

# GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DA MINERALIZAÇÃO DE Cu-Au PRIMÁRIA DA MINA DE Au DO IGARAPÉ BAHIA, SERRA DOS CARAJÁS

ZARA GERHARDT LINDENMAYER\*, LUIZ HENRIQUE RONCHI\* & JORGE HENRIQUE LAUX\*

**ABSTRACT** *THE IGARAPÉ BAHIA GOLD MINE, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ: GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE PRIMARY Cu-Au SULFIDE ORE* Chalcopyrite and pyrite are the primary sulfides in the southernmost part of the Bahia gold Mine. They occur either in veins or disseminated in all rock types. Gold was found solely associated with a few chalcopyrite crystals. The sulfide host rocks comprise conformable metasediments and siltstones, metabasalts and a granophyric gabbro, whose contacts are delimited by a mineralized hydraulic breccia. There is an intense hydrothermal alteration associated with the ore. Chlorite (Fe-chloritoid) is the most important alteration mineral, occurring associated to albite, calcite, quartz and tourmaline. Mass balance calculations on granophyric gabbro indicate that the hydrothermal alteration took place with small (2%) volume increase. Due to this, SiO<sub>2</sub> (+2.88 to +7.65%), MgO (+0.87 to +1.16%), U (+7.91 to +9.13%) were gained and CaO (-6.39 to -6.60%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (-1.88 to -3.52%), K<sub>2</sub>O (-0.8%) and Na<sub>2</sub>O (-0.54 to -0.93%) were lost by the rocks. The sulfide host rocks are enriched in LREE, U, K, Rb, F and Cl, together with Cu, Au, Ag, Mo. They also show good correlation between Mo-Pb (0.913), Ag-Mo (0.794) and Ag-Pb (0.782), strongly suggesting that highly saline (up to 40% wt. eq. NaCl) crustal fluids, probably derived from granitic rocks, played an important role during mineralization. Similar influence was described in Salobo Cu (Au-Mo) and Pojuca Cu (Zn) deposits, that are correlated to hydrothermal systems related to the emplacement of Mesoproterozoic anorogenic granites. The hydrothermal system underwent decreasing temperature from 500 to 100°C, according to the homogenization temperatures (HT) determined in multiphase fluid inclusions in quartz. The widespread chloritization occurred at 270°C, estimated by the chlorite geothermometer, as well as by the fluid inclusions data.

**Keywords:** Hydrothermal alteration, fluid inclusions, granite-related fluids.

**RESUMO** No extremo sul do corpo mineralizado da Mina de Au do Igarapé Bahia, a mineralização sulfetada primária, disseminada e venular, composta por calcopirita e pinta, apresenta o Au associado à calcopirita. As rochas hospedeiras da mineralização compreendem um pacote de meta arenitos e meta ritmitos, metabasaltos toleíticos e uma intrusão gábrica granofírica. Esta última, colocada entre as rochas metassedimentares e os metabasaltos, é balizada por brechas hidráulicas. A mineralização distribuiu-se tanto nas rochas sedimentares quanto ígneas, embora o sulfeto venular, mais importante, ocorra principalmente em zonas de uma brecha hidráulica. A mineralização está associada a uma intensa alteração hidrotermal. As assembleias minerais, predominantes em todos os tipos de rochas da área, consistem de clorita (Fe-clinoclora), quartzo, albita e carbonato (siderita e calcita). As rochas encaixantes da mineralização estão enriquecidas em ETRL, U, Rb, F, Cl, Cu, Au, Ag, Mo, e mostram boa correlação entre Mo-Pb-Ag (Mo-Pb = 0,913, Ag-Mo = 0,794 e Ag-Pb = 0,782). Cálculos de balanço de massa efetuados a partir da alteração de uma assembleia anfibolítica Pará uma clorítica, no gabbro granofírico, indicam que a alteração hidrotermal ocorreu com um aumento de volume de 2%, quando houve ganhos significativos de SiO<sub>2</sub> (+2,88 a +7,65%), MgO (+0,87 a +1,16%), U (+7,91 a +9,13%) e perdas de CaO (-6,39 a -6,60%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (-1,88 a -3,52%), K<sub>2</sub>O (-0,8%) e Na<sub>2</sub>O (-0,54 a -0,93%). O sistema hidrotermal responsável pela mineralização continha fluidos altamente salinos (até 40% eq. peso NaCl) e ácidos, provavelmente de contribuição crustal, e provenientes de fonte granítica, à semelhança dos depósitos de Cu (Au-Mo) do Salobo e Cu (Zn) do Pojuca. O sistema metamórfico e hidrotermal evoluiu ao longo de um amplo intervalo de temperaturas (500 - 100°C) e a cloritização generalizada ocorreu a 270°C, de acordo com o geotermômetro da clorita e com a variação das temperaturas de homogeneização das inclusões multifásicas em quartzo.

**Palavras chave:** Alteração hidrotermal, inclusões fluidas, fluidos graníticos

**INTRODUÇÃO** Este trabalho visa contribuir Pará uma melhor compreensão dos processos de alteração hidrotermal responsáveis pela mineralização sulfetada primária da Mina de Au do Igarapé Bahia, a partir da qual se originou o depósito secundário de Au, atualmente em exploração.

A Mina situa-se na Serra dos Carajás, 45 km a oeste da Mina de Ferro do N4, e constitui hoje a principal unidade de produção de Au da Companhia Vale do Rio Doce, de onde foram extraídas 1 O toneladas do mPará em 1995 (Alves & Brito 1996). O ouro ocorre em uma zona

laterítica desenvolvida sobre um depósito de cobre primário sulfetado de baixo teor (Docegeo 1988), com valores médios de Cu em torno de 0,3% (Althoff et al 1994).

A ocorrência de cobre do Igarapé Bahia, descoberta pela DOCEGEO em 1974, foi inicialmente descrita como um depósito de cobre sedimentar, hospedado em siltitos e arenitos (Hirata Pará. 1982). Ferreira Filho (1985) descreveu a geologia do depósito e relacionou a mineralização, classificada como *stringer ore*, à uma seqüência vulcano-sedimentar hidrotermalmente alterada, formada entre o final do Arqueano e o início do Paleo-Proterozóico. O magmatismo basáltico foi caracterizado como toleítico e continental por Sachs (1993). Estudos de inclusões fluidas (Ribeiro & Villas 1986, Althoff Pará. 1994, Zang & Fyfe 1993, Zang & Fyfe 1995) identificaram dois tipos distintos de fluidos relacionados à alteração hidrotermal, um mais antigo de baixa salinidade associado à espilitização, e outro mais jovem e altamente salino, atribuído à influência granítica. Os processos de mineralização de ouro laterítico foram estudados por Zang & Fyfe (1993) Angélica Pará. (1996) e Costa & Angélica (1996).

Todavia, a área ainda carece de estudos visando especificamente os processos de alteração hidrotermal relacionados à concentração dos sulfetos primários e ouro, aqui estudados. São apresentados pela primeira vez: os diversos tipos de rochas máficas com suas relações espaciais, temporais e assinaturas geoquímicas; a quantificação dos processos de alteração e sua relação com a composição e temperatura dos fluidos mineralizantes.

**CONTEXTO GEOLÓGICO** As rochas da área estudada pertencem ao Grupo Igarapé Bahia, unidade superior do Supergrupo

Itacaiúnas, definido pela Docegeo (1988) na Serra dos Carajás (Fig. D).

O embasamento da região, onde repousa discordantemente o Supergrupo Itacaiúnas, é formado por gnaisses tonalíticos e trondhjêmíticos do Complexo Xingu (Silva Pará. 1974), datados de 2.859 +/- 2 Ma (U/Pb, Machado Pará. 1991).

O Supergrupo Itacaiúnas compreende três grupos. O Grupo Igarapé Salobo-Pojuca (Docegeo 1988), basal, é composto por anfibolitos, formações ferríferas e quartzitos. O Grupo Grão Pará (Beisiegel Pará 1973), sobreposto ao primeiro, é formado por três unidades. A inferior (Grupo Paráuapebas, Docegeo 1988) é constituída por rochas vulcânicas bimodais (Gibbs Pará. 1986), de afiliação controversa devido à intensa alteração hidrotermal (Lindenmayer Pará. 1996) e datadas de 2.759 +/- 2 Ma (U/Pb Machado Pará. 1991); a intermediária (Formação Carajás, Beisiegel Pará. 1973), é composta por formações ferríferas bandadas, e a superior compreende rochas vulcânicas (Beisiegel Pará. 1973, Docegeo, 1988). O Grupo Igarapé Bahia corresponde a unidade superior do Supergrupo Itacaiúnas, sendo formado por rochas metassedimentares, metavulcanoclásticas, intrusivas e metavulcânicas básicas (Docegeo 1988). Ele não aflora e restringe-se à área da Mina, tendo sido descrito a partir de furos de sondagem.

As rochas sedimentares do Grupo Águas Claras (Araújo & Maia 1991), anteriormente denominado de Grupo Rio Fresco (Docegeo 1988), são tidas como sobrepostas às do Grupo Bahia (Docegeo 1988), embora as relações estratigráficas entre ambos grupos (Igarapé Bahia e Águas Claras) sejam ainda controversas.

Sills de diabásio colocados em pequena profundidade, conforme indicado pela textura granofírica, são freqüentes na área, tendo sido descritos cortando as rochas do Grupo Igarapé Bahia, (*sul* datado de 2.577 +/- 72 Ma, Rb/Sr - rocha total, Ferreira Filho 1985), os arenitos do Grupo Águas Claras (Barros Pará. 1994 - *sill* datado de 2.645 +/- 12 Ma, Pb/Pb em zircão, Dias Pará. 1996), e as formações ferríferas da Formação Carajás na Serra Norte (Teixeira & Egger 1994) e na Serra Sul (Lindenmayer & Laux, em preParação).

Granitos deformados tais como Salobo, Estrela e Itacaiúnas, de idades ≈ 2.5 Ga, (Machado Pará. 1991, Barros & Dali'Agnol 1992 e

\* Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS, Curso de Mestrado em Geologia, Av. UNISINOS, 950, CEP 93022-000 São Leopoldo RS, FAX (051) 590-8177, e-mail: zara@dgeo.unisinos.tche.br, ronchi@dgeo.unisinos.tche.br, laux@dgeo.unisinos.tche.br

Souza *Pará* 1996) e granitos anorogênicos de idades  $\approx 1.9$  Ga (Machado *Pará*, 1991) cortam as rochas anteriormente descritas.

**MÉTODOS DE TRABALHO** A área estudada restringe-se ao extremo sul do corpo mineralizado do Igarapé Bahia, onde foram efetuadas descrições de 1695 m de testemunhos de sondagem, seguidas da elaboração do perfil correspondente (LT 00). Este estudo baseia-se ainda na petrografia dos minerais de minério e das rochas hospedeiras e encaixantes da mineralização sulfetada (70 amostras), em estudos de inclusões fluidas em quartzo de rochas granofíricas, em análises químicas de silicatos por microsonda eletrônica, análises químicas de elementos maiores, traços e ETR em rochas encaixantes da mineralização (23 amostras), e em análises de elementos traços (30 amostras) executadas em rochas hospedeiras.

Foram analisados por fluorescência de Raios-X  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , U, Th, Ba, Mo, Rb e Sr; por Absorção Atômica  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Zn, Au, Ag e Pb e por Espectrometria de Emissão Óptica (EOS)  $\text{MgO}$ , Cu, Ni, B, Cr, As, Y e Zr. F e Cl foram determinados pelo método do íon seletivo, os ETR por Espectrometria de Emissão por Plasma (ICP) e o FeO por titulação, no laboratório da Geosol, em Belo Horizonte.

Pará os cálculos de balanço de massa, a densidade das rochas foi determinada pelo método do picnômetro, em amostras Paráfina, nos laboratórios da UNISINOS.

As análises dos cristais de clorita foram realizadas na microsonda eletrônica marca JEOL, modelo Super Probe 733, dos laboratórios da Companhia Vale do Rio Doce - SUTEC, em Minas Gerais. Foi utilizada a voltagem de excitação de 15 KV, tempo de análise de 10 s e corrente de 15  $\mu\text{A}$ . O limite de detecção do equipamento é de 1000

ppm, e o erro analítico de aproximadamente 2%. Os padrões utilizados consistiram em minerais naturais e vidros sintéticos

O estudo microtermométrico das inclusões fluidas foi efetuado no laboratório de petrografia da UNISINOS, com platina Chaix Meca (Poty *Pará*, 1976) instalada em microscópio Olympus BH2. A reprodutibilidade das medidas é de aproximadamente  $0,2^\circ\text{C}$ . A curva de calibração foi construída a partir de dados obtidos com inclusão fluida natural rica em  $\text{CO}_2$  puro ( $-56,6^\circ\text{C}$ ), água desmineralizada ( $0,0^\circ\text{C}$ ) e produtos MERCK indicadores de temperatura ( $40,0^\circ\text{C}$ ,  $100,0^\circ\text{C}$ ,  $135,0^\circ\text{C}$ ,  $200,0^\circ\text{C}$ ,  $306,8^\circ\text{C}$  e  $398,0^\circ\text{C}$ ). Foram confeccionadas lâminas bipolidas com espessura em torno de 0,3 a 0,5 mm, coladas a frio com Entelan e descoladas com Xylol (Merck art. 8687) Pará evitar alterações devidas à preparação das amostras. Os cálculos de salinidade, densidade, isócoras e estimativas de pressão foram realizadas utilizando o programa MacFlinCor (Brown & Hagemann 1994).

