NOVOS CONCEITOS SOBRE O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO
CUPRÍFERO DA MINA CARAÍBA, BAHIA

ELSON PAIVA DE OLIVEIRA*

ABSTRACT NEW CONCEPTS ON THE CUPRIFEROUS MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEX OF THE CARAÍBA MINE, BAHIA (BRAZIL). The most recent studies on the mafic-ultramafic rocks of the Caraíba Mine suggested a model of differentiated sills, of tholeiitic composition, intrusive into a volcano-sedimentary sequence. The whole stack underwent two to three main deformational phases with associated metamorphism, migmatization, and granitic intrusions. In this model, the internal stratigraphy of the sills would be represented by repeated cycles of hypersthene with peridotite inclusions, at the bottom, grading upwards to melanorite, norite, and gabbro. However, the ubiquitous occurrence of igneous breccia, the mutual intrusion of norites into hypersthene, and the presence of hypersthene apophyses in the country-rock granulites, combined with the absence of igneous layering in norites and hypersthene, are strong evidences in favour of a model of multiple dyke-like intrusions during the final stage of the first deformation episode. The occurrence of porphyritic, cumulate, and intergranular textures, as well as trapped noritic liquids in hypersthene, are, on the other hand, meaningful proofs that the process of fractional crystallization has taken place in the hypersthene-norite magma before its final emplacement. The peridotites and most of the gabbros associated with the hypersthene and norites are likely to be xenoliths brought up by the magma from the boundary upper mantle/lower crust. This conclusion is supported by quenched hypersthene margins around the peridotites, the compositional contrast between these two rock types, and the presence of prograde reactions in gabbroic inclusions found in some norites. The metamorphic country-rock assemblages reached equilibrium in the granulite facies at temperatures of 580-850°C and 6.6-8.9 kbars pressure, whereas the minimum temperatures for the hypersthene apophysis, gabbroic, and peridotitic inclusions are calculated to be, respectively, 795-823°C, 740-860°C, and 1,077-1,097°C. The hypersthene and norites show major element calc-alkaline signature. Their mineral chemistry is akin to anorthositic of the massif-type, providing a new perspective on the crustal evolution of the Curaçá Valley.

RESUMO Os estudos mais recentes sobre as rochas máfico-ultramáficas da Mina Caraíba sugeriram para essas rochas um modelo de *sills* diferenciados, de composição toleítica, intrusivos em uma sequência vulcano-sedimentar. Todo o conjunto teria sofrido de duas a três fases de deformação com migmatização, metamorfismo e intrusões graníticas associadas. Nesse modelo, a estratigrafia interna dos *sills* estaria representada por repetições de ciclos tendo na base hiperstenito com enclaves peridotíticos, gradando para o topo para melanorito, norito e gabro. A ocorrência frequente de brechas ígneas, intrusões de noritos em hiperstenitos, e vice-versa, e a presença de apófises de hiperstenitos nos granulitos regionais, combinado com a ausência de acamamento ígneo nos noritos e hiperstenitos, favorecem, por outro lado, um modelo de intrusões múltiplas, do tipo dique, nos estágios finais do primeiro episódio de deformação. A ocorrência de texturas porfírica, cumulada e intergranular, assim como de líquidos noríticos aprisionados em hiperstenitos, são evidências significativas de que o magma hiperstenítico-norítico sofreu cristalização fracionada antes de sua colocação final. Os peridotitos e a maioria dos gabros associados aos hiperstenitos e noritos são muito provavelmente xenólitos trazidos pelo magma do limite manto superior/crosta inferior. Esta conclusão encontra suporte em margens resfriadas de hiperstenitos ao redor de peridotitos, no contraste composicional entre estes dois tipos de rochas e na presença de reações indicadoras de metamorfismo progressivo em inclusões gabróicas encontradas em noritos. As rochas encaixantes atingiram equilíbrio metamórfico na fácies granulito a temperaturas de 580-850°C e pressões de 6,6-8,9 kbar, enquanto as inclusões gabróicas e peridotíticas estabilizaram-se a 740-860°C e 1,077-1,097°C, respectivamente. As apófises de hiperstenito injetaram-se a temperaturas mínimas de 795-823°C. Os hiperstenitos e noritos exibem assinatura cálcio-alcalina para os elementos maiores. Sua química mineral é semelhante à de maciços anortositicos, abrindo-se assim novas perspectivas para o entendimento da evolução crustal do vale do Rio Curaçá.

INTRODUÇÃO O vale do Rio Curaçá, localizado no nordeste do Estado da Bahia, é conhecido na literatura geológica brasileira principalmente por seus depósitos de cobre. Cerca de 300 corpos máfico-ultramáficos potencialmente portadores de sulfetos de cobre são conhecidos na região, sendo o da Mina Caraíba o mais importante de todos com reserva de aproximadamente 185 milhões de toneladas de minério a 1% Cu em média (Silva 1985).

A mineralização em Caraíba é basicamente do tipo disseminado. Os principais minerais de minério – calcopirita e bornita – estão contidos primariamente em hiperstenitos e noritos, sendo os primeiros os mais ricamente mineralizados. Sulfetos maciços e remobilizados podem ser localmente encontrados assim como quantidades menores de calcosita, covelina, cubanita, esfalerita, pentlandita, violarita e milerita, cuja distribuição nas rochas máfico-ultramáficas ainda não é bem conhecida. Magnetita e pirrotita, esta com menor expressão, são

importantes acessórios e mostram correlação positiva com os principais minerais de minério (Sá & Reinhardt 1984).

A origem das rochas cupríferas do vale do Rio Curaçá tem sido objeto de grande controvérsia há muitos anos.

Leinz (1948) e Schneider (1951) descreveram os piroxenitos portadores de cobre como de origem magmática. Ladeira & Brookes Jr. (1969) associaram as rochas máfico-ultramáficas a uma suíte ígnea representando o magmatismo inicial de uma pilha geossinclinal. Suszczynski (1972) apresenta argumentos em apoio a uma origem sedimentar-metamórfica para a mineralização, em que as rochas máfico-ultramáficas resultaram de uma sedimentação carbonática pura a impura que sofreu metamorfismo regional. Delgado & Souza (1975) concluíram que os teores médios de Cr, Ni, Ti, Cu, Co e V são mais compatíveis com uma origem ígnea. Townend *et al.* (1980) revisaram os modelos prévios para o depósito de Caraíba e sugeriram que as rochas hospedeiras poderiam

* Department of Geology, University of Leicester, Leicester LE1 7RH, U.K.

constituir uma seqüência de *sills* básicos a ultrabásicos metamorfizados na fácies granulito. Figueiredo (1981), baseado na similaridade entre os padrões de terras-raras de um hiperstenito rico em ferro da Mina Caraíba e algumas formações ferríferas regionais, sugeriu uma origem sedimentar para parte da mineralização de Caraíba.

O primeiro estudo petrográfico e geoquímico detalhado sobre as rochas máfico-ultramáficas só apareceu, entretanto, em 1981, com o trabalho de Lindenmayer, que encontrou relíquias de texturas de *cúmulus* em alguns gabros associados aos noritos e hiperstenitos mineralizados, e possíveis lamelas de exsolução de clinopiroxênio em hiperstênio de hiperstenitos. Com base em análises químicas e em relações discordantes entre as rochas máfico-ultramáficas e as rochas regionais, deduzidas a partir de perfis de sondagens, Lindenmayer (1981) concluiu que as rochas mineralizadas são intrusivas e derivadas, por cristalização fracionada, de um líquido toleítico rico em titânio e previamente diferenciado, e que a seqüência hiperstenito-norito-gabro-anortosito poderia representar a estratigrafia original. Posteriormente, Mandetta (1982) aperfeiçoou o modelo de Lindenmayer e sugeriu que o depósito Caraíba possivelmente constitui uma intrusão estratiforme composta de ciclos de diferenciação ígnea, cuja seqüência estaria constituída, da base para o topo, por 1. hiperstenito com encaixes de olivina-piroxenito, 2. melanoritos, 3. noritos e leuconoritos com faixas de hiperstenitos, e 4. norito a leuconorito com gabros a gabronoritos intercalados, localmente bandados.

Neste trabalho são apresentadas observações de campo e petrográficas obtidas em afloramentos da mina a céu aberto e em nove sondagens da Mina Caraíba como parte de um projeto de pesquisa em andamento sobre a evolução crustal do vale do Rio Curaçá. Centenas de lâminas delgadas foram descritas e amostras selecionadas de duas sondagens-chave (FC-2516 e NO-33) tiveram sua química mineral e geoquímica estudadas. Essas duas sondagens foram escolhidas por apresentarem, conjuntamente, todas as variações litológicas já encontradas em Caraíba, e por esse motivo devem fornecer alguma luz a respeito da evolução do complexo máfico-ultramáfico.

GEOLOGIA REGIONAL Trabalhos recentes realizados por Sá *et al.* (1982) e pela equipe da Mina Caraíba (Hasui *et al.* 1982, Sá & Reinhardt 1984, Silva 1985) mostraram que as rochas máfico-ultramáficas hospedeiras de cobre se injetaram em uma seqüência supracrustal atualmente representada por gnaisses bandados (Gnaiss Surubim), grafita gnaiss, formações de ferro bandadas, rochas cálcio-silicáticas e gnaisses aluminosos (Gnaiss Bandado Bom Despacho), e biotita-hornblenda gnaisses quartzo-feldspáticas com anfíbolitos e quartzitos subordinados (Gnaiss Bandado Arapuá).

