

**A MINERALIZAÇÃO CUPRÍFERA DA ÁREA BAHIA, SERRA DOS CARAJÁS (PA):
EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS E MODELO METALOGENÉTICO**

A.M.R. Althoff¹, R.N. Villas¹, G. Giuliani²

1. Departamento de Geologia/Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, PA

2. ORSTOM/CRPG-CNRS, Vandoeuvre, França

ABSTRACT

A low-grade copper sulfide mineralization (<0.3% Cu) is hosted by an Archean volcano-sedimentary rock pile that occurs in the Bahia area, Carajás region. Gold is associated with pyrite and chalcopyrite and has been enriched by supergene processes to economic concentrations that yield a present-day production of 4 ton/year.

The host pile (Bahia sequence) consists dominantly of metabasalts intercalated with pyroclastic and sedimentary rocks (breccias, tuffs, sandstones, siltstones and iron-formations). These lithologic units are devoid of tectonic foliation, although intense deformation can be observed at sites where shear zones developed. The basaltic rocks are very similar to the neighboring Grão-Pará Group mafic volcanics and both show striking chemical similarity with Archean tholeiites.

A sea-water-fed hydrothermal systems was set forth following fracturing of the rocks. As a consequence, aqueous solutions circulated through the volcanic pile, reaching temperatures as high as 400°C and causing alteration of the rocks to mineral assemblages composed of chlorite, sericite, quartz, tremolite-actinolite, albite, epidote, calcite and scapolite. Fracture-filling veins were also formed and display quartz, chlorite, calcite, chalcopyrite and pyrite as the main mineral phases.

Despite the widespread alteration, primary igneous textures have been preserved. Likewise, the REE distribution patterns indicate only a limited mobility of these elements under the conditions that prevailed in the Bahia hydrothermal environment. On the other hand, it is noted significant mass transfer between the basalts and the sea-water with Ca being enriched in the aqueous solutions, whereas relative gains of Na, K, Fe_(t), S and volatiles are recorded in the basaltic rocks.

Microthermometric data indicated a temperature range of 100° to near 400°C to the aqueous solutions with the prevailing thermal regime between 110° and 220°C. Solution salinities varied from 10 to 42 wt.% NaCl eq., the more saline corresponding to the multi-phase fluid inclusions which presented the highest total homogenization temperatures and were found in quartz veins of a later generation.

A metalogenetic model is proposed by which the Bahia mineralization resulted from the circulation of sea-water in response to the dissipation of the volcanic thermal energy. Cu and Fe were leached from the volcanic pile and precipitated as Au-bearing sulfides. Hydrothermal veins were the most important precipitation sites in which H₂S activities may have not reached values greater than 10⁻⁴ around 200°C as constrained by the absence of pyrrhotite and co-existence of pyrite and magnetite in the alteration assemblage.

RESUMO

A área Bahia, na Província Mineral de Carajás, engloba uma seqüência vulcanossedimentar arqueana, que hospeda mineralização cuprífera de baixo teor (0,3% Cu), tendo calcopirita como o principal mineral de minério. Aos sulfetos, associa-se o ouro, que foi concentrado a valores econômicos por processos supergênicos, sendo hoje lavrado com produção de 4 ton/ano.

A seqüência é composta por cerca de 50% de rochas metabásicas (basaltos), 30% de metapiroclásticas (brechas e tufos) e 20% metassedimentares (arenitos, siltitos e formações ferríferas), as quais não apresentam estruturas penetrativas, ainda que, próximas às zonas de cisalhamento, estejam intensamente deformadas. Os basaltos são muito semelhantes às rochas vulcânicas máficas do Grupo Grão-Pará, que ocorrem nas circunvizinhanças, e mostram grande similaridade química com toleitos arqueanos.

O sistema hidrotermal Bahia foi alimentado por água do mar e acionado tão logo as rochas se fraturaram. Em decorrência, as soluções aquosas circularam através do pacote vulcânico, atingindo temperaturas até próximo de 400°C, e causando alteração das rochas para assembléias de fácies xisto-verde, compostos de clorita, sericita, quartzo, tremolita-actinolita, albite, epidoto, calcita e escapolita. Nos veios hidrotermais que se formaram, domina a associação de quartzo + clorita + calcita + calcopirita + pirita.

Em que pese a generalizada alteração, as texturas ígneas primárias estão bem preservadas e os padrões de distribuição dos elementos terras-raras sugerem mobilidade apenas limi-

tada para esses elementos sob as condições reinantes no ambiente hidrotermal do sistema Bahia. No que respeita aos elementos maiores, nota-se significativa transferência de massa entre os basaltos e a água do mar, com Ca enriquecendo-se nas soluções aquosas, enquanto que Na, K, Fe_(II), S e voláteis, notadamente H₂O, concentraram-se relativamente mais nas rochas basálticas.

Dados microtermométricos indicaram que as soluções aqueceram-se a temperaturas entre 100° e, aproximadamente, 400°C, sendo a faixa de 110° a 220°C, o regime termal dominante. As salinidades das soluções variaram de 10 a 42% eq. em peso NaCl, com as mais salinas correspondendo às inclusões fluidas multifásicas que foram encontradas em cristais de quartzo de veios de geração tardia.

É proposto um modelo metalogenético, pelo qual a mineralização Bahia resultou da circulação da água do mar em resposta à dissipação da energia termal das rochas vulcânicas. Cu e Fe foram lixiviados e se precipitaram na forma de sulfetos contendo Au, cujos locais mais favoráveis foram os veios hidrotermais, nos quais as atividades de H₂S não alcançaram valores acima de 10⁻⁴ a temperaturas em torno de 200°C, haja vista a ausência de pirrotita e a coexistência de pirita e magnetita na assembléia de alteração.

INTRODUÇÃO

Na área Bahia, Serra dos Carajás (Fig. 1), encontra-se importante jazida de ouro, cuja lavra vem sendo feita a partir de depósitos de gossan e de laterita que capeiam mineralização primária de sulfetos, predominantemente cuprífera, de origem hidrotermal. Essa mineralização está hospedada na Seqüência Bahia, de idade arqueana (Ferreira Filho, 1985), e é composta de rochas vulcânicas básicas, piroclásticas e pelíticas, além de leitos finos de formação ferrífera. A produção de ouro é de 4 ton/ano, com metas para duplicá-la em 1994.

Não há registro de deformação em grande escala nessas rochas, daí a ausência de estruturas penetrativas. As poucas estruturas observadas relacionam-se a falhas e têm expressão apenas local. Por outro lado, são registrados períodos sucessivos de fraturamento, o último dos quais associado ao alojamento, nas proximidades da área, de corpos graníticos de idade proterozóica inferior, a exemplo do granito Pojuca que foi datado de 1874 ± 2 Ma pelo método U-Pb em zircões (Machado et al., 1991).

Os fluidos hidrotermais que precipitaram os sulfetos também induziram profundas modificações químicas e mineralógicas naquelas rochas, estabilizando assembléias equivalentes às da fácies xisto-verde, com quartzo, albita, epidoto, clorita, tremolita-actinolita e calcita, muitas das quais são encontradas nas inúmeras vênulas que resultaram do preenchimento de fraturas e de outras superfícies de descontinuidade.

Este estudo focaliza uma porção restrita da área Bahia, exatamente aquela por onde se iniciou o programa de sondagens

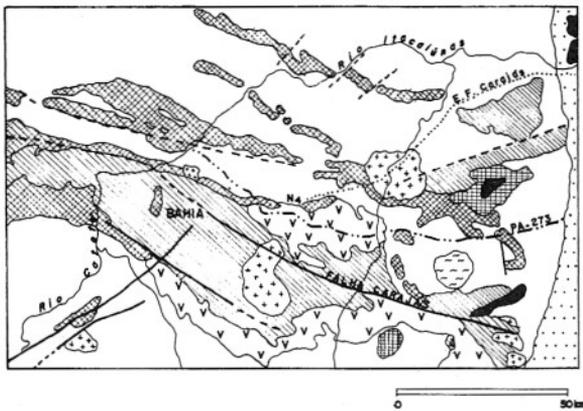
pela equipe da Rio Doce Mineração - DO-CEGEO, a aproximadamente 1 km ao sul da mina de ouro. Objetiva-se, com base em dados químicos, mineralógicos e microtermométricos, descrever e interpretar os processos que resultaram na mineralização cuprífera associada ao paleossistema hidrotermal Bahia e distalmente posicionada em relação ao principal centro termal (Ribeiro & Villas, 1990), o qual deve coincidir com as estruturas de brecha, identificadas sob os depósitos de gossan aurífero (Souza, com. verbal).

A SEQÜÊNCIA VULCANOSSEDIMENTAR BAHIA

A Seqüência Bahia é um dos vários conjuntos vulcanossedimentares que ocorrem na Serra dos Carajás (Fig. 2) e tem sido descrita como petrologicamente similar ao Grupo Grão-Pará (Ferreira Filho, 1985; Ferreira Filho & Danni, 1986; Ribeiro & Villas, 1990), o qual engloba os grandes depósitos de ferro de alto teor da região. Estudos geoquímicos recentes, contudo, propõem para o Grupo Grão-Pará um vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de zona de subducção arqueana (Meirelle & Dardenne, 1991), o que até hoje não foi constatado na Seqüência Bahia.

