

PETROGRAFIA DE ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL MESOPROTEROZÓICAS
DO TIPO KUROKO NO GRUPO SERRA DO ITABERABA (SP) E SEU USO
NA EXPLORAÇÃO MINERAL

Annabel PÉREZ-AGUILAR
Caetano JULIANI
Lena V.S. MONTEIRO

RESUMO

Na seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba, localizado na porção central da Faixa Ribeira, paleo-sistemas hidrotermais mesoproterozóicos se desenvolveram ao redor de pequenos corpos de andesitos/riodacitos. Estes sistemas foram responsáveis pela alteração hidrotermal de rochas ígneas e vulcanoclásticas básicas e intermediárias. Apesar da sobreposição de dois eventos metamórficos de grau médio e um de grau baixo podem ser reconhecidas diferentes zonas de alteração hidrotermal. Uma primeira e extensa zona de alteração clorítica (ZC1) foi sobreposta por zonas cloríticas restritas (ZC2), similares àquelas associadas a depósitos de metais de base do tipo *Kuroko*. Os produtos metamórficos da ZC1 são rochas que apresentam anfíbólio(s) magnesiano(s) em diferentes proporções (rochas com cummingtonita/antofilita) e os da ZC2, clorita magnesiana (meta-clorititos). Estes produtos metamórficos são constituídos por associações minerais exóticas e podem ser usadas como rochas-guia para a exploração de depósitos de metais de base do tipo *Kuroko* em seqüências vulcano-sedimentares metamorfisadas.

Palavras-chave: paleo-sistemas hidrotermais, Grupo Serra do Itaberaba, cummingtonita/antofilita, alteração clorítica, depósitos do tipo *Kuroko*.

ABSTRACT

In the volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group, located within the central part of the Ribeira Fold Belt, Mesoproterozoic paleo-hydrothermal systems developed surrounding small bodies of andesites and rhyodacites. These systems were responsible for the hydrothermal alteration of basic and intermediate igneous and volcanoclastic rocks. Despite the overprinting of two medium-grade and one low-grade metamorphic-deformational events, well-defined zones generated by different types and intensities of hydrothermal alteration are still recognizable. An initial large chloritic alteration zone (ZC1) was overprinted by restricted chloritic (ZC2) alteration zones, similar to those associated with Kuroko-type base metal deposits. The metamorphic products from ZC1 have magnesium amphibole(s) in different proportions (cummingtonite-anthophyllite rocks) and those from ZC2, Mg-chlorite (meta-chloritites). These rocks are composed of exotic mineralogic associations and can be used as exploration guides for Kuroko-type base metal deposits present in metamorphosed volcano-sedimentary sequences.

Keywords: paleo-hydrothermal systems, Serra do Itaberaba Group, cummingtonite/anthophyllite, chloritic alteration, Kuroko-type deposits.

1 INTRODUÇÃO

Na sequência vulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba sistemas hidrotermais mesoproterozóicos, associados à colocação de pequenos corpos de rochas intermediárias, se desenvolveram em ambiente de retro-arco. Os processos hidrotermais afetaram, principalmente, rochas ígneas e vulcanoclásticas intermediárias, mas também básicas e ácidas. Uma primeira e extensa zona de alteração clorítica (ZC1) se desenvolveu ao redor dos pequenos corpos de rochas intermediárias, sendo posteriormente sobreposta por zonas restritas de alteração clorítica (ZC2), argílica e argílica avançada (PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2000, 2005). Também há presença de zonas silicificadas, potassificadas e carbonatizadas. Estas zonas de alteração são similares àquelas associadas a depósitos de metais de base do tipo *Kuroko* (SANGSTER 1972, ISHIHARA *et al.* 1974, FRANKLIN *et al.* 1981, OHMOTO 1996, SHIKAZONO 2003). Este trabalho apresenta a descrição petrográfica de rochas afetadas por processos de cloritização, potassificação, carbonatização e silicificação em eventos anteriores à sobreposição de eventos metamórficos de grau médio. Os produtos metamórficos destas zonas de alteração possuem associações minerais exóticas, podendo ser usados

como rochas-guias na exploração de depósitos de metais de base do tipo *Kuroko* em seqüências vulcano-sedimentares metamorfisadas.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

As rochas afetadas por paleo-sistemas hidrotermais fazem parte da seqüência vulcano-sedimentar mesoproterozóica do Grupo Serra do Itaberaba, que aflora a nordeste da cidade de São Paulo (Figura 1) (SARAGIOTTO *et al.* 1984; JULIANI *et al.* 1986, 2000). Este grupo aflora no segmento central da Faixa Ribeira (ALMEIDA *et al.* 1973) e é cortado por diversos corpos graníticos neoproterozóicos a fanerozóicos e falhas transcorrentes de direção NE-SW (ALMEIDA *et al.* 1981).

O Grupo Serra do Itaberaba está formado, da base para o topo, pelas formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Pirucaia (JULIANI 1993, JULIANI & BELJAVSKIS 1995). A parte basal da Formação Morro da Pedra Preta está composta pelos produtos metamórficos de basaltos oceânicos do tipo N-MORB (*normal mid-ocean ridge basalt*), *pillow-lavas*, brechas básicas, *lapillistones*, *lapillituffs* e tufos. Esta unidade meta-vulcanoclástica está recoberta essencialmente por metapelitos, xistos grafitosos, xistos ricos em sulfetos, xistos manganêsíferos e, subordinadamente, por metabasaltos, metatufos, formações ferríferas do tipo *Algoma*, turmalinitos e rochas calciossilicáticas. A Formação Nhanguçu é formada por xistos ferro-manganêsíferos, xistos calciossilicáticos e lentes pequenas de metabasaltos, metatufos e mármore, os quais estão recobertos por andalusita-clorita xistos, correspondendo o seu ambiente de deposição a uma bacia de retro-arco. A Formação Pirucaia é constituída por quartzitos e xistos ricos em quartzo que constituem a fácies sedimentar costeira da Formação Nhanguçu. Na parte superior da Formação Morro da Pedra Preta, na interface com a Formação Nhanguçu, ocorrem pequenos corpos de andesitos a riolacitos rodeados por metabrechas vulcânicas e tufos, aos quais estão geneticamente associados os paleo-sistemas hidrotermais (JULIANI 1993; JULIANI *et al.* 1986; PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2000, 2005).

As rochas do Grupo Serra do Itaberaba foram afetadas por três eventos metamórficos. Os minerais zonados que cristalizaram durante o desenvolvimento da primeira foliação metamórfica (S₁) das rochas do Grupo Serra do Itaberaba caracterizam uma trajetória metamórfica horária (490 – 680°C

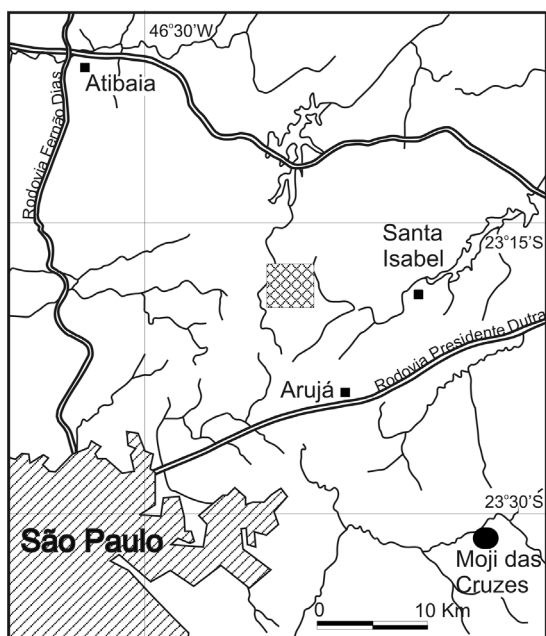


FIGURA 1 – Localização da área (hachurada onde afloram rochas afetadas por paleo-sistemas hidrotermais do Grupo Serra do Itaberaba.



PLEISTOCENO AO RECENTE

Aluvião

NEOPROTEROZÓICO AO EOPALEOZÓICO

GRANITO SERRA DA PEDRA BRANCA

Granitos porfíricos maciços e foliados e granodioritos.

NEOPROTEROZÓICO

GRUPO SÃO ROQUE - FORMAÇÃO PIRAGIBU

Metarritmitos e subordinadamente metarenitos e filitos.

MESOPROTEROZÓICO

GRUPO SERRA DO ITABERABA - FORMAÇÃO NHANGUÇU

Xistos ferro-manganesíferos e muscovita-clorita xistos com porfiroblastos de andalusita.

GRUPO SERRA DO ITABERABA - FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA

Metarritmitos com granada, quartzitos, metapelitos grafitosos e ricos em sulfetos, muscovita-biotita xistos com granada, estaurolita, cianita, sillimanita e cordierita.

Rochas cálcio-silicáticas com tremolita, actinolita, diopsídio, epidoto, flogopita e quartzo.

Metatufos e metabrechas carbonatizados.

Rochas metabásicas e meta-intermediárias hidrotermalizadas com predomínio de rochas com cummingtonita-antofilita e, subordinadamente, rochas com Mg-clorita, rochas com coríndon e granada-hornblenda anfibolitos.

Rochas meta- intermediárias com plagioclásio, hornblenda e quartzo e biotita subordinada.

Essencialmente metabasitos localmente com *pillow lavas*, metassedimentos tufíticos, metatufos, rochas metavulcanoclásticas, metabrechas.

FIGURA 2 – Mapa geológico da área onde afloram rochas alteradas hidrotermalmente (PÉREZ-AGUILAR 2006, modificado).

e 4 – 6,7 kbar). Os litotipos afetados pelo primeiro evento metamórfico foram metamorfisados essencialmente na fácies anfibolito ou grau médio, localmente tendo alcançado a fácies anfibolito superior. Os minerais que cristalizaram durante o desenvolvimento da segunda foliação metamórfica (S_2) caracterizam também uma trajetória metamórfica horária, variando da fácies xisto verde superior até anfibolito, estando associadas a este segundo evento pressões mais baixas (~500 – 580°C e 4 – 4,7 kbar). A segunda trajetória trunca a primeira, indicando tratar-se de dois eventos metamórficos e não apenas um evento progressivo seguido de outro retrometamórfico. A evolução metamórfica final foi responsável pelo desenvolvimento de uma foliação incipiente (S_3), caracterizando um evento retrometamórfico predominantemente na fácies dos xistos verdes (JULIANI *et al.* 1998, JULIANI 2004).

Nas rochas afetadas pelos paleo-sistemas hidrotermais a S_1 foi caracterizada pela presença de pequenas dobras intrafoliais dentro da S_2 . Entretanto, predominam minerais orientados segundo a S_2 , que caracteriza uma xistosidade definida principalmente pelo arranjo planar de anfibólios e orientação dos cristais de quartzo. Associado ao evento retrometamórfico final houve pouca blastese, sendo este último evento responsável por uma suave ondulação da S_2 .

3 PALEO-SISTEMAS HIDROTERMAIS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA

Os sistemas paleo-hidrotermais mesoproterozóicos presentes no Grupo Serra do Itaberaba afetaram predominantemente uma área de aproximadamente 16 km², localizada entre os paralelos 23°16'41''S e 23°18'51''S e os meridianos 46°21'00''W e 46°23'20''W (Figura 2). Estes sistemas estão espacial e geneticamente associados aos pequenos corpos de andesitos e riodacitos que se formaram durante a instalação de uma bacia de retro-arco, gerando ao redor destas intrusões uma primeira e extensa zona de alteração clorítica (ZC1) e, posteriormente, zonas restritas de alteração clorítica (ZC2), argílica e argílica avançada (JULIANI *et al.* 1994; PÉREZ-AGUILAR 1996, 2001).

