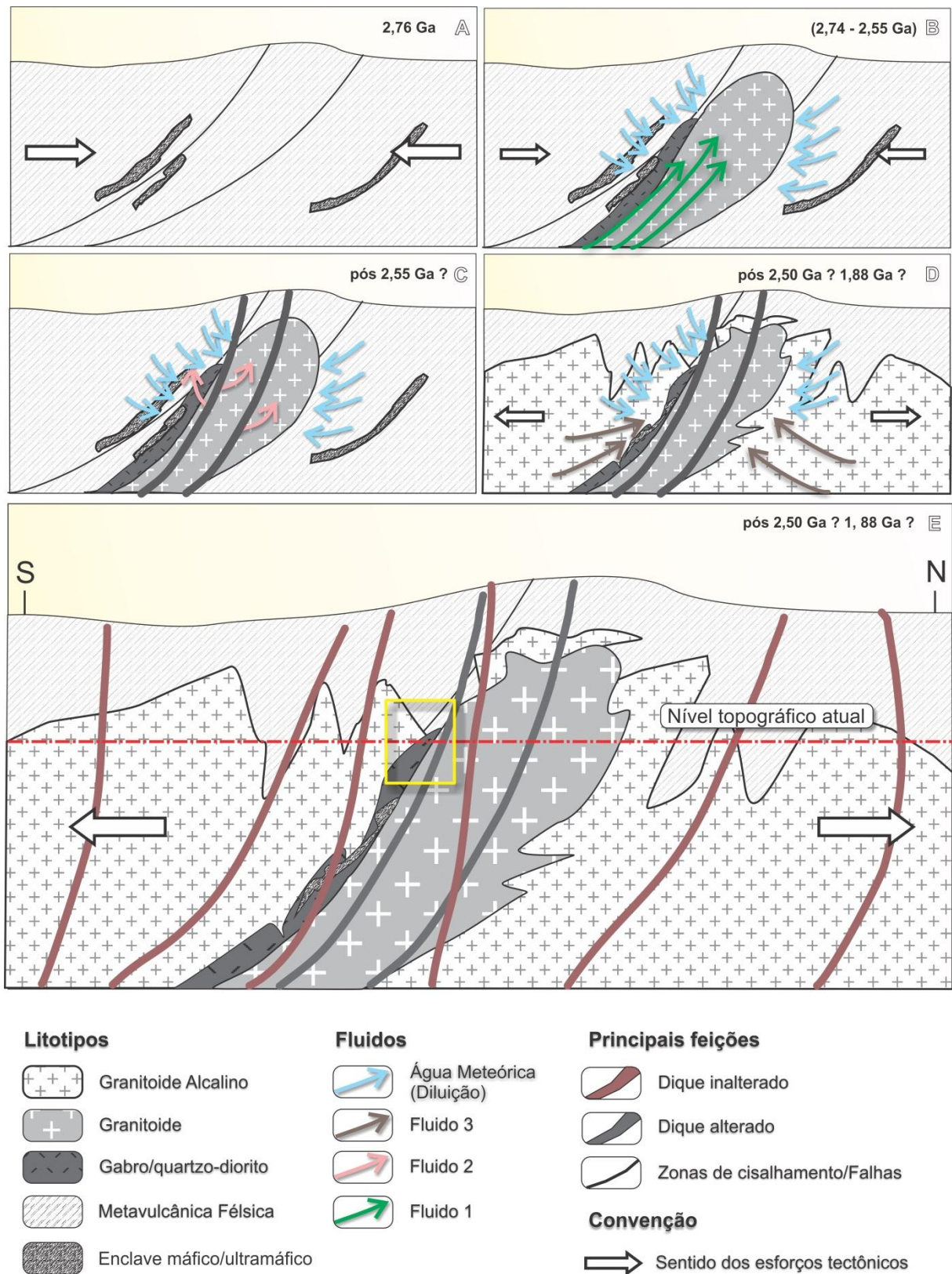


Figura 9.4.1: Evolução geológica esquemática da área do depósito Visconde. (A) Rochas do Grupo Grão Pará em regime transpressional; (B) Alojamento de granitoides e gabbros/quartzodioritos,

circulação do **fluido 1** e evolução do sistema hidrotermal provocando alteração e mineralização; **(C)** Intrusão de diques máficos alterados pela migração do **fluido 2** e remobilização de sulfetos; **(D)** Intrusão de granito alcalino anorogênico em regime extensional e influxo do **fluido 3**; e **(E)** Diques félsicos e máficos, não alterados, como última manifestação magmática registrada na área do depósito (quadrado amarelo).

O depósito Visconde também mostra similaridades com depósitos que, nas últimas duas décadas, vêm sendo designados de IOCG (Hitzman *et al.*, 1992; Williams *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2010). O minério, dominado por calcopirita e bornita, ocorre em brechas, veios e zonas de *stockwork*. Corpos de magnetititos, embora menos expressivos, também estão presentes. As transformações hidrotermais, ocorridas sob elevadas razões fluido/rocha, evoluíram de um estágio precoce sódico-cálcico para potassificação, que foi seguida pela mineralização, em que dominam sulfetos.

O padrão de zoneamento da alteração hidrotermal está esboçado na **figura 9.4.2**, observando-se que, durante a deposição do minério, não houve registro de formação de veios de quartzo ou de zonas silicificadas.

As semelhanças entre os depósitos Sossego e Visconde incluem a natureza das rochas hospedeiras, os tipos de alteração e paragênese hidrotermal, as assinaturas geoquímicas (Fe–Cu–Au–ETR±Au±Ni±Co). Apesar da ocorrência de corpos de minério em diferentes níveis estruturais no depósito Sossego, as rochas dos dois depósitos mostram feições similares decorrentes de intenso metassomatismo sódico a sódico-cálcico e de deformação provocada por zonas de cisalhamento, ambos de caráter regional.

No depósito Visconde, a evolução de ambiente dúctil-rúptil a totalmente rúptil é acompanhada pela intervenção de fluido sódico-cálcico, hipersalino, oriundo de possível fonte mista, o qual exhibe forte decréscimo de temperatura e salinidade devido à mistura com água meteórica. No caso do depósito Sossego, Rosa (2006) identificou fluidos similares (sem evidência de ebulição), com salinidades superiores a 50% equiv. em peso de NaCl, que foram resfriados e fortemente diluídos possivelmente por águas superficiais.

No que concerne às condições de P e T, as temperaturas de formação do minério no depósito Sossego (Monteiro *et al.*, 2008), calculadas com base em isótopos de oxigênio (^{18}O), compreendem o intervalo de 550°C (mineralização associada aos magnetititos e actinolititos dos corpos Sequeirinho–Baiano–Pista de níveis estruturais mais profundos) a 300°C (mineralização tardia em veios e vênulas de níveis estruturais mais elevados). No depósito Visconde, as condições de PTX foram estimadas com base em estudos microtermométricos de inclusões fluidas, tendo-se chegado a valores muito similares aos obtidos no depósito Sossego.

A diferença marcante entre as áreas dos depósitos Sossego e Visconde reside na ausência de concentrações econômicas de Cu-Au, visto que ainda não foram descobertas grandes acumulações de sulfetos em Serra Dourada. A provável baixa concentração dos metais (Fe, Cu, e Au) pode ter culminado nas poucas concentrações de minério, visto que as composições dos fluidos, condições termais e o aporte de agentes complexantes geraram condições exequíveis para o acúmulo de minério similar ao depósito Sossego.