Tipos Litológicos e Feições Petrográficas

Devido à intensa meteorização, poucos afloramentos puderam ser estudados e as



- Faixa de Dobramentos Araguaia
- Granitos Anoragênicos
- Grupo Rio Fresco
- Rochas Ultramáficas
- Metagranitóide Estrela
- Sequências Metavulcanossedimentares
- Grupo Grão Pará
- Sequências tipo "Greenstone Belt"
- Complexo Xingu

Figura 2 – Mapa geológico parcial da Província Mineral de Carajás. Modificado de DOCE-GEO (1988).

clásio é do tipo labradorita-andesina e apresenta-se em ripas bem formadas que podem estar total ou parcialmente envolvidas por cristais de anfibólio e clorita. Identificam-se também cristais menos cálcicos, que mostram intercrescimentos granofíricos, ocupando espaços intergranulares associados a ripas euedrais do próprio plagioclásio.

Cristais anedrais de minerais opacos ocorrem heterogeneamente disseminados, predominando calcopirita, pirita, magnetita, hematita e ilmenita, as duas últimas, geralmente, em intercrescimentos lamelares. Quando não intercrescida, a hematita ocorre em finas lamelas sem orientação, enquanto a ilmenita aparece associada à titanita em cristais subeuedrais com textura esqueletiforme.

Rochas Metapiroclásticas Intermediárias a Ácidas – Mostram grande variação granulométrica e composicional em termos dos fragmentos líticos, de púmice e de cristais. A caracterização dos intervalos piroclásticos foi possível graças à boa preservação das texturas primárias e neles puderam ser identificados metatufos finos, metatufos de

cristais e metatufos de lapili, segundo os critérios de Cook (1965) e Schmid (1981).

Os metatufos finos, em geral, mostram laminação bem marcada pelo arranjo planar dos cristais de clorita e sericita. É comum a presença de fenocristais angulosos de quartzo, com o comprimento maior acompanhando a laminação, e de plagioclásio (albita-oligoclásio), com tendências euedricas. A matriz ocupa de 70 a 90% do volume da rocha.

Nos metatufos de cristais, os fragmentos podem ser de quartzo (mais abundantes) e/ou de plagioclásio. No primeiro caso, o tamanho varia de 0,01 a 2,3 mm e as formas mudam, desde irregulares a angulosas. No caso do plagioclásio, os clastos são também irregulares e já apresentam alguma sericitização. Seu tamanho varia de 0,08 a 0,2 mm. Fragmentos de muscovita e biotita também estão presentes, mas em quantidades desprezíveis, com o tamanho indo de 0,03 a um máximo de 0,1 mm. Nessas rochas, a matriz pode perfazer 40 a 80% do volume total.

Fragmentos líticos são observados em proporções muito variadas e têm importância percentual apenas nos metatufos de lapili. Em ordem decrescente de abundância, destacam-se os de metassilexito(?), de rocha vulcânica básica e de rocha bandada. Os fragmentos de metassilexito(?) correspondem a clastos de rocha com quartzo muito fino e com incipiente recristalização, caracterizada, sobretudo, pelas junções triplíceis dos grãos. Além do quartzo, estão presentes, em quantidades bastante reduzidas, finíssimas palhetas orientadas de sericita e clorita. Esses clastos têm formas que variam de angulosas a subarredondadas e grande variação granulométrica, com diâmetros entre 0,8 e 7,0 mm. Os fragmentos de rocha metavulcânica básica são subangulosos a subarredondados, com dimensões variando de 0,7 a 8,0 mm. Compõem-se de feldspato, sericita, clorita, opacos, apatita e pouco quartzo. Têm uma granulação interna muito fina e estão muito alterados. Já os fragmentos de rocha bandada são pouco abundantes e constituídos por bandas alternadas de quartzo e de opacos ou máficos, parecendo ter sido derivados de formações ferríferas. O tamanho médio fica em torno de 2,0 mm.

Os piroclastos de púmice, com dimensões entre 2,0 mm e 4,0 cm, têm aspecto esponjoso, forte orientação interna e são compostos por material extremamente fino

que agrupa clorita, sericita, quartzo, opacos e turmalina.

Além dos fragmentos, essas rochas piroclásticas são constituídas por uma matriz muito fina, que parece ter sido originalmente vítrea, e nela distinguem-se quartzo, clorita, sericita e plagioclásio.

Rochas Metassedimentares – Formam um conjunto que se acha excelentemente exposto ao longo da estrada que liga a mina de manganês (Igarapé Azul) à mina de ouro (Igarapé Bahia), tendo sido recentemente alcunhado de Formação Águas Claras (Araújo et al., 1988). Nele registram-se intervalos bastante deformados, coincidindo com a ocorrência de zonas de cisalhamento, bem como diques de composição basáltica, de espessura variável, os quais testemunham a presença de uma fase de tectônica distensiva na área. Abrangem metaquartzarenitos, formações ferríferas, metarritmitos e metassiltitos. Os dois últimos são muito semelhantes às rochas piroclásticas finas, mas não apresentam feições vulcânicas típicas como fragmentos líticos, de cristais ou do tipo shard.

Os metaquartzarenitos são compostos, essencialmente, por quartzo, sericita e clorita, e por quantidades subordinadas de plagioclásio, muscovita, titanita, turmalina e opacos. O quartzo e plagioclásio aparecem como grãos subangulosos a angulosos dispersos numa matriz constituída por clorita e sericita, as quais ocupam cerca de 20 a até 80% do volume da rocha. Em geral, essa matriz mostra uma laminação muito tênue, em cujos planos está orientado o diâmetro maior dos grãos de quartzo. Localmente, observa-se um bandamento alternando porções mais laminadas, com participação de matriz, e porções mais maciças, onde o quartzo predomina.

Os metarritmitos e metassiltitos são basicamente constituídos por quartzo, clorita e sericita, além de plagioclásio, opacos e muscovita subordinados. A diferença entre esses dois tipos está na laminação presente apenas nos primeiros, a qual é definida pela regular alternância de camadas milimétricas com diferentes coloração e granulometria. Microgradação, estruturas convolutas e biogênicas são relativamente comuns. O quartzo apresenta-se em cristais finos e irregulares, com bordas corroídas pela reação com a matriz, que é composta por clorita e sericita finíssimas, orientadas paralelamente ao acamamento. Dentre as

fases opacas destacam-se, em ordem de abundância, calcopirita, hematita e pirita. A calcopirita pode ocorrer em disseminações finas ou concentrada nos planos de acamamento, bem como em nódulos, alguns dos quais de forma oval, incorporando também quartzo e clorita. Por sua vez, a hematita ocorre em finíssimas lamelas estatisticamente orientadas segundo a laminação da rocha, enquanto a pirita é mais rara, formando cristais euédricos.

Os leitos de formações ferríferas são raros e delgados, com espessuras variando de poucos centímetros a até cerca de 2 m. Ocorrem intercalados com metarritmitos ou com rochas metapiroclásticas e mostram, como feição predominante, o acamamento primário. Em lâmina delgada, o acamamento observado consiste de bandas alternadas (de 0,1 a 3,0 mm de espessura), compostas por magnetita e por sílex ou calcita. Além da magnetita, ocorrem, em menor escala, hematita, goethita, sulfetos (calcopirita, pirita, bornita, digenita, covelita e molibdenita) e clorita, figurando como fases acessórias muscovita, apatita, epidoto e fluorita. Localmente, o bandamento apresenta microdobras abertas e assimétricas, com formação de uma tênue foliação plano-axial, marcada por palhetas orientadas de clorita. São comuns, microfalhas, truncando e perturbando a laminação.

No caso das formações ferríferas não bandadas, a magnetita constitui uma matriz maciça (>90% do volume) de cristais idiomórficos, associada com calcopirita porfiróide intergranular. Pirita idiomórfica ocorre em aglomerados porfiróides, associada a quartzo, calcita ou calcopirita, podendo ser substituída por esta última.

Rochas Hidrotermalizadas – A ação de fluidos aquosos em desequilíbrio com as rochas da Sequência Bahia resultou em modificações químicas e mineralógicas das assembléias primárias, bem como na formação de veios hidrotermais de várias espessuras e direções, que marcam, tanto fraturas decorrentes do resfriamento dos derrames basálticos, como de eventos rúpteis de natureza tectônica. Essas modificações são mais facilmente evidenciadas nas RMB e são intensas apenas localmente, coincidindo com zonas de grande densidade de vênulas. No geral, como já foi assinalado, as rochas preservam boa parte de sua identidade primária.

Os tipos de alteração mais importantes são a silicificação, sulfidização, sericitização, carbonatização, esta última caracterizando um grau mais avançado do processo. Quartzo, clorita e calcita são os minerais secundários mais comuns, porém registram-se, também, albita, tremolita-actinolita, epidoto, sulfetos (calcopirita e pirita), magnetita (em parte primária), hematita e rutilo (alteração da ilmenita).

Cristais de augita-pigeonita são transformados em agregados pseudomorfos de tremolita-actinolita, em que o arranjo offítico é grandemente conservado, até se dar a substituição para clorita, quando, então, essa textura fica bem mascarada. Entre os grãos de plagioclásio, nota-se que os maiores estão mais alterados do que os menores, e passam de sericita, nos estádios iniciais, à clorita na fase mais avançada. Saussuritização e escapolitização também podem ser observadas.