As geometrias originais das zonas de alteração clorítica (ZC1 e ZC2), quando reconstituída a estratigrafia, correspondem a formas aproximadas de cones invertidos (Figura 2), sendo similares àquelas tipicamente sotopostas a mineralizações de sulfeto maciço do tipo *Kuroko*, e interpretadas como sendo *pipes* hidrotermais (SANGSTER

1972, SPENCE & ROSEN-SPENCE 1975, SCHERMERHORN 1978, MACGEEHAN & MACLEAN 1980). Uma reconstrução esquemática das ZC1 e ZC2 pode ser vista na figura 3.

Uma zona difusa enriquecida em K e que envolve a ZC1 foi gerada devido a uma alteração potássica de baixa temperatura. Zonas de carbonatização maiores ocorrem essencialmente na interface de derrames basálticos, em partes mais profundas do sistema, devido à lixiviação do Ca das rochas afetadas pelos processos de alteração clorítica. A

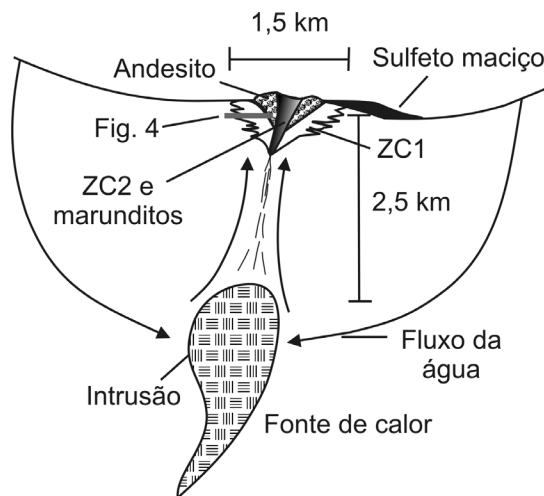


FIGURA 3 – Reconstrução esquemática dos paleo-sistemas hidrotermais (PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005).

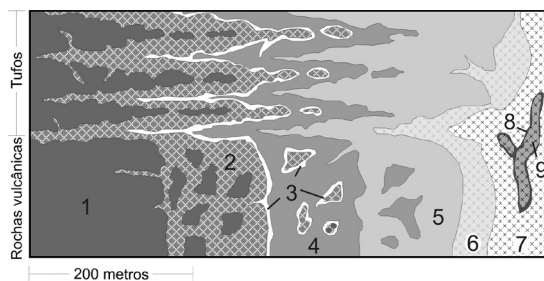


FIGURA 4 – Reconstrução esquemática dos litotipos hidrotermalizados mostrando gradação entre rochas metamorfisadas não alteradas e intensamente alteradas: (1) metavulcânicas não alteradas, (2) metavulcânicas incipientemente alteradas, (3) metavulcânicas da zona de transição, (4) metavulcânicas moderadamente alteradas, (5) metavulcânicas intensamente alteradas, (6) meta-intermediária intensamente alterada, (7) meta-intermediária moderadamente alterada, (8) meta-intermediária da zona de transição, (9) meta-intermediária incipientemente alterada e não alterada (PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005).

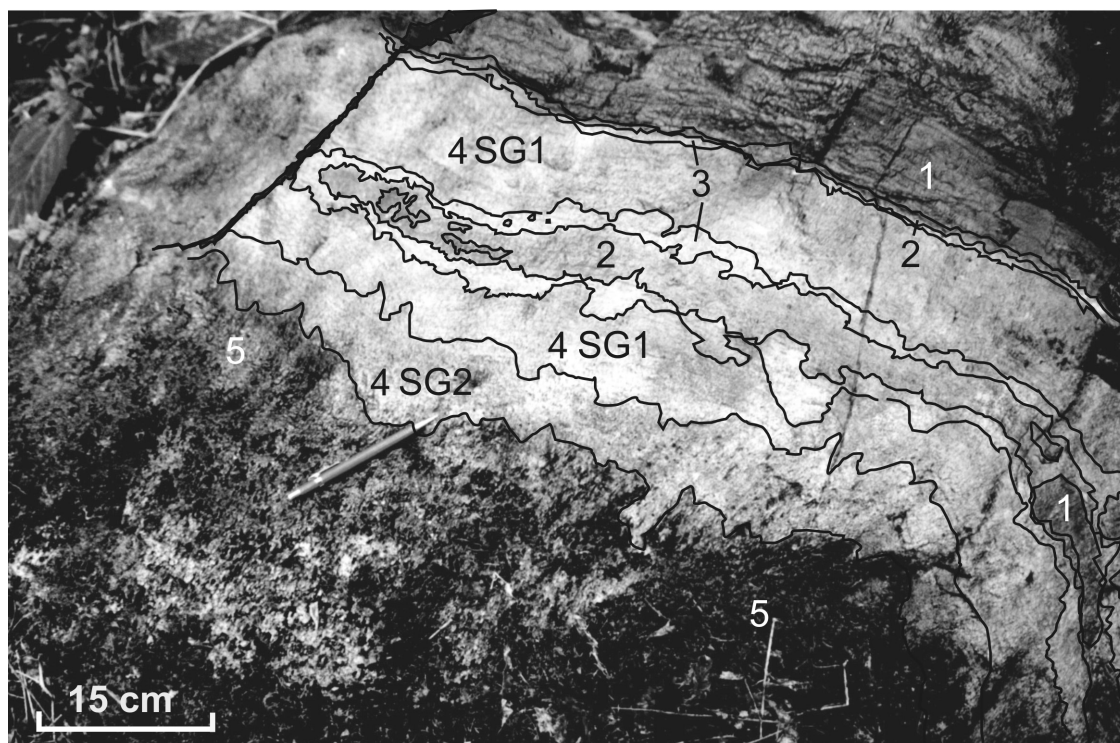


FIGURA 5 – Afloramento de rochas metavulcanoclásticas intermediárias alteradas hidrotermalmente mostrando a gradação entre estas rochas, (1) incipientemente alteradas, (2) da zona de transição, onde predomina hornblenda sobre cummingtonita e onde foram preservados restos do protolito, (3) da zona de transição, onde predomina cummingtonita sobre hornblenda, (4 SG1) moderadamente alteradas sem presença de granada, (4SG2) moderadamente alteradas com presença de granada e (5) intensamente alteradas. As linhas representam os limites entre os diferentes litotipos (PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005).

silicificação está principalmente presente na forma de vênulas e veios que cortam a ZC1. Formações ferríferas do tipo *Algoma*, metapelitos ricos em sulfetos, turmalinitos e mineralizações de ouro também estão geneticamente associados à atividade hidrotermal (JULIANI 1993, BELJAVSKIS *et al.* 1993, GARDA *et al.* 2002). Após a atuação dos diversos processos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas do Grupo Serra do Itaberaba, estas foram metamorfasadas durante a atuação de dois eventos de grau médio e um de grau baixo (JULIANI 1993; PÉREZ-AGUILAR 1996, 2001).

A ZC1 está constituída essencialmente por rochas metaintermediárias, mas também metabásicas, de origem ígnea e vulcanoclástica, as quais foram afetadas pelos processos metassomáticos em diferentes intensidades, como resposta à interação das rochas com fases fluidas na presença de diferentes razões água/rocha (PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005). Como consequência disto pode ser encontrada, da parte mais externa da ZC1 até à borda dos pequenos corpos de rochas metavulcânicas intermediárias,

uma gradação contínua de litotipos, os quais foram separados, respectivamente, como correspondendo a rochas: incipientemente alteradas, da zona de transição, moderadamente alteradas e intensamente alteradas. Nos pequenos corpos de rochas metaintermediárias observa-se um padrão de alteração inverso, uma vez que a interface entre estas e as encaixantes constituiu um canal preferencial de percolação de fluidos (PÉREZ-AGUILAR 1996, 2001; PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005) (Figura 4).

Os produtos metamórficos da ZC1 tipicamente possuem anfibólio magnesiano em diferentes proporções, constituindo o grupo das rochas com cummingtonita/antofilita (Figuras 5, 6A e 6B). Na ZC1 a zona de transição varia de milimétrica até pelo menos métrica (PÉREZ-AGUILAR 1996, 2001) e, associada a um aumento na intensidade da alteração hidrotermal, observa-se um progressivo aumento nestas rochas em anfibólio magnesiano e diminuição em anfibólio cálcico e plagioclásio. Os contatos com outros litotipos hidrotermalizados são graduais e irregulares. Frequentemente podem

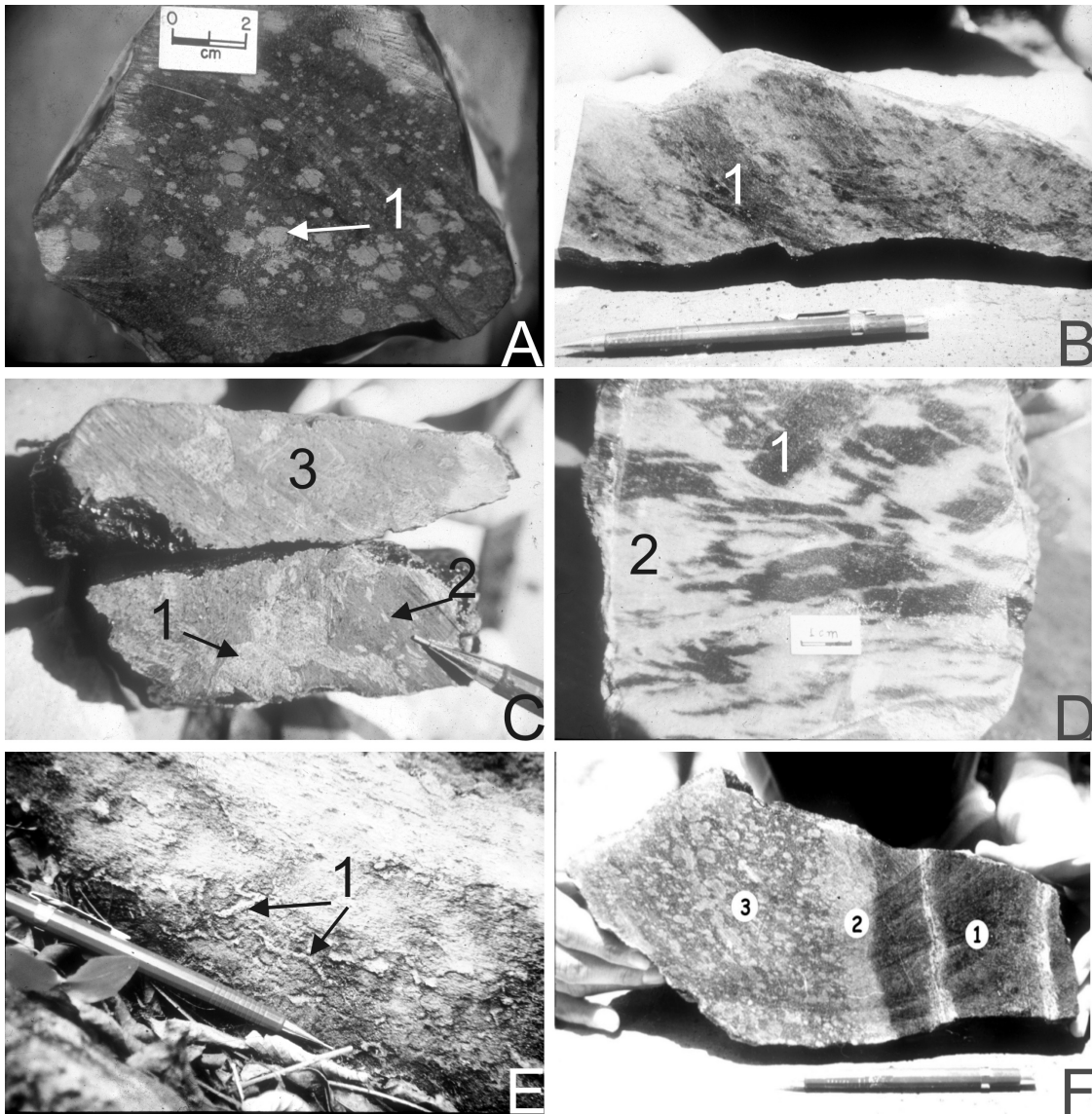


FIGURA 6 – (A) Rocha intensamente alterada da ZC1 com (1) poiquiloblastos de granada. (B) Rocha ígnea intermediária da ZC1 com (1) restos de protolito em rocha da zona de transição, onde coexistem hornblenda e cummingtonita. (C) Rocha intensamente alterada da ZC2 com (1) porfiroblastos pós-deformacionais de granada e de (2) cummingtonita dispersos em (3) uma matriz fina clorítica. (D) Rocha carbonatizada com (1) restos de rocha vulcanoclástica dispersos em (2) rocha formada principalmente por tremolita/actinolita, diopsídio e epidoto. (E) Rocha intensamente alterada da ZC1 com (1) venulações pré-metamórficas, deformadas, de quartzo. (F) Rocha metavulcanoclástica da ZC1 (1) incipientemente alterada, (2) da zona de transição, onde coexistem hornblenda e cummingtonita e (3) da zona de transição, com sobreposição de evento de alteração potássica.

ser observados, distribuídos aleatoriamente nesta zona, restos elípticos, esféricos ou lenticulares de protolito ou de rochas incipientemente alteradas que foram preservadas durante a atuação dos processos hidrotermais. Embora as rochas moderadamente alteradas tenham sido submetidas a grandes mudanças químicas, ainda preservaram texturas dos seus respectivos protolitos.