Essa seqüência supracrustal sofreu três fases principais de deformação com intrusões graníticas associadas, metamorfismo e migmatização. A primeira (F 1), caracterizada por dobras isoclinais apertadas com eixo possivelmente submeridiano, foi responsável pelo bandamento metamórfico, intrusão de ortognaisses tonalíticos (G 1), migmatização e metamorfismo em condições de fácies anfíbolito. A segunda (F 2) é também caracterizada por dobras isoclinais apertadas com eixo aproximadamente leste-oeste, seguida pela intrusão de ortognaisses tonalíticos (G 2), diques máficos e metamorfismo na fácies granulito. Os granitóides G 1 e G 2 são dificilmente distinguíveis um do outro no campo, o principal critério sendo a presença de padrões de interferência do tipo domo e bacia no primeiro e sua ausência no último. Por esse motivo, os dois ortognaisses, G 1 e G 2, são frequentemente referidos em conjunto. A terceira fase de deformação (F 3) corresponde a dobras fechadas a levemente abertas de direção norte-sul, com planos axiais subverticais e forte foliação penetrativa em todo o vale do Rio Curaçá. Ela foi acompanhada por intrusões

de folhas graníticas a sieníticas e metamorfismo na fácies anfíbolito, o qual localmente alcançou o grau granulito (Sá *et al.* 1982, Silva 1985). De acordo com Silva (1985), a presente forma cogumelóide do depósito Caraíba é o resultado da interferência entre os dobramentos F 2 e F 3. Duas fases de deformação adicionais têm sido mencionadas no vale do Rio Curaçá, as quais causaram, respectivamente, a ondulação regional dos eixos das dobras F 3 e o estabelecimento de um sistema de fraturas de direção nordeste ao longo do qual se injetou um enxame de diques máficos e de veios de quartzo. Estas duas últimas fases de deformação foram acompanhadas por reequilíbrio local na fácies xisto-verde. Intrusões menores de peridotitos (serpentinóis, lherzolito e wherlito) são encontradas localmente no vale do Rio Curaçá, sendo sua colocação geralmente considerada coeva às rochas hospedeiras de cobre ou mais antigas como sugeriu Silva (1985).

Na Mina Caraíba, a seqüência supracrustal e os ortognaisses G 1/G 2 afloram principalmente a oeste e a leste do corpo mineralizado, respectivamente. O contato entre os ortognaisses e as rochas máfico-ultramáficas cupríferas pode ser brusco ou gradacional. Neste último caso, está representado por um gnaiss máfico bandado que é, possivelmente, o resultado de migmatização durante a injeção dos tonalitos seguido por deformação. Biotita xistos podem ocorrer nos contatos do tipo brusco. A seqüência supracrustal consiste basicamente em gnaiss bandado, diopsidito, olivina mármore, granulitos máficos granatíferos e ocorrências subordinadas de biotita xisto e formação ferrífera bandada. Anidrita pode ser encontrada em mármore e diopsitos, o que levou Leake *et al.* (1979) a propor um ambiente evaporítico para essa associação.

A idade das rochas máfico-ultramáficas de Caraíba não está bem estabelecida, embora uma idade do Proterozóico Inferior tenha sido recentemente proposta para a evolução da faixa dobrada do vale do Rio Curaçá (Gaal *et al.* com. escrita). Lindenmayer (1981) apresenta uma isócrona Rb-Sr em rocha total de 2,85 Ga para "granulitos e charnockitos" de Caraíba. Datações U-Pb em zircões dos ortognaisses G 2 e G 3 forneceram idades de 2,3-2,25 Ga e 2,15 Ga, respectivamente (Silva 1985, Gaal *et al.* com. escrita), que devem ser consideradas como idade mínima para as rochas máfico-ultramáficas de Caraíba.

RELAÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA Exceto nas zonas de contato com os gnaisses encaixantes, observou-se que as rochas máfico-ultramáficas mineralizadas de Caraíba não foram significativamente modificadas por fluidos metamórficos associados às três últimas fases de deformação como o foram as rochas regionais. Reorientação de micras e remobilização de sulfetos são aspectos comuns nas rochas máfico-ultramáficas, mas os piroxênios e feldspatos estão invariavelmente frescos. Consequentemente, várias feições ígneas primárias ainda estão preservadas, quer na escala de afloramento, quer no detalhe de uma lâmina delgada. Tais aspectos serão descritos sumariamente a seguir.

Hiperstenitos e noritos Essas rochas compõem cerca de 82% do complexo máfico-ultramáfico de Caraíba. A prancha 1 mostra as relações mais comuns entre hiperstenitos e noritos, com ambos os litótipos se envolvendo mutuamente. Os contatos são bruscos ou gradacionais e não raro se observa passagem completa de hiperstenito para melanorito, norito, leuconoritos e anortositos, estes menos abundantes. Como não foi observado acamamento macro nem micro, o aspecto de campo mostrado na prancha 1 não pode ser interpretado como contatos ondulatórios similares àqueles descritos no complexo ígneo de Rhum (Young & Donaldson 1985). Outrossim, assemelha-se bastante a brechas ígneas frequentemente encontradas em complexos máfico-ultramáficos plutônicos (e.g. no complexo Chilas, no Paquistão, Jan *et al.* 1984). Às vezes, uma rocha homogênea, hiperstenito ou norito, pode ser observada

por algumas dezenas de metros perpendicularmente à direção regional da foliação S 3. Diques ou camadas dobradas de hiperstenito ou norito, com alguns centímetros de espessura, podem ser ocasionalmente encontrados cortando as rochas mineralizadas. Situação semelhante pode ser vista na parte sul da mina a céu aberto, onde apófises de hiperstenito grosso interceptam claramente o bandamento metamórfico de anfibólio-piroxênio granulito, produzindo uma auréola de metamorfismo térmico neste, a qual é marcada mineralogicamente pela variação na cor do anfibólio de verde-claro-amarronzado, longe do contato com o hiperstenito, a marrom-claro próximo a ele. A proporção relativa de hiperstênio também aumenta em direção à intrusão hiperstenítica, mas nenhuma reação concomitante de desestabilização do anfibólio foi observada.

Os hiperstenitos e noritos são constituídos por proporções variadas de hiperstênio, plagioclásio, sulfetos, óxidos de ferro-titânio, flogopita, apatita e raras exsoluções de hercinita na magnetita. Fato marcante é a ausência absoluta de piroxênio cálcico. Na maioria das seções delgadas, o hiperstênio e o plagioclásio estão bastante frescos e mostram contatos em junções tríplices como consequência de recristalização subsólidos. Apesar disso, várias feições ígneas ainda estão preservadas. O hiperstênio nos hiperstenitos freqüentemente contém inclusões anédricas ou subédricas de plagioclásio em continuidade óptica (também presente nas apófises de hiperstenito), o que implica o plagioclásio nessas rochas ser uma fase pós-cúmulus. Esses primocristais de hiperstênio podem alcançar até 1 cm no maior comprimento e estão normalmente envolvidos por uma matriz mais fina composta por hiperstênio, plagioclásio e os acessórios flogopita, apatita, sulfetos e ilmenita-magnetita, ou por uma mistura maciça dos dois últimos minerais. Os teores de enstatita do hiperstênio nos fenocristais e na matriz são semelhantes. Ocasionalmente, os ortopiroxênios exibem *kink-bands* que podem ser confundidos por lamelas de exsolução de piroxênio cálcico (análises com microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura não revelaram a presença de dois piroxênios). Em algumas rochas, o hiperstênio apresenta forma alongada, podendo constituir um apatita-hiperstênio cumulado ou, junto com o plagioclásio, mostrar laminação ígnea do tipo estratificação cruzada. Além disso, líquidos noríticos aprisionados ou intercúmulus são encontrados freqüentemente nos hiperstenitos, situação na qual o piroxênio pode apresentar seções subédricas. Líquidos noríticos de intercúmulus também foram observados no hiperstenito grosso e intrusivo, que ocorre na porção meridional da mina a céu aberto, já citado nesta seção.

Os constituintes menores, como sulfetos, óxidos de ferro e titânio e flogopita, podem ocorrer também como inclusões no hiperstênio. Entretanto, são mais comumente encontrados como fases intersticiais e foram remobilizados em grau variado durante as diversas fases de deformação. Deste modo, os sulfetos e óxidos intersticiais mostram toda a transição entre texturas de equilíbrio com o piroxênio (contatos poligonizados) até relações de interseção com este mineral. Como resultado, é bastante comum a presença de vênulas e veios de sulfetos em Carafba. A flogopita, por sua estrutura em folhas, respondeu mais prontamente às deformações e pelo menos duas a três gerações, mostrando relações de interseção entre si, podem ser vistas sobretudo nos noritos e nos ortognaisses G 1/G 2. Suas composições químicas não diferem significativamente, todavia. Flogopita intercúmulus, por outro lado, também pode ocorrer em algumas amostras. A apatita é um mineral de ocorrência freqüente na Mina Carafba. Sua forma é granular nos hiperstenitos, nos quais a apatita pode alcançar mais de 30% da rocha, e granular a prismática nos noritos. Philpotts (1967) cita altas concentrações de apatita e óxidos de ferro-titânio em maciços anortosíticos e em complexos ígneos alcalinos, e explica esta associação como um líquido imiscível coexistente com fusão silicática. Em alguns anortositos a proporção óxido: apatita é 2:1, o que levou Philpotts (1967) a

interpretar esses minerais como de cristalização eutética. Nas rochas anortosíticas de Carafba a apatita não mostra tal relação com os óxidos de ferro-titânio e conseqüentemente esta é ainda uma questão em aberto.

Finalmente, observou-se que o plagioclásio se concentra preferencialmente no final da apófise de hiperstenito mencionada anteriormente, permitindo concluir ainda que o processo de filtragem e prensagem mecânica foi importante durante a colocação do complexo e constitui uma explicação razoável para a ocorrência freqüente de finos veios noríticos a anortosíticos que cortam as rochas mais máficas.

Inclusões peridotíticas Inclusões peridotíticas podem ser encontradas em algumas partes da Mina Carafba e representam, juntamente com as rochas anortosíticas, menos de 4% de todo o complexo máfico-ultramáfico. Elas afloram como bolas ovaladas a arredondadas, descontínuas e de granulação fina, em uma matriz de hiperstenito. Podem alcançar até 0,50 m no maior comprimento (Prancha 2) e estão representadas por dunito, harzburgito, olivina ortopiroxenito, olivina-augita-hornblenda ortopiroxenito e olivina-ortopiroxênio hornblendito.