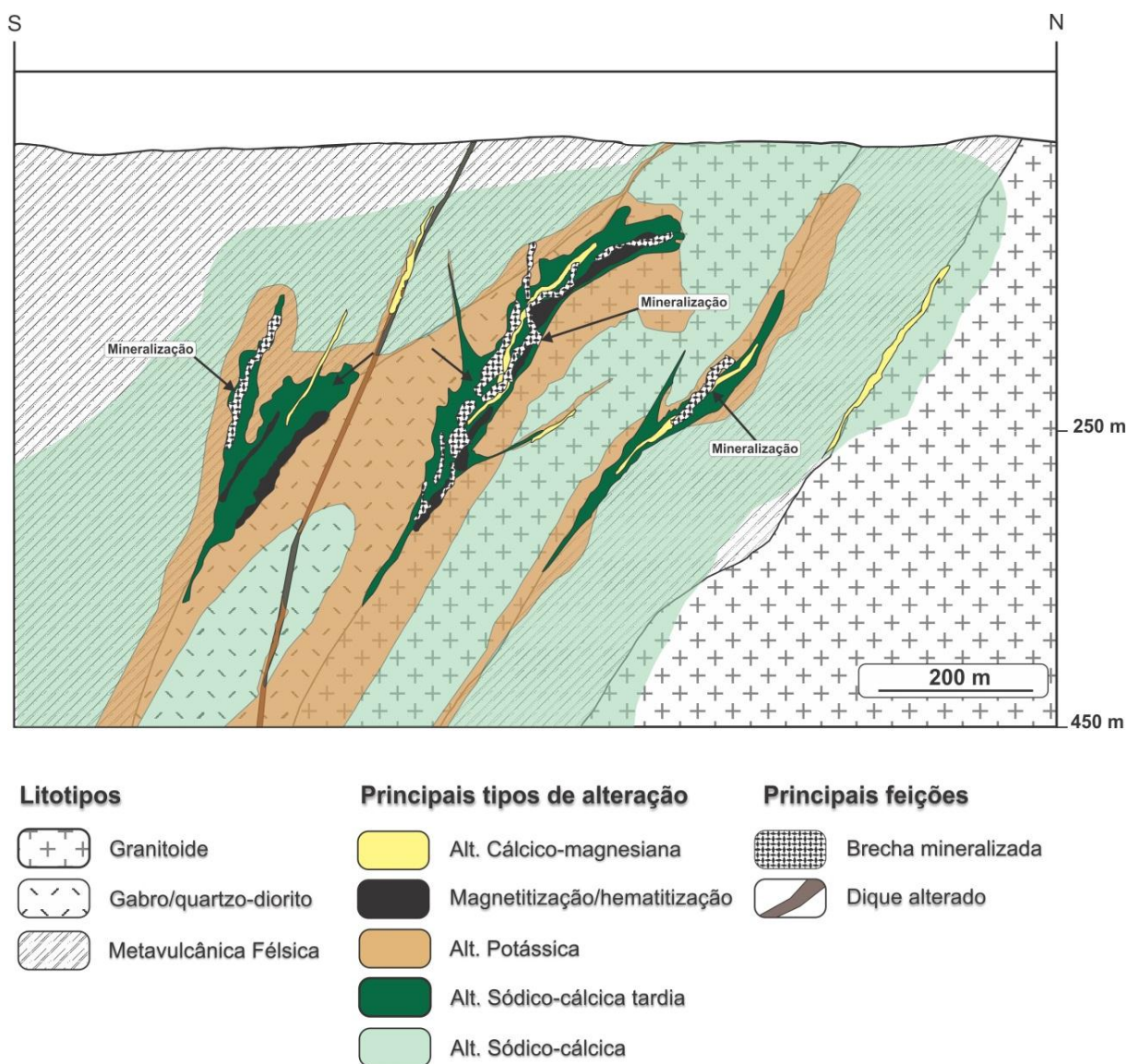


Figura 9.4.2: Seção N-S esquemática do depósito Visconde que retrata a distribuição espacial das zonas de alteração hidrotermal e dos corpos mineralizados.

10. CONCLUSÕES

O depósito Visconde, localizado nas imediações de Serra Dourada, está hospedado em rochas metavulcânicas félsicas, pertencentes ao Grupo Grão Pará, e em corpos granitoides e máficos nelas intrusivos. Não obstante a intensa alteração hidrotermal, os protólitos das rochas metavulcânicas félsicas foram interpretados como dacitos e riodacitos, enquanto que a composição original dos granitoides foi inferida variar de monzogranítica a granodiorítica, com feições químicas e texturais similares ao Granito Planalto. Quanto às rochas intrusivas máficas, os protólitos foram considerados gabros a quartzodioritos, cujo magmatismo foi aparentemente contemporâneo ao que gerou os granitoides. Diques máficos cortam essas rochas e mostram evidências de que foram também alterados durante o mesmo evento hidrotermal, diferentemente das últimas manifestações magmáticas registradas na área e representadas por intrusões graníticas isótropas e por diques félsicos e máficos, que se revelam praticamente sem alteração.

As transformações hidrotermais, que foram essencialmente controladas por estruturas dúctil-rúpteis e rúpteis, obedeceram à seguinte sequência evolutiva, da mais precoce para a mais tardia: 1) alteração sódico-cálcica, ubíqua e marcada por albitização, escapolitização ou anfibolitização; 2) alteração potássica, em que K-feldspato e biotita são os minerais característicos; 3) alteração sódico-cálcica, mais localizada e geradora de albita, epidoto, apatita, turmalina e fluorita; e 4) alteração cálcico-magnésiana que produziu clorita, carbonatos e actinolita, além de talco subordinado. Magnetitização e hematitização geralmente antecederam a precipitação dos sulfetos e estão associadas às alterações sódico-cálcicas (magnetitização) e potássicas (hematitização). Nos granitoides, os processos mais proeminentes foram albitização, epidotização e turmalinização, enquanto que escapolitização, biotitização, anfibolitização e magnetitização foram mais comuns nos gabros/quartzodioritos e a K-feldspatização nas rochas metavulcânicas félsicas.

A mineralização cupro-aurífera, controlada por estruturas rúpteis, teve lugar durante os estágios tardios do sistema hidrotermal Visconde. Os sulfetos são representados pela associação de calcopirita, pirita e molibdenita, associados à tremolita-actinolita, escapolita, albita e magnetita, a qual, em zonas brechadas e intensamente fraturadas, grada para calcopirita e bornita com quantidades menores de molibdenita, pirita e pentlandita, que compõem parte das matrizes de brecha e/ou são constituintes de veios. Associados a este último grupo de sulfetos, apatita, escapolita, actinolita, epidoto, turmalina, calcita, gipsita e

fluorita, perfazem a principal paragênese do minério. Em termos geoquímicos, minério é assinalado por Fe–Cu–Ni–ETR±Ni± Zn±Y±Co±Se.

Os dados de inclusões fluidas, que foram aprisionadas em cristais de quartzo, escapolita, apatita e calcita dos diversos litotipos, apontam o envolvimento de pelo menos três fluidos aquosos. O **fluido 1**, descrito simplificada pelo sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2\pm MgCl_2$ e presente em todos os minerais hospedeiros, foi quente (450–500°C) e hipersalino (até 58% em peso eq. de NaCl). Sua interação com as rochas encaixantes gerou os halos de alteração bem como a mineralização, à medida que experimentava resfriamento e diluição causados provavelmente por mistura com águas superficiais.

O influxo dos fluidos **2** ($H_2O-NaCl-FeCl_2\pm MgCl_2$ com até 30% em peso eq. de NaCl) e **3** ($H_2O-NaCl\pm KCl$ com até 18% em peso eq. de NaCl), menos quentes, se deu após o evento mineralizador. O **fluido 2**, de circulação restrita e preservado apenas em cristais de quartzo e apatita, poderia estar relacionado à intrusão dos diques máficos tardios. O **fluido 3**, por sua vez, teria sido acionado durante o alojamento do granito alcalino (1,88 Ga?), e foi registrado, à semelhança do **fluido 1**, em todos os minerais hospedeiros, só que em IF insaturadas, pertencentes à assembleia de inclusões fluidas tardia.

A elevada salinidade do **fluido 1**, que permitiu a precipitação de minerais ricos em Cl (escapolita, Cl-biotita) em abundância, sugere, como fonte, os magmas graníticos, porém esta hipótese fica enfraquecida pela falta de evidências de ebulição. Alternativamente, esse fluido, de origem desconhecida, teria migrado através de sequências carbonático-evaporíticas, de onde teria retirado grande parte do Na, Ca e Cl. A partir daí, com alto conteúdo do ligante Cl^- , teria tido condições de solubilizar grandes quantidades de Fe das rochas encaixantes. O não registro até aqui daquelas sequências em Carajás torna esta hipótese também vulnerável e a questão fica em aberto. Dados mineralógicos, químicos e microtermométricos corroboram que os principais solutos do fluido mineralizador foram NaCl, $CaCl_2$, KCl, $FeCl_2$ e $MgCl_2(?)$, com menores concentrações de P, B, F, Y, Ba, Sr, Rb e ETR, além de Cu, Ni, Co e espécies de S.

Ao comparar-se o depósito Visconde com os principais depósitos cupro-auríferos arqueanos da PMC, constatam-se similaridades, mas também importantes dessemelhanças.

Incluem-se nas similaridades a natureza das rochas encaixantes (metavulcânicas, intrusivas félsicas e máficas) e o minério, cupro-aurífero, formado por processo hidrotermal tardio controlado estruturalmente e hospedado em brechas, cuja conformação é associada a zonas de alteração de caráter mais regional. Também são reconhecidas as típicas sucessões de alteração sódico-cálcica, ubíquas e precoces, estágios de precipitação de óxido de ferro, e

evolução para alterações potássicas, mais restritas e sin-mineralização, além das assinaturas geoquímicas do minério, dominadas por Fe–Cu–Au–ETR±Au±Ni±Co, logo, como classe, o depósito Visconde por ser descrito do tipo IOCG.

Apesar da ocorrência de corpos de minério em diferentes níveis estruturais no depósito Sossego, as rochas dos dois depósitos mostram feições similares decorrentes de intenso metassomatismo sódico a sódico-cálcico e de deformação provocada por zonas de cisalhamento, ambos de caráter regional. No entanto, para estes depósitos, as principais diferenças residem na escassez de acumulações cupro-auríferas na região de Serra Dourada, provavelmente associadas a menores teores de S, Cu e Au.