Os produtos metamórficos da ZC2 caracteristicamente possuem clorita magnesiana, sendo denominados de meta-clorititos (Figura 6C). Quando comparadas com as rochas da ZC1, os meta-clorititos mostram-se relativamente mais enriquecidos em Mg e mais empobrecidos em Si.

Os produtos metamórficos das zonas potassificadas são rochas ricas em biotita e os das

zonas carbonatizadas, rochas variavelmente enriquecidas em hornblenda, tremolita/actinolita, diopsídio, carbonato, clinozoisita/epidoto, plagioclásio e quartzo (Figura 6D). O evento de silicificação está representado por finos veios e vênulas de quartzo dobrados e deformados (Figura 6E).

Localmente observa-se a sobreposição de um evento de potassificação nos litotipos da ZC1 (Figura 6F) e nos carbonatizados. Também associados à atuação dos paleo-sistemas hidrotermais estão presentes granada-hornblenda anfíbolitos. Entretanto as relações estratigráficas dessas rochas em relação aos demais litotipos de rochas hidrotermalizadas não puderam ser estabelecidas (PÉREZ-AGUILAR 1996, 2001).

Em seqüências vulcano-sedimentares metamorfasadas as rochas que contêm cummingtonita + antofilita $\pm$ cordierita $\pm$ granada têm sido interpretadas como sendo produtos metamórficos de grau médio a alto resultantes de rochas de composição básica a ácida, previamente afetadas por um evento de alteração clorítica (VALLANCE 1967, CHINNER & FOX 1974, JAMES *et al.* 1978, RIVERIN & HODGSON 1980, SPEAR 1982, ELLIOTT-MEADOWS & APPELYARD 1991, ROBERTS *et al.* 2003). No Grupo Serra do Itaberaba as rochas ricas em Mg-clorita da ZC2 também foram reconhecidas como sendo o produto metamórfico de zonas de alteração clorítica.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Durante os trabalhos de campo foram coletadas 420 amostras representativas dos diferentes protolitos e litotipos de rochas alteradas hidrotermalmente, sendo dada preferência a amostras em perfis contínuos de alteração. Foram feitas 288 seções delgadas, as quais foram descritas com o auxílio de um microscópio ZEISS (Axioplan Pol) e uma lupa binocular CARL ZEISS. Para auxiliar o reconhecimento das fases minerais, texturas e estruturas das rochas foram consultados os trabalhos de WAHLSTROM (1969), KERR (1977), TRÖGER (1979), DEER *et al.* (1965, 1982, 1986), TURNER (1981) e FUJIMORI & FERREIRA (1987).

Adotou-se para as rochas metamórficas as nomenclaturas de WINKLER (1979) e para as meta-vulcanoclásticas aquelas de FISHER (1961, 1966), LAJOIE (1979) e FISHER & SCHMINCKE (1984). Como discutido por PÉREZ-AGUILAR (1996, 2001), devido aos processos metassomáticos que afetaram as rochas intensamente alteradas

da ZC1, muitas vezes é difícil ou até impossível estabelecer os seus respectivos protolitos, uma vez que rochas básicas, intermediárias ou até mesmo ácidas podem adquirir composições químicas semelhantes e, subsequentemente, mostrar associações minerais e texturas metamórficas. Padrões de alteração semelhantes também foram constatados em rochas com antofilita + cordierita na região de Tunaberg, Suíça (DOBBE 1994), Manitouswadge, no Canadá (PAN & FLEET 1995) e Ruostesuo, na parte central da Finlândia (ROBERTS *et al.* 2003). Assim, neste trabalho, foi usada como ferramenta auxiliar para a classificação dos diferentes litotipos hidrotermalizados não só de critérios petrográficos e de campo, mas também resultados de análises químicas de elementos maiores e traços.

5 PETROGRAFIA

Neste trabalho usa-se o termo protolito para designar o produto metamórfico de rochas ígneas ou vulcanoclásticas que possuem paragêneses minerais típicas de grau médio. Só no caso do grupo de metatufos com estruturas oclares concêntricas, se refere às rochas menos alteradas encontradas.

5.1 Rochas da ZC1 (rochas com cummingtonita/antofilita)

Nem a partir dos protolitos afetados pelos processos metassomáticos responsáveis pela gênese da ZC1 foi possível recuperar perfis completos de alteração hidrotermal, incluindo desde litotipos incipientemente até intensamente alterados. A cristalização de minerais, associada aos diferentes eventos metamórficos, nos protolitos, rochas incipientemente alteradas, rochas da zona de transição e rochas moderadamente e intensamente alteradas pode ser vista nas figuras 7 e 8.

5.1.1 Metabasitos ígneos

Protolitos – Os metabasitos recrystalizados a partir de protolitos ígneos são essencialmente representados por hornblenda anfíbolitos e, subordinadamente, por hornblenda xistos. Trata-se de litotipos cuja granulação varia de muito grossa a muito fina, sendo mais abundantes amostras de granulação média e grossa. São compostas por hornblenda (40-70%), plagioclásio (25-43%) e pequenas quantidades de minerais opacos (1-5%, raramente 7% em rochas de granulação muito fina). Os minerais acessórios são titanita (até 5%), diopsídio (2%),

zircão, quartzo, granada, rutilo, clinozoisita/epidoto, epidoto, carbonato, apatita, clorita e leucoxênio. Devido à silicificação, algumas amostras mostram-se muito enriquecidas em quartzo (até 20%). Diopsídio instável foi observado em um só exemplar.

Em rochas de granulação grossa, pseudomorfos de piroxênio foram substituídos por porfiroblastos de hornblenda aproximadamente quadrados (1.5 x 1.2 cm) ou tabulares (1.5 x 0.2 cm) ou aglomerados de hornblenda (moda, 1,2 mm). Em rochas de granulação fina a média predominam prismas tabulares de hornblenda. Texturas blastofíticas e blastosubofíticas são comuns, e nematoblásticas, resultantes da orientação dos cristais de anfibólio, também são observadas. As texturas presentes sugerem que parte das rochas de granulação grossa são produtos metamórficos de gabros.

Porfiroblastos, poiquiloblastos, prismas ou aglomerados de hornblenda estão distribuídos em uma matriz predominantemente granoblástica, muito fina a fina, composta essencialmente por plagioclásio, hornblenda e minerais opacos.

Os cristais maiores de plagioclásio (de até 2 mm nas rochas de granulação grossa e 0,9 mm nas rochas de granulação fina a média) geralmente correspondem a relíquias subidiomórficas a anhedrais de plagioclásio ígneo, parcial ou totalmente recrystalizado; a maioria dos grãos subidiomórficos exibem bordas irregulares que se formaram devido a processos de dissolução metamórfica. Albita pode caracterizar uma feição de exsolução ou estar presente nas bordas dos cristais.

Grãos anhedrais de minerais opacos são predominantes e, comumente, formam pequenos aglomerados de até 2 mm, correspondendo alguns a pseudomorfos de magnetita. Ocorrem, também, cristais muito finos a finos dispersos na rocha, formando nuvens de grãos, constituindo inclusões dentro do anfibólio ou associados a finíssimos cristais de titanita, de epidoto ou a aglomerados microcristalinos de carbonato. Vênulas ricas em clinozoisita estão presentes em algumas amostras. Epidoto e clinozoisita cristalizaram retrometamorficamente a partir do plagioclásio e clorita, a partir da hornblenda.

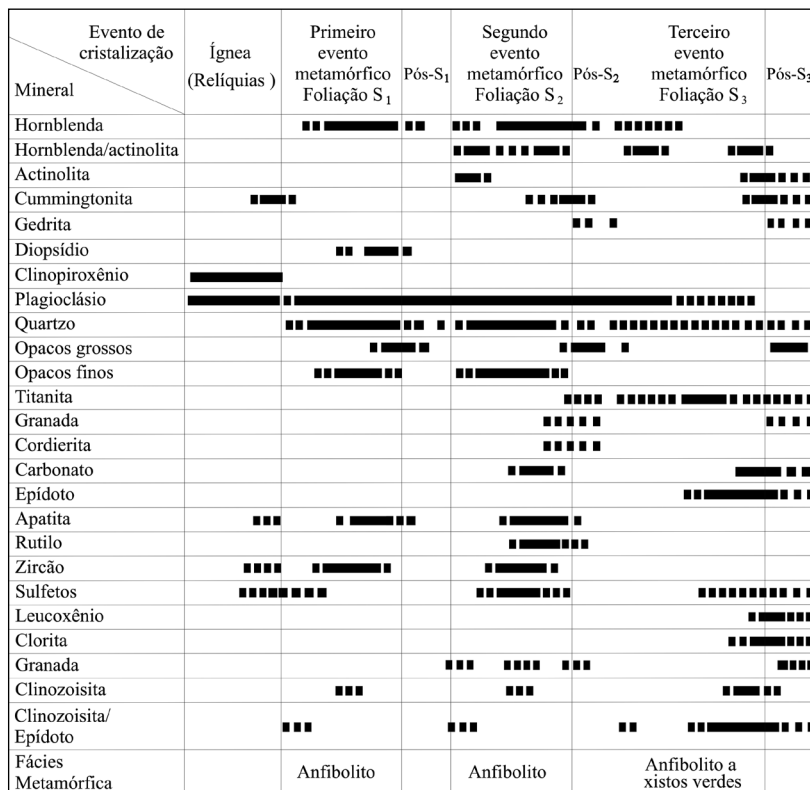


FIGURA 7 – Cristalização de minerais segundo os diferentes eventos metamórficos e suas respectivas foliações (S₁, S₂ e S₃) nos protolitos, rochas incipientemente alteradas e da zona de transição.

[illegible]

FIGURA 8 – Cristalização de minerais segundo os diferentes eventos metamórficos e suas respectivas foliações (S₁, S₂ e S₃) nas rochas moderadamente e intensamente alteradas.

Rochas incipientemente alteradas – São representadas por hornblenda anfibolitos com cummingtonita e cummingtonita-hornblenda anfibolitos e, secundariamente, por hornblenda anfibolitos com gedrita e hornblenda xistos com cummingtonita. Diferenciam-se dos seus protolitos pela presença de pequenas quantidades de cummingtonita e, raramente, gedrita (1-5%), presente como manchas irregulares ou lamelas intercrescidas no meio de cristais de hornblenda ou nas bordas do anfibólio cálcico.