Prancha 1 – Relações entre hiperstenitos (H) e noritos (N) no Banco 365N da cava, Mina Carafba

Plate 1 – Relationships between hypersthenites (H) and norites (N) on bench 365 N in the open-pit, Carafba Mine

Prancha 2 – Inclusões de peridotito (P) e anfibólio gabro (G) em hiperstenito (H) com injeções de norito (N). Bloco no Banco 380 da cava, Mina Carafba. O comprimento da caneta próxima à letra P é de 14 cm

Plate 2 – Inclusions of peridotite (P) and amphibole gabbro (G) in hypersthenite (H) with noritic veins (N). Boulder on bench 380 in the open-pit, Carafba Mine. The pen close to letter P is 14 cm long.

Uma ocorrência de websterito foi encontrada na sondagem NO-33 mas ainda não se sabe se se trata de uma inclusão ou não. É extremamente difícil utilizar as inclusões peridotíticas como um nível estratigráfico de referência com base somente nas observações de testemunhos de sondagens, pois elas podem estar ausentes em alguns furos, mesmo nos perfurados em diferentes níveis de uma mesma seção vertical. Verificou-se, entretanto, que os piroxenitos associados às inclusões peridotíticas apresentam razão $MgO/(MgO + FeO)$ e teores de Ni e Cr um pouco maiores que os demais e este pode vir a ser um critério mais eficiente para se tentar definir níveis de piroxenitos mais magnesianos em Carafba. Entretanto, análises químicas de ortopiroxênios em contato com as inclusões peridotíticas e distantes destas revelaram teor de enstatita decrescendo gradativamente de $En=82$, junto aos peridotitos, a $En=64$ nos hiperstenitos hospedeiros, mostrando uma nítida contaminação destes por aqueles. Além disso, como o teor de enstatita nos piroxênios dos hiperstenitos varia de $En=64$ a $En=67$, a identificação de níveis de hiperstenitos mais magnesianos em princípio apenas fornecerá indícios da possibilidade de ocorrência de inclusões peridotíticas nas proximidades.

As inclusões peridotíticas estão constituídas principalmente por olivina ($Fo=87-72$) e ortopiroxênio ($En=85-75$), com anfibólio pargasítico, espinélio cromífero e flogopita em quantidades subordinadas. O clinopiroxênio augita só foi encontrado em pequena proporção em uma amostra, a qual, por apresentar os valores mais baixos nos teores de forsterita na olivina e de enstatita no ortopiroxênio, é o termo mais fracionado entre as rochas peridotíticas e conseqüentemente indica que o piroxênio cálcico foi o último mineral ferromagnesianos a cristalizar nessas rochas. Em algumas amostras pode-se observar microaleitamento mineralógico, com níveis ricos em olivina passando gradativamente para outros mais enriquecidos em ortopiroxênio e/ou anfibólio. Não raramente, observam-se finos horizontes só constituídos por anfibólio. Este mineral apresenta contatos polygonizados de equilíbrio com aqueles e sua presença indica que condições de saturação em H_2O prevaleceram em algum estágio da evolução das rochas peridotíticas. Em outras inclusões mais maciças os anfibólios podem interceptar ou substituir os piroxênios, sugerindo origem metamórfica. O mesmo é válido para alguns espinélio (hercinita) que aparecem como exsoluções simplectíticas nestes anfibólios. O contato das inclusões peridotíticas com o hiperstenito hospedeiro é brusco. Observações petrográficas mostram que os peridotitos se cristalizaram antes dos ortopiroxenitos cupríferos e que estes representam líquidos resfriados rapidamente. De fato, uma lâmina delgada cortada no contato entre os dois litotipos exhibe: a. um gradual decréscimo na granulação do hiperstenito em direção à inclusão peridotítica, b. finas apófises de hiperstenito nesta e c. cristais alongados de ortopiroxênio perpendiculares ao contato com o peridotito. Este último aspecto é idêntico ao crescimento de cristais na interface de uma fusão com uma superfície fria. Além disso, a composição química dos piroxênios no hiperstenito hospedeiro mostra teores de enstatita decrescentes à medida que se afasta do contato, como se mencionou, o que, combinado com os aspectos texturais acima, só pode ser resultado de contaminação do magma hiperstenítico pelo material peridotítico. Adicionalmente, à medida que a fusão hiperstenítica englobava os xenólitos peridotíticos, pequenos pedaços de olivina foram capturados pelo magma, podendo ser vistos dentro de alguns cristais de ortopiroxênio ou em seus bordos. O hiperstenito hospedeiro é constituído por flogopita, apatita e pelas fases intersticiais magnetita, bornita e calcopirita, o que não deixa nenhuma dúvida de que dois líquidos, isto é, silicático e óxido-sulfeto, coexistiram em Carafba. Um outro aspecto petrológico relevante é encontrado nos plagioclásios presentes nos hiperstenitos e noritos próximos às inclusões peridotíticas. Nessas rochas, o plagioclásio apresenta forte zonamento *inverso* em sua composição química, variando de $An=85$ no

bordo a $An=57$ no centro, no caso dos hiperstenitos, e de $An=72$ a $An=56$, nos noritos. Nos demais hiperstenitos, noritos e termos mais leucocráticos de Carafba, o plagioclásio também apresenta o mesmo tipo de zonamento, porém menos marcante. Esses dados são altamente sugestivos de que os plagioclásios se cristalizaram em condições de super-resfriamento (e.g. Lofgren 1974, Gibb 1974, Maaloe 1976, Berg 1980, Mathison 1987).

Rochas gabróicas Gabros, anfibólio-gabros e menos freqüentemente anfibolitos e gabronoritos têm ocorrência generalizada na Mina Carafba, perfazendo cerca de 14% das rochas máfico-ultramáficas. Elas são encontradas como estreitas faixas descontínuas ou lentes centi- a decimétricas nos hiperstenitos e noritos mineralizados (Fig. 1), e como intercalações no gnaiss máfico bandado, o qual tem sido considerado nos trabalhos anteriores, como parte integrante da porção superior do suposto *sill* estratificado de Carafba. Rochas gabróicas também ocorrem nas seqüências supracrustais regionais e como diques nos ortognaisses G 1 / G 2, o que obviamente permite considerá-las como xenólitos e/ou intrusões nos noritos e hiperstenitos cupríferos. Este fato torna bastante difícil qualquer tentativa de associá-las geneticamente aos noritos e hiperstenitos. A ausência total de piroxênio cálcico nos noritos e hiperstenitos e a equivalente escassez de hiperstênio nas rochas gabróicas em questão, combinadas com a possibilidade real de individualizar geoquimicamente pelo menos quatro grupos de rochas gabróicas em Carafba, permitem admitir a hipótese de que essas rochas originalmente não faziam parte do complexo norítico-hiperstenítico de Carafba ou são provenientes de outro magma progenitor. Xenólitos de núcleos anfibolíticos foliados já foram anteriormente mencionados (Silva 1985) nas rochas máfico-ultramáficas mineralizadas de Carafba, o que favorece a primeira possibilidade.

As rochas deste grupo estão basicamente constituídas por plagioclásio ($An=73-80$ /associados aos hiperstenitos, $An=42-50$ /associados aos noritos e leuconoritos), piroxênio cálcico ($En=36-41$, $Wo=46-48$), proporções variadas de anfibólio e quantidades minoritárias de hiperstênio ($En=52-65$), opacos e mica da série biotita-flogopita. A textura é principalmente granoblástica, passando a nematoblástica quando o anfibólio é o mineral dominante. Textura intergranular reliquiar foi observada em uma faixa métrica associada às rochas mineralizadas da sondagem FC-2516. Quimicamente, esta rocha é muito semelhante às rochas gabróicas associadas aos granitóides G 1 / G 2. Em alguns gabros, o piroxênio cálcico está parcial a totalmente substituído por anfibólio, que por sua vez pode apresentar intercrescimentos simplectíticos de plagioclásio e piroxênio cálcico em seus bordos. Este aspecto textural, isto é, formação de anfibólio à custa de piroxênios e posterior desestabilização parcial daquele, pode ser relacionado tanto à terceira fase de deformação regional quanto à primeira superposta pela segunda. Entretanto, a presença de reações de desestabilização de anfibólio, como a mencionada acima, em gabros anfibolizados em contato com noritos mostra que este fenômeno também pode resultar da ação de metamorfismo térmico de contato e constitui-se em evidência adicional para interpretar as rochas gabróicas como xenólitos.

QUÍMICA MINERAL E GEOQUÍMICA Nesta seção será apresentada apenas uma síntese dos dados mais relevantes sobre a geoquímica dos noritos, hiperstenitos, peridotitos e gabros que possam servir de subsídio ao entendimento da petrologia do complexo máfico-ultramáfico de Carafba. Como foram realizadas milhares de análises em minerais e mais de 300 em rochas, os dados analíticos não são incluídos neste artigo por questão de espaço. Análises representativas de minerais e a média das principais rochas das sondagens FC-2516 e NO-33 são apresentadas nas tabelas 1 e 2, respectivamente.

Variação química nas sondagens Mandetta (1982) su-

geriu que o complexo máfico-ultramáfico de Carafba seria um *sill* estratificado, cuja estratigrafia interna estaria representada, da base para o topo, por hiperstenitos com encraves peridotíticos, gradando para melanoritos, noritos, leuconoritos e gabros, podendo haver repetições desta sequência.