A assembléia de alteração perfaz, no máximo, 30% da massa total das rochas basálticas, indicando que a quantidade de minerais primários destruída foi apenas moderada. Da mesma forma, a natureza daquela assembléia, com quartzo, clorita, tremolita-actinolita e epidoto, mostra que as razões fluido/rocha foram também moderadas, abaixo de 40, para as faixas de temperaturas que prevalecem no sistema Bahia (Mottl, 1983).

No que diz respeito às RMP, a mais forte evidência de alteração está na transformação da matriz vítrea em agregados de quartzo e de finas palhetas de sericita e clorita, aos quais se associam, esporadicamente, calcita, epidoto, titanita, turmalina e opacos. Além disso, os clastos de plagioclásio estão intensamente sericitizados, enquanto nos fragmentos de metassilexito, de púmice e de rochas básicas é comum, especialmente nestes últimos, observar-se a presença de abundante sericita, clorita e opacos. Já nas RMS, a ocorrência de sericita e clorita hidrotermais é também generalizada, particularmente como componentes da matriz que mostra contatos de reação com grãos detríticos de quartzo. Produtos de alteração são igualmente os nódulos ovais de quartzo, clorita e calcopirita, presentes nos metarritmitos e metassiltitos.

Veios Hidrotermais – Cortam os tipos litológicos já descritos e preenchem planos de fratura e de acamamento bem como bandas de cisalhamento. A assembléia mineralógi-

ca principal inclui quartzo, clorita, calcita, calcopirita e pirita. Pelo menos duas gerações de veios, ambas mineralizadas, podem ser identificadas: na mais antiga, os cristais de quartzo são muito finos e há pequena participação de clorita; na mais jovem, os cristais de quartzo são subeudrais a eudrais, apresentam extinção ondulante e podem mostrar zoneamento marcado por inclusões fluidas. Nessa última categoria é que se concentra a maioria dos 35 veios aqui estudados, cujas assembléias indicam a presença de 16 fases, embora apenas 5 delas ocorram com frequência acima de 30% (Fig. 3).

A calcopirita ocorre em cristais anédricos, com dimensões variando entre 20 e 10 μm , em geral substituindo a pirita. Em algumas ocasiões, pode ser notado um início de substituição da calcopirita por bornita e, com o avanço do processo, por covelita, o que permite assinalar a seguinte seqüência paragenética para os sulfetos precipitados nos veios: pirita \rightarrow calcopirita \rightarrow bornita \rightarrow covelita. Uma possível ordem geral de cristalização para os minerais presentes nos veios hidrotermais é mostrada na Figura 4.

Características Geoquímicas

As análises químicas das RMB (Tabela 1) corroboram as observações petrográficas e indicam tratar-se de rochas toleíticas, cuja composição original, devido à extensiva ação hidrotermal, não é mais conhecida. A natureza toleítica é confirmada pelo

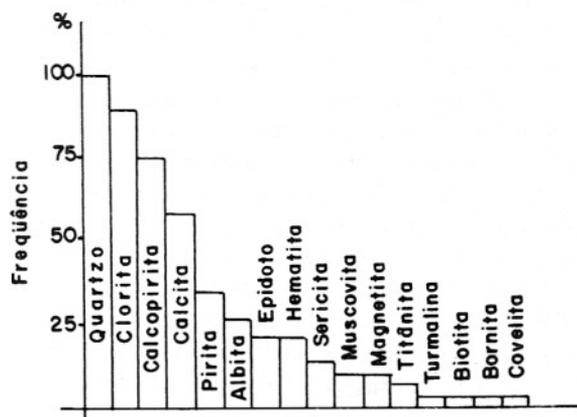


Figura 3 – Minerais presentes em 35 veios hidrotermais, estudados na Seqüência Bahia e suas frequências relativas nas diversas assembléias observadas.

conteúdo de Al_2O_3 (Irvine & Baragar, 1971) e pelos teores de Ti e Zr (Fig. 5), elementos estes considerados virtualmente imóveis no ambiente hidrotermal, mesmo

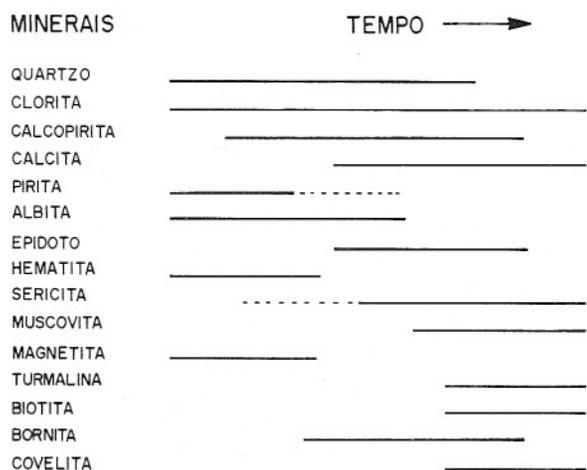


Figura 4 - Seqüência de cristalização das fases minerais, observadas nos veios hidrotermais, que cortam a Seqüência Bahia, Serra dos Carajás.

em condições de extrema alteração (Filow-Bates & Stumpfl, 1981; MacLean & Kranioti, 1987).

Já o padrão de distribuição de teores dos elementos terras-raras (Fig. 6) indica configuração semelhante às rochas vulcânicas cálcio-alcálicas de greenstone-belts rodesianos (Hawkesworth & O'Nions, 1977). Por outro lado, os valores médios encontrados para as rochas básicas da Seqüência Bahia apontam semelhanças marcantes com os toleitos arqueanos associados a greenstone-belts (Condie, 1976). Essa discrepância pode decorrer da dissolução dos ETR, provocada por ligantes de carbonatos que foram abundantes no paleossistema Bahia e que, a exemplo de ânions de fluoreto e de fosfato em soluções aquosas, quebram a controversa imobilidade daqueles elementos no ambiente hidrotermal (Giuliani et al., 1987).

Por sua vez, a grande variabilidade petrográfica da RMP está refletida nos dados químicos (Tabela 2) que permitem separar as onze amostras analisadas em quatro grupos, com base no teor de sílica: a)

Tabela 1 - Composição química de rochas metabásicas da Seqüência Bahia, Serra dos Carajás. Elementos maiores (% peso) e traços (ppm). P.F. = perda ao fogo.

	ART-1	ART-2	ART-3	ART-4	ART-5	ART-6
SiO ₂	52,70	49,30	45,10	41,85	46,10	52,90
TiO ₂	1,35	0,60	0,74	0,84	1,36	0,55
Al ₂ O ₃	13,13	14,40	14,34	15,73	14,20	18,20
Fe ₂ O ₃	6,17	4,06	4,62	3,52	5,50	2,80
FeO	8,81	8,76	10,38	11,49	10,53	4,22
MgO	5,39	7,42	6,19	6,40	6,21	2,33
MnO	0,08	0,31	0,31	0,15	0,28	0,05
CaO	1,37	7,70	8,63	5,94	7,53	3,38
K ₂ O	0,13	1,48	2,15	0,62	2,35	9,38
Na ₂ O	2,74	2,30	2,19	4,34	3,14	0,70
P ₂ O ₅	0,52	0,19	0,19	0,18	0,45	0,22
P.F.	7,21	4,44	4,54	8,39	3,29	4,88
Total	99,60	100,96	99,38	99,45	100,94	99,61
Cu	57	371	228	457	900	200
Zn	26	199	60	63	172	6
Ni	23	192	130	161	123	107
Co	192	125	76	115	105	76
Zr	192	46	65	48	224	184

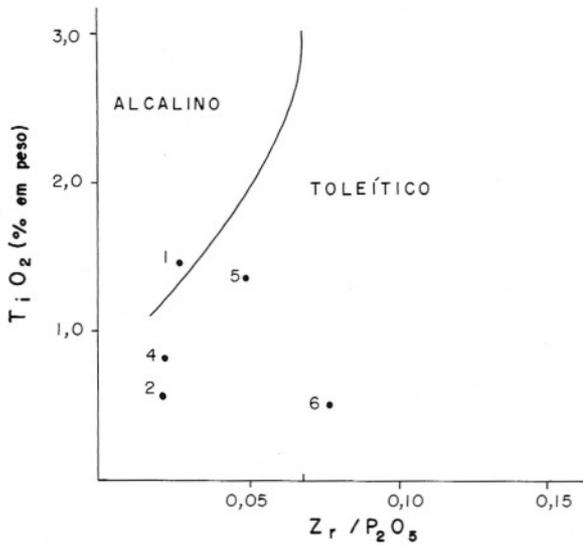


Figura 5 - Diagrama $TiO_2 \times Zr/P_2O_5$ para as rochas metabásicas da Seqüência Bahia. Divisão dos campos, segundo Winchester & Floyd (1976).

$SiO_2 < 46\%$; b) $50\% < SiO_2 < 60\%$; c) $60\% < SiO_2 < 70\%$; e d) $SiO_2 > 70\%$. Não se observa correlação da sílica com quaisquer dos demais componentes, cujas concentrações também mostram amplos intervalos composicionais, a exemplo de Al_2O_3 (10,0 a 24,2%), FeO (1,14 a 21,14%), MgO (1,10 a 8,20%), CaO (0,25 a 6,79%), K_2O (0,06 a 5,61%) e Na_2O (0,16 a 3,13%).