Rochas da zona de transição – São representadas por hornblenda-plagioclásio-cummingtonita anfibolitos, quartzo-hornblenda-plagioclásio-cummingtonita anfibolito, quartzo-hornblenda-plagioclásio-cordierita anfibolito e cummingtonita-plagioclásio-hornblenda anfibolito. Resultam da alteração hidrotermal de rochas de granulção média e, subordinadamente, de granulção grossa. São constituídas por hornblenda (15-40%), cummingtonita (15-55%), plagioclásio (15-35%), cordierita (0-35%), quartzo (5-10%) e minerais opacos (1-7%) (Figura 9A). Tremolita, clorita, rutilo, apa-

tita, biotita, flogopita, epidoto, clinozoisita, zircão e leucoxênio são só minerais acessórios. Podem coexistir hornblenda, cummingtonita e gedrita.

Observam-se texturas decusada e blastosubofítica parcialmente preservadas (Figura 9A) e pseudomorfos de fenocristais de piroxênio na forma de porfiroblastos, poiquiloblastos ou aglomerados de anfibólio (medindo até 2,5 x 0,8 cm).

Anfibólios zonados são comuns, predominando os que possuem núcleos de hornblenda ou hornblenda/actinolita que passam gradual ou abruptamente para cummingtonita nas bordas. Localmente biotita e rutilo mostram ser restos da reação da transformação metamórfica do anfibólio cálcico em anfibólio magnesiano.

Porfiroblastos, poiquiloblastos ou aglomerados de anfibólio, por vezes fraturados ou dobrados, estão dispersos em uma matriz cuja granulação varia de muito fina a média, constituída por plagioclásio $\pm$ cummingtonita $\pm$ quartzo $\pm$ minerais opacos. Os minerais opacos são semelhantes àqueles presentes nos protolitos.

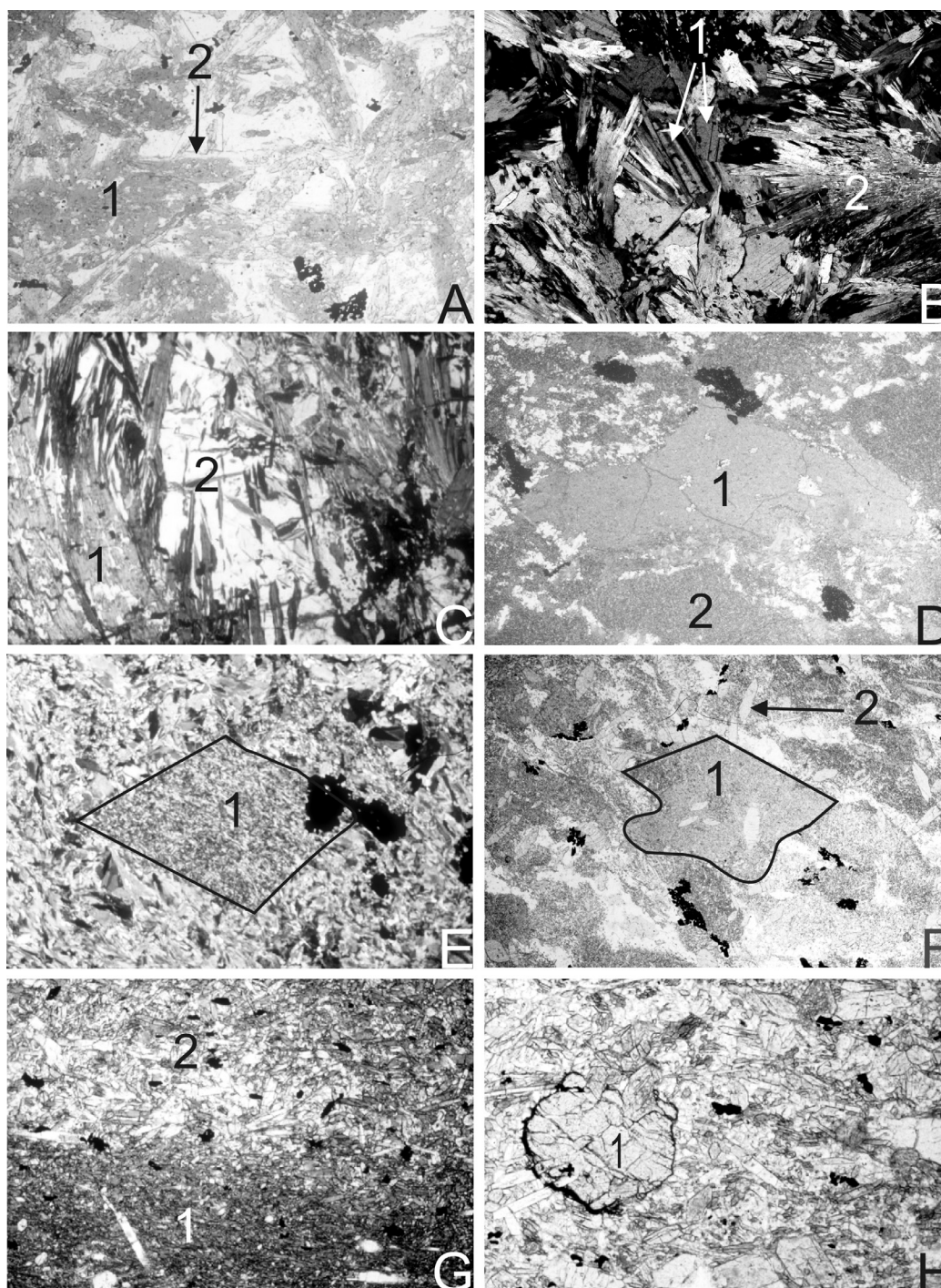


FIGURA 9 – Fotomicrografias de amostras da ZC1. (A) Metabasito ígneo da zona de transição onde predomina (1) hornblenda sobre (2) cummingtonita. (B) Metabasito ígneo intensamente alterado com (1) plagioclásio e (2) cummingtonita. (C) Metabasito ígneo intensamente alterado com (1) anfibólio magnesiano e (2) cordierita maciça (com analisador cruzado). (D) *Metalapilli-tuff* com relíquias de fragmentos angulosos de (1) granulação muito fina e (2) fina. (E) *Metalapillistone* com relíquia de fragmento lítico anguloso (com analisador cruzado). (F) *Metalapillistone* da zona de transição com (1) relíquia de fragmento lítico anguloso a arredondado e (2) porfiroblastos pós-deformacionais de gedrita. (G) Metatufo da zona de transição com (1) leito mais rico em hornblenda e (2) mais rico em cummingtonita. (H) Metatufo da zona de transição com (1) granada pós-deformacional. Lado maior das fotos (A), (C), (D), (G) e (H) = 5,5mm, da foto (B) = 3,3mm e das fotos (E) e (F) = 2,8mm.

Rochas intensamente alteradas – afloramentos deste litotipo são raros e as amostras coletadas variam quanto às texturas e à mineralogia. Entretanto, todas apresentam pseudomorfos de piroxênio (de até 2,2 cm x 0,5 cm) que passaram a formar arranjos de anfíbólio magnesiano, nos quais predomina uma parte central poiquiloblástica envolvida por finos cristais de cummingtonita sin-S₁ e/ou prismas maiores de orto-anfíbólio pós-deformacional. Os minerais opacos formam pequenos aglomerados cujos diâmetros podem atingir 0,5 mm.

Algumas amostras se diferenciam por serem constituídas por cummingtonita (50-60%) e finos cristais de plagioclásio (33-35%) (Figura 9B), enquanto que outras distinguem-se pela presença de cristais maciços de cordierita (de até 1,0 cm x 0,7 cm) (Figura 9C), e a seguinte composição modal: cummingtonita + antofilita (60-65%), cordierita (20%), plagioclásio (0-10), Mg - clorita como produto retrometamórfico da cordierita (5-10%) e minerais opacos (5%). Os minerais acessórios dos diferentes litotipos intensamente alterados são epidoto, clinozoisita, carbonato, zircão, rutilo, clorita e apatita.

Os poiquiloblastos de cordierita presentes nessas rochas, e em outros litotipos intensamente alterados do Grupo Serra do Itaberaba, podem atingir até 4 cm e são ricos principalmente em inclusões de quartzo, mas também de anfíbólio, estauroilita, plagioclásio, turmalina, minerais opacos, zircão, rutilo, apatita e flogopita.

5.1.2 Metabasitos vulcanoclásticos

5.1.2.1 Metalapillistones e metalapilli-tuffs

Protolitos – São representados por hornblenda anfíbolitos e clinozoisita/epidoto hornblenda anfíbolitos formados por hornblenda (60-80%), plagioclásio (15-36%), clinozoisita/epidoto (3-10%), minerais opacos (2-7%) e pequenas quantidades de quartzo (até 5%), epidoto, carbonato, zircão e apatita. Nestas rochas ocorrem tipicamente relíquias angulosas a arredondadas de fragmentos líticos (de até 7,5 x 4,0 mm), que se destacam por serem porções criptocristalinas ou de granulação muito fina distribuídas em uma rocha inequigranular de granulação fina. A maioria destes fragmentos possui bordas definidas, sendo que alguns podem apresentar contornos difusos devido à recristalização metamórfica (Figuras 9D e 9E).

Seguindo a classificação de FISHER (1966) estas rochas são interpretadas como sendo o produto metamórfico de *lapillistones* ou *lapilli-tuffs*,

as quais podem ter se formado devido a erupções hidroclásticas ou devido ao contato de lavas com a água do mar, correspondendo, neste caso, a hialoclastitos de granulação fina (FISHER & SCHMINCKE 1984).

Rochas incipientemente alteradas – São representadas por hornblenda/actinolita anfíbolitos com gedrita e se diferenciam dos seus respectivos protolitos porque o anfíbólio corresponde a uma hornblenda/actinolita e pela presença de pequenas quantidades de pequenos porfiroblastos de gedrita pós-deformacional (traços - 5%, medindo até 0,5mm).

Rochas da zona de transição – Só foi encontrada uma amostra correlacionável a esta zona, representada por um hornblenda-cummingtonita-gedrita-hornblenda/actinolita anfíbolito, composto por hornblenda/actinolita (38%), cummingtonita e gedrita (23%), hornblenda (~ 5%), plagioclásio (20%), minerais opacos (5%), epidoto (2%), flogopita (2%) e traços de clorita. O anfíbólio magnesiano predomina na forma de porfiroblastos pós-deformacionais (de até 0,5 cm) distribuídos pela rocha. (Figura 9F).

5.1.2.2 Metatufos

Protolitos – São representados por hornblenda xistos compostos por hornblenda (65-80%), plagioclásio (15-30%), quartzo (0-5%) e minerais opacos (2-5%). São rochas de granulação muito fina a fina que possuem estrutura bandada, dada pela alternância de camadas com espessuras de poucos milímetros a vários centímetros e de composição e/ou granulação diferentes, e textura nematoblástica, dada pela orientação dos anfíbólios, sendo comuns intercalações de finos leitos de *metachert*. Como minerais acessórios estão presentes apatita, rutilo, epidoto, clinozoisita/epidoto, zircão e clorita.

Rochas incipientemente alteradas – São representadas por hornblenda xistos com cummingtonita e se diferenciam dos seus respectivos protolitos pela presença de pequenas quantidades de cummingtonita, que podem estar presentes na borda de cristais de hornblenda, como manchas dentro do anfíbólio cálcico, ou ainda, na forma de prismas pós-deformacionais (de até 2mm).