A variação na composição dos minerais ferromagnesianos e feldspatos tem sido utilizada como um indicador de diferenciação em rochas ígneas co-genéticas. Assim, em corpos estratiformes geralmente observa-se, por efeito de cristalização fracionada, um aumento de Fe e Na da base para o topo e um correspondente decréscimo em Mg e Ca. Como em Carafba o ortopiroxênio e o plagioclásio são as fases mineralógicas principais, a variação na composição desses minerais deve fornecer alguma luz quanto aos processos petrológicos envolvidos e se é ou não possível caracterizar base e topo de eventuais estratos. Na figura 1 estão ilustradas as variações litológicas simplificadas nas sondagens NO-33 e FC-2516, juntamente com as variações nos conteúdos de enstatita e anortita dos ortopiroxênios e plagioclásios, respectivamente. Os teores de cobre, fornecidos pela Carafba Metais S.A., são também apresentados para fins de ilustração.

Na sondagem FC-2516, as rochas máfico-ultramáficas estão predominantemente representadas por hiperstenitos, com gabros em menor proporção e raras ocorrências de noritos, estes, aparecendo principalmente como faixas intercaladas nos piroxenitos (representados conjuntamente por melanorito na figura 1) e podendo constituir injeções como a ilustrada na prancha 2. Na sondagem NO-33, os noritos e leuconoritos são mais abundantes que os hiperstenitos. Um detalhe da sondagem FC-2516, na qual foram constatados hiperstenitos com inclusões de peridotitos passando para hiperstenito maciço e em seguida para hiperstenito com fina faixa de norito, pressupõe diferenciação no sentido do primeiro para o último. A variação na composição dos ortopiroxênios (Fig. 1) mostra valores em geral bastante constantes, com o norito tendo o menor teor de enstatita seguido por outro piroxenito que supostamente deveria ser o menos fracionado por estar associado às inclusões peridotíticas. Os plagioclásios mostram maior variação, porém os valores mais elevados de anortita, indicativos de

natureza mais primitiva, são encontrados nos piroxenitos associados à faixa norítica, o que sugere uma evolução inversa à suposta na descrição das litologias.

Na sondagem NO-33, verificou-se um decréscimo geral nos conteúdos de enstatita e anortita dos hiperstenitos para os noritos, porém, internamente aos domínios de predominância de um ou outro tipo de rocha, nota-se uma maior variação, não permitindo a caracterização do que poderia ser a base ou o topo. Não raramente há uma total incoerência dos dados, com a variação nos plagioclásios indicando um sentido de topo oposto ao que se deduz da composição dos piroxênios. Notou-se também que os plagioclásios dos hiperstenitos localizados mais próximos do início do furo (a leste) são mais cálcicos ($An=56-58$) do que os do hiperstenito situado próximo ao final da sondagem ($An=47-53$). Com base unicamente na variação litológica (Fig 1), poder-se-ia sugerir uma inversão no sentido de diferenciação no furo NO-33, com os termos mais fracionados (noritos) ocorrendo junto aos gnaisses localizados nas vizinhanças da profundidade de 80 m e os menos fracionados (hiperstenitos) mais distantes. Tal inversão poderia ser interpretada como dobramento de uma mesma sequência ou *ciclo*. Isso é improvável, todavia, pois, se por um lado o encurtamento da sequência situada mais a oeste, em relação àquela a leste, pode ser atribuído a dobramento, de outro a diferença composicional dos plagioclásios dos hiperstenitos pressupõe grau de evolução um pouco diferente. Coincidentemente, os noritos mais fracionados, ou seja, com menos minerais ferromagnesianos e alcançando composições anortosfíticas, são encontrados associados aos hiperstenitos mais evolutivos (com plagioclásios mais sódicos).

Em geral, o que se observa em Carafba são pequenas lacunas na composição dos piroxênios e plagioclásios dos hiperstenitos e noritos. Nos hiperstenitos predominam piroxênios com teores de enstatita entre 64 e 67 e plagioclásios com teores de anortita entre 56 e 58, enquanto nos noritos os piroxênios variam principalmente entre 59 e 63 e os plagioclásios entre 45 e 53. Este fato (lacunas na composição de piroxênios e plagioclásios em noritos e hiperstenitos) pode ser explicado pela interrupção de um processo de cristalização fracionada,

Tabela 1 – Composições químicas representativas de minerais de peridotitos, hiperstenitos e noritos da Mina Carafba. Amostras 1-2: FC-2516-252,97; 3-5: FC-2516-188,98; 6: 380-3G; 7-8: FC-2516-253,80; 9-10: NO-33-92,29; 11-12: FC-2516-257,33; 13-14: NO-33-92,02

Table 1 – Representative mineral compositions of peridotites, hyperstenites and norites from the Carafba Mine. Samples 1-2: FC-2516-252,97; 3-5: FC-2516-188,98; 6: 380-3G; 7-8: FC-2516-253,80; 9-10: NO-33-92,29; 11-12: FC-2516-257,33; 13-14: NO-33-92,02

	P E R I D O T I T O						H I P E R S T E N I T O				N O R I T O			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	OPX	OLIV	OPX	OLIV	CPX	SPIN	OPX	PLAG	OPX	PLAG	OPX	PLAG	OPX	PLAG
SiO ₂	56.0	40.4	55.1	40.0	52.3	—	51.2	56.9	52.0	57.8	52.5	57.2	51.9	56.8
TiO ₂	—	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1.4	—	0.7	—	0.6	40.2	3.8	27.5	2.3	26.6	1.9	27.0	1.7	26.3
Cr ₂ O ₃	0.3	—	—	—	—	19.2	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	8.9	12.3	15.5	21.8	7.4	28.5	22.0	—	22.6	—	21.2	—	23.4	—
MnO	—	—	—	—	—	0.3	0.4	—	0.5	—	0.4	—	0.6	—
MgO	32.4	46.9	27.5	37.6	19.6	9.6	22.2	—	21.5	—	22.9	—	21.2	—
CaO	—	—	0.4	—	20.3	—	—	9.5	0.4	8.7	0.3	9.0	0.4	9.3
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	6.2	—	6.2	—	6.3	—	5.8
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5
Total	99.0	99.6	99.2	99.4	100.2	98.0	99.6	100.1	99.3	99.3	99.2	99.5	99.2	98.7
XMg	0.86		0.75		0.51		0.63		0.61		0.65		0.60	
XCa			0.01		0.38				0.01		0.01		0.01	
Mg No.	86.6	87.2	76.0	75.5	82.5	37.4	64.3		62.9		65.8		61.8	
An								49.5		43.7		44.1		45.6

Figura 1 – Variação composicional de ortopiroxênios e plagioclásios e teores de cobre nas sondagens FC-2516 e NO-33, Mina Carajás

Figure 1 – Compositional variation of hypersthene and plagioclase, and copper contents of drill-holes FC-2516 and NO-33, Carajás Mine

no qual uma massa hiperstenítica sulfetada (mais densa) separava-se por gravidade de um líquido plagioclásico mais leve, seguido da mistura ou não desses extremos durante a ascensão do magma e sua final colocação. Estruturas brechóides como as mostradas na prancha 1 podem resultar desse processo, assim como injeções individuais com a composição de um ou outro extremo, como se observa em Carajás. Nos gabros, o hiperstênio tem composição de $En=64-66$ e o plagioclásio $An=74-78$, o que impossibilita uma derivação destes a partir dos noritos e hiperstenitos devido à natureza mais cálcica do plagioclásio e à presença de piroxênio cálcico, ausente nos noritos e hiperstenitos, arguindo assim contra a inclusão dessas rochas como diferenciados tardios em um possível *sill* estratificado.

Comparação com outros complexos máfico-ultramáficos

Uma revisão completa dos tipos de complexos máfico-ultramáficos conhecidos está além do escopo deste artigo e por isso só aqueles de ampla distribuição e passíveis de comparação com as rochas de Carajás serão brevemente abordados.

Assim, em regiões orogênicas fanerozóicas, esses complexos são normalmente classificados como do tipo alpino, que inclui associações ofiolíticas em geral geradas em margens construtivas de placas do tipo Alaska (Irvine 1974), possivelmente formados em raízes de arcos insulares, (Burns 1985) e corpos menores associados a batólitos graníticos do tipo cordilheira (Mullan & Bussell 1977), que geralmente são diques verticais injetados sintectonicamente e com origem relacionada à evolução de magmatismo cálcio-alcálico em arcos

insulares. Todos os três tipos podem apresentar-se estratificados em grau variado.

Em terrenos de alto grau metamórfico arqueanos os complexos são estratiformes e geralmente subdivididos em tipo máfico-ultramáfico e gabro-anortosítico (Windley *et al.* 1981). O ambiente geotectônico de formação desses complexos é pouco conhecido, mas há autores que, com base na natureza das rochas encaixantes, sugerem geração em ambientes semelhantes a arcos insulares (Hor *et al.* 1975, Windley *et al.* 1981), soaço oceânico (Weaver *et al.* 1982) ou em margens continentais (Srikantappa *et al.* 1984).

No Proterozóico, a maior parte dos complexos máfico-ultramáficos injetou-se em regiões cratônicas ao longo de megafaturas (Windley 1984) e estão representados por enxames de diques máficos, grandes corpos tabulares acamadados, como o Great Dyke do Zimbábue, e complexos estratiformes como o de Bushveld. Um outro tipo de magmatismo característico do Proterozóico está representado pelos anortositos do tipo maciço (Herz 1969, Emslie 1985, Ashwal 1988) que se injetaram em ambientes continentais anorogênicos ou orogênicos (Emslie 1985).

Outras ocorrências semelhantes à de Carajás, isto é, localizadas em terrenos de alto grau, de pequenas dimensões, exibindo nítidas relações intrusivas com as rochas encaixantes, constituídas principalmente por anortositos, noritos e hiperstenitos, e invariavelmente contendo sulfetos de cobre a 1% em média, são documentadas no cinturão móvel Namaqua (Süfte Koperberg), na África do Sul (Clifford *et al.* 1975, 1981, Stumpfl *et al.* 1976, McIver *et al.* 1983, Conradie & Schoch 1986) e em um complexo granulítico nas vizinhanças de Noto-

zero, na península de Kola, União Soviética (Vinogradov 1976). Na África do Sul, a Suíte Koperberg tem sido comparada aos anortositos do tipo maciço e possivelmente representam raízes ou níveis profundos destes (Conradie & Schoch 1986). Assim, os dados disponíveis sobre aquela região sul-africana serão também apresentados para fins de analogia.