REFERÊNCIAS

- Albuquerque, M. A. C., Andrade, P. J. M. B., Maurity, C., Kwitko, R., 2001. Geologia e características das mineralizações cupríferas do depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. *In: SGB Simp. Geol. da Amazônia, Belém (PA). 7. Resumos expandidos...* Belém, PA: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. 1984. *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher Ltda., 378 p.
- Almeida, J.A.C., Oliveira, M. A., Moura, C. A. V., Carvalho de Oliveira, D., Althoff, F. J., Costi, H. T., Borges, R. M. K. 2008. *Geologia da Folha Marajoara SB-22-Z-C-V, Sistema de informações geográficas, Escala 1:100.000. Levantamentos Geológicos Básicos*. Nota explicativa. Pará: CPRM/UFPA (Série Programa Geologia do Brasil – PGB), 110 p. 1 CD-ROM.
- Althoff F.J., Barbey P., Macambira M.J.B., Scheller T., Leterrier J., Dall'Agnol R., Lafon J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). *In: Réunion des Sciences de la Terre. Resumes. Brest, Soe. Géol. Fr. p. 62.*
- Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**: 187-206.
- Anthony, E.Y. & Titley, S. 1994. Patterns of element mobility during hydrothermal alteration of the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona: *Economic Geology*, **89**: 186–192.
- Araújo, O.J.B. & Maia, R.G.N. 1991. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Projeto Grande Carajás; sub-projeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z - A Serra dos Carajás – Estado do Pará*, DNPM/CPRM; Brasília, 136p.
- Araújo, O.L., Maia, R.G.N., João, X.S., Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7., 1988, Belém. Anais...* Belém, PA: SBG. p.324-338.
- Augusto, R. A., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Souza Filho, C. R. 2008 Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (2): 263-277.
- Avelar, V. G., Lafon, J. M., Correia Jr, F. C., Macambira, E. M. B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (4): 453-460.
- Avelar, V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém. 149 p.
- Azevedo, T.R., Ronaldo, A. P., Macambira, M. J. B. 2004. Estudo de zircão arqueano na resolução de problemas estratigráficos da região da Serra do Inajá, SE do Cráton Amazônico. *In: Congr. Bras. Geol., 42., 2004, Araxá. Resumos...* Araxá/MG: SBG. 1 CD-ROM.
- Bakker, J. R. 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and form modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, **194**: 3–23.
- Barbosa, A.A., Lafon, J.M; Neves, A.P., Vale, A.G. 1995. 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*, **7**: 147-164.
- Barbosa, J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém. 112 p.

- Barros, C.E.M., Macambira, Barbey, P., Sheller, T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geologia*, **34** (4): 531-538.
- Barros, C.E.M., Dall'Agnol, R., Soares, A. D. V., Dias, G. S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geológica Leopoldensia*, **40**: 31-70.
- Barros, C. E. M., Barbey, P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2,5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás – O complexo granítico estrela e sua auréola de contato. *Revista Brasileira de Geologia*, **28** (4): 513-522.
- Barros, C.E.M.; Barbey, P.; Boullier, A.M. 2001. Role of Magma Pressure, Tectonic Stress and Crystallization Progress in the Emplacement of Syn-tectonic Granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil): *Tectonophysics*, **343**: 93–109.
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. 2001a. Idade de zircões do complexo granítico estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SBG Simp. Geol. Da Amazônia, 7., 2001, Belém. *Resumos expandidos...* Belém, PA: SBG. p. 17-20.
- Barton. M.D. & Johnson, D.A. 1996. Evaporitic Source Model for Igneous Related Fe Oxide–(REE–Cu–Au–U) Mineralization. *Geology*, **24**: 259–262.
- Bau, M., 1991, Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, **93**: 219–230.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O – NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 683–684.
- Boynton, W. V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, p. 63-114.
- Borisenko, N. F. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology & Geophysics*, **18**: 11-19.
- Brown P.E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, **74**: 1390-1393.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- Chou, I. 1987. Phase relations in the system NaCl–KCl–H₂O. III. Solubilities of halite in vapor-saturated liquids above 445°C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl–H₂O to 1000°C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 1965-75.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K. A. 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*. **9**: 6-11.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Cong. Geol. Chileno, 2, Arica. *Actas...* Chile, p. 137-148.
- Dall'Agnol, R, Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brasil. *Lithos*, **80**: 101-129.

- Dall'Agnol, R.; Oliveira, M.A.; Almeida, J.A.C.; Althoff, F.J.; Leite, A.A.S.; Oliveira, D.C.; Barros, C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. *In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Field trips guide...* Belém/PA, p. 97-150.
- Davis, W. D., Lowenstein, T. K., Spencer, R. J. 1990. Melting behavior of inclusions fluids in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 591-601.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1966. *An introduction to the rock forming minerals. London: Longman Group Limited.* 528p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210
- Dias, G.S., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., Soares, A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *In: SBG Simp. Geol. da Amazônia*, 5, 1996, Belém, *Resumos Expandidos...* Belém, PA: SBG, p. 376-379.
- Docegeo (Rio Doce Geologia e Mineração S.A), 1988b. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. *In: Congresso Brasileiro De Geologia*, 35. 1988, Belém. *Anais...* Belém, PA: SBG,1: 11-54.
- Dongen, M., Weinberg, R. F., Tomkins, A. G. 2010. REE-Y, TI, and P remobilization in magmatic rocks by hydrothermal alteration during Cu-Au deposit formation. *Economic Geology*, **105**: 763-776.
- Feio, G. R. L. 2011. *Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém. 205 p.
- Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O., Perdahl, J. A. 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reviews*, **12**: 1-34.
- Galarza, M.A. 2002. *Geocronologia e geoquímica isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás, Brasil*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém. 214p.
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B., Villas, R.N. 2007. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil, *Journal of South American Earth Science*, Accepted Manuscript.
- Galarza, M.A.T. & Macambira, M.J.B. 2002. Petrologia e Geocronologia das Rochas Encaixantes do Depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. *In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.). SBG, Contribuições à geologia da Amazônia*, Manaus (AM), **3**: 153-168.
- Goldstein, R.H. & Reynolds, T. J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals SEMP. Short Course, v. 31, SOc, *Sediment Geology*, Tulsa, Oklahoma, 198p.
- Gomes, A.C.B. 2003. *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Dissertação de metrado, Universidade Federal do Pará, 160p.
- Gow, P. A., Wall, V. J., Oliver, N. H. S., Valenta, R. K. 1994. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Further evidence of hydrothermal origins. *Geology*, **22**: 633-636.

- Grainger, C. J., Groves, D. I., Tallarico, F. H. B., Fletcher, I. R. 2008. Metalligenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews*, **33**: 451–489.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., Hizman, M. W. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: implications of origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, **105**: 641-654.
- Hall, D.L.; Sterner, S.M; Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl–KCl–H₂O solutions. *Economic Geology*, **83**: 197-202.
- Haynes, D.W., 2000. Iron Oxide Copper–(gold) deposits: Their Position in the Ore Deposit Spectrum and Modes of Origin. In: Porter, T. M. (ed), *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: a Global Perspective. Austral Miner. Fund.*, Adelaide, p. 71–90.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: na example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**: 1-15.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T. 1992. Geological Characteristics and Tectonic Setting of Proterozoic Iron Oxide (Cu-U-Au- REE) Deposits. *Precambrium Research*, **58**: 241–287.
- Huhn, S. R. B., 1996. São os Depósitos Cupríferos de Carajás do Tipo Cu-Au-U-(ETR)? In: SBG, Simp. Geol. Amaz.,5. *Bol. Res. Exp. e Guia Exc.* Belém/PA: SBG, 140-143.
- Huhn, S.R.B., Souza, C.I.J., Albuquerque, M.C., Leal, E.D., Brustolin, V., 1999b. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada - Região da Serra do Rabo – Carajás (PA). In: SBG Simp. Geol. da Amazônia, 6. *Resumos expandidos...*Belém/PA: SBG, p. 140-143.
- Huhn, S.R.B., Macambira, M.J.B., Dall’Agnol, R. 1999a. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: Simp. Geol. da Amazônia, 11., 1999. Manaus. *Anais...* Manaus/AM: SBG, p. 463-466.
- Kerkhof, A. M., Hein, U. Fluid inclusion petrography. 2001. *Lithos*, **55**: 27-47.
- Kranidiotis, P. & Maclean. W.H. 1987. Systematic of chlorite alteration at the phelps dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 1808-1911.
- Krymsky, R.S., Macambira, J.B., Macambira, M.J.B. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. In: PRONEX/SBG Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, 2., 2002. Belém. *Resumos...* Belém/PA: PRONEX/SBG. p. 41.
- Lafon, J.M. & Scheller, T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircões do Granodiorito Cumarú, Serra dos Gradaús, Pa. In: Simp. Geol. da Amazônia, 4, Belém. *Anais.* Belém/PA: SBG, p. 321-324.
- Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Pidgeon, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: International Geological Congress, 31., 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro/RJ. 1 CD-ROM.
- Lancaster Oliveira, J., Fanton, J., Almeida, A.J., Leveille, R.A., Vieira, S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper–gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: 31st International Geological Congress, *Abstracts...*CD-ROM.
- Leake, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, **6**: 1023-152.

- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Shumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, **35**: 219-246.
- Leite, A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. 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*, **34** (4): 447-458.
- Lima, F.D. & Pinheiro, R.V.L. 2001. Formação Gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. *In*: Reis, N.J. & Monteiro, M.A.S. (Ed.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus/AM: SBG. **2**: 201-224.
- Lindenmayer, Z. G., Fleck, A. Gomes, C. H., Santos, A. B. S., Caron, R., Paula, F. C., Laux, J. H., Pimentel, M. M., Sardinha, A. S. 2005. Caracterização Geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. *In*: Marini, O. J., Queiroz, E. T., Ramos, B. W. (Eds) 2005. *DNPM/ADIMB – Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, Brasília, p. 157-226.
- Lindenmayer, Z.G. & Teixeira, J.B.G., 1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. *In*: Silva, S.G., Misi, A. (Eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, pp. 33–43.
- Lindenmayer, Z.G., 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. Unpublished Ph.D. thesis, London, Canada, University of Western Ontario, 407 p.
- Lindenmayer, Z.G., Pimentel, M.M., Ronchi, L.H., Althoff, F.J., Laux, J.H., Fleck, A., Baecker, C.A., Carvalho, D.B., Nowatzki, A.C. 2001. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. *In*: Marini, O. J., Queiroz, E. T., Ramos, B. W. (Eds) 2005. *DNPM/ADIMB – Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, Brasília, p. 80-139.
- Lobato, L.M., Rosière, C.A., Silva, R.C.F., Zucchetti, M., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Rios, F.J., Pimentel, M., Mendes, G.E., Monteiro, A.M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás: controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In*: Marini, O.J.; Queiroz, E.T.; Ramos, B.W. (Ed.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília: DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 2005. p. 21-92.
- Macambira M.J.B., Costa J.B.S., Althoff F.J., Lafon J.M., Melo J.C.V., Santos A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the crustal formation of the Carajás province, Brazil. *In*: SBG, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, SBG, Rio de Janeiro/RJ, 1 CD-ROM.
- Macambira, E.M.B. & Tassinari, C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça – sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas. *In*: SBG Congr. Bras. Geol., 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte/MG: SBG, p. 463.
- Macambira, J.B., Macambira, M.; J. B., Cheller, T. Gomes, A. K. B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. *Anais...* Salvador/BA: SBG, **6**:516-518.