Rochas da zona de transição – São representadas por cummingtonita-hornblenda xistos, hornblenda-cummingtonita xistos, cummingtonita-hornblenda/actinolita xistos e granada-hornblenda/actinolita-cummingtonita xistos formados por cummingtonita (10-60%), hornblenda + hornblenda

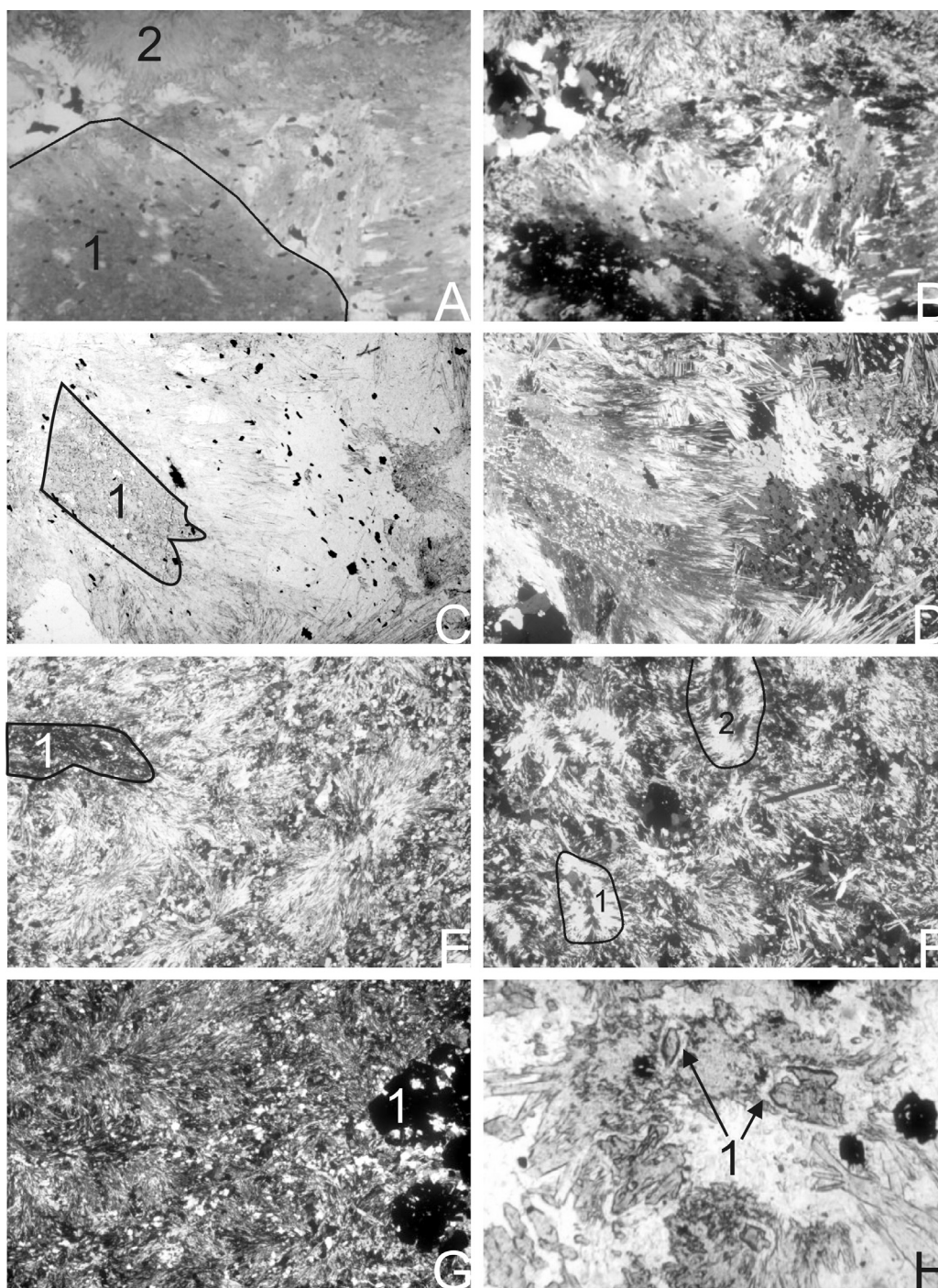


FIGURA 10 – Fotomicrografias de amostras da ZC1, produtos da alteração de rochas intermediárias ígneas. (A) Rocha de granulação grossa da zona de transição com (1) hornblenda prismática, (2) hornblenda/actinolita e cummingtonita. (B) Idem (A), com analisador. (C) Rocha de granulação grossa da zona de transição com (1) relíquia de mineral máfico. (D) Idem (C), com analisador. (E) Rocha de granulação grossa da zona de transição com (1) hornblenda poiquiloblástica que grada para arranjos semi-radiados e na forma de “espinhas de peixe” de hornblenda/actinolita. (F) Rocha moderadamente alterada da ZC1 com relíquias de cristais de mineral máfico substituídas por aglomerados de cummingtonita (1 e 2). Com analisador. (G) Rocha moderadamente alterada da ZC2 com (1) granada pós-deformacional. Com analisador. (H) (1) cristais de estauroilita exibindo coronas de plagioclásio, cordierita e rutilo. Lado maior das microfotografias: A, B, C, D, E, F e G = 5,5mm; H = 2,8mm.

da/actinolita (15-60%), plagioclásio (10-20%), e minerais opacos (2-5%). Cummingtonita coexiste com hornblenda ou hornblenda/actinolita, estando o anfibólio magnesiano presente na forma de porfiroblastos (de até 2,5 mm) ou como constituinte da matriz (Figura 9G). A granada, quando presente, pode atingir 10% do volume da rocha e predomina como porfiroblastos subidiomórficos (com diâmetro maior de até 2,5 mm) (Figura 9H). Finos cristais de apatita estão geralmente associados à granada.

5.1.3 Rochas intermediárias ígneas metamorfisadas

Protolitos – Na área estudada só foi encontrada uma amostra de protolito. Isto se deve à relação genética existente entre os corpos intermediários e os paleo-sistemas hidrotermais. Corresponde a uma rocha de granulação muito fina a média constituída por hornblenda (30%), plagioclásio (31%), quartzo (30%), minerais opacos (3%), clinozoisita/epidoto (5%) e carbonato (1%). Porfiroblastos de hornblenda (de até 2,6 mm x 0,28 mm) estão dispersos em uma matriz muito fina composta por plagioclásio, quartzo, hornblenda e finíssimos minerais opacos que, por vezes, estão associados a carbonatos microcristalinos. Vênulas de quartzo e de clinozoisita/epidoto estão presentes.

Rochas da zona de transição – São formadas por hornblenda (5-30%), hornblenda/actinolita (10-40%), actinolita (15-20%), cummingtonita (3-35%), quartzo (20-40%), plagioclásio (8-30%), cordierita (traços - 15%), clorita (0-10%), minerais opacos (0-5%). Os acessórios são epidoto, clinozoisita/epidoto, flogopita, zircão, carbonato, biotita e muscovita. As amostras que compõem este litotipo derivaram-se principalmente de protolitos de granulação grossa. Nestas rochas podem coexistir hornblenda, hornblenda/actinolita, actinolita e cummingtonita.

A feição característica destas rochas é a presença de pseudomorfos de fenocristais de piroxênio (de até 1,0 x 0,6 cm), que se recrystalizaram como aglomerados de anfibólio, cuja parte central é formada por hornblenda poiquiloblástica tabular (medindo, em moda, 5,0 x 1,3 mm), rica em inclusões de plagioclásio, quartzo e minerais opacos. Esta parte central pode estar envolvida por cristais maiores de cummingtonita pós-deformacional ou arranjos semi-radiados ou curvados que lembram “esqueletos de peixes”, constituídos por hornblenda/actinolita, actinolita e/ou cummingtonita prismática ou fibrosa (Figuras 10A, 10B, 10C e 10D). Estes aglomerados

de anfibólio, assim como arranjos relativamente menores radiados (Figura 10E), semi-radiados e na forma de estrela, formados por cummingtonita, estão dispersos em uma matriz inequigranular composta por plagioclásio, actinolita, hornblenda/actinolita, cummingtonita e alguns pequenos poiquiloblastos de cordierita (de até 2,5 mm).

Os cristais maiores de plagioclásio (de até 3 mm) correspondem a relíquias de plagioclásio ígneo que, por vezes, recrystalizaram parcial ou totalmente em grãos menores. Distribuídos pela rocha ocorrem minerais opacos maiores (de até 2 mm) anhedrais, por vezes ricos em inclusões de quartzo.

Rochas moderadamente alteradas – São rochas cuja granulação varia de muito fina a grossa, sendo derivados de protolitos de granulação média a grossa. Dentro deste grupo de rochas puderam ser diferenciadas dois subgrupos: um com ausência de granada (SG1) (Figura 10F) e outro com sua presença (SG2) (Figura 10G). As rochas são formadas por anfibólio magnesiano (40-45%), quartzo (20-30%), plagioclásio (5-15%), granada (0-17%), cordierita (5%, raramente 10%), estaurólita (0-7%), clorita (0-5%) e minerais opacos (traços-6%). Os acessórios são flogopita (até 2%), epidoto, apatita, carbonato, zircão, rutilo, turmalina e leucocênio.

Os aglomerados de anfibólio magnesiano são similares àqueles descritos no item anterior, medindo a maioria entre 5 x 2 mm e 10 x 7 mm. No SG2 ocorre granada poiquiloblástica anhedral sin-a pós-S₂ (de até 7 x 3 mm) e granada idiomórfica a subidiomórfica (com diâmetros de até 3 mm), predominantemente pós-S₃ (Figura 10G).

Os aglomerados de anfibólio e a granada estão distribuídos em uma matriz muito fina constituída por quartzo, plagioclásio, cordierita, cummingtonita, minerais opacos e, por vezes, estaurólita instável, que possui coronas formadas por cordierita, plagioclásio e rutilo (Figura 10H).

A cordierita predomina como finos cristais anhedrais na matriz, podendo também formar pequenos aglomerados ou poiquiloblastos com diâmetro de até 0,8 mm. Minúsculos cristais de zircão formam halos pleocróicos dentro da cordierita. Magnetita idiomórfica, opacos tabulares e, por vezes, pirita, constituem os minerais opacos.

Os minerais retrometamórficos são flogopita e Mg-clorita que cristalizaram retrometamórficamente a partir da cummingtonita, epidoto e carbonato do plagioclásio e clorita rica em ferro da granada.

Rochas intensamente alteradas – São rochas de granulação grossa derivadas a partir da