O código empregado Pará identificar as amostras utilizadas corresponde ao número do furo de sondagem, seguido da profundidade de coleta.

**GEOLOGIA DO DEPÓSITO** O Grupo Igarapé Bahia consiste de duas unidades: Formação Grota do Vizinho basal, e Formação Sumidouro (Docegeo 1988). A Formação Grota do Vizinho, hospedeira da mineralização sulfetada, é formada por uma seqüência de rochas sedimentares, pelitos e ritmitos, e piroclásticas ácidas a intermediárias, onde se intercalam rochas básicas, representadas por lavas basálticas e intrusões de diabásio e microgabros. A Formação Sumidouro é representada por arenitos arcósianos, contendo intercalações de rochas vulcânicas básicas (Docegeo 1988).

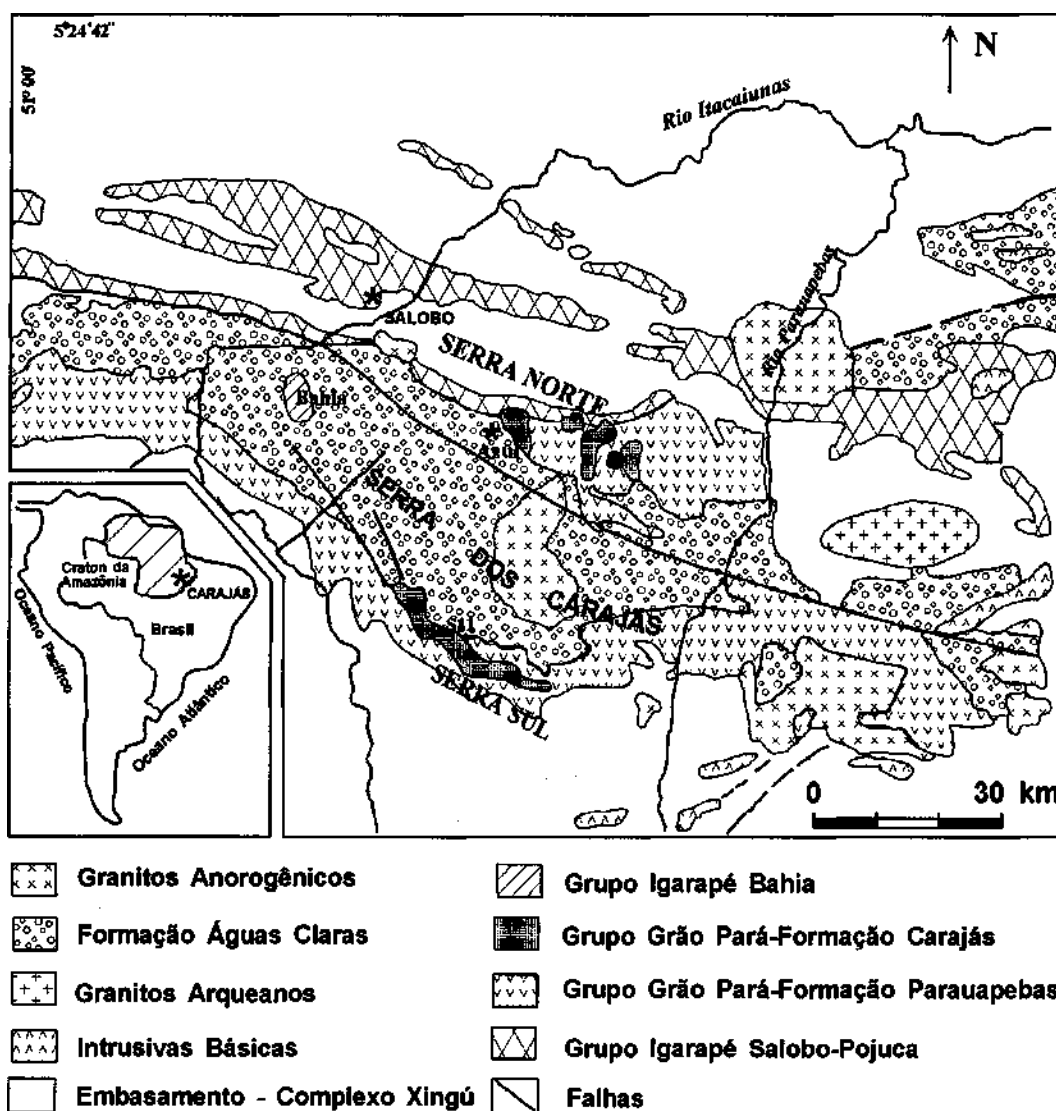


Figura 1- Mapa geológico regional. (Modificado de Docegeo 1988).

A geologia do depósito (Seção 300 NW) foi descrita anteriormente por Ferreira Filho (1985). A descrição apresentada a seguir, corresponde à geologia do extremo sul do corpo mineralizado da Mina do Igarapé Bahia (Seção LT 00, Figura 2), onde se observam duas unidades principais, ambas de direção NNW e portadoras de mineralização sulfetada.

A primeira unidade ocorre no topo do perfil. Ela é predominantemente sedimentar e correlacionável à Formação Sumidouro, sendo composta por rochas metassedimentares elásticas terrígenas, intrudidas por pequenas lentes gabróicas granofíricas, uma delas com o topo delimitado por uma zona de brecha. Na base desta unidade observa-se uma camada pouco espessa de formação ferrífera brechada. A sul da seção estudada ocorrem intercalações de formação ferrífera bandada no pacote de ritmitos.

A segunda unidade, basal e possivelmente correlacionável à Formação Grota do Vizinho, é composta por rochas vulcânicas máficas de textura sub-ofítica fina, sotoposta a uma intrusão gabróide, cujos contatos são concordantes com as encaixantes. O sill gabróico possui textura granofírica média a grossa, encontra-se intensamente alterado, e seus contatos encontram-se balizados por zonas de brecha hidráulica, freqüentemente carbonatizadas. A presença de calcita-clorita-xistos marca zonas de cisalhamento, intensamente alteradas e carbonatizadas, no interior do sill gabróico.

Um dique de diabásio fresco, portador de textura ofítica média, corta a unidade sedimentar superior e o sill gabróico.

**Rochas sedimentares** As rochas sedimentares elásticas terrígenas, observadas na unidade superior, são representadas por metaconglomerados, arenitos (médios a grossos) e ritmitos, sendo os dois últimos os mais freqüentes. De uma maneira geral estas rochas compõem vários ciclos granodecrescentes ascendentes. Cada um destes ciclos inicia com conglomerados que gradam verticalmente para arenitos maciços ou com gradação normal, encerrando com ritmitos. Os arenitos conglomeráticos e arenitos grossos, que predominam a SW, dão lugar em direção NE, a um pacote de ritmitos, indicando aprofundamento da bacia nesta direção.

Os metarenitos são formados por grãos de quartzo imersos em matriz de clorita, albíta, mica branca e turmalina.

Também ocorrem nos ritmitos intercalações de formação ferrífera bandada óxido-carbonato. Elas são compostas por bandas alternadas de magnetita, quartzo e siderita.

Na base do pacote sedimentar elástico foi observada uma brecha aparentemente estratiforme, onde os fragmentos de formação ferrífera finamente bandada são cimentados por magnetita.

**Rochas Vulcânicas Máficas** As rochas vulcânicas máficas correspondem a unidade basal. Elas são sobretudo representadas na seção estudada, correspondendo a rochas basálticas, cujos contatos com o sill granofírico são marcados por zonas de brecha. A elas também intercalam-se faixas e lentes brechadas. Os metabasaltos possuem textura sub-ofítica fina e coloração cinza esverdeada, sendo compostos por anfibólio e clorita 60-65%; plagioclásio 25-30%; quartzo 1-2%, calcopirita, magnetita e ilmenita 1-2%; e traços de carbonatos, epidoto, estilpnomelano e mica branca.

Microscopicamente os máficos formam pseudomorfo multi ou unicristalinos do antigo piroxênio (0,5-0,6 mm), compostos por: anfibólio pleocróico de verde azulado escuro a verde amarelado (actinolita), prismático, com bordos esfiapados, apresentando inclusões de leucoxênio e calcopirita em fina poeira, ao longo dos planos de clivagem; ou clorita, em indivíduos de 0,1 a 0,2 mm com inclusões de ilmenita e magnetita. O plagioclásio prismático é subidioblástico (0,1-0,2 mm) e turvo, mostrando faces basais irregulares e geminação albíta, estando alterado para mica branca. Em assembleias portadoras de clorita ele é albíta (An<sub>1-4</sub>). O plagioclásio associado à actinolita é oligoclásio. Em zonas restritas nota-se o aparecimento de uma xistosidade incipiente, dada pelo aparecimento da biotita marrom-verde, orientada e muito fina (0,1-0,2 mm). Observam-se também agregados arredondados de epidoto, siderita e calcopirita, cercados por zonas de carbonatização incipiente.

**Intrusão Granofírica** As lentes de gabro granofírico, concordantes com a unidade sedimentar, na seção estudada, indicam a presença de um sill, tal como ocorre no depósito de Au de Águas Claras. Os contatos do sill granofírico, tanto com as rochas vulcânicas máficas, como com a unidade sedimentar, se verificam através de espessa zona de brecha hidrotermal/hidráulica, que é também encontrada, menos freqüentemente, intercalada nas rochas granofíricas.

O gabro granofírico é uma rocha maciça, de cor verde com pontuações brancas e textura granoblástica média, formado por clorita e/ou anfibólio (39-56%); plagioclásio (14-35%) e quartzo (20-27%), além de titanita, fluorita, calcopirita, pirita, magnetita e ilmenita (2-3%). Foram observadas duas assembleias minerais distintas nestas rochas. Uma de mais alta temperatura, menos hidratada e considerada como proveniente de um processo metamórfico, é composta por hornblenda-actinolita, oligoclásio, quartzo, turmalina, magnetita-ilmenita e epidoto. A outra, posterior a primeira, de mais baixa temperatura (270 a 170°C, Lindenmayer & Laux, em *preparação*) e proveniente de alteração hidrotermal, é formada por clorita, quartzo, albíta, titanita, hematita, fluorita, carbonatos, mica branca, calcopirita e pirita.

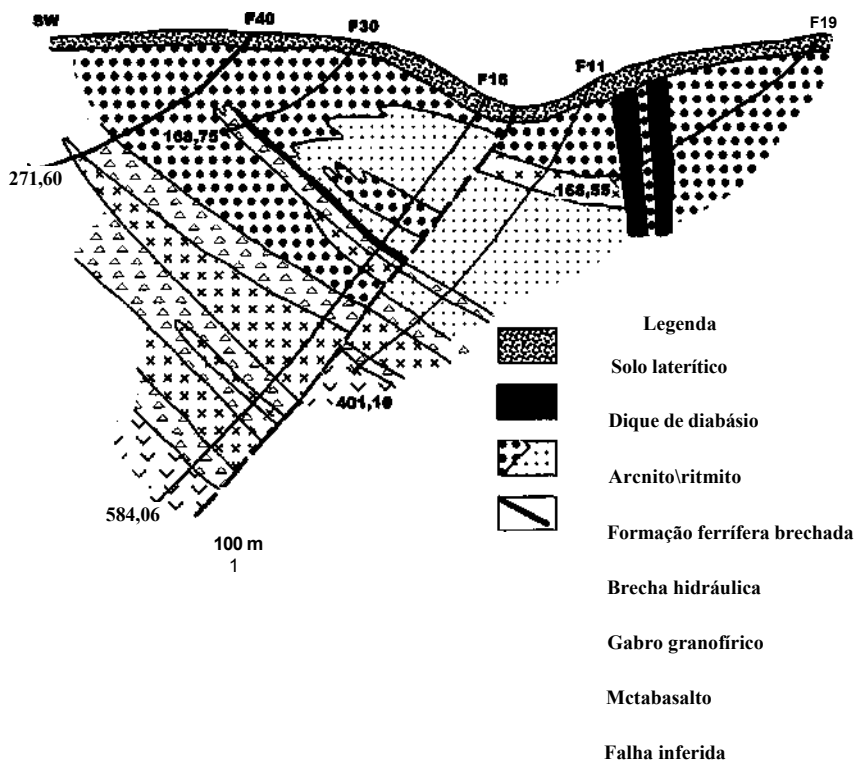


Figura 2 - Perfil geológico esquemático (LT-00) da Mina de Au do Igarapé Bahia.