- Macambira, J.B., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Gomes, A.C.B. 1996b. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. *In: Cong. Bras. Geol.*, 39., 1996, Salvador. *Anais*. Salvador/BA: SBG, **6**: 516-518.
- Macambira, M.J.B. & Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, (Série Ciências da Terra)*.**7**: 263–288.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do estado do Pará, registrada em zircões detríticos de *greenstone belt* e de cobertura plataformal. *In: Simp. Geol. da Amazônia*, 3., 1991, Belém. *Anais*, Belém: SBG-Núcleo Norte. p. 59-69.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1996a. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38**: 1134-1142.
- Macambira, M.J.B. 1992. *Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Bresil*. Tese de Doutorado. Sciences et Techniques du Langdoc, Université Montpellier II, Montpellier, 212 p.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província Carajás: Evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazonas. *In: SBG Simp. Geol. da Amazônia*, 7, Belém, SBG, Belém, 1 CD-ROM, Workshop I: 68-71.
- Macambira, M.J.B., Pinheiro, R.V.L., Armstrong, R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozoico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? *In: SBG 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. 2003. 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., *Short papers...* Salvador/BA, p. 205-208.
- Macambira, M.J.B., Silva, D. C. C., Vasquez, M. L., Barros, C. E. M. 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozoico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. *In: SBG Congr. Bras. Geol.* 42., Resumos. Araxá/MG: SBG, 1 CD-ROM.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.H., Lindenmayer, Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- Marschik R, Ryan M, Ruiz J, Leveille RA, Almeida AJ. 2002. An Archean Re–Os molybdenite age for the Gameleira Cu–Au–Mo mineralization, Carajas Province, Brazil. *Geological Society of America*, Abstract with Programs, **34** (6): p. 337.
- Marschik, R., Mathur, R., Ruiz, J., Leveille, R., Almeida, A. J. 2005. Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os molybdenite. *Mineralium Deposita*, **39**: 983–991.
- Marschik, R., Spangenberg, J.E., Leveille, R.A., de Almeida, A.J. 2003. The Sossego iron oxide Cu–Au deposit, Carajás, Brazil. *In: Eliopoulos et al.*, D.G. (Ed.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, p. 331–334.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase, W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral*, **19**: 25-34.

- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E. R., Hitzman, M.W., Johnson, A.C., Souza Filho, C.R., Torresi, I. 2008. Spatial and Temporal Zoning of Hydrothermal Alteration and Mineralization in the Sossego Iron Oxide–copper–gold Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and Stable Isotope Constraints. *Mineralium Deposita*, **43**:129–159.
- Monteiro, P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.
- Monteiro, P.M.; Rolando A.P.; Macambira, M.J.B. 2004. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. *In: SGB, Congr. Bras. Geol.*, 42, 2004, Araxá. *Resumos...Araxá/MG: SGB, CD-ROM*.
- Monteiro, V. S., Xavier, R. P., Carvelho, E. R., Hitzman, M. W., Johnson, C. A., Souza Filho, C. R., Torresi, I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, **43**: 129-159.
- Mougeot, R.; Respaut, J.P.; Briquieu, L.; Ledru, P.; Milesi, J.P.; Lerouge, C.; Marcoux, E.; Huhn, S.B; Macambira, M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralization and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). *In: SGB Congr. Bras. Geol.*, 39, 1996, Salvador. *Resumos expandidos... Salvador/BA: SGB*, **7**: 321-324.
- Neves, M.P. 2006. *Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás*. 2006. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.
- Nogueira, A. C. R., Truckenbrod, W., Pinheiro, R. V. L. 2000. Storm and tide-dominated siliciclastic deposits of the Archean Águas Claras Formation, Serra dos Carajás, Brazil. *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Abstracts... Rio de Janeiro/RJ: 1 CD-ROM*.
- Nunes, A. R., Rego, J. R., Meireles, H. P., Carvalho, J. B. C., Lima da Silva, P. E., Siqueira, J. B., Stevanato, R., Ferreira, F. J. F. 2002. A descoberta do Depósito Breves na Província Mineral do Carajás. *In: SGB, Simp. Geol. da Amazônia, 7. Resumos... Belém/PA: SGB, 1 CD-ROM*.
- Nunes, A.R.; Rego, J.L.; Meireles, H.P.; Tallarico, J.B.C.; Silva, P.E.L.; Siqueira, J.B.; Stevenato, R.; FERREIRA, F.J.J. 2001. A descoberta do depósito Breves na Província Mineral de Carajás. *In: SGB Simp. Geol. da Amazônia, 7. 2001, Belém. Resumos Expandidos... Belém/PA: SGB, 1 CD-ROM*.
- O'Connor, J. T. 1965. A classification for Quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Survey Prof Paper*, **525** (B): 79-84.
- Oakes, C.S., Bodnar, R.J., Simonson, J.M. 1990. The system NaCl–CaCl₂–H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, 603-610.
- Perring. C. S., Pollard, P. J., Dong, G., Numm, A. J., Blake, K. L. 2000. The Lightning Creek still complex, Clonclorry distric, northwest Queensland: A source of fluids for Fe oxide Cu-Au mineralization and sodic-calcic alteration. *Economic Geology*, **95**: 1067-1069.
- Pestilho, A. L. S., Monteiro, L. V. S. 2008. Caracterização petrográficas das zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre e ouro do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás. *In: Simp. De Vulcanismo e Ambientes Associados 4, 2008, Foz do Iguaçu. Resumos Expandidos...Foz do Iguaçu/PR: SGB, 1 CD-ROM*.
- Pidgeon, R.T.; Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.

- Pimentel, M.M. & Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, 1994, Camboriú. *Resumos... Comboriú/SC: SBG*, 2: 390-391.
- Pimentel, M.M., Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H.; Armstrong, R., Araujo, J.C. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu–Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 803-813.
- Pimentel, N.M., Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H., Armstrong, R., Araújo, J.C. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu–Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Science*, 15: 803-813.
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, London, 154: 99-103.
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (4): 597-606.
- Pollard, P. J., 2001. Sodic (-calcic) alteration associated with Fe-oxide-Cu-Au deposits: an origin via unmixing of magmatic-derived H₂O-CO₂-salt fluids. *Mineralium Deposita*, 36: 93-100.
- Ramsay, C.R. & Davidson, L.R. 1970. The origin of scapolite in the regionally metamorphosed rocks of Mary Kathleen, Queensland, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 25, p. 41-51.
- Reis, F.N.; Macambira, M.J.B.; Villas, R. N.; Krymsky, R. 2001. Estudo isotópico do depósito Cupro-Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. *In: SBG Simp. Geol. da Amazônia*, 7., 2001, Belém. *Resumos expandidos...* Belém/PA: SBG, p. 80-831, 1 CD-ROM.
- Réquia, K.C.M. & Fontbonté, L., 2000. The Salobo iron oxide copper– gold deposit, Carajás, Northern Brazil. *In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 225–236.
- Réquia, K.C.M. & Xavier, R.P. 1995. Fases fluidas na evolução metamórfica do depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. *Revista Escola de Minas*, 49 (2): 117–122.
- Rigon, J.C., Munaro, P., Santos, L.A., Nascimento, J.A.S., Barreira, C.F., 2000. The Alvo 118 copper–gold deposit: geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará. *In: SBG 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro. Abstract volume, SGB, Rio de Janeiro/RJ, 1 CD-ROM.
- Rios, A. R., Veneziani, P., Paradella, W. R., 2007. O papel de estruturas transtensivas no alojamento do Granito Central Carajás: uma interpretação através de dados SAR banda L multipolarizados (HH, VV, HV), simulados do imageamento MAPSAR. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, RS. Resumos.
- Rodrigues, E.M.S., Lafon, J.M., Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In: SBG Cong. Bras. Geol.*, 37. 1992, São Paulo. *Resumos...* São Paulo/SP: SBG, 2: 183-184.
- Rolando, A.P. & Macambira, M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *In: South American Symposium On Isotope Geology*, 4., 2003, Salvador. *Short Papers*. Salvador/BA: CBPM. p. 268-270.