Indubitavelmente, essa grande variação deve decorrer da diferença nos materiais originais, porém parte pode ser atribuída à ação hidrotermal, se bem que não seja possível indicar, mesmo qualitativamente, a adição ou remoção de nenhum componente, à exceção dos voláteis.

Quanto às RMS, só foram analisadas quatro amostras de metarritmitos (Tabela 3), as quais revelam uma certa uniformidade composicional com exceção da amostra ART-13 que, em relação às demais, possui teores mais elevados de SiO_2 e Fe_2O_3 e teo-

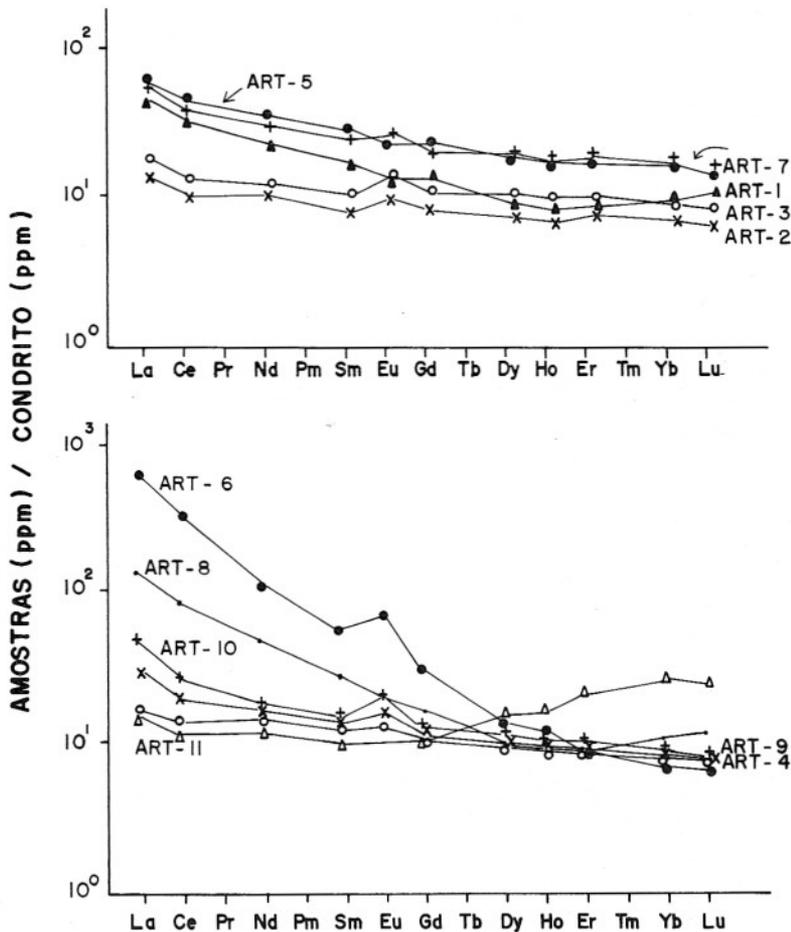


Figura 6 - Padrões de abundância dos elementos terras-raras nas rochas metabásicas da Seqüência Bahia. A separação em (a) e (b) é para evitar congestionamento de dados. As amostras ART-6, ART-8 e ART-11 apresentam comportamento anômalo em relação às demais.

Tabela 2 – Composição química de rochas metapiroclásticas da Sequência Bahia, Serra dos Carajás. Elementos maiores (% peso) e traços (ppm). P.F. = perda ao fogo; nd = não detectado.

	ART-18	ART-26	ART-16	ART-19	ART-27	ART-17	ART-21	ART-25	ART-24	ART-20	ART-23
SiO ₂	45,30	51,60	52,60	54,20	56,85	58,30	58,80	62,25	65,75	71,75	79,80
TiO ₂	0,65	0,46	1,36	0,68	0,42	0,74	0,73	0,25	0,40	0,36	0,20
Al ₂ O ₃	14,86	11,77	14,20	24,20	11,00	17,00	17,53	11,33	10,00	12,00	8,50
Fe ₂ O ₃	1,51	2,90	2,57	4,67	3,56	1,29	1,30	3,40	2,11	1,24	0,88
FeO	21,14	21,02	10,10	1,14	18,21	10,63	6,52	14,25	13,49	6,85	2,97
MgO	8,20	3,48	3,61	1,33	2,03	2,71	2,73	2,04	1,72	1,10	1,52
MnO	0,19	0,15	0,23	0,02	0,13	0,06	0,04	0,09	1,13	0,05	0,02
CaO	0,86	1,69	6,79	1,29	3,03	0,43	0,43	1,02	1,88	0,69	0,25
K ₂ O	0,06	0,33	1,60	0,61	0,03	3,07	3,45	0,11	0,67	2,05	1,70
Na ₂ O	0,48	0,44	3,13	0,46	0,18	0,93	1,35	1,12	0,35	0,21	0,16
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
P.F.	6,03	5,74	4,67	6,62	4,27	5,00	5,75	3,27	3,75	3,55	3,32
Total	99,30	99,59	100,89	100,23	99,72	100,17	99,61	99,13	100,25	99,86	99,32
Cu	914	5060	157	1294	2014	3069	142	14.117	2.943	328	57
Zn	71	53	69	12	15	44	10	31	18	nd	2
Ni	23	123	46	76	61	92	100	61	69	38	30
Co	5	153	134	48	61	48	48	57	48	38	57
Zr	86	111	131	4329	8	141	176	135	125	152	87

a) SiO₂ < 46%; b) 50% < SiO₂ < 60%; c) 60% < SiO₂ < 70%; d) SiO₂ > 70%

Tabela 3 - Composição química de rochas metassedimentares da Seqüência Bahia, Serra dos Carajás. Elementos maiores (% peso) e traços (ppm). P.F. = perda ao fogo.

	ART-12	ART-13	ART-14	ART-15
SiO ₂	59,75	70,75	56,55	61,10
TiO ₂	0,75	0,23	0,97	0,71
Al ₂ O ₃	17,55	7,10	18,20	16,58
Fe ₂ O ₃	3,55	12,64	3,32	4,14
FeO	9,22	4,10	8,26	9,07
MgO	0,62	1,00	1,06	0,77
MnO	0,08	0,13	0,08	0,08
CaO	0,15	0,62	3,00	0,22
K ₂ O	3,86	0,14	4,14	2,80
Na ₂ O	0,10	0,16	0,10	0,39
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,01	0,01
P.F.	4,06	3,51	4,20	4,58
Total	99,71	100,43	99,79	100,45
Cu	2.772	17.758	1.289	12.793
Zn	226	184	172	142
Ni	1.136	1.136	990	826
Co	134	115	153	105
Zr	149	49	148	163

res mais baixos de Al₂O₃, FeO e K₂O, redundando numa razão Fe₂O₃/FeO cerca de 7,5 vezes maior. Trata-se de amostra silicificada e cortada por várias vênulas de sulfetos. Comparativamente à média da fração silte de sedimentos (Pettijohn, 1975), os metarritmitos da Seqüência Bahia, excetada a amostra ART-13, são muito mais enriquecidos em potassa (fator 1,5) e empobrecidos em soda (fator 2,2), bem como extremamente mais ricos em ferro (fator 3,0). Isso reflete a abundância de sericita, como também de clorita, nas amostras estudadas, além de outras fases ricas em ferro, próprias de um ambiente em que este metal era abundante, como comprovam os leitos de formação ferrífera presentes ao longo da coluna estratigráfica.

Em relação às outras rochas da Seqüência Bahia, os metarritmitos apresentam valores médios mais elevados de Cu (5.618 ppm), Ni (1.022 ppm), Zn (180 ppm) e Co (126 ppm), sugerindo precipitação singênica desses metais. Os teores médios mais

baixos são encontrados nas RMP (Zn=29 ppm, Ni=74 ppm e Co=63 ppm), à parte os de Cu que são ainda mais baixos nas RMB (369 ppm). Constata-se, também, razão média de Ni/Co 8 vezes maior nas RMS do que nos outros dois tipos, nos quais esta razão fica em torno de 1,0. Já a razão média de Cu/Zn é maior nas RMP (54), seguidas pelas RMS (31) e bem menor nas RMB (4,1).

Discussão dos Efeitos do Hidrotermalismo

Como já foi apontado, a alteração hidrotermal, embora moderada, foi de tal modo generalizada que não é mais possível conhecer-se a composição química original das rochas da Seqüência Bahia. Pode-se, contudo, a partir da composição mineralógica das RMB, avaliar qualitativamente a transferência de massa em termos de ganhos e perdas relativos de alguns componentes.

Os dados da Tabela 1, combinados com as observações petrográficas, permitem separar as amostras em dois grupos: moderadamente alteradas (ART-2, ART-3 e ART-5) e intensamente alteradas (ART-1, ART-4 e ART-6). No primeiro, o plagioclásio está apenas em parte destruído e não há vestígios de piroxênio. Da assembléia mineralógica também constam tremolita-actinolita, sericita, clorita, quartzo e opacos em proporções variadas, mas que resultam em composições químicas sem diferenças expressivas. No outro grupo, a transformação do plagioclásio é bem mais completa, produzindo rochas muito ricas em sericita e pobres em clorita (ART-6) ou rochas muito ricas em clorita e praticamente sem sericita (ART-1 e ART-4), nas quais a calcita está sempre presente, ao contrário do que se constata para o primeiro grupo. Quimicamente, são rochas bem distintas.