Microscopicamente observa-se uma matriz composta por palhetas de clorita (Fe-clinocloro, Fe/Fe+Mg = 0,37-0,40) (Tabela 1), muito pequenas (0,1-0,2 mm), ou actinolita (0,1-1,5mm), ambas sem orientação preferencial e ocasionalmente pseudomórficas do piroxênio original. Nesta matriz distribuem-se ainda biotita marrom-castanho (0,01-0,5 mm), parcialmente substituída por clorita, além de zircão, fluorita e allanita. Cristais prismáticos de plagioclásio (0,1-2mm) (ou apenas os seus fantasmas) destacam-se por suas dimensões dos demais minerais constituintes da matriz. Eles possuem geminação albita, são turvos e parcialmente substituídos por epidoto, carbonato e mica branca. O plagioclásio mostra ainda intercrescimentos vermiculares com o quartzo, em forma de coroas, em torno dos antigos cristais eudétricos. Estes intercrescimentos granofíricos são observados também em zonas de forma grosseiramente triangular, tanto na matriz clorítica como naquela portadora de anfibólio. Isto indica resfriamento rápido e cristalização do magma residual no ponto eutético, sendo freqüente em intrusões rasas que foram submetidas a uma perda rápida de voláteis, conforme referido por Shelley (1992). Albita límpida, proveniente do processo de alteração, forma coroas em continuidade óptica com o plagioclásio alterado, (oligoclásio-andesina) no granófiro anfibolítico. No granófiro cujo mineral máfico é clorita, o plagioclásio é albita. O quartzo, além de constituir as vermiculas intercrescidas com o plagioclásio, ocorre em cristais individuais irregulares. Ele comumente possui formas esquelParás ou arredondadas, distribuídas ao longo de planos de clivagem do plagioclásio. Em casos extremos, o quartzo chega a substituir completamente o plagioclásio, indicando a existência de um processo de silicificação. A calcopirita é intersticial à clorita, exibindo formas irregulares (0,01-0,5 mm), junto com ilmenita, hematita e magnetita esquelParás. As relações texturais descritas indicam que a intrusão gábrica, tal como os metabasaltos sofreu um processo de cloritização, albitização e silicificação, posterior a formação da assembléia actinolita-oligoclásio.

**Brecha hidráulica** Estas brechas são muito importantes porque nelas ocorrem as principais mineralizações sulfetadas primárias, na seção estudada da Mina do Igarapé Bahia. Referências à associação da mineralização com brechas são encontradas em Ferreira Filho (1985), Docege (1988) e Althoff *Pará* (1994).

A brecha hidráulica ocorre preferencialmente nos contatos da intrusão granofírica, tanto com as rochas sedimentares quanto com as meta vulcânicas, sendo também observada em intercalações, dentro do gabro granofírico e da unidade metavulcânica máfica. Os contatos entre as brechas e as rochas encaixantes são gradacionais, com a zona de brecha gradando para rochas fraturadas e venuladas. Muitas vezes o cimento calcítico da brecha avança sobre a rocha adjacente.

As brechas hidráulicas são rochas compostas por fragmentos angulosos a subangulosos, de dimensões variáveis entre 0,4 e 3 cm, de bordos muitas vezes corroídos e cortadas por diversas gerações de fraturas e veios. Os fragmentos são locais e derivados das rochas imediatamente adjacentes. Em geral são monolitológicos representados pela rocha granofírica, ritmitos ou metabasaltos. Mais raramente são bi ou trilitológicos, mostrando fragmentos de formação ferrífera, chert, quartzo e plagioclásio. O preenchimento interfragmentar é formado por matriz clorítica ou cimento calcítico. A matriz clorítica é provavelmente formada em substituição a materiais mais antigos. A clorita se associa magnetita, siderita e calcita. Cavidades vazias são freqüentes na matriz. O cimento carbonático possui composição calcítica, sendo formado por uma rede de veios com estrutura em mosaico que tornam-se mais espessos à medida que se afastam da rocha encaixante. Intensa venulação por quartzo é observada nestas brechas, chegando em alguns pontos a apresentar 20-30% de seu volume. Magnetita e hematita podem ocupar as bordas destes veios, junto com turmalina e calcopirita. Ocorrem ainda veios de calcita-turmalina, a última em prismas radiados, e quartzo-calcita. A calcita e a clorita geralmente substituem, respectivamente, o quartzo e a turmalina nos veios. Nestas zonas de brecha hidráulica são freqüentes as fraturas abertas, atapetadas por quartzo bipiramidado eudétrico, junto com óxidos de Mn de hábito botrioidal.

Há ainda um nível de brecha de composição peculiar, que ocorre na base da unidade sedimentar, sobreposta a uma lente granofírica. Esta brecha é constituída por fragmentos de formação ferrífera, cimentados por magnetita. Ela é cortada por veios de quartzo e siderita, portadores de calcopirita.

**Calcita-clorita-turmalina-xistos** Os calcita-clorita-turmalina-xistos ocorrem próximos das zonas de contato do sul granofírico, possivelmente representando zonas de cisalhamento onde a alteração hidrotermal, tanto do *sill* como dos metabasaltos, foi muito

intensa. Seus contatos com as rochas encaixantes se verificam por meio de urna zona de carbonatização crescente, que culmina com a zona foliada e carbonatizada, aqui denominada de calcita-clorita-turmalina-xisto. A carbonatização, quando incipiente, tanto no metabasalto como no granófiro, é representada por siderita, enquanto que a calcita predomina nas zonas de carbonatização volumetricamente importantes. Os calcita-clorita-turmalina-xistos chamam a atenção pela presença de lenticulas de calcita, que atingem até 3 cm ao longo do eixo maior, circundadas por palhetas de clorita, junto com quartzo e turmalina, este último mineral encontra-se parcialmente substituído por clorita. A calcita é o último mineral de alteração a se formar nestas rochas, pois ela corrói o quartzo e substitui parcialmente a clorita.

**Dique de diabásio** Um dique de diabásio corta a unidade sedimentar na porção NE do perfil estudado, formando dois segmentos de largura aparente de 40-50 metros que podem, possivelmente, representar bifurcações de um dique mais possante. Este dique colocou-se após os efeitos da alteração hidrotermal, pois ele se encontra muito pouco alterado.

O dique é de um diabásio cinza esverdeado, isotrópico e de granulção média, onde se observam cristais de plagioclásio branco (42-61%) e piroxênio verde (30-55%) num arranjo ofítico. Amígdalas preenchidas por clorita ocorrem nas margens de resfriamento, encontradas nas zonas de contato com as encaixantes.

Microscopicamente se observam grandes cristais de piroxênio augítico englobando ripas de plagioclásio geminado. O piroxênio mostra substituição incipiente por anfibólio pleocróico de verde escuro a azulado (hastingsita-pargasita?), o qual, por sua vez, é circundado por anfibólio mosqueado incolor e verde (cummingtonita?) e clorita. O plagioclásio também apresenta substituição incipiente por mica branca.

**MINERALIZAÇÃO SULFETADA** A mineralização sulfetada, formada por calcopirita e pirita, com calcosita e covelita subordinadas, constitui os dois tipos principais de minério primário encontrados no extremo sul do corpo mineralizado da Mina de Au do Igarapé Bahia, que são o disseminado e o venular, conforme já descrito por Ferreira Filho (1985) e Althoff *Pará* (1994).

O minério disseminado distribui-se em todos os tipos litológicos anteriormente descritos. O minério venular, embora também ocorra em todos os tipos de rocha da área, concentra-se principalmente nas zonas de brechas hidráulicas.

O minério disseminado, nas rochas sedimentares, pode ser subdividido nos tipos finamente disseminado e nodular. O minério finamente disseminado compreende predominantemente pirita (0,01 a 0,04 mm) possuindo formas irregulares dispersas na matriz clorítica dos arenitos. O minério nodular ocorre principalmente nos ritmitos, sob forma de nódulos lenticulares Paralelos à laminação, sempre localizados nos leitos de granulção mais grossa. Consiste em calcopirita e subordinadamente pirita, em agregados cujo eixo maior varia entre 1,0 a 1,5 cm e o menor entre 0,3 a 0,5 cm. Estes nódulos encontram-se sempre envolvidos por uma capa de clorita, sendo muito freqüente a presença de microvenulas de clorita ligando dois nódulos contíguos.

Nos metabasaltos e gabros granofíricos a calcopirita ocorre como fina poeira ao longo dos antigos planos de clivagem do piroxênio ou como disseminações junto à matriz clorítica, em cristais individuais de 0,02 a 0,03mm.

O ouro foi encontrado, dentro dos limites de detecção do método analítico, em 3 cristais de calcopirita (Bocalon 1997). O minério venular foi dParáhadamente descrito por Althoff *et al.* (1994).

Os veios que interceptam as rochas máficas e metasedimentares sempre possuem as bordas atapetadas por clorita, nas quais os planos de clivagem são perpendiculares às paredes. Estes veios, de espessuras variáveis entre 0,7 e 2,5 cm, são compostos por calcita-quartzo-calcopirita, quartzo-magnetita-calcopirita e quartzo-calcopirita. Podem ocorrer substituições parciais da calcopirita por pirita, bornita e calcosita.

Repetidas gerações de veios cortam a zona de brecha hidráulica. Os mais antigos são compostos por siderita e calcopirita, sendo seguidos por veios de quartzo-calcita-turmalina e quartzo turmalina. Estes veios parecem hospedar preferencialmente a mineralização sulfetada da área.

Molibdenita e digenita foram descritas na área por Althoff *et al.* (1994), enquanto que uraninita foi observada por Angélica *et al.* (1996).

A sucessão Paragenética dos minerais descritos encontra-se representada na figura 3.

Tabela 1 - Análises de clorita em rochas da Mina de Ouro do Igarapé Bahia. Colunas 1 a 3 gabro granofírico carbonatizado, 4 a 7 formação ferrífera carbonática.

Amostra/ Análise	1 BAH- F22- 253-1	2 BAH- F22- 253-2	3 BAH- F22- 253-3	4 BAH- F13A- 592	5 BAH- F13A- 592	6 BAH- F13A- 592	7 BAH- F13A- 592
SiO <sub>2</sub>	31,71	31,54	31,06	21,43	22,16	21,73	22,40
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,00	0,02	0,07	0,06	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,01	13,80	13,20	19,79	21,39	20,47	20,94
FeO	22,70	21,67	21,31	41,40	43,09	42,36	41,92
MnO	0,09	0,09	0,11	0,42	0,22	0,33	0,32
MgO	19,38	19,93	20,11	2,04	1,93	2,20	2,12
CaO	0,11	0,10	0,18	1,34	0,35	1,23	1,07
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,00	2,04	0,04	0,05	0,08
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	87,15	87,14	85,99	88,53	89,24	88,40	88,88
Si	6,591	6,517	6,511	5,026	5,096	5,068	5,159
Al <sup>IV</sup>	1,409	1,483	1,489	2,974	2,904	2,932	2,841
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sup>VI</sup>	1,776	1,875	1,769	2,492	2,889	2,690	2,838
Ti	0,019	0,000	0,003	0,012	0,010	0,005	0,005
Fe <sup>2+</sup>	3,946	3,745	3,736	8,120	8,287	8,262	8,073
Mn	0,016	0,016	0,020	0,083	0,043	0,065	0,062
Mg	6,005	6,139	6,284	0,713	0,662	0,765	0,728
Ca	0,024	0,022	0,040	0,337	0,086	0,307	0,264
Na	0,012	0,004	0,000	0,928	0,018	0,023	0,036
Cations	19,798	19,801	19,852	20,685	19,997	20,119	20,006
Fe/ Fe+Mg	0,40	0,38	0,37	0,92	0,93	0,92	0,92
Mg/ Fe+Mg	0,60	0,62	0,63	0,08	0,07	0,08	0,08

**CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA Características químicas do minério primário** Visando a caracterização química da mineralização primária da área, foram analisados os elementos Au, As, Ag, Cu, Pb, Zn, Rb, Sr, Ba, B, Mo e Sn em 30 amostras de rocha (Tabela 2).

O ouro ocorre abaixo do limite de detecção, exceto em uma amostra de calcita-clorita-turmalina-xisto que revelou 11 ppm Au.

Rb, Sr, Ba, e B, elementos que foram mobilizados durante os processos de alteração, não mostram correlação com nenhum dos mParás, nem entre si. Todavia, o conteúdo de cada um deles reflete perfeitamente a presença ou ausência dos minerais de alteração que os contêm. Assim o Rb, por sua afinidade geoquímica com o K, quando acima de 20 ppm indica a presença de mica na rocha, seja biotita ou mica branca. O Sr, que foi removido das rochas junto com o Ca durante o processo de albitização, encontra-se junto com o Ca na calcita, e valores acima de 20 ppm de Sr já indicam rochas carbonatizadas. O Ba é um indicador da existência de mica branca, caracterizada por valores superiores a 150 ppm, enquanto que valores de B superiores a 200 ppm mostram que a rocha é portadora de turmalina.