- Rosa, A. G. N. 2006. Rochas encanxantes, alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos relacionados à formação do corpo Sequeirinho do depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Pará. 137 p.
- Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. 2003. Fluid inclusions, analysis and interpretation, Short Course, v. 32, *Mineralogical Association of Canada*, Vancouver, British Columbia, 374 p.
- Santos, J.O.S. 2000. *Os terrenos paleoproterozóicos da Província Tapajós e as mineralizações de ouro associadas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 2 Volumes, 435 p.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, 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.
- Santos, M.G.S. 2002. *Estudo dos isótopos de Pb e Nd do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 126 p.
- Sardinha, A.S., Dall'Agnol, R., Gomes, A.C.B., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, Resumos... Araxá/MG: SBG, 1 CD ROM.
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymski, R., Macambira, M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: Simp. Geol. da Amazônia, 7., 2001. Belém. Resumos Expandidos... Belém/PA: SBG-Núcleo Norte, 1 CD-ROM.
- Shepherd, T.J., Rankin A. H., Adekron, D.H.M. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie & Son Ltd. Glasgow, 239 p.
- Silva, C.M.G., Villas, R.N., 1998. The Águas Claras Cu-sulfide±Au deposit, Carajás Region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Revista Brasileira de Geociências*, **28** (3), 315–326.
- Silva, M. G., Texeira, J. B. G., Pimentel, M. M., Vasconcelos, A. A., Rocha, W. J. S. F. 2005. Geologia e mineralização do Fe-Cu-Au- do Alvo GT46 (Iguarapé Cinzento), Carajás. In: Marini, O. J., Queiroz, E. T., Ramos, B. W. (Eds) 2005. *DNPM/ADIMB – Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiro*. Brasília. p: 97-151.
- Soares, A.D.V., Macambira, M.J.B., Santos, M.G.S., Vieira, E.A.P., Masotti, F.S., Souza, C.I.J. Padilha, J.L., Magni, M.C.V. 2001. Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 7, Belém, SGB, Belém, *Anais...* Belém/PA: SBG, 1 CD-ROM.
- Soares, A.V., Santos, A.B., Vieira, E.A, Bella, V.M., Martins, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SBG Simp. Geol. da Amazônia, 4., 1994, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém/PA: SBG. p. 379-382.
- Souza, F.D.S. 2007. *Estudo da Alteração Hidrotermal, com Ênfase no Metamorfismo Sódico, de Rochas Granitoides e Máficas da Região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará, Brasil. 202 p.
- Souza, L.H. & Vieira, E.A.P., 2000. Salobo 3 Alpha Deposit: geology and mineralization. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 213-224.

- Souza, L.H. & Vieira, E.A.P. 2000. Salobo 3 Alpha Deposit: geology and mineralization. *In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 213-224.
- Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., Scheller, J. 1996. Novos Dados Geocronológicos para os Granitos Deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás, PA): Implicações Estratigráficas *In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 5, Belém, Resumos Expandidos...Belém/PA: SBG, p. 380-383.*
- Souza, Z.S., Potrel, H., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall’Agnol R., Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**:293–315.
- Sterner, S.M., Hall, D.L., Bodnar, R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**: 989-1005.
- 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. 2004. 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*, **39**: 68-86.
- Tallarico, F.H.B. & Oliveira, C.G., Figueiredo, B.R., 2000. The Igarapé Bahia Cu–Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências* **30**: 230–233.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Rego, J.L. 2005. 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*, **100**: 7-28.
- 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., 2004. SHRIMP II U–Pb constraints on the age of the Breves Cu–Au– (W–Bi–Sn) mineralisation: evidence of Paleoproterozoic (1.88 Ga) metallogeny in the Carajás Copper–Gold Belt, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**: 68–86.
- 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. 2004. 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*, **39**: 68–86.
- Tallarico, F.M.B. 2003. *O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil*. Tese de doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), 229p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (orgs.). Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471–485.
- Tassinari, C.C.G., Tachibana, J., Tulio, M., Vivio, R., Gaia, C. 2005. Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu-Au do greenstone belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas. *In: Simp. Bras. de Metalogenia, 1., 2005, Gramado, RS. Resumos...Gramado/RS: SBG, 1 CD-ROM.*
- Tazava, E., de Oliveira, C.G., 2000. The Igarapé Bahia Au–Cu–(REE–U) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 203–212.
- Teixeira, N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitoides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 508p.

- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42** (3/4): 213–227.
- Thompson, R. N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scotland Journal of Geology*, **18**: 49-107.
- Trendall, A.F., Basei, M.A.S., Laeter, J.R., Nelson, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South America. Earth Sciences*, **11**: 265–277.
- Vasquez, M.L. & Rosa-Costa, L.T. (Orgs). 2008. *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.
- Villas, R. N., Lima, L.F.O., Neves, M.P., Lamarão, C.N., Fanton, J., Morais, R. 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no Depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SBG Simp. Bras. Metalogenia, 1., 2005, Gramado. *Resumos Expandidos...* Gramado/RS: SBG, 1 CD-ROM.
- Villas, R. N. 2001. Geologia do depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Mineral de Carajás, Pará. In: Jost, H., Brad, J. A., Queiroz, E. T. (Eds). *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*. Brasília, DF: DNPM–ADIMB, 2001, p. 215-242.
- Villas, R.N. & Santos, M. D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**: 300–331.
- Villas, R.N., Neves, M., Sousa, F., Lima, L., Lamarão, C., Xavier, R. P., Fanton, J., Morais, R. 2004. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SBG Cong. Bras. Geol., 42., Araxá. *Resumos Expandidos...* Araxá?MG: SBG, 1 CD-ROM.
- Villas, R.N., Neves, M.P., Rosa, A.G.N. 2006. The Fe oxide-Cu-Au Sossego deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: dating of the mineralization and fluid characteristics. In: PRONEX-SBG Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the amazonian craton, Belém. Anais. Belém, PA: PRONEX-SBG. p. 33.
- Volp, K.M., 2005. The Estrela copper deposit, Carajás, Brazil. Geology and implications of a Proterozoic copper stockwork. In: Mao, J., Bierlein, F.P. (Eds.), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Berlin, p. 1085–1088.
- Weaver, S. D., Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimate the composition of the continental crust. *Nature*, **310**: 575–57.
- Wilkinson, J. J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: 229-272.
- Williams, P. J. Adshead, N. D., Blake, K. L., de, J. G., Mark, G., Rotherham, J. F. 1995. Magnetite-Cu-Au deposits in deeply eroded magmatic arcs; lessons from Proterozoic terrains. In: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Congress Exploring the Rim, Parkville, Victoria, Australia, 1995, *Abstracts...* p 631-636.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., and Marschik, R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, Space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology 100TH Anniversary Volume*: 371–405.
- Williams, P.J. & Pollard, P.J. 2003. Australian Proterozoic iron oxide Cu-Au deposits: An overview with new metallogenic and exploration data from the Cloncurry district, northwest Queensland: *Exploration and Mining Geology*, **10**: 191–213.

- Williams, P.J., Kendrick, M.A., Xavier, R.P. 2010. Sources of Ore Fluid Components in IOCG Deposits. In: Porter, T.M., (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, v. 3 - Advances in the Understanding of IOCG Deposits; PGC Publishing, Adelaide, páginas....
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325-343
- Wirth, K.R., Gibbs, A.K., Olszewski, W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2): 195-200.
- Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Souza Filho, C. R., Torresi, I., Carvalho, E. R., Drecher, A. M., Wiedenbeck, M., Trumbull, R. B., Pestilho, A. L. S., Moreto, C. P. N. 2010. The Iron Oxide Copper-Gold Deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: na Updates and Critical Review; in *Porter, T. M., (Ed), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, v. 3 – *Advances in the Understanding of IOGC Deposits*, PGC Publishing, Adeleide, p. ##-##.
- Xavier, R. P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R. B., Dreher, A. M., Monteiro, L. V. S., Rhede, D., Araújo, C. E. G., Torresi, I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporates as the source of high-salinity or fluids in iron oxidade copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*, **36**: 743–746.
- Yardley, B.W.D. & Graham, J.T. 2002. The origins of salinity in metamorphic fluids. *Geofluids*, **2**: 249-256.

ANEXOS

ANEXO 01: ANÁLISES QUÍMICA DE FELDSPATOS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).