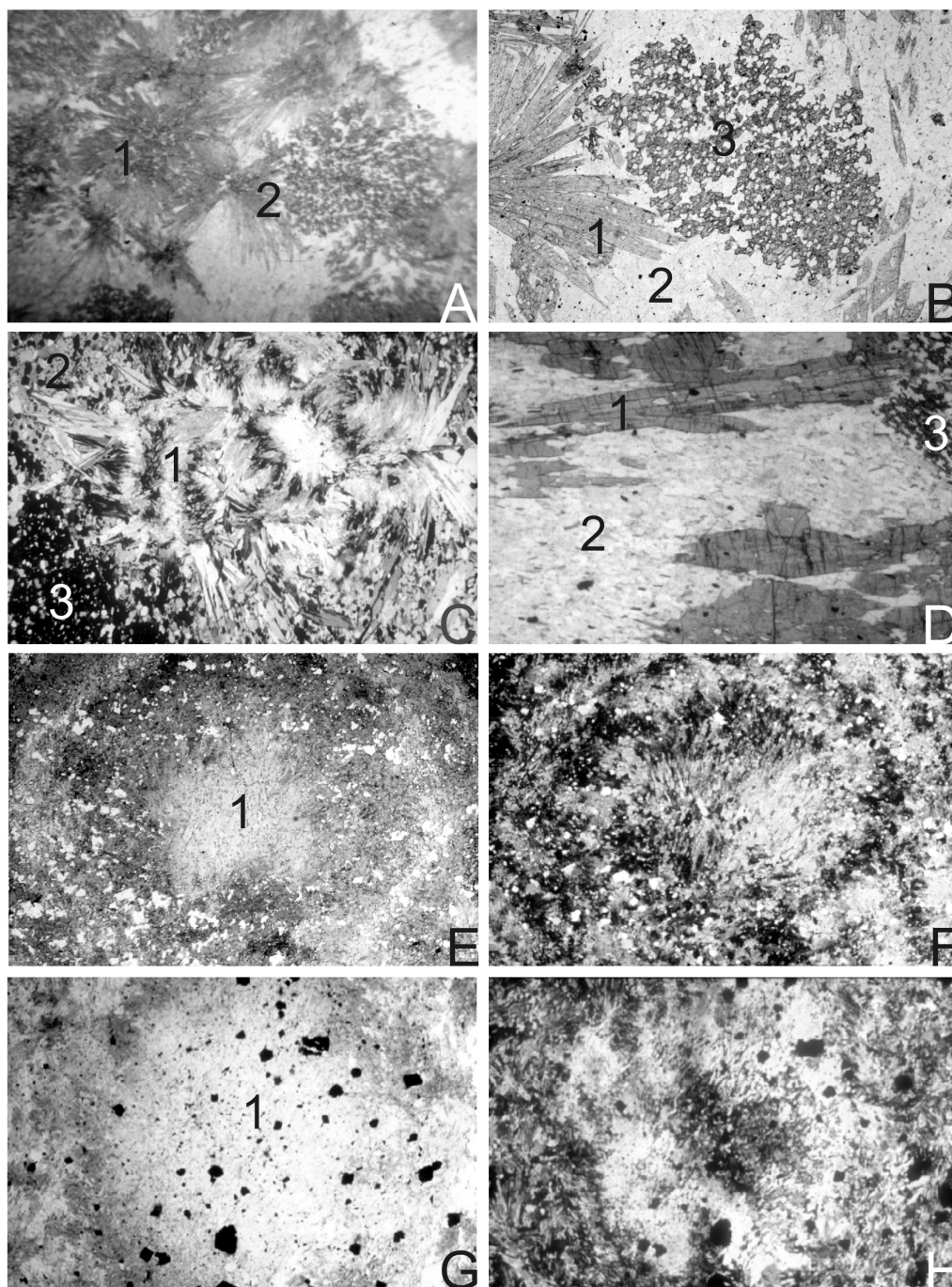


FIGURA 11 – Fotomicrografias. (A), (B), (C) e (D) correspondem a rochas metaintermediárias ígneas intensamente alteradas da ZC1: (A) (1) arranjos radiados e (2) semi-radiados de anfibólio magnesiano; (B) (1) arranjo semi-radiado de antofilita e poiquiloblastos de (2) cordierita e (3) granada; (C) (1) aglomerado de cummingtonita e poiquiloblastos de (2) cordierita e (3) granada, com analisador; (D) (1) intercrescimento de antofilita e cummingtonita e poiquiloblastos de (2) cordierita e (3) granada. (E) Metatufo com (1) estrutura concêntrica formada por hornblenda, plagioclásio, minerais opacos e quartzo. (F) Idem E, com analisador. (G) Metatufo intensamente alterado com (1) estrutura concêntrica formada por cummingtonita, plagioclásio, cordierita, quartzo e minerais opacos. (H) Idem G, com analisador. Lado maior das microfotografias: A = 30mm; B, C, D, E, F, G e H = 5,5mm.

alteração hidrotermal de rochas plutônicas ígneas de granulação média a grossa. São formadas por anfibólio magnesiano (15-47%; antofilita de 5-43%, cummingtonita de 1-20% e gedrita de 0-47%), cordierita (10-46%), granada (0-23%), quartzo (25-40%), plagioclásio (traços - 5%) e minerais opacos (traços - 5%). Os minerais acessórios são flogopita (traços - 5%), clorita (traços - 5%), biotita (traços - 2%), sericita, apatita, zircão, epidoto, clinozoisita/epidoto, rutilo e carbonato. Suas texturas não se assemelham com as dos respectivos protolitos e se caracterizam pela presença de poiquiloblastos de granada e/ou cordierita centimétricos (de até 4 cm) e anfibólio(s) magnesiano(s) formando arranjos radiais (com diâmetros de até ~2 cm) ou aglomerados esféricos ou elípticos, cuja parte central poiquiloblástica pode estar rodeada por cristais pós-deformacionais idiomórficos e subidiomórficos (de até 1,35 x 0,5 cm). Pequenas quantidades de plagioclásio e de matriz podem ou não estar presentes (Figuras 11A, 11B, 11C, 11D).

Nas rochas onde há coexistência de ortoanfíbólio e cummingtonita comumente há intercrescimento de finas lamelas de cummingtonita nos prismas de ortoanfíbólio. Em algumas amostras há porções irregulares (de até 0,5 x 1 cm) relativamente mais pobres em quartzo (5-10%) e mais ricas em Mg-anfíbólio (50-56%), plagioclásio (10-15%) e estauroilita (até 3%) e/ou veios centimétricos compostos por cordierita maciça (45-85%), cummingtonita (10-48%), quartzo (~5%) e minerais opacos (traços - 2%). Estas feições sugerem a sobreposição local de um evento de alteração hidrotermal com características semelhantes àquelas responsáveis pela presença da ZC1, o que é corroborado pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total obtidos em rochas intensamente alteradas (PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005).

A granada, como nos demais litotipos intensamente alterados, está representada por poiquiloblastos ricos em inclusões de quartzo e, secundariamente, por minerais opacos, anfibólio, estauroilita, clorita e pseudomorfos de allanita. A clorita pode representar restos da reação responsável pela formação da granada ou corresponder a um produto retrometamórfico formado a partir da granada.

5.1.4 Rochas intermediárias vulcânicas metamorfisadas

Neste grupo foram incluídas rochas formadas a partir do produto metamórfico de tufos

de granulação muito fina a fina. Em função das texturas presentes, estas rochas foram subdivididas em dois subgrupos. O primeiro, de representação mais restrita, caracteriza-se pela presença de estruturas elípticas a esféricas oclares concêntricas (com diâmetros de até 7,5 mm), essencialmente formadas por anfibólio $\pm$ granada $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo. Nestas estruturas uma parte central mais maciça parece corresponder a uma ou mais relíquias de megacristais ou de fragmentos líticos ou de vidro, que serviram de germens de cristalização, em torno dos quais se desenvolveram as estruturas concêntricas (Figuras 11E, 11F, 11 G e 11H). Estas rochas são o produto de erupções hidroclásticas compostas por diferentes proporções de cinza, fragmentos de vidro (provavelmente sidromelana), fenocristais ígneos e fragmentos líticos (FISHER & SCHMINCKE 1984, CAS & WRIGHT 1987). Estas rochas gradam para metatufos com aglomerados de anfibólio, formados por processos de recristalização metamórfica, que representam o segundo subgrupo. Estes aglomerados exibem formas elípticas e esféricas, possuem diâmetro maior de até 2 cm e assemelham-se a “esqueletos de peixe” ou a um “S” (Figura 12A).

5.1.4.1 Metatufos com estruturas oclares concêntricas

Protolitos – Possuem estrutura bandada ou laminada dada pela alternância de camadas milimétricas a centimétricas de diferentes composições ou tamanho dos grãos e pelas intercalações de finas camadas de *metachert*. São rochas inequigranulares de granulação muito fina a fina formadas por hornblenda (60-67%), granada (2-15%), plagioclásio (10-15%), quartzo (~10%) e minerais opacos (1-7%). Os minerais acessórios são diopsídio instável (0-2%, na forma de porfiroblastos de até 1,3 mm), carbonato (até 1%), finos cristais idiomórficos a subidiomórficos de allanita instável (até 1%), leucóxênio (até 3%) e clinozoisita. A granada possui uma parte central poiquiloblástica sin- a pós-S₂ e bordas maciças pós-deformacionais.

A partir do diagrama Log (Zr/TiO₂) vs. Log (Nb/Y) de WINCHESTER & FLOYD (1977) verificou-se que os protolitos correspondem a andesitos ou andesitos basálticos e as suas porcentagens molares de Al₂O₃ (6.64) e SiO₂ (52.03) são compatíveis com as de rochas intermediárias. Entretanto, o seu conteúdo de Mg supera o de rochas básicas ou intermediárias não alteradas (MgO = 10.27%)

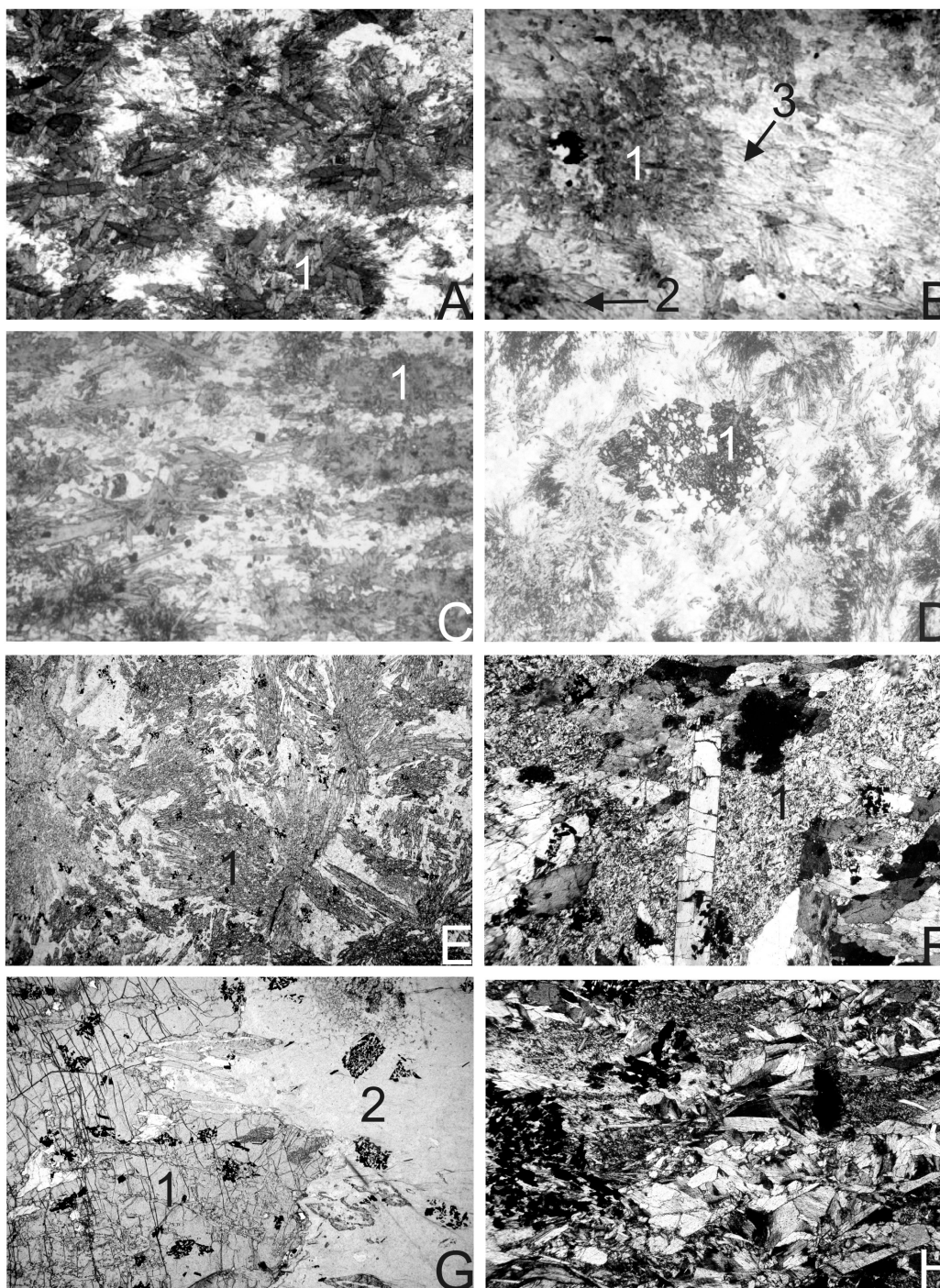


FIGURA 12 – Fotomicrografias. (A) Rocha metavulcanoclástica intermediária com (1) aglomerados de hornblenda. (B) Rocha metavulcanoclástica intermediária com aglomerados de anfibólio da zona de transição com (1) hornblenda, (2) hornblenda/actinolita e (3) cummingtonita. (C) Rocha metavulcanoclástica intermediária moderadamente alterada do SG1 com (1) aglomerados de cummingtonita. (D) Rocha metavulcanoclástica intermediária moderadamente alterada do SG2 com (1) granada. (E) Rocha moderadamente alterada da ZC2 com (1) Al-hornblenda. (F) Detalhe da (1) matriz clorítica da amostra da foto (E). (G) Rocha intensamente alterada da ZC2 com (1) porfiroblastos de granada e (2) matriz clorítica. (H) Detalhe da matriz da amostra de (G) com analisador. Lado maior das microfotografias: A, B, C, D e F = 5,5mm; E e G = 10mm; H = 3,3mm.