Em particular, a amostra ART-1 está cortada por vênulas de sílica e apresenta muitos cristais de plagioclásio com intercrescimentos granofíricos, daí, provavelmente, o teor de SiO₂ da rocha de cerca de 53%. Já a amostra ART-6 apresenta vênulas de quartzo+calcita+clorita, de quartzo e de clorita, cujas relações temporais se expressam nesta ordem, das mais jovens às mais antigas.

Pode-se deduzir, por conseguinte, que durante a ação hidrotermal:

1. as rochas metavulcânicas básicas da Sequência Bahia incorporaram voláteis, notadamente H_2O e CO_2 ;
2. provavelmente grande parte da massa primária destruída nas rochas representadas pelas amostras ART-2, ART-3 e ART-5 foi reincorporada pela precipitação da assembléia secundária, resultando em perdas e ganhos químicos poucos significantes; e
3. na amostra ART-1, há evidentes perdas da CaO e ganhos de SiO_2 , enquanto na ART-4, registram-se perdas de CaO e SiO_2 e prováveis ganhos de Na_2O ; já na amostra ART-6, está evidente o aporte de K_2O com ganhos relativos de SiO_2 e Al_2O_3 e perdas relativas de CaO , $Fe_{(t)}$, MgO e Na_2O .

No que respeita às RMP e RMS, a avaliação do balanço de massa fica inviabilizada pela quase total falta de controle das composições primárias, quer química quer mineralógica, salvo a incorporação de voláteis nas rochas metapiroclásticas e de K_2O em rochas metapelíticas.

Independentemente do tipo de rocha da Sequência Bahia, sericita e clorita são, junto com o quartzo, os minerais de alteração mais comuns e abundantes. Argilo-minerais não foram identificados e, se presentes, devem ocorrer em quantidades bem reduzidas. Essas constatações permitem inferir que as soluções aquosas mantiveram-se com atividades de K^+ , Mg^{++} e/ou Fe^{++} suficientemente elevadas para se equilibrarem com aqueles filossilicatos e impedir a precipitação de caolinita e montmorilonita, mesmo em faixas de temperatura ($<150^\circ C$) que poderiam favorecer bem mais a estabilidade destes minerais.

Comparativamente aos fluidos que alteraram as rochas encaixantes, os que geraram os veios hidrotermais mostram ter sido bem mais ricos em carbonatos e sódio, e mais pobres em potássio, daí a formação de calcita e albita em, pelo menos, dez dos veios estudados e de sericita, em apenas cinco.

A OCORRÊNCIA DE SULFETOS DE COBRE DA ÁREA BAHIA

Na área estudada, a mineralização é de baixo teor ($<0,3\%$ Cu) e constitui-se, essencialmente, de sulfetos de Cu-Fe com quantidades subordinadas de Mo, Ag e Au. Os sulfetos ocorrem em 1) veios milimétricos a centimétricos; 2) de forma disseminada

nas zonas alteradas e 3) em concentrações lenticulares de até 2 cm de espessura, acompanhando planos de acamamento das rochas sedimentares, em algumas das quais, presentes também como nódulos. Identificam-se, assim, tanto o controle estrutural, como o estratiforme, de cuja combinação resultaram, localmente, arranjos venulares anastomosados e lentes de mineralização cuprífera.

A calcopirita é a fase sulfetada dominante, seguida de pirita e de quantidades menores de bornita e covelita.

Do ponto de vista econômico e metalogenético, a ocorrência da área estudada difere significativamente dos depósitos de Pojuca e Salobo, que jazem nas circunvizinhanças. Ambos acham-se hospedados em rochas metamórficas de grau médio, caracterizando-se, no primeiro, minérios de Cu-Zn, especialmente calcopirita e esfalerita, em sedimentos clasto-químicos (Medeiros Neto & Villas, 1985) e, no outro, minérios de Cu-Au-(Mo-Ag), predominantemente bornita e calcocita, de granulação fina a média, em formações ferríferas (Vieira et al., 1988).

Estudos Microtermométricos

O que se segue é uma síntese de trabalho já publicado (Ribeiro & Villas, 1990), no qual foram estudados dois tipos principais de inclusões fluidas em cristais de quartzo dos veios hidrotermais da Sequência Bahia: bifásicas e multifásicas. As primeiras são claras, aquosas, geralmente menores que $15 \mu m$ e mostram uma fase líquida e uma fase vapor, em temperatura ambiente. Estão relacionadas a alinhamentos intracristalinos e, por isso, foram classificadas como pseudo-secundárias (Roeder, 1984). Essas inclusões homogeneizam-se na fase líquida e são similares a tipo L de Weisbrod (1981) ou ao tipo L+V de Shepherd et al. (1985).

As inclusões multifásicas também são aquosas, mas, em temperatura ambiente, mostram no mínimo três fases: líquida, vapor e sólida, podendo haver mais de um sólido de saturação. Seu tamanho varia de 5 a $20 \mu m$. A fase sólida mais comum é a halita. Essas inclusões estão associadas a fraturas tardias, transcristalinas, sucedem as inclusões bifásicas e estão, preferencialmente, concentradas nas proximidades dos contatos entre quartzo e calcita. Sua homogeneização se dá pela dissolução do

sólido após o desaparecimento da fase vapor, sendo equivalentes às do tipo S de Weisbrod (1981) ou às do tipo L+S+V de Shepherd et al. (1985).

As temperaturas de mudança de fase, obtidas para as inclusões fluidas da Seqüência Bahia, estão sumarizadas abaixo:

	Inclusões Bifásicas	Inclusões Multifásicas
T _{eutética}	< -50°C	< -50°C
T _{hidrato}	-30°C a -20°C	---
T _{gelo}	-40°C a 0°C	---
T _{hom. parcial}	---	90°C a 150°C (*)
T _{hom. total}	100°C a 150°C	117°C a 384°C [*]

Obs.: (*) homogeneização da fase vapor;

[*] dissolução da halita

A depressão observada nas temperaturas eutéticas e de fusão do hidrato sugere um sistema mais complexo que o habitual H₂-NaCl, com a presença de cátions bivalentes na solução (Ca⁺, Mg⁺⁺), sendo possível, também, a participação de Fe⁺⁺ (Clyne & Potter, 1977; Crawford et al., 1979a e b; Crawford, 1981; Durak et al., 1983; Fuzikawa, 1985; Shepherd et al., 1985).

As temperaturas de fusão do gelo nas inclusões bifásicas correspondem a salinidades entre 2 e 26% eq. NaCl em peso, embora valores mais realistas devam ficar entre 10 e 25% eq. NaCl. Já as temperaturas de homogeneização total indicam densidades entre 1,0 e 1,12 g/cm³. Essas inclusões mostram uma correlação negativa entre temperaturas de homogeneização total e salinidade total, sugerindo que variações químicas e de temperatura existiram dentro do sistema. As temperaturas de homogeneização total das inclusões multifásicas (dissolução da halita) correspondem a salinidade, variando de 28,0 a 42,5 eq. NaCl em peso.

Chama atenção a grande faixa de variação da temperatura de homogeneização total das inclusões multifásicas, entre 117° e 384°C, fornecendo uma média (ponderada) de 228°C, com maior freqüência no intervalo de 210° a 220°C e 40% das medidas entre 150° e 220°C. Essa variação poderia refletir modificações sofridas pelas inclusões após o aprisionamento dos fluidos, porém, além das rochas da Seqüência Bahia que foram estudadas mostrarem bem

poucos sinais de deformação dúctil, foram evitadas medições em inclusões que apresentavam evidências de perturbação mecânica. Mesmo dentre aquelas em que estrangulamento pode ser constatado, somente foram examinadas as que tinham proporções entre as fases constantes, assegurando ter o fenômeno ocorrido antes da bolha de vapor ou do mineral de saturação haver sido nucleado.

Apesar de não ter sido encontrada uma explicação convincente para essa ampla variação termal, foi adotado como intervalo mais representativo aquele entre 150° e 220°C, no qual se situa estatisticamente o maior número de observações feitas. Para o sistema como um todo, com base nos dados microtermométricos das inclusões bifásicas e multifásicas, esse intervalo deve ser expandido para baixo, até 110°C.

Ambiente de Formação dos Sulfetos

A composição mineralógica média dos veios registra quantidades em torno de 55% de quartzo, 25% de minerais opacos e os outros 20% divididos entre clorita, albita e calcita, havendo veios em que a calcopirita, sozinha, participa com cerca de 75% do volume total. No que tange exclusivamente às assembléias de opacos, destacam-se quatro fases principais, cujas variações de abundância são as seguintes: calcopirita (70 a 100%), pirita (25 a 40%), magnetita (5 a 15%) e hematita (3 a 8%). Além delas, aparecem, em diminutas quantidades e em um número bem reduzido de veios, bornita e covelita, como produtos de alteração da própria calcopirita.

Fica clara a predominância dos sulfetos sobre os óxidos e da calcopirita sobre a pirita, as razões entre estas últimas variando de 1,5 a 4,0, quando ambas coexistem. Da mesma forma, as razões magnetita/hematita variam de 1,0 a 3,0, quando ambas participam da mesma assembléia.