Amostra	Granitoide					Gabro/quartzo-diorito			Metavulcânica Félsica			E.Gnáí.
	VSD-01-37n	VSD-01-37b	VSD-31-37n	VSD-14-37n	VSD-25-37v	VSD-24-32n	VSD-13-32n	VSD-13-32n	VSD-05-37n	VSD05-37n	VSD05-37v	VSD-24-32n
	Albita	Albita	Oligo.	Mc/Ort	Mc/Ort	Andes.	Albita	Mc/Or	Albita	Mc/Or	Mc/Or	Andes.
SiO ₂	67,02	66,19	59,53	63,96	62,58	58,84	66,13	67,57	67,02	62,57	61,54	58,84
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,00	19,87	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	20,36	19,89	23,13	18,73	0,00	25,45	19,55	20,48	21,43	18,85	18,96	25,45
Fe ₂ O ₃	0,31	0,05	0,03	0,08	0,64	0,36	0,14	0,05	0,16	0,03	0,39	0,36
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04
MgO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,25	0,00
CaO	0,48	0,21	6,21	0,00	0,03	6,72	0,96	0,05	0,04	0,03	0,02	6,72
Na ₂ O	11,20	11,14	10,40	1,23	0,30	7,05	11,61	0,35	10,89	0,25	0,22	7,05
K ₂ O	0,73	0,20	0,94	15,45	14,96	0,98	1,16	11,15	0,30	16,57	16,35	0,98
BaO	0,08	0,20	0,00	0,14	0,10	0,21	0,01	0,05	0,18	0,86	0,86	0,21
SrO	0,27	0,00	0,16	0,11	0,90	0,25	0,00	0,21	0,00	0,09	0,12	0,25
Total	100,48	97,91	100,40	99,70	99,39	99,90	99,57	99,92	100,04	99,31	98,77	99,90
Ab	93,76	97,86	72,00	10,82	2,95	61,82	89,99	95,05	98,05	97,58	2,02	61,82
An	2,24	1,00	23,74	0,00	0,15	32,55	4,10	4,59	0,19	2,26	0,10	32,55
Or	4,00	1,14	4,27	89,18	96,90	5,62	5,90	0,37	1,77	0,16	97,88	5,62
Fórmula Estrutural com base em 8 átomos de oxigênio												
Si	2,95	2,94	2,68	2,97	2,92	2,64	2,94	3,02	2,93	2,94	2,92	2,64
Al ^{iv}	0,06	0,04	0,32	0,03	0,08	0,36	0,06	0,00	0,07	0,05	0,08	0,36
Al ^{vi}	0,99	1,01	0,91	0,99	0,99	0,99	0,98	1,00	0,99	0,99	0,98	0,99
Al (total)	1,04	1,05	1,23	1,02	1,09	1,35	1,02	1,00	1,06	1,05	1,06	1,35
Fe ³⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ca	0,02	0,01	0,30	0,00	0,00	0,32	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,32
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Na	0,97	0,97	0,91	0,11	0,03	0,62	1,00	0,03	0,92	0,02	0,02	0,61
K	0,04	0,01	0,05	0,92	0,89	0,06	0,07	0,64	0,02	0,99	0,99	0,06
Sr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Abreviaturas: **E. Gnái.** = enclave gnáissico; **n** = núcleo; **b** = borda; **v** = vênula; **Oligo.** = oligoclásio; **Andes.** = andesina; **Mc/Or.** = Microclina/Ortoclásio

ANEXO 02: ANÁLISES QUÍMICA DE BIOTITAS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).

Amostra	Granitoide				Gabro/quartzo-diorito				Milonito	
	Bt. Fraca	Gra/Gba							MVF/Gba	
	VSD-14-37n	VSD-24-37n	VSD-24-37b	VSD-31-37v	VSD-24-32n	VSD-24-32b	VSD-04-35n	VSD-04-35b	VSD-05-32n	VSD-05-32n
SiO ₂	38,48	37,67	37,56	37,57	38,64	38,96	36,90	38,73	38,78	38,62
TiO ₂	0,09	2,39	2,26	0,77	1,48	1,69	1,96	1,94	0,82	1,09
Al ₂ O ₃	14,96	14,18	14,52	16,88	14,74	15,10	14,36	14,71	14,70	15,14
FeOt	15,68	16,50	17,02	11,82	14,09	14,02	15,38	13,93	9,95	9,30
MnO	0,01	0,00	0,06	0,06	0,02	0,05	0,03	0,07	0,01	0,02
MgO	15,71	15,03	14,60	17,69	17,08	16,70	16,46	16,80	21,17	20,37
CaO	0,04	0,01	0,07	0,00	0,04	0,04	0,01	0,03	0,00	0,01
BaO	0,04	0,28	0,25	0,00	0,24	0,44	0,16	0,24	0,07	0,04
Na ₂ O	0,17	0,19	0,16	0,10	0,06	0,11	0,07	0,10	0,25	0,15
K ₂ O	9,73	9,90	9,69	10,16	9,80	9,51	9,65	10,04	9,81	10,09
F	2,09	1,67	1,77	1,29	1,08	1,25	1,07	1,28	0,76	0,60
Cl	0,43	0,34	0,26	0,74	0,75	0,75	0,48	0,44	0,47	0,29
Total	97,43	98,16	98,23	97,07	98,00	98,61	96,51	98,30	96,79	95,72
O=F	0,18	0,14	0,11	0,31	0,32	0,32	0,20	0,18	0,20	0,12
O=Cl	0,47	0,38	0,40	0,29	0,24	0,28	0,24	0,29	0,17	0,14
TOTAL	96,43	97,64	97,72	96,47	97,44	98,01	96,51	97,83	96,42	95,47
Fórmula Estrutural com base em 22 átomos de oxigênio										
Si	5,68	5,57	5,56	5,46	5,62	5,62	5,50	5,62	5,59	5,61
Al ^{iv}	2,32	2,43	2,44	2,54	2,38	2,38	2,50	2,38	2,41	2,39
Al ^{vi}	0,29	0,04	0,09	0,36	0,14	0,19	0,03	0,14	0,09	0,21
Ti	0,01	0,27	0,25	0,08	0,16	0,18	0,22	0,21	0,09	0,12
Fe ²⁺	1,94	2,04	2,11	1,44	1,71	1,70	1,92	1,69	1,20	1,13
Mn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	3,46	3,31	3,22	3,83	3,70	3,59	3,66	3,64	4,55	4,41
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,05	0,05	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,07	0,04
K	1,83	1,87	1,83	1,88	1,82	1,75	1,84	1,86	1,80	1,87
F	0,20	0,16	0,12	0,34	0,34	0,34	0,23	0,20	0,21	0,13
Cl	0,52	0,42	0,44	0,32	0,27	0,31	0,27	0,32	0,19	0,15
OH	3,27	3,42	3,43	3,34	3,39	3,35	3,50	3,48	3,60	3,72
Al total	2,60	2,47	2,53	2,89	2,53	2,57	2,52	2,52	2,50	2,59
M ²⁺	5,40	5,35	5,34	5,28	5,41	5,30	5,58	5,34	5,75	5,55
Fe/(Fe+Mg)	0,36	0,38	0,40	0,27	0,32	0,32	0,34	0,32	0,21	0,20

Observações: $M^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn$; $OH = [4 - (Cl + F)]$; **Abreviaturas:** **Bt. Fraca** = biotitização fraca; **Gra/Gba** = contato entre granitoide e gabro/quartzo diorito; **Mg-hornblenda**; **MVF/Gba** = contato entre metavulcânica félsica e gabro/quartzo-diorito; **n** = núcleo; **b** = borda; **v** = vênula.

ANEXO 03: ANÁLISES QUÍMICA DE ESCAPOLITAS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).

Amostra	Granitoide			Gabro/diorito		Milonito		MVF
	VSD-24-37n	VSD-24-37n	VSD-24-37b	VSD-15-35n	VSD-15-35b	VSD-10-39n	VSD-10-39b	VSD-15-39v
SiO ₂	56,14	56,97	56,10	57,47	57,43	58,72	57,55	57,70
TiO ₂	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,08	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	21,97	21,93	21,99	22,49	22,16	22,66	22,54	23,31
FeOt	0,00	0,03	0,05	0,06	0,02	0,00	0,03	0,03
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01
CaO	5,89	5,08	6,31	5,97	5,90	5,87	5,84	6,27
Na ₂ O	10,44	10,83	10,46	10,75	11,00	10,74	10,55	10,68
K ₂ O	0,07	0,74	0,70	0,56	0,43	0,58	0,48	0,51
SO ₃	0,01	0,01	0,07	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02
Cl	3,99	3,91	3,74	3,79	4,01	4,18	3,98	4,33
Total	98,53	99,51	99,44	101,16	100,94	102,88	101,06	102,87
O=Cl	0,23	0,88	0,84	0,85	0,90	0,94	0,90	0,98
TOTAL	97,53	98,63	98,59	100,30	100,04	101,35	100,16	101,89
Fórmula Estrutural com base em 12 átomos de oxigênio								
Si	7,88	7,93	7,84	7,87	7,89	7,90	7,88	7,79
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Al	3,63	3,60	3,62	3,63	3,59	3,59	3,64	3,71
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,89	0,76	0,94	0,88	0,87	0,85	0,86	0,91
Na	2,84	2,92	2,83	2,85	2,93	2,80	2,80	2,80
K	0,01	0,13	0,13	0,10	0,07	0,10	0,08	0,09
SO ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,95	0,92	0,89	0,88	0,93	0,95	0,92	0,99
CO ₃	0,05	0,08	0,11	0,12	0,07	0,04	0,08	0,01
Me(%)	23,78	20,66	25,13	23,71	22,88	23,33	23,54	24,61
Na/Ca	3,21	3,86	3,00	3,26	3,38	3,31	3,27	3,08

Observações: CO₃ = [1- (Cl + SO₃)]; Me = 100 x [Ca/(Ca+Na+K)]; As % em peso maiores que 100% advêm de análises de populações de escapolitas fortemente biotitizadas.

Abreviaturas: MVF = metavulcânica félsica; n = núcleo; b = borda; v = veio.

ANEXO 04: ANÁLISES QUÍMICA DE ANFIBÓLIOS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).