As melhores correlações encontradas entre os mParás foram entre Mo, Pb e Ag. Mo-Pb = 0,913; Ag-Mo = 0,794 e Ag-Pb = 0,782. Já o Cu e Zn mostraram baixos coeficientes de correlação com os outros mParás. Cu-Mo = 0,244; Cu-Ag = 0,392; Zn-Mo = 0,271 e Zn-Ag = 0,413.

A boa correlação encontrada entre Mo, Pb e Ag associada a presença de molibdenita e fluorita na área, junto com a intensa alteração hidrotermal, sugere influência de fluidos provenientes de rochas graníticas, na concentração destes mParás, o que é suportado pelos estudos de inclusões fluidas. A falta de correlação significativa do Cu com os outros elementos poderia indicar mais de uma fonte Pará este mPará, ou talvez mais de um estágio de mineralização.

**Geoquímica das rochas encaixantes da mineralização**

**ROCHAS SEDIMENTARES Ritmitos** No que tange aos óxidos dos elementos maiores (Tabela 3), a composição média dos ritmitos estudados é semelhante às médias das rochas sedimentares, tanto arqueanas como proterozóicas, apresentadas por Taylor & McLennan (1985). A diferença de composição mais marcante, em relação às médias acima referidas, corresponde aos conteúdos mais altos de FeO<sup>+</sup> e K<sub>2</sub>O e muito mais baixos em CaO e Na<sub>2</sub>O mostrados pelos ritmitos da Mina do Igarapé Bahia. Eles também mostram grandes semelhanças químicas com as grauvas arqueanas dos grupos Moodie e Fig Tree, da África do Sul (McLennan 1982), exceto por apresentarem FeO<sup>+</sup>, K<sub>2</sub>O, Rb, La, Nb e Cr um pouco mais elevados e CaO, Na<sub>2</sub>O e Sr mais baixos. Estas diferenças composicionais com relação a Ca, Sr, K, Rb,

Mineral	FASE 1	FASE 2	FASE 3
Quartzo	-----	-----	-----
Actinolita	-----	--	-----
Oligoclásio	-----	--	-----
Biotita	-----	--	-----
Turmalina	-----	-----	--
Magnetita	-----	-----	-----
Ilmenita	-----	-----	-----
Titanita	-----	-----	-----
Sericita	-----	-----	-----
Albita	-----	-----	-----
Clorita	-----	-----	-----
Siderita	-----	-----	--
Calcita	-----	-----	-----
Fluorita	-----	-----	--
Uraninita	-----	-----	-----
Pirita	-----	-----	-----
Calcopirita	-----	-----	-----
Hematita	-----	-----	-----
Ouro	-----	-----	-----

Figura 3 - Sucessão Paragénetica dos minerais de minério e ganga, observada na área da mina de Au do Igarapé Bahia. Fase 1 corresponde à assembléia metamórfica (menos hidratada e de mais alta temperatura). A fase 2 é representada pela Parágênese de alteração hidrotermal dominante na área, formada a uma temperatura de 270°C (Lindenmayer & Laux, em preParação). A fase 3 compreende a associação mineral de mais baixa temperatura (~170°C, Lindenmayer & Laux, em preParação).

Tabela 2 - Análises químicas de alguns elementos traço, efetuadas em rochas hospedeiras da mineralização da Mina de Ouro Igarapé Bahia - (nd) não detectado.

Amostra/ elemento em ppm	F06-124	F11-117	F11-126	F11-140	F11-181	F11-237	F11-260	F11-276	F11-316
Ba	390	nd	12	608	nd	10	265	610	19
Rb	10	8	71	10	nd	21	13	6	6
Sr	17	11	5	16	6	7	6	44	nd
Cu	2765	243	1160	514	1170	4900	171	129	3149
Pb	19	39	40	32	28	45	31	24	26
Au	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag	2	2	4	2	2	3	2	1	3
Mo	9	16	16	13	16	22	20	9	29
As	1	2	6	102	7	6	7	2	23
Zn	29	179	213	74	86	73	48	29	34
B	27	nd	11	50	98	33	24	29	nd

Amostra/ elemento em ppm	F11-319	F11-344	F11-378	F11-383	F11-400	F11-95	F16-108B	F16-111	F16-130
Ba	24	1690	nd	nd	670	nd	246	515	301
Rb	9	21	10	6	97	8	23	50	27
Sr	5	11	10	6	94	6	10	10	11
Cu	3900	307	257	1158	17	479	2075	1242	1964
Pb	117	34	32	32	32	24	31	21	21
Au	11,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag	5	2	2	2	2	2	2	2	1
Mo	118	7	15	12	13	16	12	16	13
As	2	1	4	1	2	1	4	5	2
Zn	145	65	67	79	104	169	39	38	30
B	28	16	210	96	nd	nd	16	39	37

Amostra/ elemento em ppm	F16-153	F16-156	F16-549	F16-549B	F16-98	F16-98.7	F11-230	F16-124	F16-159
Ba	196	250	34	284	20	80	249	353	189
Rb	23	21	9	46	8	16	47	30	17
Sr	7	8	32	100	5	nd	11	9	9
Cu	838	3833	44	1257	6200	93	4119	690	3355
Pb	23	16	34	37	32	34	34	23	16
Au	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag	1	2	2	2	3	2	2	1	2
Mo	13	13	15	12	19	21	14	22	17
As	20	15	3	6	2	77	15	2	17
Zn	30	25	151	57	63	64	46	36	50
B	17	50	10	10	22	22	98	19	20

Na e Fe são facilmente explicáveis pela mobilidade destes elementos, já vislumbrada a partir das transformações mineralógicas que ocorreram em todas as rochas da área, em resposta ao processo de alteração hidrotermal. A presença de conteúdos mais elevados em La e Nb pode ser atribuída à influência de fluidos graníticos nos processos de alteração, à semelhança do que ocorre no depósito de Cu do Salobo (Lindenmayer 1990). Os valores mais altos Cr podem ser devidos à diferença de fonte existente entre os ritmitos estudados e os anteriormente referidos.

Os ritmitos são provenientes principalmente de basaltos toleíticos, como pode ser observado no diagrama Cr-TiO<sub>2</sub> (Fig. 4) onde eles se

Amostra/ elemento	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	F-10-124	F-10-125	F-10-183	F-11-161	F-11-197	F-11-204	F-11-301	F-13A-572	F-16-298	F-16-304	F-16-308	F-16-312	F-16-108	F-16-64	F-16-69	F-16-84	F-22-248	F-22-253	F-22-255	F-24-412,5	F-24-413,2	F-24-413,3	F-24-413,8
SiO <sub>2</sub>	49,20	48,30	50,00	58,80	58,80	60,60	53,40	4,90	56,80	55,30	55,60	57,10	59,40	58,30	58,70	59,90	20,40	22,20	27,20	50,60	50,30	50,60	50,10
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,33	1,36	0,70	0,70	0,58	0,62	0,01	1,80	1,70	1,70	1,60	0,73	0,58	0,66	0,57	0,21	0,28	0,35	0,95	0,90	0,91	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	13,60	13,60	17,00	19,20	17,40	14,50	0,01	12,20	12,40	12,40	11,80	15,00	16,10	17,90	15,50	4,10	4,90	5,50	15,70	14,40	14,80	14,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,40	19,90	16,70	6,70	4,90	5,90	11,90	71,90	4,0	5,00	4,30	4,70	7,50	5,90	5,90	6,10	2,20	2,40	2,60	1,80	3,50	3,30	3,40
FeO	0,01	0,01	0,01	7,00	4,30	4,50	9,60	11,20	9,90	9,90	10,50	10,30	7,80	8,40	5,90	7,70	4,90	7,60	8,00	9,10	7,80	8,0	8,40
MnO	0,32	0,30	0,35	0,09	0,05	0,07	0,14	0,19	0,07	0,11	0,10	0,10	0,07	0,09	0,06	0,08	0,45	1,30	1,10	0,19	0,19	0,20	0,20
MgO	5,13	5,37	5,44	1,40	2,10	1,80	2,60	0,01	6,70	6,90	6,60	6,40	1,90	2,50	1,90	2,30	9,80	10,70	10,90	6,50	7,40	7,10	7,30
CaO	7,74	6,05	7,32	0,15	0,13	0,12	0,17	7,30	0,76	0,82	0,92	0,72	0,17	0,09	0,07	0,10	29,40	22,60	20,00	11,10	11,40	11,20	10,40
Na <sub>2</sub> O	2,35	1,83	2,65	0,08	3,12	0,12	0,04	0,01	2,10	2,20	2,20	1,70	0,07	0,08	0,11	0,08	0,03	0,03	0,02	2,10	2,10	2,10	1,90
K <sub>2</sub> O	1,09	1,77	0,85	3,60	4,90	4,10	1,50	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	2,80	3,00	4,30	2,90	nd	0,01	0,01	0,45	0,31	0,32	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,12	0,15	0,09	0,09	0,07	0,11	nd	0,45	0,49	0,50	0,46	0,11	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,16	0,07	0,07	0,07	0,06
PP	1,85	2,23	1,70	3,61	4,25	3,97	4,19	3,07	3,93	3,95	3,85	3,82	3,37	3,82	3,63	3,58	27,18	26,83	23,05	0,26	0,63	0,31	0,96
Total	99,91	100,30	100,32	99,14	99,34	99,33	98,89	98,72	98,84	98,89	98,80	98,83	99,02	99,02	99,30	98,99	99,34	99,07	99,04	98,93	99,12	99,01	99,06
Ba	140	290	220	495	653	530	455	nd	nd	nd	nd	nd	490	393	515	515	34	12	16	13	35	nd	34
Rb	nd	50	30	91	133	110	30	6	6	6	6	7	51	67	100	65	6	nd	5	17	15	13	37
Sr	70	50	120	15	18	13	nd	5	16	11	13	11	11	10	16	11	43	29	26	88	74	82	69
Nb	30	20	20	10	13	125	10	6	14	15	14	15	11	8	12	10	15	6	nd	6	nd	9	7
Zr	70	70	130	148	137	15	107	5	191	201	202	199	116	113	140	116	199	48	53	55	52	55	47
Y	20	20	40	17	18	17	6	nd	23	20	24	16	7	11	16	7	13	28	76	19	18	14	16
Th	nd	nd	nd	14	13	17	10	nd	14	14	11	8	11	9	12	12	nd	nd	nd	nd	nd	6	nd
U	10	10	10	15	nd	nd	17	14	19	14	17	17	16	13	10	11	17	13	17	10	13	16	10
Cr	170	170	170	218	246	218	225	130	54	54	54	54	225	205	218	205	27	68	82	205	232	212	239
Ni	60	70	60	78	62	70	39	8	8	8	8	8	70	86	86	94	8	39	62	94	110	102	110
F	na	na	na	380	470	490	400	160	670	690	720	620	400	500	640	580	990	1100	1100	300	310	260	320
Cl	na	na	na	210	130	120	350	70	220	220	230	230	240	200	140	220	110	170	210	590	370	360	240
La	na	na	na	45,33	22,07	22,45	33,20	2,03	20,89	19,55	14,52	24,87	40,28	2,42	19,72	2,33	10,55	34,400	94,01	3,69	3,71	4,0	4,20
Ce	na	na	na	86,72	47,28	56,42	56,42	3,239	46,63	44,55	33,16	56,23	68,63	4,315	42,320	4,091	20,180	64,310	179,100	10,46	9,892	10,48	10,56
Nd	na	na	na	34,48	18,60	17,34	17,49	0,79	23,89	22,120	16,490	24,28	20,27	1,575	16,490	1,529	7,800	23,810	67,250	6,25	6,319	6,111	6,428
Sm	na	na	na	5,281	2,811	2,696	2,443	0,100	4,56	4,358	3,194	4,574	3,132	0,245	2,370	0,310	1,543	4,475	12,530	1,942	1,741	1,607	1,744
Eu	na	na	na	0,988	0,523	0,518	0,83	0,171	0,863	0,828	0,714	0,791	1,479	0,171	0,499	0,183	1,543	1,965	3,164	0,628	0,550	0,516	0,572
Gd	na	na	na	2,922	1,794	1,553	1,52	0,093	3,668	3,755	3,036	3,170	1,903	0,361	1,404	0,430	1,453	3,521	8,939	1,873	1,763	1,644	1,799
Dy	na	na	na	2,342	1,979	1,571	1,444	0,095	3,944	4,732	4,134	2,911	1,849	0,590	1,753	0,660	1,522	2,512	6,428	2,117	2,111	1,868	2,304
Ho	na	na	na	0,461	0,415	0,334	0,297	0,018	0,781	0,945	0,792	0,604	0,380	0,139	0,361	0,159	0,309	0,465	1,168	0,416	0,414	0,371	0,473
Er	na	na	na	1,201	1,214	0,996	0,844	0,050	2,063	2,537	1,959	1,733	1,073	0,393	1,025	0,472	0,780	1,064	2,533	1,080	1,070	0,987	1,331
Yb	na	na	na	1,088	1,221	0,977	0,833	0,046	1,653	2,338	1,448	1,442	1,041	0,505	0,928	0,558	0,561	0,676	1,466	0,851	0,865	0,819	1,125
Lu	na	na	na	0,152	0,163	0,144	0,129	0,010	0,208	0,287	0,171	0,210	0,138	0,068	0,115	0,076	0,084	0,098	0,186	0,109	0,121	0,116	0,156

Tabela 3 - Análises químicas de elementos maiores, traços e ETR em rochas encaixantes da mineralização da Mina de Au do Igarapé Bahia, (na = não analisado, nd = não detectado). Colunas 1 e 2 - metabasalto, 3 - gabro granofírico, 4, a 7 ritmito, 8 formação ferrífera, 9 a 12 gabro granofírico, 13 a 16 ritmito, 17 a 19 xisto carbonático, 20 a 23 diabásio.