Na figura 2 estão plotadas as composições de ortopiroxênios e plagioclásios dos noritos e hiperstenitos de Carafba em comparação com intrusões acamadadas, cumulados de arcos insulares e anortositos do tipo maciço.

Figura 2 – Composição de ortopiroxênios e plagioclásios coexistentes em noritos e hiperstenitos de Carafba. Dados para corpos estratiformes, segundo Wager & Brown (1967); para cumulados de arcos insulares, segundo Burns (1985); para anortositos do tipo maciço, segundo Emslie (1985); e para a Suíte Koperberg, segundo McIver et al. (1983) e Conradie & Schoch (1986)

Figure 2 – Composition of coexisting orthopyroxenes and plagioclases from norites and hyperstenites of Carafba. Data for layered intrusions after Wager & Brown (1967), island-arc cumulates after Burns (1985), massif-type anorthosites after Emslie (1985), and the Koperberg Suite after McIver et al. (1983) and Conradie & Schoch (1986)

Observa-se claramente a grande semelhança entre as rochas de Carafba, da Suíte Koperberg e os maciços anortosíticos. A variação no teor de enstatita das rochas de Carafba é muito pequena e a de anortita um pouco maior, porém não se nota tendência de correlação positiva entre plagioclásio e piroxênio como se observa em corpos estratiformes de composição toleítica. Alguns plagioclásios apresentam zoneamento inverso, cuja variação está representada pela linha unindo os extremos de composição observados.

Os conteúdos de Sr em plagioclásios de anortositos do tipo maciço são muito mais elevados que os de plagioclásios de magmas toleíticos de intrusões acamadadas (Emslie 1985) e têm sido utilizados como provas da existência de magmas anortosíticos. Assim, na figura 3 estão plotadas análises de Sr contra o percentual de Ca no plagioclásio de algumas amostras de Carafba.

A partir desta figura é possível concluir: 1. há noritos e hiperstenitos com plagioclásios de diferentes conteúdos de Ca; 2. os plagioclásios zonados mostram uma correlação positiva entre Sr e Ca, que em geral é contrária à observada em corpos estratiformes; 3. os noritos e leuconoritos em média apresentam os maiores valores de Sr e conseqüentemente são os que

Figura 3 – Teores de Sr e Ca em noritos e hiperstenitos de Carafba. Campos para anortositos do tipo maciço e para intrusões estratiformes, segundo Emslie (1985)

Figure 3 – Sr and Ca contents of the Carafba norites and hyperstenites. Fields for massif-type anorthosites and layered intrusions after Emslie (1985)

mais se assemelham aos anortositos do tipo maciço; e, finalmente, 4. os plagioclásios dos hiperstenitos e melanoritos contêm, em média, os valores mais baixos de Sr. Estas duas últimas conclusões podem ser razoavelmente explicadas ao se levar em conta as relações texturais entre o piroxênio e o plagioclásio, em que aquele se formou antes deste (e.g. plagioclásios intercúmulus, pós-cúmulus, superesfriados), e o fato de o Sr se particionar mais no plagioclásio, ou em seu respectivo líquido, do que em um sólido de ortopiroxênio. Assim, o líquido residual plagioclásico concentraria mais Sr quanto menos ortopiroxênio contivesse.

A composição de espinélios tem sido utilizada como indicador petrogenético em corpos máfico-ultramáficos em diversos ambientes (Irvine 1967, Haggerty 1979, Dick & Bullen 1984). Nas rochas de Carafba, espinélios aluminosos e cromíferos são encontrados como acessórios nas inclusões peridotíticas. Ocasionalmente, também são observadas exsoluções de hercinita em magnetita nos hiperstenitos. Deste modo, nas figuras 4 e 5 estão plotadas, respectivamente, as razões atômicas $Cr/(Cr+Al)$ contra $Fe/(Fe+Mg)$, após alocação de parte do Fe na posição octaédrica, e Cr versus Al para aquelas rochas em comparação com espinélios de diversas procedências. Nota-se que as rochas peridotíticas mais ricas em olivina e que exibem nítido aleitamento mineral, e também contêm grande proporção de olivina, são as que apresentam espinélios com os valores mais elevados de Cr e da razão $Fe/(Fe+Mg)$.

Nas demais rochas olivínicas, nas quais predomina ortopiroxênio ou anfibólio, os valores de Al são bem mais elevados que os de Cr e a razão $Fe/(Fe+Mg)$ decresce. Como essas últimas rochas são geralmente as mais fracionadas, pois seus minerais apresentam os menores valores da razão $Fe/(Fe+Mg)$, conclui-se que os espinélios mais ricos em Cr se formaram após os mais aluminosos e as rochas que os hospedam, por serem mais duníticas, podem ser cumulados daquelas. Embora a tentativa de interligar as diversas rochas peridotíticas a um possível corpo maior seja ainda uma matéria de especulação, esta tendência na composição dos espinélios, isto é, enriquecimento inicial em Mg e mais tardio em Fe, é característica de corpos magmáticos estratiformes (Irvine 1967, Haggerty 1979). A observação da figura 4 não nos permite

Figura 4 – Composição de espinélio de peridotitos da Mina Carafba comparados com dados de intrusões estratiformes e peridotitos tipo alpino (Irvine 1967), de peridotitos abissais (Dick & Bullen 1984) e de corpos estratiformes em terrenos de alto grau (Cana Brava, segundo Girardi & Kurat 1982; Fiskenaesset, segundo Steele *et al.* 1977)

Figure 4 – Spinel composition in peridotites of the Carafba Mine compared with data for layered intrusions and Alpine-type peridotites (Irvine 1967), abyssal peridotites (Dick & Bullen 1984), and layered bodies in high-grade terrains (Cana Brava after Girardi & Kurat 1982, Fiskenaesset after Steele *et al.* 1977)

comparar facilmente os espinélio dos peridotitos de Carafba com os encontrados em corpos do tipo alpino, em intrusões estratiformes ou em peridotitos de soalho oceânico. Assemelham-se, entretanto, aos encontrados em corpos estratiformes em terrenos de alto grau como os de Cana Brava (Goiás) ou Fiskenaesset (Groenlândia), embora nestes o plagioclásio seja um constituinte importante não observado nas amostras estudadas de Carafba.

Haggerty (1979), em uma compilação de espinélio encontrados em várias suítes de rochas, obteve uma melhor representação dos espinélio em regimes de alta pressão, empre-

gando relações entre cátions que tenham a mesma coordenação na estrutura desses minerais. Assim, em plagioclásio-lherzolitos, de baixa pressão no manto, o Al está localizado principalmente nos feldspatos e conseqüentemente os espinélio dessas rochas têm altas razões Cr/Al. Em espinélio-lherzolitos, de pressões intermediárias no manto, aquela razão é bastante variável, porém as composições de espinélio encontrados em xenólitos em vulcânicas mostram que os mais aluminosos são os formados como simplectitos ao redor de granadas, ou seja, são possíveis fases reequilibradas a partir de granada-lherzolitos de alta pressão e conseqüentemente permitem a generalização de que a razão Cr/Al aumenta com o decréscimo da pressão. Por outro lado, em espinélio encontrados como inclusões em diamantes de kimberlitos (pressões muito altas), a tendência é inversa àquela, ou seja, ocorre uma diminuição na razão Cr/Al com o decréscimo da pressão (Haggerty 1979). Deste modo, os espinélio dos peridotitos de Carafba, quando representados em gráfico catiônico de Cr versus Al (Fig. 5), mostram um gradual aumento na razão Cr/Al, refletindo, assim, um possível decréscimo na pressão confinante.

Figura 5 – Composição catiônica de Cr e Al em espinélio de peridotitos da Mina Carafba. Campos, segundo Haggerty (1979)

Figure 5 – Cationic composition of Cr and Al in spinels of the Carafba Mine peridotites. Fields after Haggerty (1979)

Se se considerar a observação do penúltimo parágrafo, quando se constatou que os espinélio mais aluminosos ocorrem nas rochas menos fracionadas (com silicatos com as menores razões Fe/(Fe+Mg) e a tendência geral de aumento desta razão, da base para o topo, em intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, então é possível inferir que os xenólitos peridotíticos de Carafba podem ter sido capturados pelo magma norítico-hiperstenítico em diferentes profundidades de um corpo maior acamadado na base da crosta ou no manto superior, ou em alguma região na litosfera que tenha condições físicas de pressão e temperatura equivalentes ao campo de estabilidade dos espinélio-peridotitos.

Geotermobarometria Uma estimativa das condições físicas mínimas de equilíbrio metamórfico (ou subsólido) para

as principais rochas componentes do complexo máfico-ultramáfico de Carafba (isto é, hiperstenitos e noritos) e para as demais rochas pode ser obtida utilizando-se diversas parageneses minerais, tais como:

1. Dois piroxênios (Wood & Banno 1973, Wells 1977, Powell 1978) nos xenólitos de gabros e peridotitos, no piroxênio-granulito encaixante da apófise de hiperstenito, e em piroxênio-granulito intercalado em gnaiss migmatítico.
2. Granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo (Wells 1979, Newton & Perkins 1982, Perkins & Chipera 1985) e granada-ortopiroxênio (Wood 1974, Harley & Green 1982, Harley 1984a,b, Sen & Bhattacharya 1984) em granada-granulitos na porção ocidental da cava (Banco 380W).
3. Sólus de magnetita-hercinita (Turnock & Eugster 1962) em hiperstenito.
4. Estabilidade de espinélio e anfibólios em espinélio-peridotitos do manto (Ringwood 1966, Mysen & Boettcher 1975, Jaques & Green 1980)

Assim, empregando-se esses diversos geotermobarômetros aos dados de química mineral disponíveis, obtêm-se os seguintes resultados:

	T(°C)	P(kbar)
Granada-granulitos	580-680	6,6-8,9
Piroxênio-granulito/ gnaiss migmatítico	750-850	
Xenólitos de gabros	740-860	
Xenólito (?) de websterito	766-787	
Xenólitos de peridotitos	>1.077-1.097	9,5-20,5
Piroxênio-granulito/ apófise de hiperstenito	795-823	
Sólus magnetita-hercinita	500-550	

Deste modo, as rochas gnáissicas encaixantes atingiram equilíbrio entre 580- 850°C e 6,6-8,9 kbar. Na auréola térmica de piroxênio-granulito encaixante da apófise de hiperstenito, os valores mais baixos de temperatura foram observados em pares de piroxênios mais distantes do contato com a intrusão e os mais elevados junto a esta, significando que a temperatura do magma hiperstenítico foi de pelo menos 820°C. Os baixos valores de temperatura encontrados para a associação de magnetita e hercinita podem ser interpretados como temperatura de esfriamento e/ou reequilíbrio metamórfico.