Amostra	Granitoide		Met.vulc. Félsica		Gabro/quartzo-diorito				Milonito	
	VSD-16-37n Tremolita	VSD-16-37b Tremolita	VSD-03-32n Tremolita	VSD-25-32n Actinolita	VSD-04-35n Mg-horn.	VSD-04-35b Mg-horn.	VSD-24-32n Tremolita	VSD-24-32b Tremolita	VSD-05-32n Tremolita	VSD-05-32b Tremolita
SiO ₂	57,03	54,91	53,88	52,47	46,90	47,57	52,49	52,47		53,79
TiO ₂	0,00	0,04	0,04	0,22	0,75	0,78	0,24	0,22	0,23	0,04
Al ₂ O ₃	0,50	0,37	1,22	5,25	8,68	8,61	5,18	5,25	5,20	1,22
FeOt	9,93	10,18	15,44	9,86	15,14	14,69	9,30	9,86	10,91	15,24
MnO	0,09	0,09	0,11	0,11	0,06	0,05	0,10	0,11	0,12	0,11
MgO	17,82	17,97	14,72	17,37	12,89	11,73	17,35	17,37	16,55	14,61
CaO	12,87	13,24	12,83	12,67	11,99	12,10	12,66	12,67	12,43	13,01
Na ₂ O	0,23	0,17	0,11	0,75	1,08	1,05	0,57	0,75	0,79	0,11
K ₂ O	0,07	0,04	0,06	0,18	0,66	0,61	0,21	0,18	0,19	0,05
F	0,00	0,16	0,00	0,00	0,11	0,12	0,22	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,04	0,03	0,18	1,17	1,16	0,10	0,18	0,24	0,03
Total	98,56	97,20	98,44	99,05	99,41	98,49	98,42	99,05	97,91	98,20
O=F	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,01	0,01	0,04	0,26	0,26	0,02	0,04	0,05	0,01
TOTAL	98,56	97,13	98,42	99,01	99,10	98,17	98,31	99,01	97,85	98,20

Fórmula Estrutural com base em 23 átomos de oxigênio

Si	7,98	7,99	7,98	7,59	7,16	7,29	7,61	7,60	7,59	7,61
Ti	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,09	0,03	0,02	0,03	0,02
Al	0,08	0,06	0,21	0,89	1,56	1,55	0,89	0,90	0,91	0,91
Fe ²⁺	0,38	0,37	0,58	0,35	0,58	0,56	0,34	0,36	0,41	0,42
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	3,83	3,95	3,32	3,74	2,93	2,68	3,75	3,75	3,65	3,60
Ca	2,02	2,09	2,08	1,96	1,96	1,99	1,97	1,97	1,97	2,00
Na	0,05	0,04	0,03	0,21	0,32	0,31	0,16	0,21	0,23	0,16
K	0,00	0,00	0,01	0,03	0,13	0,12	0,04	0,03	0,03	0,03
F	0,11	0,07	0,00	0,00	0,06	0,06	0,10	0,01	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,01	0,04	0,30	0,30	0,03	0,04	0,06	0,06
Mg(Mg+Fe)	0,91	0,91	0,95	0,81	0,83	0,83	0,92	0,80	0,90	0,85
(Na+K) _A	0,06	0,05	0,04	0,24	0,45	0,43	0,18	0,24	0,23	0,04
(Ca+Na) _B	1,99	1,99	1,99	2,18	2,28	2,30	1,97	2,18	1,97	1,99

Abreviaturas: Mg-horn. = Mg-hornblenda; n = núcleo; b = borda.

ANEXO 05: ANÁLISES QUÍMICA DE CLORITAS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).

Amostra	Granitoide		Gabro/quartzo-diorito		Metavulcânica félsica	
	Fe-clinocloro		Clinocloro		Fe-clinocloro	
	VSD-01-37n	VSD-0137b	VSD-24-32n	VSD-24-32b	VSD-05-37n	VSD-05-37v
SiO ₂	27,71	29,40	29,84	29,76	27,14	27,61
TiO ₂	0,01	0,00	0,14	0,14	0,02	0,09
Al ₂ O ₃	17,85	18,37	20,07	20,06	20,92	19,95
FeOt	26,02	16,28	11,38	11,58	19,26	20,93
MnO	0,17	0,03	0,04	0,04	0,10	0,06
MgO	16,58	23,34	26,06	25,88	19,32	18,38
CaO	0,00	0,00	0,04	0,04	0,07	0,09
BaO	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
K ₂ O	0,09	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03
Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02
F	0,17	0,08	0,08	0,10	0,10	0,03
Total	88,64	87,82	87,70	87,61	87,18	87,21
O=Cl	0,23	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
O=F	0,42	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01
TOTAL	88,56	87,78	87,66	87,57	87,12	87,19
Fórmula Estrutural com base em 28 átomos de oxigênio						
Si	5,79	5,89	5,80	5,80	5,56	5,69
Al ^{iv}	2,21	2,11	2,19	2,20	2,44	2,31
Al ^{vi}	2,19	2,22	2,40	2,41	2,62	2,54
Fe ²⁺	4,53	2,73	1,85	1,89	3,30	3,61
Mn	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	5,17	6,97	7,56	7,52	5,90	5,65
Ti	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
F	0,11	0,04	0,05	0,06	0,06	0,02
OH	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Al total	4,40	4,34		4,61	5,05	4,85
Fe/(Fe+Mg)	0,47	0,28	0,20	0,20	0,36	0,39

Abreviaturas: n = núcleo; b = borda; v =vênula

ANEXO 06: ANÁLISES QUÍMICA DE TURMALINAS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (ANÁLISES SELECIONADAS).

Amostra	Granitoide			Gabro/diorito		Milonito	
	uvita - dravita			uvita - dravita		uvita - dravita	
	VSD-31-37n	VSD-31-37b	VSD-31-37nf	VSD-13-32n	VSD-13-32b	VSD-10-39nf	VSD-10-39nf
SiO ₂	37,34	36,87	36,71	36,60	36,60	36,72	37,22
TiO ₂	0,14	0,34	0,39	0,87	0,78	0,78	1,93
Al ₂ O ₃	32,88	29,73	28,48	29,12	29,76	33,03	28,76
FeOt	5,14	5,91	6,90	7,05	6,51	3,72	5,30
MnO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,03
MgO	7,92	9,93	9,88	8,92	8,88	9,69	10,28
CaO	0,51	2,04	2,21	0,80	0,78	1,48	2,61
Na ₂ O	2,06	1,80	1,70	2,45	2,36	2,03	1,52
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
BO ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,09	0,80	0,29	0,67	0,39	0,12	0,22
Total	86,08	87,44	86,58	86,40	86,24	87,58	87,85
O=F	0,04	0,34	0,12	0,28	0,16	0,05	0,09
TOTAL	86,05	87,11	86,46	86,12	86,07	87,52	87,76
Fórmula Estrutural com base em 24,5 átomos de oxigênio							
Si	6,03	5,95	6,02	6,02	5,98	5,83	5,98
Ti	0,02	0,04	0,05	0,11	0,10	0,09	0,23
Al	6,25	5,66	5,51	5,64	5,73	6,18	5,44
Fe ²⁺	0,69	0,80	0,95	0,97	0,89	0,49	0,71
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	1,91	2,39	2,42	2,19	2,16	2,29	2,46
Ca	0,09	0,35	0,39	0,14	0,14	0,25	0,45
Na	0,64	0,56	0,54	0,78	0,75	0,62	0,47
K	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
F	0,05	0,41	0,15	0,20	0,35	0,06	0,11

Abreviaturas: n = núcleo; b = borda;nf=neoformado

Mo	4,7	1,0	0,5	0,4	0,4	0,5	1,6
Pb	5,7	6,0	4,3	11,8	2,5	5,8	1,7
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	0,5	0,5	0,5	2,1	0,5	0,5	47,5
Tl	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Zn	6	12	11	10	9	7	71
Elementos Terras Raras (ppm)							
La	4,6	21,6	29,9	9,3	25,3	16,2	205,0
Ce	8,1	37,0	58,6	17,6	39,9	28,2	444,2
Pr	0,96	3,58	6,48	2,04	4,13	2,78	51,58
Nd	3,8	12,2	24,6	7,6	16,2	10,0	216,8
Sm	0,91	1,80	4,81	2,12	3,56	1,48	36,31
Eu	0,48	0,68	0,66	1,02	2,47	0,75	2,07
Gd	0,94	1,25	4,95	2,92	4,02	1,25	30,91
Tb	0,16	0,21	0,86	0,54	0,72	0,19	4,04
Dy	0,90	1,14	5,15	3,00	4,04	0,99	19,05
Ho	0,20	0,22	1,15	0,57	0,84	0,19	3,47
Er	0,58	0,66	3,48	1,47	2,32	0,53	9,01
Tm	0,10	0,10	0,54	0,20	0,30	0,09	1,14
Yb	0,68	0,78	3,57	1,16	1,74	0,62	6,58
Lu	0,11	0,12	0,49	0,16	0,25	0,10	0,90
K₂O/Na₂O	0,2	0,2	0,3	0,4	6,4	0,7	4
FeOt/(FeOt+MgO)	0,6	0,6	0,5	0,8	0,8	0,6	0,95
Sr/Ba	0,77	0,27	0,45	0,54	7,09	0,28	3,25
Rb/Sr	0,25	0,47	0,39	0,27	0,09	0,42	0,16
Sr/Y	22,92	12,25	2,74	15,92	30,46	33,79	0,12
∑ETR	22,61	81,34	145,24	49,7	105,79	63,37	1031,1
(La/Yb)_N	4,56	18,67	5,65	5,41	9,8	17,62	21,0
(Eu/Eu*)	1,59	1,39	0,41	1,25	2	1,69	0,2

Nota: ¹ FeOt calculado; ² sem FeOt; ³ os valores de Au são em ppb.