Estes dados, combinados com aqueles apresentados na Figura 3, permitem concluir que:

- cerca de 75% dos veios têm minerais opacos;
- pelo menos 70% dos veios não têm óxidos;
- um máximo de 30% dos veios têm simultaneamente óxidos e sulfetos; e
- dos veios com sulfetos, 47% têm pirita e alguns contêm exclusivamente calcopirita como fase opaca.

Ademais, observa-se que, em nenhum dos veios, aquelas quatro fases opacas principais coexistem.

Deduz-se, então, tratar-se de um sistema rico em SiO_2 , Na_2O , CaO , FeO , Fe_2O_3 , Cu , S , Cl e H_2O , com variações nas atividades de O_2 e H_2S , que ora permitiram unicamente a formação de sulfetos, ora a coexistência de óxidos e sulfetos. Da sequência paragenética esboçada na Figura 4, conclui-se que o sistema, inicialmente, apresentava valores para a fugacidade de O_2 , que proporcionaram o equilíbrio entre hematita e magnetita com maiores tendências, entretanto, ao campo de estabilidade

desta última, bem como razões $f_{\text{O}_2}/a_{\text{H}_2\text{S}}$, que levaram, sobretudo, à precipitação de pirita.

À medida em que houve maior aporte de Cu e aumento de $a_{\text{H}_2\text{S}}$ em relação à f_{O_2} , a precipitação de calcopirita foi favorecida relativamente aos óxidos e à própria pirita, para o que também muito contribuiu a faixa de temperaturas reinantes entre 110°C e 220°C . Contudo, a atividade de H_2S não deve ter ultrapassado 10^{-4} .

Uma provável evolução do sistema é mostrada na Figura 7, que foi construída para uma temperatura de 200°C e $\log a_{\text{H}_2\text{S}} = -4,0$. As soluções, certamente ácidas,

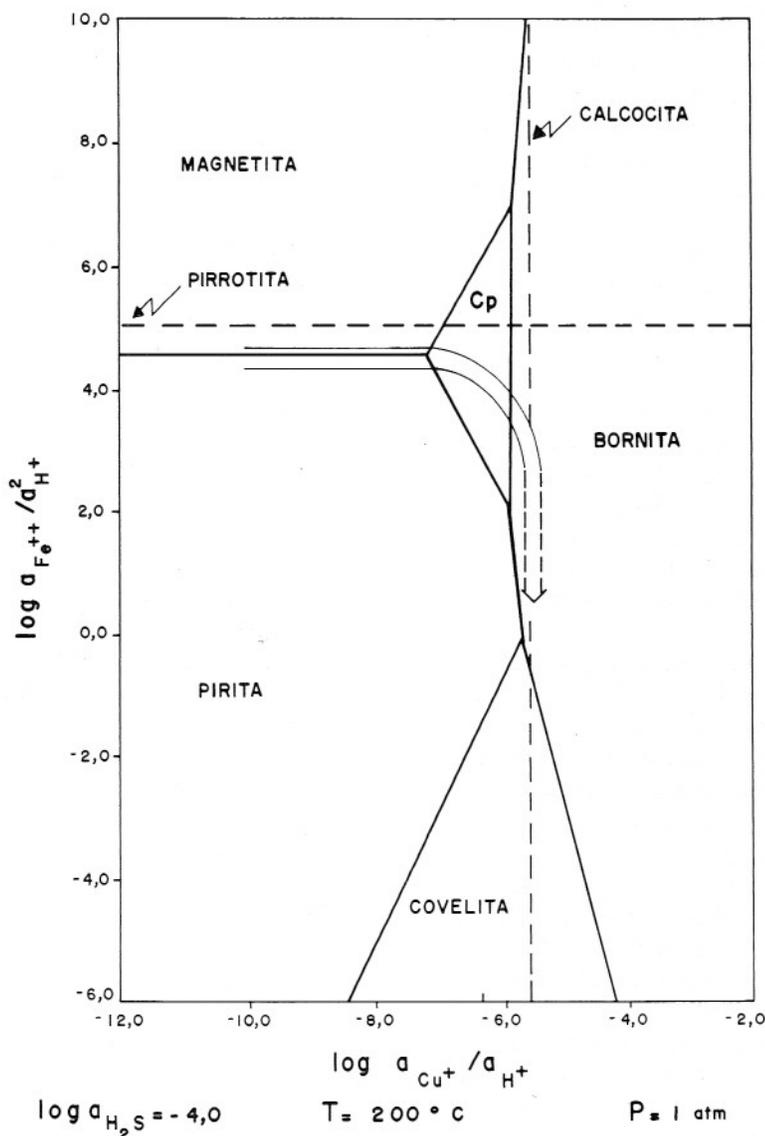


Figura 7 - Campos de estabilidade de fases no sistema $\text{Cu}_2\text{S}-\text{FeS}-\text{H}_2\text{S}-\text{H}_2\text{SO}_4-\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}$, com indicação da provável evolução dos fluidos hidrotermais que formaram os veios que cortam as rochas da Sequência Bahia, Serra dos Carajás. cp = calcopirita (baseado em Helgeson et al., 1969).

devem ter tido uma composição inicial em termos de $a\text{Fe}^{++}/a2\text{H}^{+}$ e $a\text{Cu}^{+}/a\text{H}^{+}$ próxima à linha que separa os campos de estabilidade da magnetita e pirita, e abaixo da linha de saturação da pirrotita - não presente no sistema. Com a progressiva queda da acidez, decorrente da perda de íons de hidrogênio, que iam sendo consumidos pelo processo de alteração, e com o aumento das concentrações de cobre, as soluções deslocaram-se para o campo da calcopirita, precipitando-a.

Localmente, condições favoreceram o equilíbrio com a bornita, que passou a substituir a calcopirita. Mais tarde, o sistema deve ter passado por uma fase de oxidação, causada, provavelmente, pela entrada de águas meteóricas, o que propiciou a precipitação da covelita como produto de alteração dos sulfetos de cobre já formados. A calcocita também poderia ter sido formada, haja vista a superfície de saturação estar próxima à linha divisória dos campos de estabilidade da bornita e calcopirita. A ausência pode ser explicada por circunstâncias que impediram a supersaturação da solução com respeito a este mineral ou por limitações cinéticas que evitaram sua nucleação.

Os resultados obtidos para os minerais de ganga também são bastante consistentes com os dados de inclusões fluidas e com outras características do sistema. Ainda que os minerais predominantes sejam quartzo, clorita e calcita, outras fases são também importantes, pelas informações que fornecem quanto às mudanças ocorridas nos veios.

Essas modificações, aliadas ao tipo de alteração sofrida pelas rochas da seqüência vulcanossedimentar, permitem que conclusões adicionais a respeito da evolução do sistema hidrotermal sejam adiantadas:

a) o sistema foi, em seus estádios iniciais, rico em Na, como atestam a presença de halita, em inclusões fluidas, e de albita, nos veios; foi também rico em Fe, haja vista a ocorrência de clorita nos veios;

b) o enriquecimento em Ca (já caracterizado nas inclusões fluidas) é marcado pelo aparecimento, praticamente simultâneo, de calcita e epidoto nos veios, como também pela descalcificação do plagioclásio e pela substituição dos piroxênios originais por anfibólios do tipo tremolita-actinolita nas rochas básicas;

c) houve um enriquecimento relativo de K, registrado pela sericitização do pla-

gioclásio, tanto nos veios, quanto em rochas da seqüência;

d) a presença de sílica durante praticamente toda a evolução do sistema é marcada pela predominância absoluta do quartzo nos veios e pela silicificação de rochas básicas; e

e) o pH da solução aumentou; inicialmente ácido, alterando as rochas da seqüência, tornou-se gradativamente mais alcalino, propiciando a precipitação dos sulfetos de Cu-Fe e dos carbonatos.

Modelo Metalogenético

A mineralização da área Bahia é bem distinta das clássicas concentrações de sulfetos, comumente associadas a seqüências vulcanossedimentares muito antigas e guarda pouca semelhança mesmo com as jazidas cupríferas do Salobo e Pojuca, que lhe são próximas. Os principais corpos de minério primário parecem estar relacionados com estruturas brechadas, ainda não suficientemente mapeadas em profundidade e, por enquanto, o aproveitamento econômico da mineralização fica por conta do ouro concentrado nos mantos de enriquecimento supergênico.

Com base em dados levantados a cerca de 1 km desse centro principal de deposição de sulfetos, credita-se a mineralização a fluidos hidrotermais que, percolando zonas densamente fraturadas, provocaram alteração e venulação nas rochas com as quais interagiram. Os sulfetos foram precipitados como disseminações nas rochas alteradas, em lentes ou leitos finos de caráter estratiforme nas formações ferríferas e nos metarritmitos, e em veios, estes últimos sendo a forma dominante e mais característica de ocorrência da mineralização.

O modelo metalogenético aqui proposto admite ter sido a Seqüência Bahia depositada em ambiente submarino, dentro de uma bacia que se instalou no Arqueano Superior, sobre crosta continental mais antiga (Complexo Xingu). Essa bacia foi palco de intensa atividade vulcânica com episódios francamente explosivos, como atestam as rochas piroclásticas que representam, em volume, cerca de 30% da seqüência, em contraposição a 50% dos derrames básicos e a 20% de rochas sedimentares, com os quais amíde se intercalam.