(PÉREZ-AGUILAR 2001). A mineralogia destas rochas pode ser atribuída a um evento prévio de alteração hidrotermal de assoalho oceânico em regime de baixa temperatura (PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005). Como consequência, estas rochas mostram feições tanto de rochas básicas como intermediárias, tendo sido classificadas como produtos da alteração de rochas intermediárias, a partir das análises de elementos maiores e traços e dos padrões isotópicos obtidos para as rochas da ZC1 (PÉREZ-AGUILAR 2001, PÉREZ-AGUILAR *et al.* 2005).

Rochas da zona de transição – São rochas de granulação muito fina a fina formadas por hornblenda (10-30%), cummingtonita (5-30%), hornblenda/actinolita (5-35%), actinolita (0-5%), quartzo (5-20%) plagioclásio (10-15%), cordierita (traços-5%), granada (5-20%) e minerais opacos (3-5%). Diopsídio e clinozoisita/epidoto são minerais acessórios. Nestas rochas podem coexistir hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita, ou hornblenda, cummingtonita e actinolita, ou ainda, hornblenda e cummingtonita. A cummingtonita predomina como cristais pós-deformacionais e o diopsídio instável está rodeado por cordierita e/ou clinozoisita/epidoto. Os minerais opacos são representados pela magnetita euhedral (~1 mm).

Rochas intensamente alteradas – São rochas inequigranulares de granulação muito fina a média, formadas por cummingtonita (35-55%), cordierita (25-38%), granada (5-25%), plagioclásio (5-25%), quartzo (7-20%), estauroilita (traços-5%) e minerais opacos (5%). Turmalina (até 2%), titanita, rutilo, pseudomorfos de allanita, flogopita, clorita, apatita e zircão são os minerais acessórios. Há poucas estruturas oclares concêntricas. A cordierita pode estar presente na forma de poiquiloblastos de até 2,5 cm ou formando cristais pós-S₃, que se desenvolveram preferencialmente sobre os arranjos de cummingtonita. A granada corresponde principalmente a poiquiloblastos sin- a pós-S₂ (de até 0,7mm) e, subordinadamente, a cristais idiomórficos a subidiomórficos menores pós-deformacionais variavelmente enriquecidos em inclusões de cummingtonita. A maioria dos opacos corresponde a magnetita pós-deformacional (~1 mm).

5.1.4.2 Metatufos com aglomerados de anfibólio

Tanto os protolitos destes metatufos como os respectivos litotipos das zonas de transição e moderadamente alteradas, correspondem a rochas inequigranulares de granulação muito fina a média.

Protolitos – São formados por hornblenda (55-60%), plagioclásio (15-20%) e quartzo (20-30%). Os minerais acessórios são epidoto/clinozoisita, magnetita, sulfetos, carbonatos, clorita, zircão, rutilo e apatita.

A hornblenda pode ser rica em inclusões de minerais opacos, plagioclásio, por vezes clinozoisita e, raramente, zircão e rutilo; já os cristais pós-deformacionais são relativamente mais pobres em inclusões. Os cristais maiores de plagioclásio podem estar presentes como pequenos porfiroblastos subhedrais a anhedrais, geminados ou não (de até 0,75 cm), ou formando pequenos aglomerados recristalizados.

Há coexistência de pseudomorfos de magnetita (~1 mm) e de minerais opacos submilimétricos distribuídos na matriz, na parte central dos aglomerados de anfibólio, ou como inclusões dentro do anfibólio e da granada.

Aglomerados de hornblenda estão distribuídos em matriz formada por hornblenda, quartzo, plagioclásio e minerais opacos. Epidoto e clinozoisita constituem os produtos retrometamórficos do plagioclásio e da hornblenda, respectivamente.

Rochas incipientemente alteradas – Distinguem-se dos seus respectivos protolitos pela presença de pequenas quantidades de cummingtonita (até 5%) e, raramente, de cordierita e gedrita.

Rochas da zona de transição – São formadas por cummingtonita (10-35%), hornblenda (15-30%), actinolita (10-30%), quartzo (~25%, raramente 45%, quando silicificadas), plagioclásio (5-12%) e minerais opacos (5%); em alguns casos, pequenas quantidades de cordierita (~5%) e granada (~5%). Nestes litotipos podem coexistir hornblenda, actinolita e cummingtonita (Figura 12B), andesina/labradorita e bytownita/anortita. A cummingtonita pode estar presente como prismas, grãos anhedrais (especialmente quando constituinte da matriz), ou como manchas dentro da hornblenda.

Rochas moderadamente alteradas – São constituídas por cummingtonita (25-45%), antofilita (traços-10%), quartzo (15-30%, raramente 50% devido a processos de silicificação), cordierita (6-28%), granada (0-25%), plagioclásio (5-10%), minerais opacos (3-7%), estauroilita (1-5%) e, raramente, pinita (10%), como produto retrometamórfico da cordierita (Figuras 12C e 12D). Os minerais acessórios são clorita (até 5%), rutilo, estauroilita, epidoto, clinozoisita/epidoto, carbonato, zircão e óxidos e hidróxidos de ferro. Cummingtonita e antofilita coexistem nas rochas do SG1.

Aglomerados de anfibólio e arranjos radiados e semi-radiados de anfibólio magnesiano estão dispersos em matriz formada principalmente por quartzo, cordierita, plagioclásio, cummingtonita, minerais opacos e, subordinadamente, estauroilita, clorita, zircão, epidoto e carbonato. A antofilita, quando presente, predomina na forma de cristais pós-deformacionais dispostos em volta da parte central dos aglomerados de anfibólios; por vezes, apresenta intercrescimentos de lamelas de cummingtonita. A cordierita pode estar presente como pequenos cristais subidiomórficos ou anhedrais dispostos preferencialmente segundo a S_2 ou, mais raramente, como pequenos poiquiloblastos sin- a pós- S_2 (de até 2 mm, raramente atingindo 1,5 cm). A granada cristalizou-se como poiquiloblastos sin- a pós- S_2 de até 1 cm e, subordinadamente, como cristais idiomórficos a subidiomórficos pós-deformacionais, que podem se desenvolver na borda dos primeiros e serem muito ricos em inclusões de cummingtonita. O carbonato apresenta-se essencialmente como agregados microcristalinos, possuindo alguns cor marrom pálida, sugerindo composições ricas em ferro.

Em algumas amostras há presença de vênulas ricas em plagioclásio, sugerindo a atuação de um evento de albitização, e em outras, micro-fraturas preenchidas por minerais opacos, carbonatos e clorita. Como minerais retrometamórficos cristalizaram Fe-clorita e epidoto a partir da granada, Mg-clorita e clinozoisita/epidoto da cummingtonita, clinozoisita do plagioclásio e pinita da cordierita.

Rochas intensamente alteradas – São formadas por ortoanfibólio (antofilita e, raramente, gedrita; 5-35%), cummingtonita (0-30%), cordierita (12-25%), granada (7-20%) e quartzo (22-35%). Os minerais acessórios são minerais opacos (3-5%), plagioclásio (traços-5%), clinozoisita (traços-2%), clorita (0-2%), flogopita (0-1%), zircão, apatita e pinita. Podem coexistir antofilita e cummingtonita. Suas texturas são semelhantes às aquelas presentes nas rochas intensamente alteradas, geradas a partir de protolitos ígneos intermediários, diferenciando-se pela ausência de prismas isolados de anfibólio magnesiano.

Predominam poiquiloblásticos sin- a pós- S_2 de cordierita e granada. Cristais alongados sin- a pós- S_2 e sin- a pós- S_3 de cordierita maciça (de até 7,5 x 4,0 mm) estão presentes em vênulas ricas em plagioclásio ou nas bordas de cristais de cordierita poiquiloblástica. A cordierita também cristalizou-se como grãos pós- S_2 e pós- S_3 anhedrais, que se desenvolveram preferencialmente na parte central

de aglomerados de anfibólio. Há presença de grãos idiomórficos a subidiomórficos de granada, semelhantes àqueles descritos no item anterior, e cristais alongados e maciços de granada sin- S_1 e - S_2 .

Na matriz, de granulação fina, predomina quartzo, e secundariamente cummingtonita, antofilita, plagioclásio, cordierita, zircão, apatita, minerais opacos e flogopita. Os minerais retrometamórficos são (1) clorita rica em ferro, (2) clorita magnesiana, clinozoisita/epidoto, epidoto e flogopita e (3) clorita magnesiana e pinita, produtos do reequilíbrio, respectivamente, da granada, anfibólio magnesiano e cordierita.

5.2 Rochas da ZC2 (meta-clorititos)

Na ZC2 há rochas moderada e intensamente alteradas. Como estes litotipos tipicamente possuem Mg-clorita, face ao enriquecimento em Mg por processos metassomáticos, são denominadas de meta-clorititos. As poucas amostras encontradas foram geradas a partir de rochas básicas de granulação grossa. Isto sugere a participação de possíveis intrusões de gabros na geração dos sistemas hidrotermais do Grupo Serra do Itaberaba, como discutido por PÉREZ-AGUILAR (2001).

Meta-clorititos moderadamente alterados – São representados por Mg-clorita-hornblenda anfibolitos constituídos por hornblenda (60-70%), Mg-clorita (18-20%), plagioclásio (5-7%) e minerais opacos (5%) (Figuras 12E e 12F). Porfiroblastos de anfibólio (de até 2,00 x 0,75 cm) cristalizaram-se a partir de fenocristais máficos e se distribuem em uma matriz fina formada principalmente por clorita e, secundariamente, por finos grãos de plagioclásio recristalizado e por agregados de minerais opacos, produtos da quebra de magnetita. Estes porfiroblastos podem ser ricos em inclusões de minerais opacos, Mg-clorita, zircão e plagioclásio de composição anortítica, rodeado por coronas de plagioclásio de composição mais sódica. Localmente os anfibólios tendem a formar arranjos semi-radiados. O produto retrometamórfico do anfibólio é a clinozoisita.

Vênulas e veios de 2 a 3 centímetros que cortam tanto protolitos como rochas alteradas hidrotermalmente da ZC1, correlacionados ao segundo evento de cloritização, são constituídas por hornblenda magnesiana (42%), granada (35%), plagioclásio (10%), minerais opacos (5%), Mg-clorita (5%) e cummingtonita (3%). Caracteristicamente exibem na sua parte central um canalículo de 1 ou 2 mm preenchido por quartzo, que corresponde a um evento de silicificação posterior.

Meta-clorititos intensamente alterados – São representados por cummingtonita-granada-Mg-clorita anfibolitos constituídos por Mg-clorita (~60%), cummingtonita (10-15%), granada (15-20%) e plagioclásio (~3%) (Figuras 12G, 12H).

Possuem porfiroblastos centimétricos de granada pós-deformacional (de até 3 cm) e de cummingtonita predominantemente sin-S₂ (de até 4 cm), distribuídos em matriz clorítica muito fina. Esta granada possui bordas parcialmente corroídas e inclusões de cummingtonita, plagioclásio e minerais opacos. Subordinadamente estão presentes cristais alongados de granada sin-S₁. O plagioclásio ocorre como grãos anhedrais de até 1,2 x 0,8 mm, apresentando, em geral, bordas irregulares. Alguns plagioclásios são muito limpos e geminados, enquanto outros, alterados para sericita. Predominam aglomerados de minerais opacos de ~1mm.

5.3 Rochas de zonas potassificadas, carbonatizadas e silicificadas

Os protolitos das rochas potassificadas e carbonatizadas são essencialmente rochas vulcanoclásticas intermediárias e, secundariamente, rochas ígneas básicas e intermediárias.