Geoquímica A caracterização geoquímica das rochas do complexo máfico-ultramáfico de Carafba não é uma tarefa simples devido sobretudo à provável remobilização e/ou infiltração de elementos durante as diversas fases de deformação e migmatização. Deste modo, uma discussão mais detalhada da mobilidade de elementos químicos e do emprego de elementos-traços incompatíveis na petrogênese das rochas de Carafba só será feita em uma futura publicação. O presente artigo restringir-se-á, assim, apenas ao comentário qualitativo das características gerais das rochas em estudo.

Nas figuras 6 a 9 estão apresentados os diagramas AFM e triangulares catiônicos de Jensen (1976) para os hiperstenitos, noritos e gabros. Os peridotitos foram incluídos juntamente com os primeiros apenas para ilustração, pois os dados até aqui apresentados indicam que muito provavelmente eles têm uma história geológica distinta daqueles.

Nota-se que os hiperstenitos e noritos exibem uma distribuição contínua naqueles diagramas (Figs. 6 e 7), caracterizando tendências de aumento em álcalis e alumínio para razões (Fe+Ti)/Mg e Fe/Mg relativamente constantes.

Essas tendências são semelhantes às de séries cálcio-alcálicas. A lacuna composicional existente entre os peridotitos e os

Tabela 2 – Composição química média das principais rochas do complexo máfico-ultramáfico da Mina Carafba. N refere-se ao número de análises

Table 2 – Average chemical composition for the main Carafba mafic-ultramafic rocks. N is the number of analyses

FURO ROCHA N	FC2.516 HIP 28	N033 HIP 9	FC2.516 NO 18	N033 NO 21	FC2.516 PERI 3	FC2.516 GBHN 11	N033 GBAN 3	FC2.516 GBMB 7	FC2.516 GBGN 4	N033 GBRC 6
SiO ₂	46,60	43,20	48,40	49,20	47,60	48,00	45,80	50,00	50,00	47,10
TiO ₂	0,64	0,51	0,86	0,90	0,40	0,86	2,02	1,14	1,37	1,60
Al ₂ O ₃	4,80	3,90	13,30	15,90	5,50	14,30	15,40	14,80	17,50	13,20
Fe ₂ O ₃	22,60	24,50	15,70	12,90	12,00	11,60	15,90	13,40	11,50	12,00
MnO	0,35	0,41	0,23	0,18	0,16	0,16	0,18	0,20	0,15	0,40
MgO	20,20	18,50	12,00	7,80	26,70	9,90	6,60	6,30	4,20	8,70
CaO	0,90	1,90	5,20	6,20	5,70	11,60	8,80	10,50	8,30	12,30
Na ₂ O	0,20	0,20	1,90	3,10	0,60	2,00	3,20	2,60	4,00	0,90
K ₂ O	1,00	0,30	0,66	0,77	0,41	0,77	0,64	0,45	0,74	0,15
P ₂ O ₅	0,15	0,74	0,24	0,54	0,04	0,10	0,33	0,12	0,51	0,14
Total	97,42	93,98	98,56	97,59	99,09	99,33	98,85	99,45	98,13	96,54
V	449	395	275	252	129	280	291	326	178	422
Cr	2.620	2.386	1.091	500	2.242	443	86	163	36	76
Ni	1.085	780	547	261	1.471	170	92	67	37	422
Cu	12.326	39.662	5.068	6.778	104	246	438	77	138	21.828
Zn	438	520	252	201	125	97	163	175	114	187
Ga	25	22	26	28	10	19	24	22	27	18
Rb	52	10	23	20	13	20	5	7	7	4
Sr	28	44	280	508	53	149	307	122	794	132
Y	11	24	13	20	11	22	28	32	27	38
Zr	33	22	93	111	27	52	98	84	205	63
Nb	3	2	4	5	2	4	9	7	8	7
Ba	300	113	253	427	29	187	230	162	753	162
La	2	15	12	39	2	10	20	12	44	14
Ce	8	46	28	83	10	29	49	27	95	31
Nd	4	27	15	41	5	18	28	16	50	19
Th	7	9	6	8	6	5	3	5	4	6
Ba/Nb	100,1	70,8	61,6	79,1	12,0	43,5	25,2	22,8	96,6	21,9
La/Y	0,2	0,6	0,9	1,9	0,2	0,5	0,7	0,4	1,6	0,4
Rb/La	22,4	0,7	2,0	0,5	5,7	2,0	0,2	0,6	0,2	0,3
Ba/La	130,6	7,6	22,0	11,1	12,5	18,0	11,7	14,1	17,2	11,9
Th/La	2,8	0,6	0,5	0,2	2,6	0,5	0,2	0,4	0,1	0,4

Figura 6 – Diagrama AFM para hiperstenitos, noritos e peridotitos da Mina Carafba. Campos de séries toleíticas (TH), cálcio-alcálinas (CA) e alcalinas (AL), segundo Kuno (1968). Linha divisória entre os campos de séries toleíticas e cálcio-alcálinas segundo Irvine & Baragar (1971)

Figure 6 – AFM diagram for hypersthénites, norites and peridotites of the Carafba Mine. Fields for tholeiitic (TH), calc-alkaline (CA), and alkaline (AL) series after Kuno (1968). Dividing line between the fields for tholeiitic and calc-alkaline series after Irvine & Baragar (1971)

Figura 7 – Diagrama catiônico de Jensen (1976) para noritos, hiperstenitos e peridotitos da Mina Carafba. Símbolos, como na figura 6

Figure 7 – Jensen's cationic diagram (Jensen 1976) for norites, hypersthénites, and peridotites of the Carafba Mine. Symbols as in figure 6

hiperstenitos-noritos ressalta uma vez mais a natureza distinta dessas rochas. Um peridotito lherzolitico (a única amostra com dois piroxênios e considerada como a mais evoluída entre os peridotitos) e um hiperstenito da sondagem FC-2516 estão próximos um do outro e no vazio entre as áreas de concentração daquelas rochas. Estas duas amostras assemelham-se também quanto aos conteúdos de Ni, Cr, Zr, e Ti, mas são bastante distintas nos valores de Ca, K, Cu, Sr e Ba. Se essas duas amostras representam um possível elo de ligação entre os peridotitos e as rochas mineralizadas, ainda não se sabe. Esta possibilidade vai ser avaliada, porém, em um estudo de mode-

lamento dos elementos-traços e terras-raras que está em progresso. Em geral, os hiperstenitos e noritos da sondagem FC-2516 são mais ricos em MgO, V, Cr, Ni e Rb, e mais pobres em CaO, P_2O_5 , Cu, Sr, Y e terras-raras leves (LREE) do que seus equivalentes da sondagem NO-33.

As rochas gabróicas representadas nas figuras 8 e 9 incluem representantes associados aos gnaisses migmatítico (GBGN) e máfico-bandedos (GBMB), respectivamente a oeste e leste do corpo mineralizado, aos hiperstenitos e noritos (GBHN), aos anortositos (GBAN) e às rochas cálcio-silicáticas (GBRC) da parte norte da mina a céu aberto.

Figura 8 – Diagrama AFM para as rochas gabróicas da Mina Carafba, Campos, conforme figura 6. Ver o texto para explicação dos tipos de gabros

Figure 8 – AFM diagram for gabbroic rocks of the Carafba Mine. Fields as in figure 6. See text for gabbro types

Figura 9 – Diagrama catiônico de Jensen (1976) para rochas gabróicas da Mina Carafba. Símbolos, conforme figura 8

Figure 9 – Jensen's cationic diagram (Jensen 1976) for gabbroic rocks of the Carafba Mine. Symbols as in figure 8

Em relação aos elementos maiores (Figs. 8 e 9), é possível destacar-se, *grosso modo*, quatro agrupamentos de gabros: um relativamente mais rico em Fe-(Ti), que inclui amostras de

GBAN, GBMB e GBN; outro mais fracionado (mais rico em álcalis) está representado apenas por rochas GBN; um terceiro agrupamento, mais pobre em álcalis, formado por GBRC; e, finalmente, um quarto grupo em que se concentra a totalidade das amostras GBHN e parte das GBMB. A maioria das rochas gabróicas do grupo GBN mostra tendência cálcio-alcálica e as GBRC, GBAN, GBHN e GBMB, toleítica. Em termos de elementos menores e traços (Tab. 2), as rochas gabróicas GBRC são as que apresentam os maiores valores de Cu, V, Ni e os menores de Rb e K. Os GBHN contêm os maiores valores de Cr enquanto os GBAN são mais ricos em Ti e Nb. Os GBN, por outro lado, distinguem-se dos demais pelos elevados valores de Sr, Ba, LREE, Zr e P_2O_5 , e baixos conteúdos de Cr, Ni e V.