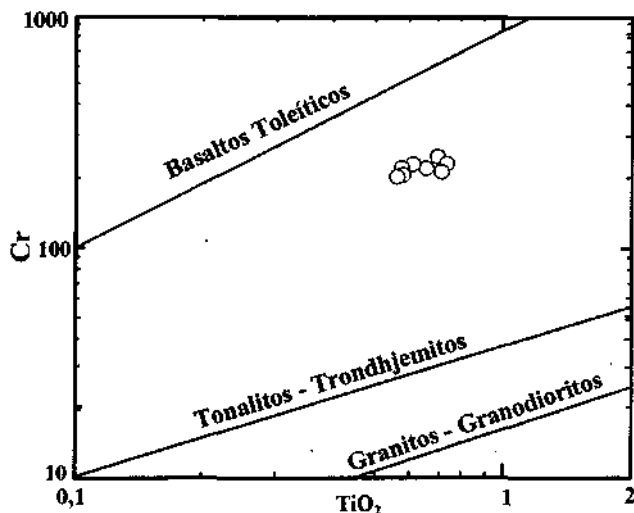


Figura 4 - Diagrama mostrando proveniência principalmente de basaltos toleiíticos. As curvas correspondem às razões Cr/TiO<sub>2</sub> características de basaltos toleiíticos, tonalitos-trondhjemitos e granitos-granodioritos de Laskowski & Kröner (1985).

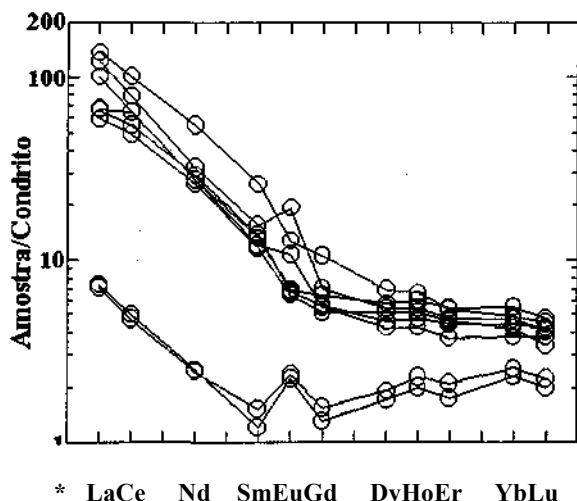


Figura 5 - Padrões de ETR dos ritmitos normalizados pelo condrito de Nakamura (1974).

situam próximos da curva representativa da razão Cr/TiO<sub>2</sub> dos basaltos toleiíticos de Laskowski & Kröner (1985).

Os ritmitos possuem Th (14,37 ppm) e U (13,66 ppm) muito elevado em relação à média dos sedimentos arqueanos (10 e 2,5 ppm, respectivamente), mas a razão Th/U é baixa (1,05) se comparada as rochas sedimentares arqueanas (Condie 1993), onde esta razão varia entre 3,5 e 4,5. Isto se deve ao fato dos sedimentos da área estudada serem muito ricos em U.

Com relação aos ETR, os ritmitos mostram padrões tipicamente arqueanos com 2ETR = 86,62-180,96 ppm e Eu<sub>n</sub>/Eu\* = 0,667-1,719, com exceção de duas amostras de ritmitos brechados que apresentam valores muito baixos de elementos terras raras (Fig. 5). Apesar dos padrões normalizados pelo condrito serem compatíveis com os padrões arqueanos (Condie 1993), eles se encontram mais enriquecidos em elementos terras leves (ZETRL/SETRP = 13,27 - 21,03) que os seus similares arqueanos 2ETRL/ZETRP < 10, ou mesmo mais ricos do que a média dos sedimentos finos proterozóicos, mostrada por Taylor & McLennan (1985).

Este enriquecimento em ETRL, U, K, Rb, em desacordo com a razão Cr/TiO<sub>2</sub>, aponta para a presença de uma fonte crustal continental importante para os fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal havida na área. Enriquecimento semelhante ocorre na área do depósito de Cu-Au do Salobo, relacionado à intrusão do granito anorogênico jovem (Lindenmayer 1990).

**Formação Ferrífera** A formação ferrífera é constituída basicamente por três componentes: FeO (75,91%), CaO (7,3%) e SiO<sub>2</sub> (4,9%), em concordância com a mineralogia observada.

Ela mostra um padrão de ETR semelhante a asa de pássaro "birds wing", tal como a maioria das formações ferríferas arqueanas (Fig. 6). Seu pequeno fracionamento em ETRP (Gd/Lu<sub>n</sub> = 1,154), anomalia positiva de Eu (Eu<sub>n</sub>/Eu\* = 5,337) e conteúdo total de ETR (ΣETR = 6,643 ppm) também é semelhante ao das formações ferríferas de mesma idade, encontrando-se dentro do intervalo de variação apresentado pelas formações ferríferas da Formação Carajás (ΣETR = 6,12-13,01 ppm, Lindenmayer & Laux, em preparação). Todavia, ela apresenta um fracionamento expressivo em ETRL (La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 12,787). Seu conteúdo de U (14 ppm) também é mais elevado do que aquele característico das formações ferríferas arqueanas, o que leva a sugerir que uma fonte crustal continental também teve um papel importante na formação ou transformação destas rochas, embora elas não sejam enriquecidas em elementos terras raras totais. **ROCHAS MÁFICAS** O magmatismo basáltico da área já foi exaustivamente estudado por Sachs (1993). Neste trabalho são abordados apenas os aspectos das rochas máficas, pertencentes à caracterização do perfil estudado e à mineralização sulfetada associada.

Tanto o sill granofírico como o dique de diabásio são provenientes da cristalização de um magma basáltico toleiítico (Fig. 7).

O dique de diabásio tem concentrações de ETR compatíveis com basaltos arqueanos (ΣETR = 28,519 - 30,692 ppm), ou seja, inferiores a 10 vezes o condrito. Os padrões normalizados pelo condrito exibem uma curva com um pequeno fracionamento dos elementos terras raras pesadas (La<sub>n</sub>/Lu<sub>n</sub> = 3,187 - 3,581), (La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 1,197 - 1,568) e praticamente sem anomalias de Eu (Eu<sub>n</sub>/Eu\* = 0,951-0,994) (Fig. 8).

Os metabasaltos mostram razões Ti/Zr e Zr/Y dentro do intervalo de variação dos toleiitos arqueanos (Condie 1981), enquanto que no gabro granofírico estas razões apresentam valores que se aproximam dos basaltos de rift modernos. Os metabasaltos, em comparação com os basaltos toleiíticos arqueanos, mostram-se mais ricos em Fe e K e mais pobres em Mg, Ca, Sr, Cr e Ba. O gabro granofírico apresenta maiores conteúdos de Fe e menores de Ca, Na, K, Sr, Rb e Ba, em comparação aos mesmos basaltos. Estas variações concordam com as substituições minerais devidas a alteração hidrotermal, descritas anteriormente.

O gabro granofírico alterado mostra um padrão de ETR normalizado pelo condrito, muito semelhante aos dos basaltos do Grupo Grão Pará (Meirelles & Dardenne 1991). Estas rochas exibem um conteúdo total de terras raras correspondente a 20-30 vezes o condrito (ZETR = 81,07 - 120,81), apresentando um enriquecimento em terras raras leves (ΣETRL = 67,364 - 109,954 ppm) e razões ΣETRL/ΣETRP = 5,83 - 10,918 (Fig. 9). Seus padrões normalizados possuem anomalias negativas de Eu (Eu<sub>n</sub>/Eu\* = 0,603-0,691), que, devido ao estágio avançado de alteração, indicam possivelmente remoção de Eu, junto com o Ca do plagioclásio, concomitante ao processo de albitização.

**CALCITA-CLORITA-TURMALINA-XISTO** Os calcita-clorita-turmalina-xistos são rochas fortemente foliadas, constituídas predominantemente por CaO, SiO<sub>2</sub>, MgO, FeO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Com relação às rochas máficas que as encaixam, e das quais são provenientes por processos de alteração, elas são enriquecidas em F (300-1100 ppm), Sr (26-88 ppm) e elementos terras raras (2ETR 46,325 - 376,794).

Os padrões normalizados pelo condrito correspondem a curvas muito inclinadas (La<sub>n</sub>/Lu<sub>n</sub> = 13,037 - 52,465), com enriquecimento pronunciado em ETRL (La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 4,305 - 4,840) e anomalias de Eu variando de positivas (Eu<sub>n</sub>/Eu\* = 3,105) a praticamente inexistentes (Eu<sub>n</sub>/Eu\* = 0,872) (Fig. 10).

Estes dados sugerem fortemente que soluções quentes e ricas em CO<sub>2</sub> tenham mobilizado os elementos terras raras, junto com o Ca, Si, Na e K, na área.

**BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA** A mobilidade dos elementos acima referidos foi quantificada através de cálculos químicos de balanço de massa. Para isto foi utilizado o gabro granofírico, a única rocha onde foram identificadas com segurança duas assembléias minerais distintas: uma metamórfica e outra hidrotermal. Foi considerada como rocha mãe a amostra F-10-183 composta por hornblenda-actinolita e oligoclásio, representante da assembléia metamórfica, menos hidratada e de mais alta temperatura, encontrada exclusivamente nesta amostra. As rochas filhas (F-16-304, F-16-312, F-16-308 e F-16-298) compostas por clorita, feldspato e albita, correspondem a assembléia nitidamente hidrotermal, formada no intervalo de temperatura compreendido entre 270 e 170°C (Lindenmayer & Laux, em

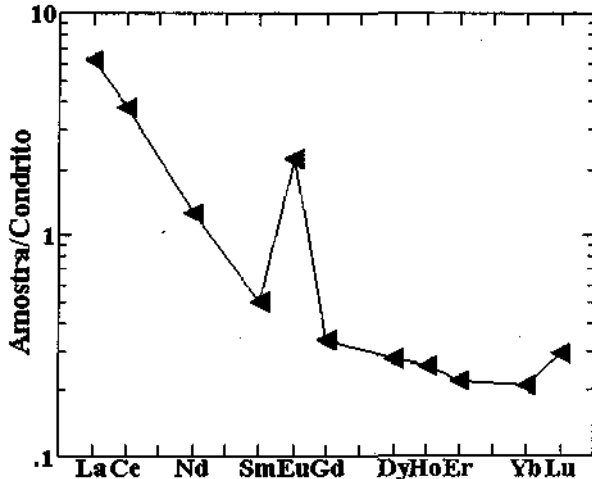


Figura 6 - Padrão de ETR da formação ferrífera óxido-carbonato, normalizado pelo condrito de Nakamura (1974). Note o /racionamento pronunciado dos ETRL.

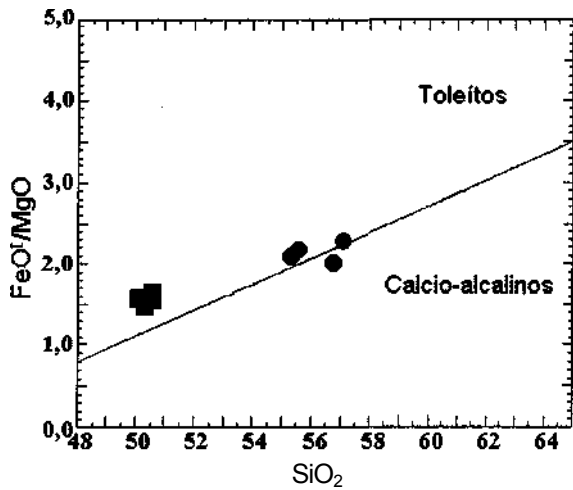


Figura 7 - Diabásio (quadrados) e gabro granofírico (círculos cheios), representados no campo dos basaltos toleíticos do diagrama de Miyashiro (1974). O ganho de Mg, mais pronunciado do que o de Fe, devido à alteração, é responsável pelo deslocamento das duas amostras mais alteradas do granófiro, em direção ao campo dos basaltos cálcio-alcálinos.