Rochas de zonas potassificadas – São representados por biotita-hornblenda xistos, hornblenda-biotita xistos, biotita-hornblenda anfibolitos e hornblenda-biotita anfibolitos constituídos por hornblenda (25-60%), plagioclásio (40-60%), biotita (10-30%) e quartzo (10-15%, raramente 35%). Os minerais acessórios são cummingtonita (0-5%), muscovita (0-5%), clorita (0-5%), minerais opacos, zircão, apatita, epidoto, granada e turmalina. Localmente o evento de potassificação se sobrepõe àquele responsável pela gênese das rochas da ZC1, formando litotipos constituídos por cummingtonita (20-35%), hornblenda (0-5%), quartzo (15-40%), cordierita (5-20%), biotita (5-20%), plagioclásio (7-10%), minerais opacos (3-5%) e clorita e clinozoisita como minerais acessórios. A sobreposição do evento de potassificação forma rochas relativamente ricas em biotita, seja na forma disseminada, em vênulas ou em aglomerados, com diâmetros de até 2 cm.

Rochas de zonas carbonatizadas – São rochas constituídas por hornblenda, hornblenda/actinolita ou tremolita/actinolita (5-20%), clinozoisita/epidoto (10-60%), diopsídio (7-60%), quartzo (15-20%), plagioclásio (0-20%), carbonato (10-50%) e traços de zircão e minerais opacos. Lentes ou restos milimétricos a centimétricos do protolito são observados em algumas amostras. Em rochas

vulcanoclásticas há, por vezes, intercalações de camadas carbonatizadas centimétricas entre camadas não alteradas.

Rochas de zonas silicificadas – Os produtos metamórficos do evento de silicificação estão representados por finos veios, vênulas e arranjos esféricos, elípticos ou irregulares (de até ~2 mm de diâmetro), por vezes segmentados e/ou dobrados, formados essencialmente por grãos de quartzo relativamente maiores do que aqueles presentes na matriz. São mais abundantes em litotipos da ZC1.

CONCLUSÃO

Na sequência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba os paleo-sistemas hidrotermais mesoproterozóicos estão associados à colocação de pequenos corpos de rochas vulcânicas intermediárias no topo da Formação Morro da Pedra Preta, gerados em um ambiente de retro-arco. Estratigraficamente as metavulcânicas intermediárias estão na interface entre a Formação Morro da Pedra Preta e a unidade essencialmente sedimentar representada pela Formação Nhanguçu.

As zonas de alteração hidrotermal mesoproterozóicas que fazem parte do Grupo Serra do Itaberaba são semelhantes àquelas associadas à gênese de depósitos de metais de base do tipo *Kuroko*. Os produtos metamórficos de ZC1 são rochas formadas por cummingtonita + antofilita ± cordierita ± granada (rochas com cummingtonita/antofilita) e os da ZC2 por rochas formadas por Mg-clorita ± cummingtonita ± granada (meta-clorititos). Já os produtos metamórficos das zonas potassificadas são rochas ricas em biotita, enquanto que das zonas carbonatizadas, são formadas por tremolita/actinolita ± diopsídio ± hornblenda ± carbonato ± clinozoisita/epidoto ± plagioclásio ± quartzo.

Zonas de alteração hidrotermal são muito mais extensas do que possíveis corpos mineralizados associados. Devido à sua extensão relativa e à mineralogia exótica dos seus produtos metamórficos constituem uma importante ferramenta nos trabalhos de exploração mineral, constituindo rochas-guias para a localização de depósitos de metais de base em seqüências vulcano-sedimentares metamorfizadas em grau médio.

7 AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo (processos 93/4350-0 e

98/15170-7), ao conselho Nacional de Desenvolvimento Científico (processo 400490/94-3 e bolsas de mestrado e doutorado outorgadas para Annabel Pérez Aguilar) e aos revisores cujas sugestões em muito melhoraram este trabalho.

8 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. In: A.E.M. Nairn & F.G. Stehli (ed.) The ocean basin and margins, New York, Plenum 1, 411–446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000 – Nota Explicativa. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, vol. 1, Monografia 6.
- BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M.; JULIANI, C. 1993. Características das mineralizações auríferas no Grupo Serra do Itaberaba, Guarulhos, SP. *Revista do Instituto Geológico*, 14: 21–29.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. 1987. Volcanic successions modern and ancient (A geological approach to processes, products and successions). London, Allen & Unwin, 528p.
- CHINNER, G.A. & FOX, J.S. 1974. The origin of cordierite-anthophyllite rocks in the Land's End aureole. *Geological Magazine*, 11 (5): 397–408.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1965. Rock forming minerals. Volume 2. 4th. ed. London, Longman, Green and Company Ltda, 379 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1982. Rock forming minerals. Volume 1A. Orthosilicates. London, Longman Group Limited, 919 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1986. Rock forming minerals. Volume 1B. Disilicates and ring silicates. London, Longman Scientific & Technical, 629p.
- DOBBE, R.T.M. 1994. Geochemistry of cordierite–anthophyllite rocks, Tunaberg, Bergslagen, Sweden. *Economic Geology*, 89: 919–930.
- ELLIOTT-MEADOWS, S.R. & APPELYARD, E.C. 1991. The alteration geochemistry and petrology of the Lar Cu–Zn deposit, Lynn Lake area, Manitoba, Canada. *Economic Geology*, 86: 486–505.
- FISHER, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 72: 1409–1414.
- FISHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classifications. *Earth Science Reviews*, 1:287–298.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Berlin, Springer-Verlag. 472 p.
- FRANKLIN, J.M.; LYDON, J.W.; SANGSTER, D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 485–627.
- FUJIMORI, S. & FERREIRA, Y.A. 1987. Introdução ao uso do microscópio petrográfico. Salvador, Centro Editorial e Didático da UFBA, 202 p.
- GARDA, G.M.; BELJAVSKIS, P.; JULIANI, C.; BOYCE, A.J. 2002. Sulfur stable isotope signatures of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group, São Paulo State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 16: 79–97.
- ISHIHARA, S.; KANEHIRA, K.; SASAKI, A.; SATO, T.; SHIMAZAKI, Y. 1974. Geology of the Kuroko deposits. The Society of Mining Geologists of Japan, Mining Geology Special Issue 6, 435 p.
- JAMES, R.S.; GRIEVE, R.A.F.; PAUK, L. 1978. The petrology of cordierite–anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitouwadge, Ontario. *American Journal of Science*, 278: 41–63.
- JULIANI, C. 1993. Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra

- do Itaberaba e São Roque na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 803 p.
- JULIANI, C. 2004. Geotermobarometria aplicada na modelagem geotectônica: a individualização dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá, *Anais*, CD-ROM.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. 1995. Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto Geológico*, 16: 33–58.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. 1986. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra de Itaberaba na região do São Roque – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, *Anais*, 2, p. 730–743.
- JULIANI, C.; SCHORSCHER, H.D.; PÉREZ-AGUILAR, A. 1994. Corundum–margarite schists (“marundites”) in the Precambrian Serra do Itaberaba Group, São Paulo, Brazil: geological relationships and petrogenesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66: 498.
- JULIANI, C.; MARTIN, M.A.B.; MCREATH, I.; PÉREZ-AGUILAR, A.; CLARIMUNDO, S.J.; CHIARINI, A.P.; FERNANDES, F. 1998. A evolução dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque a nordeste e noroeste da cidade de São Paulo, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p.12.
- JULIANI, C.; HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; FETTER, A.H. 2000. The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 82–86.
- KERR, P.F. 1977. Optical mineralogy. London, MacGraw-Hill Book Company, 4th. Edition, 492p.
- LAJOIE, J., 1979. Facies models, 17. Volcanic rocks. In: R.J. WALTER (ed.). Facies models. Geoscience Canada, Reprint Series 1, 3rd printing, 1980, p. 191-200.
- MacGEEHAN, P.J. & MacLEAN, W.H. 1980. Tholeiitic basalt–rhyolite magmatism and massive sulphide deposits at Matagami, Quebec. *Nature*, 283: 153–157.
- OHMOTO, H. 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Reviews*, 10: 135–177.
- PAN, Y. & FLEET, M.E. 1995. Geochemistry and origin of cordierite–orthoamphibole gneiss and associated rocks at an Archaean volcanogenic massive sulphide camp: Manitouwadge, Ontario, Canada. *Precambrian Research*, 74: 73–89.
- PÉREZ-AGUILAR, A. 1996. Geologia, petrografia e gênese dos granada–cordierita–cumingtonita/antofilita anfibolitos e rochas associadas do Grupo Serra do Itaberaba, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 148 p.
- PÉREZ-AGUILAR, A. 2001. Petrologia e litotípica de rochas de paleossistemas hidrotermais oceânicos mesoproterozóicos da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Serra do Itaberaba, SP. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 223 p.
- PÉREZ-AGUILAR, A., JULIANI, C., MARTIN, M.A.B., 2000. Mesoproterozoic paleo-hydrothermal system in the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group, São Paulo State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 413–416.
- PÉREZ-AGUILAR, A.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; FALLICK, A.E.; BETTENCOURT J.S. 2005. Stable isotopic constraints on Kuroko-type paleo-hydrothermal systems in the Mesoproterozoic Serra do Itaberaba Group, São Paulo State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 305–321.
- RIVERIN, G. & HODGSON, C.J. 1980. Wall-rock alteration at the Millenbach Cu–Zn Mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 75: 424–444.

- ROBERTS, M.D.; OLIVER, N.H.S.; FAIRCLOUGH, M.C.; HÖLITÄ, P.S.; LAHTINEN, R. 2003. Geochemical and oxygen isotope signature of sea-floor alteration associated with a polydeformed and highly metamorphosed massive sulfide deposit, Ruostesuo, Central Finland. *Economic Geology*, 98: 535–556.
- SANGSTER, D.F. 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. Geological Survey of Canada, Paper 72.
- SARAGIOTTO, J.A.R., JULIANI, C., BELJAVSKIS, P., PEROSA, P.T.Y., ZAINE, J.E. 1984. Projeto Ouro Tapera Grande - Pesquisa de detalhe. São Paulo, IPT/PRÓ-MINÉRIO, 2 v., 79p. (IPT, Relatório 20.719)
- SCHERMERHORN, L.J.G. 1978. Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijärvi. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, Section B, 87: 162–167.
- SHIKAZONO, N. 2003. Geochemical and tectonic evolution of arc-backarc hydrothermal systems: implication for the origin of Kuroko and epithermal vein-type mineralizations and the global geochemical cycle. *Developments in Geochemistry*, 8.
- SPEAR, F.S. 1982. Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Mt. Cube Quadrangle, Vermont. *Journal of Petrology*, 23: 383–426.
- SPENCE, L.D. & ROSEN-SPENCE, A.F. de 1975. The place of sulphide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 70: 90–101.
- TRÖGER, W.E. 1979. Optical determination of rock-forming minerals: part 1- Determinative tables. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 4th ed., 194 p. (Translated by BAMBAUER, H.U., TABORSZHY, F., TROCHIM, H.D., HOFFMANN, CHR.).
- TURNER, F.J. 1981. Metamorphic petrology. New York, MacGraw-Hill Book Company Inc., 2nd, 524 p.
- VALLANCE, T.G. 1967. Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks. *Journal of Petrology*, 8(1): 84-96.
- WAHLSTROM, E.E. 1969. Cristalografia óptica. Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico S.A. Editora da Universidade de São Paulo, 367 p. (Tradução de Franco, R.R.).
- WINCHESTER & FLOYD. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin, Springer-Verlag, 5th ed., 348 p.

Endereço dos autores:

Annabel Pérez-Aguilar - Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, Avenida Miguel Stéfano, 3900, CEP 04301-903, Água Funda, São Paulo, SP.
E-mail: annabelp@igeologico.sp.gov.br

Caetano Juliani - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP. E-mail: cjuliani@usp.br

Lena V.S. Monteiro - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua Candido Portinari, CEP 13081-970, Campinas, SP.
E-mail: lena@ige.unicamp.br