A natureza permeável dessas rochas piroclásticas certamente permitiu a livre circulação da água do mar, daí a generali-

zada alteração para sericita e clorita dos minerais primários, em particular dos que constituem a matriz fina dos tufos, devitrificando-a. É significativa, em geral, a escassez de sulfetos nessa matriz ou mesmo nos fragmentos nela contidos. São poucas também as evidências de mineralização sin-genética, as possíveis exceções ficando por conta das lentículas estratiformes, presentes nas formações ferríferas. Pode-se, então, deduzir que as soluções iniciais foram pobres em espécies de sulfetos, aparentemente, não havendo, sequer, condições que pudessem favorecer a redução do sulfato dissolvido na água do mar ($\text{SO}_4^- + 8\text{Fe}^{+2} + 10\text{H}^+ = \text{H}_2\text{S} + 8\text{Fe}^{+3} + 4\text{H}_2\text{O}$). Tanto foi, que é notória a virtual ausência de magnetita ou hematita nas rochas piroclásticas.

Maiores concentrações de sulfetos só vêm a ocorrer associadas à fase de fraturamento da Seqüência Bahia como um todo, mas, mesmo assim, raramente correspondem a proporções superiores a 1%. Além disso, os sulfetos estão praticamente restritos às vênulas, que se formaram em decorrência do preenchimento dos planos de fratura e a partir de soluções com composição distinta da água do mar inicial. As espécies aquosas de sulfetos poderiam ter resultado da redução do sulfato, haja vista a coexistência de calcopirita e pirita com magnetita e/ou hematita em até 21% dos veios estudados e condições termais ($>200^\circ\text{C}$) favoráveis a essa redução. A precipitação de calcopirita, no entanto, não deve ter ocorrido acima de 300°C , pois, nesta temperatura e sob condições de $-4,0 > \log a_{\text{H}_2\text{S}} > -3,0$, o campo de estabilidade desse sulfeto é drasticamente reduzido, às expensas da expansão da magnetita e da hematita, que também avançam sobre o campo de estabilidade da pirita. A $\log a_{\text{H}_2\text{S}} > -3,0$, a 300°C , a saturação da pirrotita acontece antes do equilíbrio entre pirita e magnetita (Helgeson et al., 1969), o que, se fosse o caso, conflitaria com a paragênese observada.

A abertura das fraturas está relacionada ao resfriamento das rochas vulcânicas, bem como ao próprio caráter explosivo do vulcanismo. Relaciona-se, também, à tectônica de abertura da bacia, cujos movimentos, já atenuados, devem ter se propagado além da fase deposicional da Seqüência Bahia. O alojamento de diques básicos na Formação Águas Claras pode estar relacionado à reativação dessas linhas de fraqueza. Essa ruptura pode ainda ter levado à

formação de discretas zonas de cisalhamento que, no entanto, deformaram, apenas muito localmente, as rochas da Seqüência Bahia.

Com o fraturamento, a água do mar penetrou ainda mais livremente nas rochas da seqüência e, sob a ação termal do vulcanismo, entrou em circulação convectiva (Fig. 8), alterando-as hidrotermalmente a assembléias típicas da fácies xisto-verde, até temperaturas próximas a 400°C . A elevação da temperatura deve ter causado significativa queda do pH da água do mar, que passou, então, a atacar os minerais primários das rochas e a manter os metais pesados lixiviados em solução.

Curiosa e contrariamente a que os experimentos indicam (Seyfried & Bischoff, 1977; Mottl, 1983), não parece ter havido incorporação palpável de magnésio às RMB, cujos teores permaneceram equiparáveis aos valores médios de basaltos toleíticos arqueanos (Condie, 1976), apesar de a assembléia de alteração conter clorita, tremolita-actinolita e epidoto. É possível que boa parte do Mg fixado nesses minerais tenha sido reaproveitada das próprias fases primárias. Quanto a outros elementos maiores, registra-se concordância com os observados ganhos relativos de K, Fe^{+3} , $\text{Fe}_{(II)}$ e H_2O e perdas relativas de Ca e, eventualmente, de Si.

Nos primeiros veios a se formarem, o quartzo foi precipitado a partir de soluções com salinidades entre 10 e 25% eq. NaCl, as quais devem ter circulado até profundidades onde as isotermais não ultrapassaram 150°C . Essas soluções são representadas pelas inclusões bifásicas que se mostram mais salinas a temperaturas de homogeneização mais baixas, demonstrando sua grande capacidade de lixiviação, mesmo em torno de 100°C .

À medida que as fraturas tectônicas se abriam, o fluxo de fluidos a elas convergiram ascendendo em direção à superfície. Esses fluidos, a maiores profundidades, aqueceram-se a temperaturas próximas a 400°C , favorecidas pelas intermitentes pulsações vulcânicas que mantiveram o grau geotérmico relativamente elevado. Com acidez suficientemente baixa para manter a alteração das rochas, as soluções passaram a contabilizar ganhos reais de massa através, notadamente, da incorporação de Ca e Si. Ao saturar-se em sílica, o quartzo foi precipitado nas microvênulas mais tardias, aprisionando fluidos correspondentes às in-

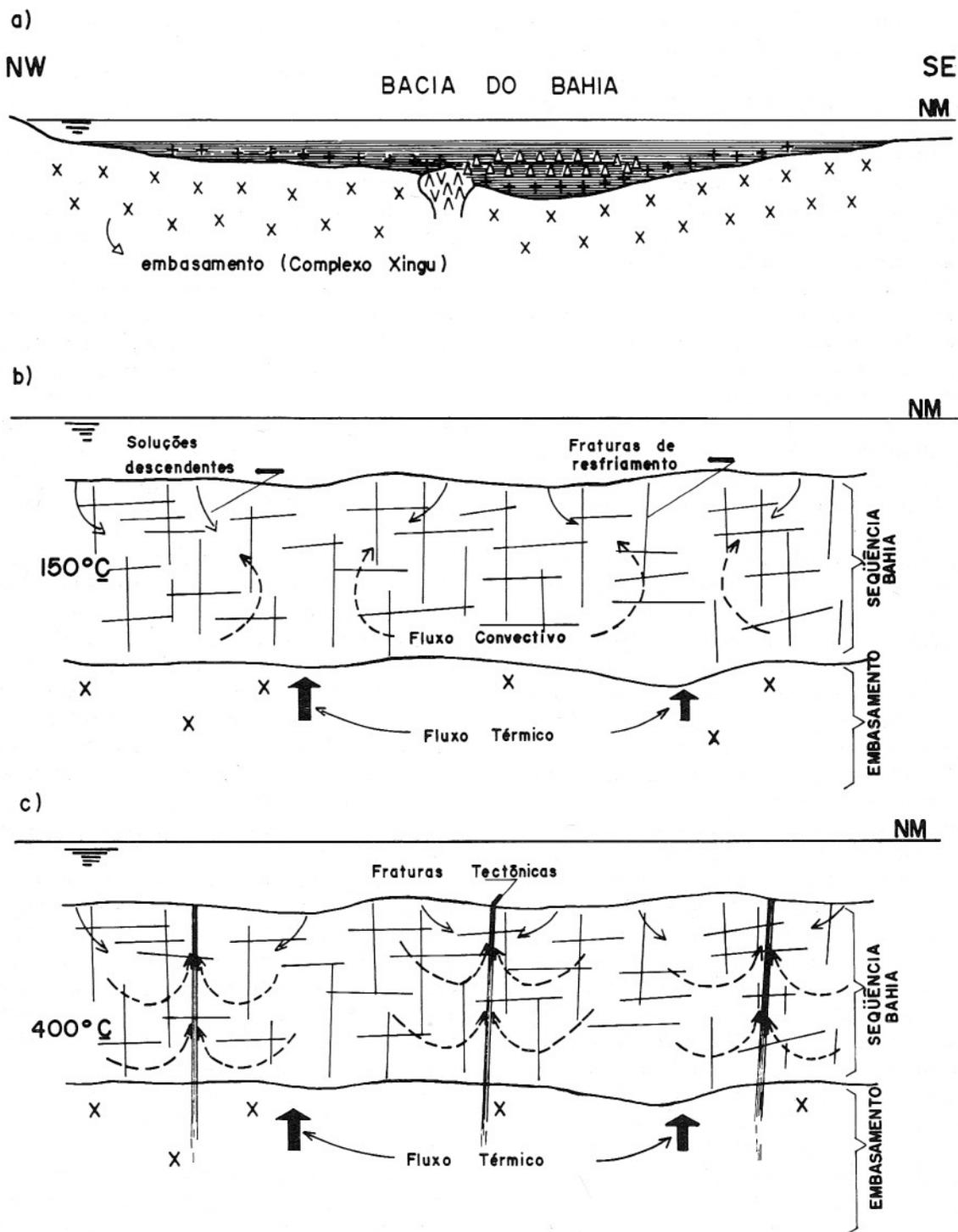


Figura 8 - Seções esquemáticas da bacia do Bahia instalada no Complexo Xingu (a) e da circulação convectiva da água do mar, através das rochas da Seqüência Bahia, propiciada pela abertura de fraturas de resfriamento (b) e de fraturas tectônicas (c).

clusões trifásicas, as quais registram salinidades entre 28 e 42% eq. NaCl em peso e temperaturas de homogeneização no intervalo de 117° a 384°C (média de 228°C). É desse estágio, a precipitação de calcita que está presente em 60% dos veios estudados.