Em síntese, as rochas gabróicas associadas aos gnaisses migmatíticos e às rochas cálcio-silicáticas são distintas das demais. Os altos valores de Cu observados nas últimas podem ter origem nas injeções de hiperstenitos associadas ou à remoção de sulfetos. Os gabros associados ao gnaiss máfico bandedo possuem teores de Cr e Ni inferiores aos dos gabros associados aos noritos e hiperstenitos, e teores de Zr, Nb e LREE maiores que estes, o que é compatível com uma natureza mais fracionada para aqueles. Os gabros associados aos anortositos, em comparação com os do gnaiss máfico bandedo, são um pouco mais ricos em Ni, P_2O_5 , LREE, Ti, Sr, Cu, Ba e mais pobres em Cr. Entretanto, o emprego de índices de fracionamento (e.g. razão $MgO/MgO + FeO$ e Zr) na comparação entre as rochas gabróicas GBHN, GBAN e GBMB mostra que as GBAN são as mais fracionadas, o que impõe sérias restrições ao modelo de *sills* estratificados, no qual os gabros associados ao gnaiss máfico bandedo se teriam formado mais tardiamente por cristalização fracionada.

CONCLUSÕES Os dados de campo, de petrografia, de química mineral e de rocha não suportam um modelo de *sills* toleíticos estratificados para as rochas máfico-ultramáficas da Mina Caraíba. A presença de estruturas de brecha, de injeções de hiperstenitos em noritos e vice-versa, de apófises de hiperstenitos intrusivas em piroxênio-granulitos regionais, de estruturas e texturas de cúmulus, e de porções noríticas (líquidos aprisionados) nos hiperstenitos, além de xenólitos de rochas cálcio-silicáticas, favorecem, outrossim, um modelo de múltiplas injeções com a forma de diques e/ou veios, de um magma norítico-hiperstenítico que anteriormente já estava sofrendo cristalização fracionada. Essas injeções só podem ter ocorrido nos estágios finais da primeira fase regional de deformação e metamorfismo e não antes, muito provavelmente relacionadas a um ou mais eventos distensivos.

As inclusões peridotíticas apresentam várias evidências de serem xenólitos nos hiperstenitos, tais como a forma arredondada, contatos bruscos, margens resfriadas de hiperstenito e apófises deste, estratificação ígnea ou não e equilíbrio de fases minerais em temperaturas e pressões mais elevadas do que as encaixantes.

A química e as relações de campo mostram também que existem pelo menos quatro agrupamentos de rochas gabróicas em Caraíba, a saber: as associadas aos gnaisses migmatíticos, aos gnaisses máfico bandedos, às rochas cálcio-silicáticas e aos hiperstenitos-noritos-anortositos. A maioria está recristalizada em condições de fácies granulito e raramente exibe texturas ígneas reliquias. Estudos em andamento em rochas gabróicas granatíferas da mina a céu aberto e em outras associadas às rochas regionais (e.g. ortognaisses G 1 / G 2, corpo máfico de Terra do Sal, Gnaiss Bandedo Surubim e em ultramáficas magnesianas a oeste de Caraíba) permitirão um melhor entendimento do significado das rochas gabróicas em Caraíba. Entretanto, a forma oval alongada da maioria dessas rochas, quando encontradas no seio dos hiperstenitos e noritos, reações de desestabilização de anfibólio, observadas nelas quando em contato com noritos, os conteúdos de ele-

mentos-traços e menores, e a total ausência de piroxênio cálcico nos noritos e hiperstenitos sugerem que grande parte das rochas gabróicas (senão todas) associadas aos hiperstenitos, noritos e anortositos é de *xenólitos*. Para outros gabros, cujas relações de campo não são claras (para os quais só se dispõem de observações em furos de sondagens), a possibilidade de serem mais novos, isto é, diques, não deve ser descartada.

Griffin & O'Reilly (1986, 1987) fornecem vários critérios para o reconhecimento de xenólitos da crosta inferior e do manto, um deles sendo a ausência de rochas similares nas vizinhanças. Rochas gabróicas granulíticas são comuns nos arredores de Caraíba, mas espinélio-peridotitos e dunitos não o são. A oeste da mina aflora, todavia, um corpo de serpentinito com gabros granatíferos associados e que poderiam ser eleitos como os candidatos mais semelhantes aos peridotitos de Caraíba. Diferem destes, entretanto, pela abundância de granada e piroxênio cálcico, e pela ausência de estruturas ígneas de estratificação.

Em xenólitos encontrados em rochas vulcânicas e kimberlitos fanerozóicos há uma boa correlação entre tipos de microestruturas e o ambiente tectônico (ver várias referências em Nixon 1987). Assim, xenólitos em arcos insulares e em outras margens de placas convergentes geralmente mostram microestruturas ígneas desequilibradas (cumulados, estratificação), enquanto em áreas continentais mais antigas as suítes de xenólitos apresentam microestruturas granoblásticas bem equilibradas. Em faixas dobradas mais jovens, em riftes e em outras áreas de vulcanismo continental, os dois tipos de xenólitos são comuns, sugerindo que os processos magmáticos periodicamente criam nova crosta nessas áreas pelas intrusões no limite crosta-manto (Griffin & O'Reilly 1987). As inclusões peridotíticas nos hiperstenitos assemelham-se a este último grupo.

Os hiperstenitos, noritos e anortositos de Caraíba são similares às rochas da Suíte Koperberg, na África do Sul, distinguindo-se destas apenas na maior proporção de hiperstenitos e na presença de xenólitos peridotíticos e gabróicos. Há grande similaridade também com rochas presentes em corpos de anortositos do tipo maciço. A ocorrência de diques de hiperstenitos em maciços anortosíticos (De Waard 1970), a íntima associação de veios de anortositos e hiperstenitos em terrenos de alto grau (Moorlock *et al.* 1972) e a química mineral das rochas de Caraíba e da Suíte Koperberg indicam, conjuntamente, que complexos como o de Caraíba podem ter sido gerados por processos semelhantes aos que são propostos para os anortositos do tipo maciço. Diferem destes, entretanto, no modo de ocorrência, isto é, na forma de diques, veios ou lentes. Embora a gênese dos maciços anortosíticos por si só já seja bastante polêmica no que diz respeito ao ambiente tectônico (sinorogênico ou anorogênico), à profundidade de colocação (profunda ou rasa), há fortes evidências de que o magma parental tem derivação crustal e possui natureza anidra, com razões $Mg/Mg + Fe$ intermediárias (Emslie 1985). As elevadas razões Ba/Nb, La/Y, Th/La, Ba/La e Rb/La, o acentuado fracionamento dos terras-raras ($La_N/Yb_N = 1,98-27,06$) e a dificuldade em demonstrar que os hiperstenitos e noritos são derivados diretamente do manto, com base em modelamentos do tipo proposto por Hanson & Langmuir (1978), indicam, conjuntamente, uma marcante assinatura crustal para as rochas mineralizadas de Caraíba (Oliveira & Tarney in prep.). Se for válido o modelo sugerido por Menuge (1988) para a gênese dos anortositos do tipo maciço, no qual os anortositos e leuconoritos derivaram, por contaminação crustal e cristalização fracionada, de um magma picrítico proveniente de fonte mantélica depletada, então complexos máfico-ultramáficos como os de Caraíba e da Suíte Koperberg podem ser fortes candidatos a representantes de raízes de anortositos do tipo maciço. Nesta hipótese, as rochas de Caraíba desempenham um importante papel, pois os xenólitos de peridotitos podem ser conatos e representarem o possível