Litotipo	Gabros - Dioritos						
	Amostra	VDS-04/35	VDS-07/35	VSD-08/35	VSD-15/35	VSD-10/35	VSD-21/37
Elementos Maiores (% Peso)							
SiO₂	51,76	45,43	48,44	47,80	52,35	44,91	
Al₂O₃	13,20	15,40	14,12	14,93	14,93	11,74	
TiO₂	1,07	0,73	0,73	0,44	0,76	2,60	
Fe₂O₃	19,36	16,15	14,87	11,81	14,03	21,09	
FeOt¹	17,42	14,53	13,38	10,63	12,62	18,98	
MnO	0,03	0,03	0,04	0,01	0,12	0,04	
MgO	4,13	5,33	5,06	13,12	4,67	7,26	
CaO	3,47	2,86	2,15	0,98	8,03	3,00	
Na₂O	2,18	2,84	1,89	1,66	2,75	2,07	
K₂O	2,42	5,20	5,49	7,35	1,15	4,93	
CrO₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	
P₂O₅	0,21	0,41	0,17	0,09	0,11	1,09	

P.F.	1,60	2,90	3,50	1,30	0,60	0,50
Total²	99,43	97,28	96,46	99,51	99,50	99,25
Elementos Traços (ppm)³						
Ba	501	910	1010	246	628	627
Rb	110,2	277,8	237,0	43,8	343,6	220,1
Sr	159	184	87	216	132	184
Zr	118,5	65,2	80,9	69,2	145,9	210,5
Y	18,4	4,8	20,5	22,0	5,0	40,7
Nb	6,5	5,0	4,1	3,2	5,4	53,8
Ga	24,60	14,40	16,60	17,90	27,8	30,8
Gd	3,0	2,1	3,7	4,3	1,06	8,08
Th	3,2	1,9	3,5	2,3	9,5	1,7
Ni	108,6	345,1	347,4	39,7	640,6	427,9
W	65,0	33,3	32,7	52,0	22,9	26,4
Cs	17,3	17,3	20,9	7,1	16,4	3,7
Hf	3,2	1,9	2,4	1,8	3,8	5,3
Ta	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	3,1
U	2,9	0,6	0,6	1,0	10,3	1,1
V	306	162	238	299	94	283
Co	72,4	106,3	107,3	57,8	86,0	82,5
Sn	2	3	5	2	3	2
Ag	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
As	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Au	18,5	186,8	352,2	10,6	1,9	121,1
Bi	0,2	0,6	1,1	0,1	0,1	0,1
Cd	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cu	2068,0	10000,0	10000,0	1583,0	54,3	2505,0
Hg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mo	30,7	0,6	0,5	0,6	0,1	0,2
Pb	1,6	1,5	1,8	1,9	1,5	0,5
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	0,5	1,8	2,0	0,5	0,5	0,5
Tl	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,1
Zn	22	41	36	19	18	20
Elementos Terras Raras (ppm)						
La	25,8	73,6	25,2	29,7	5,7	37,9
Ce	51,0	132,7	46,5	62,2	11,5	70,7
Pr	5,76	13,04	5,58	7,26	1,40	7,58
Nd	21,8	40,7	21,4	28,1	5,6	31,5
Sm	3,44	4,81	3,87	4,96	1,17	6,66
Eu	1,19	1,21	0,97	2,21	0,29	1,37
Gd	3,0	2,1	3,7	4,3	1,06	8,08
Tb	0,46	0,30	0,65	0,74	0,17	1,32
Dy	2,71	1,07	3,59	4,13	0,89	7,22
Ho	0,58	0,15	0,73	0,84	0,17	1,39
Er	1,69	0,36	2,09	2,33	0,50	3,72
Tm	0,25	0,05	0,30	0,33	0,08	0,50

Yb	1,68	0,35	1,77	2,17	0,53	3,02
Lu	0,24	0,05	0,24	0,30	0,08	0,44
K₂O/Na₂O	1,11	1,83	2,90	0,42	4,43	2,38
FeOt/(FeOt+MgO)	0,81	0,73	0,73	0,73	0,45	0,72
Sr/Ba	0,317	0,202	0,086	0,878	0,210	0,293
Rb/Sr	0,69	1,51	2,72	0,20	2,60	1,20
Sr/Y	8,64	38,33	4,24	9,82	26,40	4,52
∑ETR	119,58	270,48	116,6	149,59	29,14	181,4
(La/Yb)_N	10,35	141,77	9,6	9,23	7,25	8,46
(Eu/Eu*)	1,14	1,14	0,78	1,46	0,8	0,57

Nota: ¹ FeOt calculado; ² sem FeOt; ³ os valores de Au são em ppb.

Litotipo	Rochas Metavulcânicas Félsicas						
	VSD-18/35	VSD-20/35	VSD-24/35	VSD-25/35	VSD-26/35	VSD-06/37	VSD-28/37
Elementos Maiores (% Peso)							
SiO₂	71,31	69,10	65,22	62,03	67,45	68,65	54,86
Al₂O₃	15,58	14,99	16,87	15,33	9,85	11,61	13,86
TiO₂	0,53	0,35	0,51	0,64	0,37	0,45	0,89
Fe₂O₃	1,87	3,94	3,14	4,94	8,43	6,74	12,04
FeOt¹	1,68	3,55	2,83	4,44	7,58	6,06	10,83
MnO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,18
MgO	1,18	0,77	2,08	2,92	0,87	3,80	5,05
CaO	2,42	1,27	2,49	3,54	0,70	0,44	8,46
Na₂O	3,92	3,80	4,59	3,20	3,19	3,46	3,18
K₂O	1,73	1,67	2,48	4,18	1,14	3,05	0,74
CrO₂	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
P₂O₅	0,11	0,02	0,22	0,17	0,08	0,06	0,08
P.F.	1,10	1,50	1,40	2,50	3,10	1,40	0,30
Total²	99,78	97,43	99,02	99,47	95,20	99,68	99,65
Elementos Traços (ppm)³							
Ba	388,0	292,0	501,0	685,0	209,0	518,0	282,0
Rb	69,7	57,0	190,8	153,7	56,9	143,9	21,2
Sr	185,0	169,0	247,0	256,0	89,0	50,0	187,0
Zr	130,8	84,2	120,8	169,4	75,4	343,2	105,4
Y	7,5	7,6	25,3	21,3	4,5	30,2	29,0
Nb	5,4	6,7	17,3	8,6	3,5	20,4	7,4
Ga	17,5	15,2	24,7	18,1	9,5	5,18	4,99
Th	3,3	3,8	4,5	9,2	2,3	34,4	5,5
Ni	22,0	56,3	100,5	246,5	120,7	120,7	41,5
W	54,1	104,2	97,1	47,5	100,7	52,5	110,9
Cs	6,3	1,1	14,0	2,6	1,7	1,4	0,2
Hf	3,6	2,5	3,7	4,6	2,0	9,3	3,0
Ta	0,4	0,4	8,3	0,4	0,3	1,4	0,4
U	1,0	1,9	2,2	1,9	1,0	8,2	2,3

V	66,0	52,0	70,0	94,0	45,0	116,0	264,0
Co	16,0	30,5	28,8	36,4	47,4	47,7	58,6
Sn	1,0	4,0	6,0	3,0	12,0	2,0	1,0
Ag	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
As	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Au	1,4	52,1	23,6	11,1	103,7	2,8	3,3
Bi	0,1	0,1	1,8	0,1	0,1	0,1	0,1
Cd	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cu	197,4	10000,0	6012,0	2307,0	10000,0	82,8	368,5
Hg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mo	1,3	3,3	180,0	0,2	20,8	1,1	0,5
Pb	1,7	2,0	3,1	3,0	1,2	7,4	1,4
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	0,5	0,8	0,8	0,6	0,8	0,5	0,5
Tl	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1
Zn	10,0	9,0	18,0	12,0	10,0	16,0	17,0
Elementos Terras Raras (ppm)							
La	13,5	7,0	19,8	39,1	6,4	73,4	15,1
Ce	27,0	14,0	38,4	74,2	11,8	126,5	33,3
Pr	3,1	1,5	4,4	8,1	1,3	12,6	4,1
Nd	11,5	5,6	16,5	30,4	4,6	41,6	17,5
Sm	2,1	1,0	3,6	4,8	0,9	6,6	4,3
Eu	0,7	0,6	1,6	1,9	0,6	1,8	1,2
Gd	1,74	1,01	4,30	3,82	0,86	19,8	18,6
Tb	0,3	0,2	0,8	0,6	0,2	0,9	0,9
Dy	1,3	1,1	4,2	3,4	0,8	4,6	5,0
Ho	0,3	0,2	0,8	0,7	0,2	0,9	1,1
Er	0,7	0,8	2,5	2,1	0,5	2,8	3,1
Tm	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	0,5	0,5
Yb	0,6	0,8	1,9	2,1	0,5	3,1	2,8
Lu	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	0,5	0,4
K₂O/Na₂O	0,44	0,44	0,54	1,31	0,36	0,88	0,23
FeOt/(FeOt+MgO)	0,59	0,82	0,58	0,60	0,90	0,61	0,68
Sr/Ba	0,48	0,58	0,49	0,37	0,43	0,10	0,66
Rb/Sr	0,38	0,34	0,77	0,60	0,64	2,88	0,11
Sr/Y	24,67	22,24	9,76	12,02	19,78	1,66	6,45
∑ETR	62,99	34,01	99,18	171,91	28,52	280,92	94,08
(La/Yb)_N	14,22	6,05	6,95	12,32	8,14	16,17	3,61
(Eu/Eu*)	1,18	1,69	1,21	1,35	2,10	0,93	0,82

Nota: ¹ FeOt calculado; ² sem FeOt; ³ os valores de Au são em ppb.