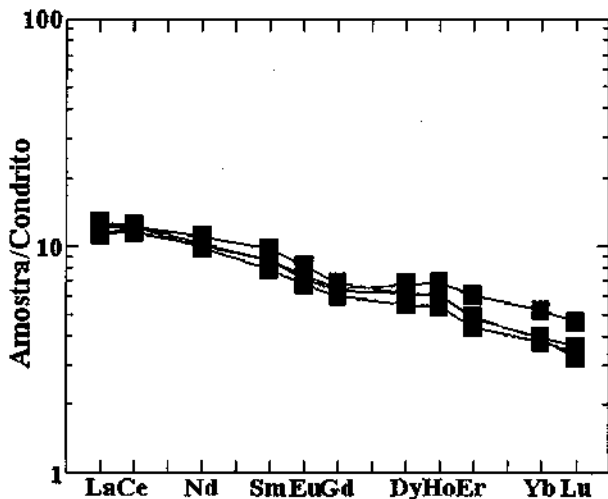


Figura 8 - Padrão de ETR, do diabásio que pós data a mineralização de Cu-Au, normalizado pelo condrito de Nakamura (1974).

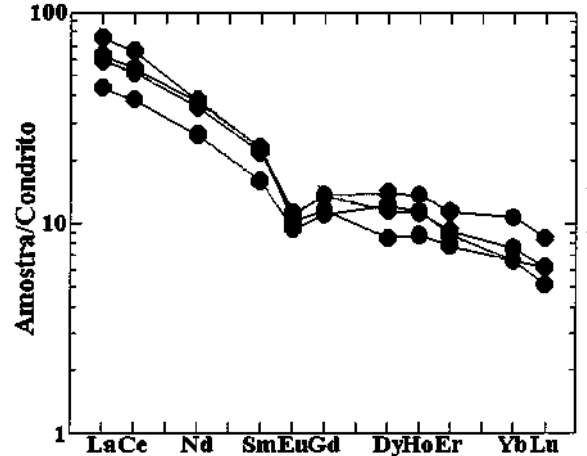


Figura 9 - Padrões de ETR do gabro granofírico, normalizados pelo condrito de Nakamura (1974).

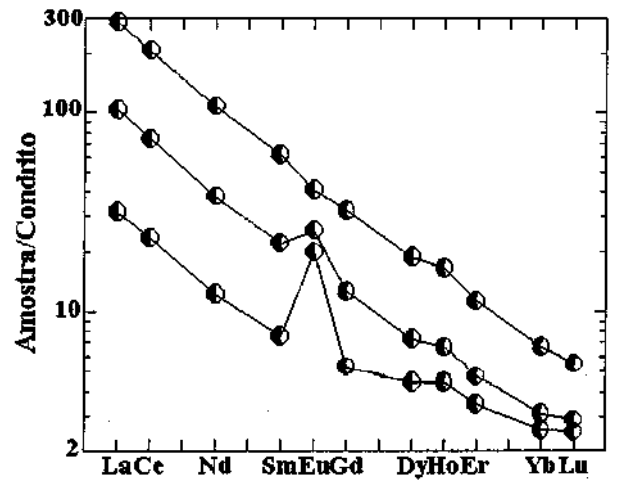


Figura 10 - Padrões de ETR do calcita-clorita-turmalina-xisto, normalizados pelo condrito de Nakamura (1974).

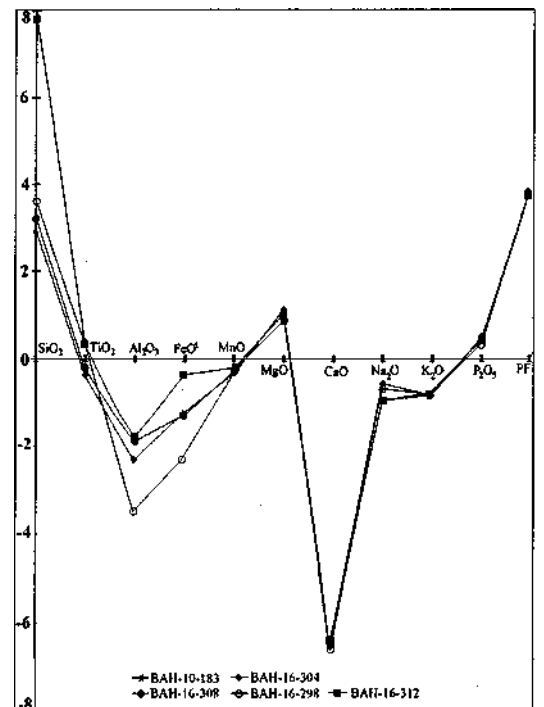


Figura 11 - Diagrama representando as perdas e ganhos ocorridas no granófiro, devido à alteração hidrotermal.



Tabela 4 - Perdas e ganhos (P-G) das amostras filhas do gabro granofírico cloritizado e hidrotermalmente alterado (BAH-6-304/312/308/298), calculados em relação à rocha mãe, correspondente ao gabro granofírico anfibolítico, metamorfizado (Amostra BAH-10-183). Este último, coletado imediatamente a norte da seção LT - 00, aqui estudada.

Amostra	BAH-10-183	BAH-16-304	16-304-P-G	BAH-16-312	16-312-P-G	BAH-16-308	16-308-P-G	BAH-16-298	16-298-P-G
SiO <sub>2</sub> %	50.00	55.30	+2.88	57.10	+7.65	55.60	+3.15	56.80	+3.55
TiO <sub>2</sub>	1.36	1.70	-0.40	1.60	+0.25	1.70	-0.26	1.80	+0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.80	12.40	-2.32	11.80	-1.88	12.40	-1.94	12.20	-3.52
FeOt	15.03	14.40	-1.25	14.53	-0.36	14.37	-1.29	13.50	-2.30
MnO	0.35	.011	-0.31	0.10	-0.25	0.10	-0.25	0.07	-0.28
MgO	5.44	6.90	+1.16	6.40	+1.02	6.60	+0.87	6.70	+0.87
CaO	7.32	0.82	-6.53	0.72	-6.39	0.92	-6.44	0.76	-6.60
Na <sub>2</sub> O	2.65	2.20	-0.54	1.70	-0.93	2.20	-0.54	2.10	-0.67
K <sub>2</sub> O	0.85	0.02	-0.83	0.03	-0.82	0.02	-0.83	0.03	-0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.49	+0.32	0.46	+0.31	0.50	+0.33	0.45	+0.27
PF	1.70	3.95		3.82		3.85		3.93	
Total	100.32	98.89		98.83		98.80		98.84	
Cr ppm	170	54	-118.35	54	-115.47	54	-118.37	54	-119.08
Ni	50	8	-42.35	8	-41.92	8	-42.35	8	-42.45
Ba	220	<10		<10		<10		<10	
U	10	20	+9.13	18	+8.17	17	+6.25	19	+7.91
Rb	30	6	-24.26	7	-22.93	6	-24.26	6	-24.34
Sr	120	11	-109.47	11	-108.89	13	-107.57	16	-104.91
Y	40	20	-20.87	16	-23.84	24	-17.05	23	-18.31
Zr	130	201	+62.23	199	+70.93	202	+63.13	191	+50.09
Dens.	2.9992	2.8475		2.8268		2.8575		2.8350	
Kv		1.00735		1.0713		1.0035		0.9975	

preParação). Assim sendo, esta quantificação de perdas e ganhos reflete apenas o estágio de alteração responsável pela transformação da assembléia metamórfica na assembléia de alteração hidrotermal (Fig. 11) (Tabela 4).

Esta comParação foi realizada por meio da utilização da equação desenvolvida por Gresens (1967). Devido à grande variação do fator volume optou-se por utilizar o fator médio do TiO<sub>2</sub> correspondente a 1,0199, o que significa que a alteração se verificou com um aumento de 2% do volume. Evidências petrográficas sugerem fortemente que o Ti tenha ficado imóvel durante o processo de alteração dos minerais máficos, permanecendo como titanita esquelPará e ilmenita, tal como já descrito por Ferreira Filho (1985), Sachs (1993) e Althoff Pará. (1994).

Os cálculos mostraram que a perda mais significativa foi de CaO (até -6,60 g por cada 100 g de amostra), seguida do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (-1,88 a -3,52%), K<sub>2</sub>O (-0,80%) e Rb (até -24,34%). Os ganhos mais importantes corresponderam SiO<sub>2</sub> (+2,88 a +7,65%), MgO (+1,16 a +0,87%) e U (+7,91 a 9,13%). O Fe não foi muito móvel durante o processo de cloritização, tendo sido registrada uma perda média de 1,3%. O ganho de Si e a perda de Ca estão de acordo com a silicificação e albitização observadas.

**INCLUSÕES FLUIDAS** Foram estudados grãos de quartzo associados tanto com a assembléia mineral do granófiro anfibolítico como aquela do granófiro cloritico. No quartzo observam-se pequenas inclusões fluidas de tipos variados e que fornecem algumas informações interessantes sobre o fluido mineralizante e suas condições físico-químicas. As amostras estudadas foram cuidadosamente escolhidas, e são representativas das duas assembléias acima citadas.

**Tipos de Inclusões Fluidas** Dois tipos principais de inclusões foram descritas no quartzo hidrotermal do granófiro, associado com a calcopirita que contém o ouro. O tipo S, com diversas espécies de sólidos de saturação e/ou acidentais; e o tipo L, aquosa bifásica, ambos provavelmente primários ou pseudo-secundários. São inclusões de formas poligonais, irregulares, com tamanhos em geral inferiores a 10µm. O tipo S normalmente apresenta uma distribuição aleatória, enquanto o tipo L tende a ocorrer em trilhas largas, irregulares ou, menos comumente, em grupos de distribuição aleatória, por vezes associadas com o tipo S. De acordo com os tipos de sólidos presentes e com os dados microtermométricos podem ser individualizadas subdivisões em S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, L<sub>1</sub> e L<sub>2</sub>.

**Subtipo S<sub>1</sub>** (granófiro anfibolítico): Inclusões fluidas multifásicas precoces, compostas por água líquida, fase vapor e sólidos como halita cúbica, silvita (cubos menores) e, provavelmente, óxidos de ferro vermelhos e carbonato, junto com algumas fases não identificadas. Estes sólidos nem sempre ocorrem associados na mesma inclusão. O

subtipo S<sub>1</sub> é encontrado principalmente associado com o granófiro anfibolítico.

**Subtipo S<sub>2</sub>** (granófiro cloritico): Inclusões fluidas multifásicas precoces, compostas por água líquida, fase vapor e um ou dois sólidos: halita cúbica e provavelmente CaCl<sub>2</sub>. É interessante notar a virtual ausência de óxido de ferro vermelho muito raro nestas inclusões S<sub>2</sub> do granófiro cloritico, e mais comuns no quartzo associado ao granófiro anfibolítico (Subtipo S<sub>1</sub>).

**Subtipo L<sub>1</sub>** (granófiro cloritico): Inclusões fluidas bifásicas aquosas, tardias e por vezes aparentemente posteriores aos tipos S, com salinidade em torno de 10% eq. peso NaCl. Encontradas somente nas amostras cloritizadas.

**Subtipo L<sub>2</sub>** (granófiro anfibolítico e cloritico): Inclusões fluidas bifásicas aquosas, tardias, com uma clara dissolução de um hidrato por volta de -26,0°C. Este tipo muitas vezes está associado com os dois subtipos S, no quartzo associado às duas Parágêneses, seja com anfibólio ou clorita.

Deve-se ressaltar também, a grande variação no grau de preenchimento dos supostos minerais de saturação nos dois subtipos S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, onde os sólidos podem ocupar quase toda a cavidade da inclusão variando gradativamente até proporções em torno de 15%. Eventualmente no mesmo grupo, pode ser observada essa diversidade do grau de preenchimento, e também uma variação no número de sólidos presentes. Isto é, ao lado de uma inclusão multifásica, pode ocorrer uma trifásica e/ou bifásica do subtipo L<sup>^</sup>. Este fenômeno pode estar ligado a estrangulamento ("necking down") das inclusões ou mais provavelmente a um fluido mineralizante original heterogêneo. Neste último caso a maioria dos sólidos seria acidental. Como será descrito mais adiante isto se reflete numa grande variação de temperaturas de homogeneização.