CONCLUSÕES

A área Bahia constitui uma bacia que se instalou no embasamento da região de Carajás (Complexo Xingu) em tempos arqueanos, nela tendo sido depositada uma

seqüência vulcanossedimentar que encerra cerca de 50% de derrames basálticos, 30% de rochas piroclásticas e 20% de rochas sedimentares (arenitos, siltitos e formações ferríferas). Essa seqüência hospeda uma mineralização primária de sulfetos com baixos teores de Cu (<0,3%) associados a ouro, o qual, por via supergênica, concentrou-se a valores econômicos e hoje está em fase de lavra com produção de 4 ton/ano.

Os sulfetos, notadamente pirita e calcopirita, ocorrem de forma disseminada, bem como em veios, que cortam todos aqueles tipos litológicos, e, mais raramente, como finos leitões, acompanhando o acamamento das rochas. A mineralização resultou de um sistema hidrotermal alimentado por água do mar que, circulando pelo pacote vulcanossedimentar, aqueceu-se até temperaturas próximas a 400°C e provocou alteração das rochas para assembléias da fácies xisto-verde, consistindo, principalmente, de quartzo, clorita, sericita, tremolita-actinolita, epidoto, albita e calcita. As salinidades das soluções aquosas variaram de 10% a 42% eq. NaCl em peso e mantiveram-se a temperaturas médias em torno de 220°C.

A despeito dessa alteração, as rochas preservam grande parte de suas feições primárias, estimando-se em até 30% o total de massa destruída. A intensidade da alteração foi controlada pela densidade de fraturas abertas, quer termalmente (resfriamento), quer tectonicamente, marcando as zonas de maior fluxo convectivo das soluções aquosas. É notável, também, a ausência de estruturas penetrativas nas rochas da Seqüência Bahia, ainda que se achem intensamente deformadas próximo a zonas de cisalhamento. Da mesma forma, as transformações metamórficas limitam-se à ação

do hidrotermalismo.

Quimicamente, as soluções se enriqueceram, sobretudo, em Ca, enquanto as rochas basálticas mostraram ganhos relativos de Na, K, Fe e voláteis. Os teores de Mg não confirmaram os dados experimentais de interação da água do mar com basaltos, tanto que se equiparam aos valores normalmente encontrados em rochas de composição toleítica. Admite-se que as espécies de sulfetos derivaram da redução do sulfato dissolvido na água do mar, os quais reagiram com os metais lixiviados do pacote vulcânico pelas soluções ácidas para produzir pirita e calcopirita. A cerca de 200^o-220^oC, a atividade de H₂S não deve ter sido superior a 10⁻⁴, haja vista a coexistência de pirita com magnetita, e a ausência de pirrotita na assembléia de alteração.

AGRADECIMENTOS

Suporte financeiro para a realização deste trabalho veio, tanto do CNPq (Proc. nº 403592/87.9 G1/FV), como do PADCT/FINEP (Convênio nº 42.86.0319.00). Apoio logístico indispensável foi oferecido pela Rio Doce Mineração - DOCEGEO que, além disso, permitiu a amostragem dos testemunhos de sondagem para estudo. Inestimável ajuda foi dada pelo químico Natalino Valente Siqueira e pelo Prof. Antonio Vaquera Vargas, ambos do CG-UFPA, na produção de dados analíticos. Ao Instituto de Geociências da UnB, nosso reconhecimento pela permissão de uso do laboratório de inclusões fluidas. Agradecimentos especiais são dirigidos aos professores Roberto Dall'Agnol e Basile Kotschoubey, do DGP-UFPA, pelas críticas e sugestões feitas, quando da leitura da versão final deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAUJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. (1988) A mega estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Congr. Latino-americano Geol., 7. Anais, 1988, Belém, SBG-DNPM, p. 324-388.
- CLYNNE, M.A. & POTTER, R.W. (1977) Freezing point depression of synthetic brines. Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs, Boulder, 9: 930.
- CONDIE, K.C. (1976) Trace-element geochemistry of archean greenstone belts. Earth Sci. Rev., 12: 393-417.
- COOK, E. (1965) Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in eastern Nevada. Nev. Bur. Mines, Rept. 11, 66p.
- CRAWFORD, M.L. (1981) Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and medium grades. In: Hollister, L.S. & Crawford, M.L. (Ed.) Short course in fluid inclusions: appli-

- cation to petrology. Min. Assoc. Canada, Toronto, 6: 157-181.
- CRAWFORD, M.L.; KRAUS, D.W.; HOLLISTER, L.S. (1979a) Petrologic and fluid inclusions study of calc-silicate rocks, Prince Rupert, British Columbia. *Amer. Jour. Sci.*, **279**: 1135-1159.
- CRAWFORD, M.L.; FILLER, J.; WOOD, C. (1979b) Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Mineral. Paris*, **102**: 562-568.
- DOCEGEO (1988) Área Igarapé Bahia: relatório final de pesquisa. Belém, v. 1, 42p.
- DURAK, B.; PAGEL, M.; POTY, B. (1983) Températures et salinités des fluides au cours des silicifications d'une formation gréseuse surmontant un gisement d'uranium du socle: l'exemple des grés de Kombolgie (Australie). *C.R. Acad. Sc. Paris, T. 296, Série 11*, p. 571-574.
- FERREIRA FILHO, F.C. (1985) Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Província Mineral de Carajás, PA. Instituto de Geociências/Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 112p., Curso de Pós-Graduação em Geociências.
- FERREIRA FILHO, F.C. & DANNI, J.C.M. (1986) Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 2, Anais, Belém SBG, Núcleo Norte, 3: 34-47.
- FILOW-BATES, T. & STUMPFL, E.F. (1981) The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine exhalative ore deposits. *Min. Deposita*, **16**: 319-328.
- FUZIKAWA, K. (1985) Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. Contribuição à geologia e petrologia, SBG, Núcleo de Minas Gerais, Vol. especial, p. 29-44.
- GIULIANI, G.; CHEILLETZ, A.; MECHICHE, M. (1987) Behavior of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in Central Marroco. *Chem. Geol.*, **64**: 279-294.
- HAWKESWORTH, C.J. & O'NIONS, R.K. (1977) The petrogenesis of some archean volcanic rocks from southern Africa. *J. Petrol.*, **18**(3): 487-520.
- HELGESON, H.C.; BROWN, T.H.; LEEPER, R.H. (1969) Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving an aqueous phase at one atm and 0°C to 300°C. California, Freeman, Cooper & Co., 253p.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R. (1971) A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, **8**: 523-544.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. (1991) U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**(3/4): 329-354.
- MACLEAN, W.H. & KRANIDIOTIS, P. (1987) Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**(4): 951-962.
- MEDEIROS NETO, F.A. de & VILLAS, R.N. (1985) Geologia da jazida de Cu-Zn do Corpo 4E Pojuca, Serra dos Carajás. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 2, Belém, Anais, SBG, 3: 97-112.
- MEIRELLE, M.R. & DARDENNE, M.A. (1991) Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**(1): 41-50.
- MOTTL, M.J. (1983) Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-oceanic ridges. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **94**(2): 161-180.
- PETTIJOHN, F.J. (1975) Sedimentary rocks. New York, Harper & Row Publ., 3rd ed., 628p.
- RIBEIRO, A.M. (1989) Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará. Centro de Geociências/Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 134p., Curso de Pós-Graduação em Geociências.
- RIBEIRO, A.M. & VILLAS, R.N. (1990) Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Seqüência Bahia, Carajás, PA. In: *Congr. Bras. Geol.*, 36, Anais, Natal, SBG, 3: 1193-1204.
- ROEDDER, E. (1984) Fluid inclusions. *Min. Assoc. Amer.*, Chelsea, 644p. (Review in mineralogy, v. 12).
- SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J.; CHOUDHURI, A.; MORAIS, S.M. (1992) Dados preliminares sobre o magmatismo do Igarapé Bahia, Carajás, Pará-Brasil. In: *Congr. Bras. Geol.*, 37, Bol. Resumos Expandidos, São Paulo, SBG, Sessões Temáticas, 2: 79-80.
- SCHMID, R. (1981) Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. Recommendation of the IUGS subcommission on systematics of igneous rocks. *Geology*, **9**: 41-43.
- SEYFRIED, W.E. & BISCHOFF, J.L. (1977) Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater/basalt ratio. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **34**(1): 71-77.
- SHEPHERD, T.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. (1985) A practical guide to fluid inclusion studies. New York, Blackie, Chapman & Hall, 239p.
- VIEIRA, E.A.P.; SAUERSSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P. da; REGO, J.L. do; CASTRO, F.D.C de (1988) Caracterização

- geológica da jazida polimetálica da Salobo 3A - reavaliação. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anexo aos anais (Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais), SBG, p. 97-114.
- WEISBROD, A. (1981) Inclusions in shallow intrusives. In: Hollister, L.S. & Crawford, M.L. (Eds.) Short course in fluid inclusions - application to petrology. Min. Assoc. Can., Toronto, 6: 241-271.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Plan. Sci. Lett., 28: 459-469.