magma picrítico de Menuge (1988). Algumas questões emergem, contudo, tais como, explicar: 1. a persistente presença de sulfetos de cobre nos hiperstenitos e noritos das diversas ocorrências similares à de Carafba (o autor desconhece qualquer referência a sulfetos de cobre em hiperstenitos associados a maciços anortosíticos); e 2. os elevados conteúdos de apatita (e conseqüentemente de terras-raras) e de flogopita em Carafba e na Suíte Koperberg, que indicam uma fonte enriquecida nos elementos incompatíveis K, P e REE, e não depletada como sugere o modelo de Menuge (1988). De qualquer forma, essas são questões em aberto que voltarão a ser abordadas em futuras publicações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASHWAL, L.D. 1988. Anorthositic: classification, mythology, trivia, and a simple unified theory. *J. Geol. Soc. India*, 31:6-8.
- BERG, J.H. 1980. Snowflake troctolite in the Hettasch intrusion, Labrador: evidence for magma-mixing and supercooling in a plutonic environment. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72:339-351.
- BURNS, L.E. 1985. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics. *Can. J. Earth Sci.*, 22:1020-1038.
- CLIFFORD, T.N.; GRONOW, L.; REX, D.C.; BURGER, A.J. 1975. Geochronological and petrogenetic studies of high-grade metamorphic rocks and intrusives in Namaqualand, South Africa. *J. Petrol.*, 16:154-188.
- CLIFFORD, T.N.; BURGER, A.J.; MCCARTHY, T.S.; REX, D.C. 1981. Mineral-chemical and isotopic studies of Namaqualand granulites, South Africa: a Grenville analogue. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77:225-250.
- CONRADIE, J.A. & SCHOCH, A.E. 1986. Petrographical characteristics of the Koperberg Suite, South Africa - An analogy to massif-type anorthositic? *Precamb. Res.*, 31:157-188.
- De WAARD, D. 1970. The anorthosite-charnockite suite of rocks of Roaring Brook Valley in the eastern Adirondacks (Marcy Massif). *Amer. Mineral.*, 55:2063-2075.
- DELGADO, I.M. & SOUZA, J.D. 1975. *Projeto Cobre Curaçá*, Rel. final. Geol. Econômica do distrito cuprífero do Rio Curaçá, Bahia, Brasil. CPRM/DNPM, 30 vols.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86:54-76.
- EMSLIE, R.F. 1985. Proterozoic anorthosite massifs. In: TOBI, A.C. & TOURET, J.L.R. (eds.) *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*. D. Reidel Publ. Co., p. 39-60.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1981. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia, Brasil. In: INDA, H.A.V.; MARINHO, M.M.; DUARTE, F.B. (eds.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. p. 1-71. (Textos Básicos 4).
- GIBB, F.G.F. 1974. Supercooling and the crystallization of plagioclase from a basaltic magma. *Mineral. Mag.*, 39:641-653.
- GIRARDI, V.A.V. & KURAT, G. 1982. Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil - Mineral compositions and evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:313-323.
- GRIFFIN, W.L. & O'REILLY, S.y. 1986. The lower crust in eastern Australia: xenolith evidence. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds.) *The nature of the Lower Continental Crust*. Geol. Soc. London, Blackwell Scient. Publ. p. 363-374. (Special Publ. 24).
- GRIFFIN, W.L., & O'REILLY, S.y. 1987. The composition of the lower crust and the nature of the continental Moho - xenolith evidence. In: NIXON, P.H. (ed) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons, p. 413-432.
- HAGGERTY, S.E. 1979. Spinel in high pressure regimes. In: BOYD, F.R. & MEYER, H.O.A. (eds.) *The mantle samples: inclusions in kimberlites and other volcanics*. *Proceedings 2nd. Intern. Kimberlite Conference*, vol. 2, Amer. Geophys. Union, p. 183-196.
- HANSON, G.N. & LANGMUIR, C.H. 1978. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochim. Cosm. Acta*, 42:725-741.
- HARLEY, S.L. 1984a. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86:359-373.
- HARLEY, S.L. 1984b. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Petrol.*, 25:665-696.
- HARLEY, S.L. & GREEN, D.H. 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, 300:697-701.
- HASUI, Y.; SILVA, L.J.H.D.R.; SILVA, F.J.L.; MANDETTA, P.; MORAES, J.A.C.; OLIVEIRA, J.G.; MIOLA, W. 1982. Geology and copper mineralization of Curaçá River Valley, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:463-474.
- HERZ, N. 1969. Anorthosite belts, continental drift, and the anorthosite event. *Science*, 164:944-947.
- HOR, A.K.; HUTT, D.K.; SMITH, J.V.; WAKEFIELD, J.; WINDLEY, B.F. 1975. Petrochemistry and mineralogy of early Precambrian anorthositic rocks of the Limpopo belt, southern Africa. *Lithos*, 8:297-310.
- IRVINE, T.N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.*, 4:71-103.
- IRVINE, T.N. 1974. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Geol. Soc. Am. Mem.* 138:240 p.
- IRVINE, R.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- JAN, M.Q.; KHATTAK, M.U.K.; PARVEZ, M.K.; WINDLEY, B.F. 1984. The Chilas stratiform complex: field and mineralogical aspects. *Geological Bull.*, University Peshawar, 17:163-169.
- JAQUES, A.L. & GREEN, D.H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73:287-310.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ont. Div. Mines*. 22 p. (Misc. Pap. 66).
- KUNO, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (eds.) *Basalts*. vol. 2, Inters. Pub., p. 623-688.
- LADEIRA, E.A. & BROCKES JR., H. 1969. Geologia das quadrículas de Poço de Fora, Esfomeado, Tanque Novo e Lajes, Distrito cuprífero do Rio Curaçá, Bahia, Brasil. *Relat. Geosol* submetido ao DNPM, 209 p.
- LEAKE, B.E.; FARROW, C.M.; TOWNEND, R. 1979. A pre-2000 Myr old granulite facies metamorphosed evaporite from Carafba, Brazil? *Nature*, 277:49-50.
- LEINZ, V. 1948. Gênese da jazida de cobre de Carafba, Bahia. *Miner. Metal.*, 12:277-278.
- LINDENMAYER, Z.G. 1981. Evolução geológica do vale do Rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. In: INDA, H.A.V.; MARINHO, M.M.; DUARTE, F.B. (eds.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*, Salvador, SME, p. 72-110. (Textos Básicos 4).
- LOFGREN, G. 1974. Temperature induced zoning in synthetic plagioclase feldspar. In: MacKENZIE, W.S. & ZUSSMAN, J. (eds.) *The feldspars*. Manchester Univ. Press. p. 362-375.
- MAALOE, S. 1976. The zoned plagioclase of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Petrol.*, 17:398-419.
- MANDETTA, P. 1982. Aspectos geológicos e petrogenéticos das associações máfico-ultramáficas da região de Carafba, Vale do Curaçá, BA. (Tese Mestrado, UFBA)
- MATHISON, C.I. 1987. Pyroxene oikocrysts in troctolitic cumulates - evidence for supercooled crystallization and postcumulus modification. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97:228-236.
- McIVER, J.R.; MCCARTHY, T.S.; PACKHAM, B.V. 1983. The copper-bearing basic rocks of Namaqualand, South Africa. *Mineral. Deposita*, 18:135-160.
- MENUGE, J.F. 1988. The petrogenesis of massif anorthositic: a Nd and Sr isotopic investigation of the Proterozoic of Rogaland/Vest-Agder, SW Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98:363-373.
- MOORLOCK, B.S.P.; TARNEY, J.; WRIGHT, A.E. 1972. K-Rb ratios of intrusive anorthositic veins from Angmagssalik, East Greenland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 14:39-46.
- MYSEN, B.O. & BOETTCHER, A.L. 1975. Melting of a hydrous mantle: I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. *J. Petrol.*, 16:520-548.
- MULLAN, H.S. & BUSSEL, M.A. 1977. The basic rock series in batholithic associations. *Geol. Mag.*, 114:265-280.
- NEWTON, R.C. & PERKINS III, D. 1982. Thermodynamic

- calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Min.*, 67:203-222.
- NIXON, P.H. 1987. *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons, 844 p.
- OLIVEIRA, E.P. & TARNEY, J. in prep. Genesis of the Carafba copper deposit, Bahia, Brazil: Mineralogical and geochemical constraints.
- PERKINS III, D. & CHIPERA, S.J. 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89:69-80.
- PHILPOTTS, A.R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Econ. Geol.*, 62:303-315.
- POWELL, R. 1978. The thermodynamics of pyroxene geotherms. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A288:457-469.
- RINGWOOD, A.E. 1966. The chemical composition and origin of the earth. In: HURLEY, P.M. (ed.) *Advances in Earth Science*. The M.I.T. Press, Cambridge, p. 287-356.
- SÁ, E.F.J.; ARCHANJO, C.J.; LEGRAND, J.M. 1982. Structural and metamorphic history of the part of the high-grade terrain in Curaçá valley, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:251-262.
- SÁ, E.P. & REINHARDT, M.C. 1984. Aspectos metodológicos da prospecção mineral no vale do Rio Curaçá, Bahia. In: SIMP. BRAS. TECN. EXPLOR. APLIC. GEOLOGIA, Salvador, 1984. *Anais...* Salvador, SBG, p. 250-278.
- SCHNEIDER, A. 1951. Piroxenitos cupríferos de Carafba, Bahia. *Miner. Metal.*, 15:271-276.
- SEN, S.K. & BHATTACHARYA, A. 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88:64-71.
- SILVA, L.J.H.D.R. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Carafba, Vale do Curaçá, Bahia. In: SÁ, P.V.S.V. & DUARTE, F.B. (eds.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador, SME p. 51-136. (Textos Básicos 6)
- SRIKANTAPPA, C.; HORMANN, P. K.; RATH, M. 1984. Petrology and geochemistry of layered ultramafic to mafic complexes from the Archaean craton of Karnataka, southern India. In: KRONER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. (eds.) *Archaean Geochemistry*. Springer-Verlag, p. 138-160.
- STEELE, I.M.; BISHOP, F.C.; SMITH, J.V.; WINDLEY, B.F. 1977. The Fiskenaasset complex, West Greenland - Part III. *Bull. Gronlands geol. Unders.*, 124, 41 p.
- STUMPFL, E.F.; CLIFFORD, T.N.; BURGER, A.J.; VAN ZYL, D. 1976. The copper deposits of the Okiep district, South Africa: New data and concepts. *Mineral. Deposita*, 11:46-70.
- SUSZCZYNSKI, E.F. 1972. A origem sedimentar-metamórfica estratiforme do minério cuprífero do distrito norte da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL. 26, Belém 1972. *Anais...* Belém, SBG, v. 1, p. 167-172.
- TOWNEND, R.; FERREIRA, P.M.; FRANKE, N.D. 1980. Carafba, a new copper deposit in Brazil. *Trans. Instn. Min. Metall.*, 89:B159-B164.
- TURNOCK, A.C. & EUGSTER, H.P. 1962. Fe-Al oxides: Phase relationships below 1,000°C. *J. Petrol.*, 3:533-565.
- VINOGRADOV, I.A. 1976. Palingenic norites and pyroxenites of the zone of granulite facies of metamorphism. *Internat. Geology Rev.*, 18:1103-1109.
- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. 1967. *Layered igneous rocks*. W.H. Freeman and Co., 588 p.
- WEAVER, B.L.; TARNEY, J.; WINDLEY, B.F.; LEAKE, B.E. 1982. Geochemistry and petrogenesis of Archaean metavolcanic amphibolites from Fiskenaasset, S.W. Greenland. *Geochim. Cosm. Acta*, 46:2203-2215.
- WELLS, R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62:129-139.
- WINDLEY, B.F. 1984. *The evolving continents*. 2. ed. London, Wiley, 399 p.
- WINDLEY, B.F.; BISHOP, F.C.; SMITH, J.V. 1981. Metamorphosed layered igneous complexes in Archaean granulite-gneiss belts. *Ann. rev. Earth Planet. Sci.*, 9:175-178.
- WOOD, B.J. 1974. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46:1-15.
- WOOD, B.J. & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42:109-124.
- YOUNG, I.M. & DONALDSON, C.H. 1985. Formation of granular-textured layers and laminae within the Rhum crystal pile. *Geol. Mag.*, 122:519-528.

MANUSCRITO Nº 596

Recebido em 27 de março de 1989

Revisão do autor em 16 de agosto de 1989

Revisão aceita em 16 de agosto de 1989