**Microtermometria TIPOS S** No subtipo S<sub>2</sub> (associado ao granófiro cloritico) pôde-se observar a homogeneização total (TH) de diversas inclusões variando de 150 até 430°C (Fig. 12). As temperaturas de dissolução da halita sugerem salinidade muito alta, de até 40% eq. peso NaCl. Em primeiro lugar ocorre o desaparecimento da fase vapor por volta de 100 a 130°C, e depois o desaparecimento das fases sólidas. Por outro lado foram obtidas poucas medidas de temperaturas de homogeneização total nas inclusões multifásicas (subtipo S<sub>1</sub>), associadas ao quartzo do granófiro anfibolítico, em torno de 200°C. Na maioria das inclusões medidas, algumas das fases sólidas simplesmente não desapareceram mesmo quando aquecidas até 500°C. Muitas vezes essas inclusões crepitaram em altas temperaturas, acima de 350°C até 500°C, indicando altas temperaturas mínimas de formação Pará o subtipo S<sub>1</sub>

**TIPOS L** Os dois subtipos L apresentaram temperaturas de homogeneização total na fase líquida dentro da mesma faixa de 100 a 160°C,

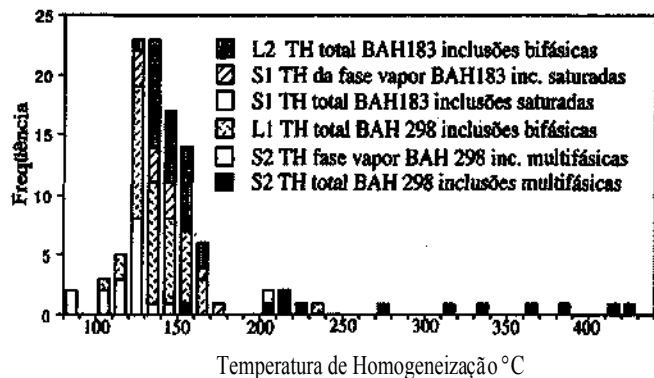


Figura 12 - Histograma apresentando a distribuição da temperatura de homogeneização nos diversos tipos de inclusões fluidas. Notar que nas inclusões saturadas são apresentadas as temperaturas de homogeneização da fase vapor e total (dos sólidos de saturação).

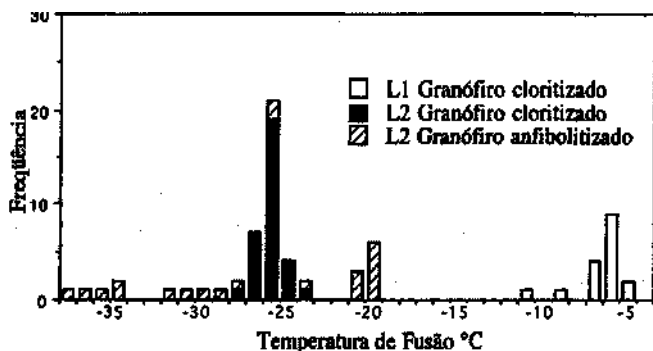


Figura 13 - Histograma apresentando a distribuição da temperatura de fusão nos diversos tipos de inclusões fluidas.

e equivalentes à temperatura de desaparecimento da fase vapor das inclusões multifásicas (100 a 130°C). A moda da TH total do tipo L é de 130 a 140°C e a moda da temperatura de desaparecimento das fases vapor dos tipos S é um pouco mais baixa, de 120 a 130°C (Fig. 12).

A temperatura de fusão do gelo do Subtipo L<sub>1</sub> variou de -5 a -7°C correspondendo a salinidade em torno de 10% eq. peso NaCl, sem formação de hidrato e eutético em torno de -22°C. O subtipo L<sub>2</sub> foi caracterizado por apresentar o início da fusão (eutético) em temperaturas inferiores a -40°C, dissolução de um hidrato por volta de -26°C nas inclusões do quartzo associado com o granófiro cloritico, e variando de -20 a -37 no caso das inclusões do subtipo L<sub>2</sub> associadas ao granófiro anfíbolítico (Fig. 12). Em todos esses casos, após a dissolução do hidrato, é bem visível a presença de um outro sólido incolor (gelo ou outro hidrato) cuja fusão, lenta e gradativa demais, não foi possível determinar apesar dos esforços envidados, razão pela qual não se conhece a salinidade destas inclusões. A depressão das temperaturas do eutético abaixo de -40°C sugere a presença de outros sais, além de NaCl, como por exemplo CaCl<sub>2</sub> (Fuzikawa 1985, Althoff *Pará*, 1994). Trabalhos de Zang (1993) em microscopia eletrônica de varredura determinaram, em amostras equivalentes, a presença de CaCl<sub>2</sub>.

Althoff *Pará*, (1994) estudando o quartzo de venulações da área do Igarapé Bahia descrevem os mesmos dois tipos principais de inclusões fluidas e de resultados microtermométricos.

**Discussão dos dados das inclusões fluidas** A figura 14 é um diagrama de temperatura de homogeneização *versus* temperatura de fusão, mostrando três campos onde, embora as TH estejam aproximadamente na mesma faixa, as temperaturas de fusão do gelo e dissolução de hidratos permitem separar os fluidos relacionados ao quartzo do granófiro anfíbolítico daquele do quartzo do granófiro cloritico. Embora rara, a existência de inclusões do tipo S<sub>1</sub> e L<sub>2</sub> no quartzo do granófiro cloritizado poderia representar resquícios do fluido de mais alta temperatura responsável pela formação do anfíbolio. A tendência vertical n.º 3 (granófiro cloritico) e, de maneira mais grosseira, a disposição dos grupos 1 (do granófiro anfíbolítico) e 2 (do granófiro cloritico) sugerem uma queda de temperatura (Fig. 14).

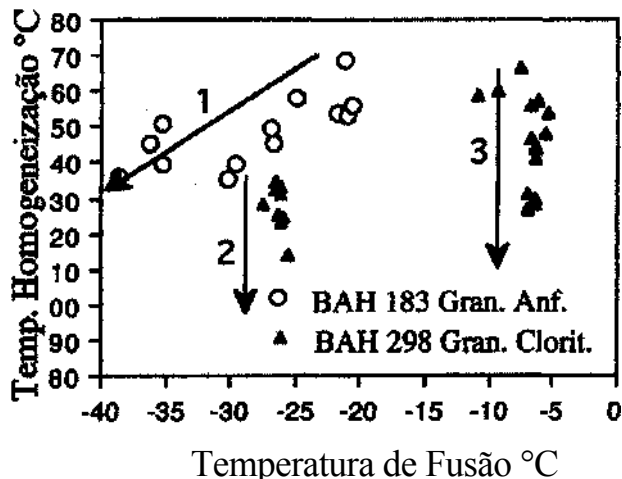


Figura 14 - Diagrama de variação da temperatura e salinidade em função das mudanças de ocorridas no sistema hidrotermal.

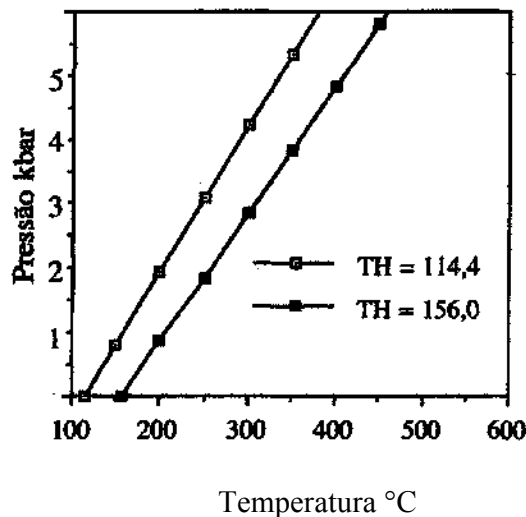


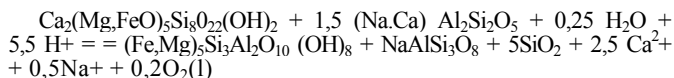
Figura 15 - Isócoras construídas com a menor e a maior temperatura de homogeneização das inclusões fluidas do tipo L<sub>2</sub>, programa MacFlinCor, (Brown & Hageman 1994). Este diagrama permite supor pressões de deformação (*trapping*) variando de 3,5 a 2,2 kbar.

As temperaturas de homogeneização mais altas (300-430°C) poderiam corresponder às mais altas temperaturas atingidas na região do corpo mineralizado do Igarapé Bahia, e representadas pela assembléia hornblenda-actinolita e oligoclásio. A cloritização generalizada teria ocorrido em torno de 270°C, após uma queda de temperatura, conforme sugerido respectivamente pelo geotermômetro da clorita (Lindenmayer & Laux, em preparação) e pela tendência 3 da figura 14. As temperaturas de homogeneização das inclusões bifásicas do subtipo L, são temperaturas mínimas de formação (*trapping*) que permitem a construção de isócoras e inferir pressões de formação entre 2 e 3,5 kbars (Fig. 15). As amplas variações de temperatura dos tipos S e L poderiam ser explicadas por um fluido original heterogêneo ou por estrangulamento (*necking down*) como acima sugerido, mas também poderiam ser resultado de uma reação contínua entre os fluidos hidrotermais e a encaixante granofírica, durante a queda de temperatura e precipitação do proto-minério.

**ALTERAÇÃO HIDROTERMAL** As transformações minerais de mais alta temperatura que ocorreram na área da Mina de Au do Igarapé Bahia formaram a associação meta-mórfica hornblenda-actinolita, biotita, junto com oligoclásio, a partir dos basaltos e da intrusão granofírica. Esta assembléia indica temperaturas superiores a 320°C (Spear 1993) e poderia ser representada pelas temperaturas de 350 a 500°C dadas pelas de precipitação das inclusões fluidas do tipo S<sub>2</sub>.

Essa assembléia é observada como reliquia, em zonas localizadas da intrusão granofírica, podendo ser resultante tanto de um processo metamórfico quanto de alteração hidrotermal. Ela é aqui considerada como metamórfica por ser sensivelmente menos hidratada do que a

assembléia que a sucede. Esta Parágênese foi transformada na associação clorita-albita-carbonato-quartzo, dominante na área estudada, através de alteração hidrotermal, conforme a reação abaixo:



Se a intrusão granofírica, colocada na base do pacote sedimentar, estivesse na época, em posição horizontal, ela poderia ter funcionado como uma barreira impermeável Pará a circulação dos fluidos, cujo escape repentino teria provocado a brechação, fraturamento, e venação semelhante ao modelo de Sibson (1990). A mineralização encontrada na área de Águas Claras, situada a leste (Barros *Pará*. 1994), poderia também ser explicada por um modelo semelhante.

Os fluidos hidrotermais mineralizantes circularam pelas fraturas, reagindo com as rochas adjacentes, - ao mesmo tempo em que a temperatura do sistema hidrotermal diminuiu, o que deve ter provocado a grande faixa de variação das temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas multifásicas no quartzo, aqui descritas. A cloritização generalizada ocorreu a uma temperatura de cerca de 270°C, estimada tanto pelo geotermômetro da clorita (Lindenmayer & Laux, em preParação), como através da temperatura de homogeneização de inclusões fluidas.

Os fluidos responsáveis pela alteração deveriam ser ácidos, de acordo com a reação apresentada acima. Eles eram também salinos, o que é atestado pela presença de inclusões fluidas altamente salinas (até 40% eq. peso NaCl) encontradas. Esses fluidos, portadores de altas concentrações de Cl, teriam também favorecido a deposição de SiO<sub>2</sub> como quartzo na rocha, de acordo com os dados experimentais de Popp & Franz (1979).

Inicialmente a P<sub>CO2</sub> e P<sub>O2</sub> devem ter sido suficientemente baixas Pará serem tamponadas pelas rochas, o que é demonstrado pela formação de siderita e hematita, em quantidades subordinadas, associadas a clorita e albita.

Com o aumento da P<sub>CO2</sub> no fluido, possivelmente a partir da redução do H<sup>+</sup>, proveniente das reações de hidrólise (1), e com o abaixamento da temperatura do sistema, a calcita precipitou em veios, em zonas de cisalhamento, formando os calcita-clorita-xistos, e na brecha hidráulica, utilizando os cátions Ca<sup>2+</sup> e Sr<sup>2+</sup>, em solução e previamente removidos do plagioclásio e do anfibólio. Junto com a calcita concentraram-se também os ETR, o F e o Cl. A sílica, também lixiviada das rochas máficas, durante a hidrólise dos silicatos de mais alta temperatura, precipitou junto com a calcita nos veios tardios, formados nos estágios finais de alteração. Num estágio anterior, os fluidos enriquecidos em SiO<sub>2</sub>, provocaram também a silicificação seletiva do plagioclásio, descrita na intrusão granofírica.

Após a hidrólise (1), os fluidos tornaram-se mais alcalinos, possivelmente promovendo a solubilização do Au, que deve ter sido transportado junto com os mParás, sob forma de complexos de Cl ou S. Como o Au se encontra associado à calcopirita, sua precipitação deve ter sido controlada pelas mesmas condições que propiciaram a precipitação dos sulfetos. Assim, se seu transporte se verificou como complexos de Cl ou tiocomplexos, a diminuição de temperatura, sugerida pelas inclusões fluidas, associada ao abaixamento da atividade do S (devido a precipitação da calcopirita e pirita), pode ter controlado sua precipitação na estrutura destes sulfetos. (Mycroft *Pará*. 1995).

Os fluidos responsáveis pelo processo de alteração e pela mineralização eram ricos também em ETRL, além de Cu, Ag, Au, Mo.

O enriquecimento em ETR e flúor nos calcita-clorita-xistos, ETRL e U na intrusão granofírica e na formação ferrífera, as boas correlações positivas encontradas entre Mo-Pb e Mo-Ag, além da presença de molibdenita e fluorita nas rochas granofíricas e da alta salinidade dos fluidos (até 40% eq. NaCl), encontrados nas inclusões do tipo S<sub>2</sub> do granófiro cloritico, indicam que este sistema hidrotermal se instalou sob influência de fluidos onde rochas crustais, provavelmente graníticas, tiveram um papel preponderante.

Fluidos hidrotermais, ricos em CO<sub>2</sub>, F e Cl podem remobilizar ETR (Kerrick & Freyer 1979), tal como se verificou na área. Isto pode ser observado pelo enriquecimento em ETRL exibido pela intrusão granofírica e pela formação ferrífera, e pelo aumento do conteúdo total das ETR verificado nos calcita-clorita-turmalina-xistos em relação às rochas dos quais são provenientes por alteração, como o gabro granofírico e o metabasalto.

A existência de fluorita e molibdenita em diversos granitos anorogênicos de idade proterozóica média que ocorrem na região, tais

como Cigano, Salobo, Pojuca e Carajás, faz com que estes granitos sejam bons candidatos Pará a fonte destes sistemas hidrotermais.

O sistema hidrotermal instalado teve provavelmente grandes proporções, pois provocou a alteração generalizada das rochas, juntamente com um aumento de volume de 2%.

**CONCLUSÕES** No extremo sul da Mina do Igarapé Bahia (linha LT 00), arenitos conglomeráticos e arenitos grossos ocupam o topo da seqüência vulcano-sedimentar. Eles pré-dominam a SW e dão lugar em direção NE, a um pacote de ritmitos, que indicam aprofundamento da bacia neste sentido.

Os ritmitos são provenientes principalmente de basaltos toleíticos, embora sejam mais enriquecidos em U, ETRL, K e Rb do que a média das rochas sedimentares comuns, tanto arqueanas como proterozóicas, mostradas por Condie (1993), Taylor & McLennan (1985) e McLennan (1982).

Na base do pacote sedimentar encontra-se uma intrusão gabroica de textura média a grossa, granofírica, cujos contatos encontram-se balizados por zonas de brecha hidráulica e xistos carbonáticos.

Metabasaltos encontram-se sotopostos à intrusão granofírica.

Há intensa alteração hidrotermal associada à mineralização sulfetada. Ela é representada pela assembléia clorita-quartzo-albita-carbonato (conforme já descrito por Ferreira Filho (1985)), presente em todas as rochas, com exceção de um dique de diabásio que corta a unidade sedimentar e pós-data a mineralização.

Tal como os ritmitos, todas as rochas alteradas são enriquecidas em ETRL, U, F e Cl.

Foi individualizada uma fase metamórfica, nos gabros granofíricos, anterior a alteração hidrotermal.

A alteração hidrotermal no gabro granofírico se verificou com um aumento de volume de 2% nas rochas.

Os cálculos geoquímicos de balanço de massa mostraram que a perda mais significativa foi de CaO (até -6,60 g por cada 100 g de amostra), seguida do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (-1,88 a -3,52%), K<sub>2</sub>O (-0,80%) e Rb (até -24,34%). Os ganhos mais importantes corresponderam SiO<sub>2</sub> (+2,88 a +7,65%), MgO (+1,16 a +0,87%) e U (+7,91 a 9,13%). O Fe não foi muito móvel durante o processo de cloritização, tendo sido registrada uma perda média de 1,3%.

A mineralização sulfetada, no extremo sul do corpo mineralizado da Mina do Igarapé Bahia, encontra-se concentrada principalmente na zona de brechas hidráulicas.

A mineralização formada por calcopirita e pirita, com calcosita e covelita subordinadas, constitui os dois tipos principais de minério primário que são o disseminado e o venular, conforme já descrito por Ferreira Filho (1985), Sachs (1993) e Althoff *Pará*. (1994) O Au encontra-se associado a alguns cristais de calcopirita (Bocalon 1996).

Os fluidos responsáveis pelo processo de cloritização generalizada, e pela mineralização, eram ricos em CO<sub>2</sub>, U e ETR, além de Cu, Ag, Au, Mo. As correlações entre Mo-Pb = 0,913; Ag-Mo = 0,794 e Ag-Pb = 0,782 sugerem fonte comum Pará estes mParás.

O enriquecimento em ETR, F e Cl nos xistos carbonáticos, ETRL e U na intrusão granofírica e ETRL e U na formação ferrífera, juntamente com as boas correlações positivas encontradas entre Mo-Pb e Mo-Ag, e a alta salinidade encontrada nas inclusões fluidas (até 40% eq. peso NaCl), indicam que este sistema hidrotermal se instalou sob influência de fluidos magmáticos, de forte contribuição crustal, provavelmente granítica. Enriquecimento semelhante ocorre no depósito de Cu (Au-Mo) do Salobo, associado ao granitóide anorogênico jovem (Lindenmayer *Pará*. 1995) e também no depósito de Cu (Zn) do Pojuca.

Estes dados sugerem fortemente que a província mineral da região da Serra dos Carajás deva grande parte de sua riqueza mineral à grandes sistemas hidrotermais, associados à colocação das intrusões graníticas anorogênicas, no Meso-Proterozóico.

**Agradecimentos** À Companhia Vale do Rio Doce pelo acesso aos dados, hospedagem na área e utilização da microsonda eletrônica do laboratório da SUTEC, em Minas Gerais. À Docegeo pelo apoio de campo, sem o qual o trabalho não poderia ter sido desenvolvido. Este trabalho é parte integrante do projeto PADCT-FINER "Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros" coordenado pelo Prof. Dr. Onildo J. Marini, ao qual os autores são muito gratos. Parte dos recursos são provenientes da FAPERGS, processo n.º 93/017225-1.

## Referências

- Althoff, A.M.R., Villas, R.N.; Giuliani, G.A. 1994. Mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo mParáogenético. *Geochimica Brasiliensis*, 8:135-155.
- Angélica, R.S.; Costa, M.L.; Lenharo, S.L.R.; Pöhlmann, H. 1996. Ocorrência de uraninita associada com o ouro do Igarapé Bahia, Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, SBG. p. 152-155.
- Alves, F. & Brito, O. 1996. Com novas minas a Vale pode produzir 18 t. *Brasil Mineral*. 141:32-35.
- Araújo, O.J.B. & Maia, R.G. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A. Brasília DNPM/CPRM. 164 p.
- Bailey, S.W. 1988. Chlorites: Structure and crystal chemistry. In: *Hydrous Phyllosilicates* (exclusive of micas). Reviews in Mineralogy, 19. Mineralogical Society of America. p. 348-403.
- Barros, C.E.M. & Dall'Agnol, R. 1993. Geochemistry of the Estrela gneiss, Carajás region, state of Pará: an Example of A-type Archean magmatism. In: Workshop Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas, Rio de Janeiro, 1993. *Boletim de Resumos Expandidos*. Recife, UFPE. p. 58-59.
- 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*, 40:1-70.
- Beisiegel, V.R.; Bernardelli, A.L.; Drummond, N.F.; Ruff, A.W.; Tremaine, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3:215-242.
- Bocalon, V.L.S. 1997. *Caracterização da Mineralização Primária de Cu-Au da Mina do Igarapé Bahia, Carajás, Pará*. 120 p. (Dissertação de Mestrado, UNISINOS).
- Brown, P. E. & Hagemann, S. G. 1994. MacFlinCor: a computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: De Vivo, B. & Frezzotti, M. L. (Ed.) *Fluid Inclusions in minerals: methods and applications*. Virgínia Tech, Blacksburg. p. 231-250.
- Condie, K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Developments in Precambrian Geology 3. Amsterdam, Elsevier, 434 p.
- Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104:1-37.
- Costa, M.L. & Angélica, R.S. 1996. Two generations of laterite profile in the Amazon region and their ore potential. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, SBG. p. 269.
- Dias, G.S.; Macambira, M.J.B.; Dall'Agnol, R.; Soares, A.D.V.; Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, SBG. p. 376-379.
- DOCEGEO. 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém, 1988. *Anexos aos Anais*. Belém, SBG. p. 11-54.
- Ferreira Filho, C.F. 1985. *Geologia e Mineralizações Sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. 112 p. (Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília).
- Fuzikawa, K. 1985. Inclusões fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações. In: *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. SBG - Núcleo de Minas Gerais (SBGM) p. 29-44.
- Gibbs, A.K.; Wirth, K.R.; Hirata, W.K.; Olszewski Jr., W.J. 1986. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*. 16:201-211.
- Gresens, R. L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2:47-65.
- Hirata, W.K.; Rigon, J.C.; Kadekaru, K.; Cordeiro, A.A.C. & Meireles, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 100-110.
- Kerrick, R. & Freyer, B.J. 1979. Archean precious mPará hydrothermal systems Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt II. REE and oxygen isotope relations. *Canadian Journal of Earth Science*, 16:440-458.
- Laskowski, N. & Kröner, A. 1985. Geochemical characteristics of Archean and late Proterozoic to Palaeozoic fine-grained sediments from Southern Africa and significance for the evolution of the continental crust. *Geologische Rundschau*, 74:1-9.
- Lindenmayer, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. 406 p. (Doctor of Philosophy Thesis. Department of Geology of the University of Western Ontario, Canada).
- Lindenmayer, Z.G.; Laux, J.H.; Vieiro, A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:125-145.
- Lindenmayer, Z.G. & Laux, J.H. (em preParação) ComParação entre os processos de alteração hidrotermal das intrusões granofíricas da mina de Au do Igarapé Bahia e do Depósito Ferrífero de S11, Serra Sul^ Serra de Carajás, Pará. (Submetido à Revista Geochimica Brasiliensis)
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogg, T.E.; Lindenmayer, D. 1991. U - Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:1-26.
- McLennan, S.M. 1982. On the geochemical evolution of sedimentary rocks. *Chemical Geology*. 37:335-342.
- Meirelles, M.R. & Dardenne, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás-Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 21:41-50.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island ares and active continental margins. *American Journal of Science*, 274:321-355.
- Mycroft, J.R.; Bancroft, G.M.; McIntyre, N.S.; Lorimer, J.W. 1995. Spontaneous deposition of gold on pyrite from solutions containing Au III and Au I chlorides. Part I: A surface study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59:3351-3365.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38:757-775.
- Popp, R. K. & Frantz, D. J. 1979. Mineral solution equilibria - II. An experimental study on mineral solubilities and the thermodynamic properties of aqueous CaCh in the system CaO-SiCh-HaO-HCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43:1777-1790.
- Poty, B.; Leroy, J.; Jachimowicz, L. 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous lê microscope: l'installation thermométrique Chaix Meca. *Bull. Societé Française du Mineralogie*. 99:182-186.
- Ribeiro, A.M. & Villas, R.N.N. 1986. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Sequência Bahia, Carajás, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. p. 1193-1204.
- Sachs, L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil*. 142p. (Dissertação de Mestrado, Universidade de Campinas).
- Shelley, D. 1992. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*. Chapman & Hall, 445 p.
- Sibson, R.H. 1990. Fault and mechanics in relation to greenstone gold deposits. Conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution, 9. Vai D'Or. p. 54-60.
- Silva, G.G.; Lima, M.I.C.; Andrade, A.R.F.; Issler, R.S.; Guimarães, G. 1974. Projeto Radam. Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. MME/DNPM, 143 p. (Boletim 4).
- Souza, S.R.B.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T. 1996. Novos dados geocronológicos Pará os granitos deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás); implicações estratigráficas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos* Belém, SBG. p. 380-383.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature- Time Paths*. Monograph. Mineralogical Society of America, 799 p.
- Taylor, R.S. & McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Teixeira, J.B.T. & Egger, D.H. 1994. Petrology, geochemistry and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará. *Acta Geológica Leopoldensia*, 40: 71-114.
- Zang, W. & Fyfe, W.S. 1993. A three stage genetic model for the Igarapé Bahia Lateritic Gold Deposit, Carajás, Brazil. *Economic Geology*. 88:1768-1779.
- Zang, W. & Fyfe, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia Gold Deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30: 30-38.
- Zang, W. 1993. *Geochemistry and Mineralogy of the Igarapé Bahia Lateritic Gold Deposit, Carajás, Brazil*. 416 p. (Doctor of Philosophy Thesis. Department of Geology of the University of Western Ontario, Canada).

Manuscrito A-938

Recebido em 05 de outubro de 1997

Revisão dos autores em 28 de janeiro de 1998

Revisão aceita em 30 de janeiro de 1998