PETROLOGIA DOS RODINGITOS DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA, GOIÁS

ANA MARIA DREHER*, VICENTE ANTÔNIO VITÓRIO GIRARDI** e PIERO COMIN-CHIARAMONTI***

ABSTRACT PETROLOGY OF RODINGITES FROM THE CANA BRAVA MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEX, GOIÁS. Rodingites have been found in association with asbestos-bearing serpentinites of the Cana Brava mine, which is located in the southeastern edge of the Cana Brava Complex, Goiás. The rodingites were formed by metasomatic processes affecting leucocratic metagabbros which probably constitute differentiated layers of the complex. The rodingites are essentially made up of garnet of the grossular-andradite series, zoned vesuvianite and strongly calcic pyroxene. Additional minerals include chlorite, zoisite, and apatite besides pectolite and xonotlite in veins. The residual leucocratic metagabbros are albitized and the associated serpentinites-derived from harzburgites and composed of antigorite, lizardite and chrysotile veins – are chloritized along the contact with the rodingites. The Cana Brava rodingites are chemically comparable to but slightly more calcic than similar rocks described in the literature. With respect to the original leucogabbros, they are enriched in Ca, depleted in Si and Al, and almost devoid of alkalis. A genetic relationship between serpentinization and generation of the rodingites has been established. Ca-rich fluids released by the alteration of the ultramafic rock-types migrated towards the basic layers and replaced the original minerals by a calc-silicate assemblage. The alkalies liberated from the rodingitic reaction zone caused the albitization of the leucogabbros. Al probably moved towards the serpentinites producing the chloritic borders. Both processes of rodingitization and serpentinization belong to a late low-T event that affected the Cana Brava complex. Temperatures of 400-500°C and low pressures were estimated for this period. In a second serpentinization event, chrysotile asbestos veins, and xonotlite plus pectolite were formed in the serpentinites and rodingites, respectively. This was accompanied by fracturing at temperatures around 200-300°C. Talc-carbonate rocks, along with carbonate veins that cut the ultramafics and rodingites were formed in a last stage during which CO₂ – bearing fluids percolated the rocks through faults and fractures. The Cana Brava rodingites differ from the majority of similar rocks reported in the literature in the sense that are not related to an aphiolitic-type complex. They also formed at comparatively higher temperatures, in association with antigorite-bearing serpentinites.

RESUMO Rodingitos ocorrem em associação com serpentinitos portadores de amianto na mina de Cana Brava, localizada na extremidade sudeste do complexo de Cana Brava, Goiás. Tais rochas formaram-se a partir de processos metassomáticos atingindo metagabros leucocráticos, que provavelmente constituem bandas diferenciadas do complexo. A composição dos rodingitos inclui principalmente granada da série grossulária-andradita, vesuvianita zonada e piroxênios fortemente cálcicos. Os minerais adicionais são: clorita, zoisita, apatita, além de pectolita e xonotlita em veios. Os metagabros leucocráticos residuais estão albitizados e os serpentinitos associados, derivados de harzburgitos, e compostos por antigorita, lizardita e veios de crisotilo, estão cloritizados no contato com os rodingitos. Os rodingitos de Cana Brava são quimicamente comparáveis, embora levemente mais cálcicos, que rochas similares descritas na literatura. Em relação aos leucogabros originais, eles são enriquecidos em Ca, empobrecidos em Si e Al, e quase isentos de álcalis. Uma relação genética entre serpentinização e rodingitização foi estabelecida. Fluidos ricos em Ca liberados pela alteração das ultramáficas migraram em direção às bandas básicas e substituíram minerais originais por uma assembléia cálcio-silicática. Os álcalis liberados da zona de reação rodingítica causaram a albitização dos leucogabros. O alumínio moveu-se em direção aos serpentinitos causando as bordas cloríticas. Ambos os processos de rodingitização e serpentinização pertencem a um evento de baixa temperatura que afetou o complexo de Cana Brava. Temperaturas da ordem de 400-500°C e baixas pressões foram estimadas para esse período. Durante um segundo evento de serpentinização, veios de crisotilo, xonotlita e pectolita tiveram origem nos serpentinitos e rodingitos, respectivamente. Tais fenômenos foram acompanhados por fraturamento a temperaturas ao redor de 200-300°C. Rochas talco-carbonáticas e veios de carbonato cortando ultramáficas e rodingitos formaram-se no último estágio, durante o qual fluidos ricos em CO₂ percorreram as rochas em falhas e fraturas. Os rodingitos de Cana Brava diferem da maioria de rochas similares descritas na literatura por não estarem relacionados a complexos do tipo ofiolítico. Eles também formaram-se a temperaturas relativamente mais altas em associação a serpentinitos portadores de antigorita.

INTRODUÇÃO Durante sondagens efetuadas pela S.A. Mineração de Amianto (SAMA) na mina de Cana Brava, foi constatada a presença de corpos de rochas de coloração clara e densidade elevada em meio aos serpentinitos. Estudos desenvolvidos por Girardi *et al.* (1976) revelaram que essas rochas eram formadas por uma associação peculiar de minerais cálcio-silicáticos como granada, vesuvianita, diopsídio e zoisita. Por sua natureza e modo de ocorrência, os autores designaram essas rochas de rodingitos, constituindo-se esta a primeira referência feita a rochas desse tipo no Brasil.

Originalmente, o termo rodingito foi empregado por Bell

et al (1911) para descrever gabros alterados, portadores de granada, contidos nos serpentinitos do cinturão ultramáfico de Dun Mountain na Nova Zelândia. O nome é derivado do Rio Roding, que drena a região. Desde então, o termo rodingito tem sido usado não só para rochas básicas mas também para grauwacas, granitos, dacitos, folhelhos etc. (Coleman 1966, 1967) associados a serpentinitos e compostos predominantemente por silicatos de cálcio.

Os rodingitos descritos na literatura apresentam uma série de características similares, que foram resumidas por Coleman (1967). Ocorrem invariavelmente associados a ultramáficas fortemente serpentinizadas. Desenvolvem-se no contato entre

* Rua Guilhermina Guinle 70/404, CEP 22270, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

** Instituto de Geociências, USP, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, CEP 05508, São Paulo, SP, Brasil

*** Instituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, Università di Palermo, Vie Archirafi 36, Palermo, Itália.

diques, inclusões tectônicas ou camadas de rochas de diversas composições situadas dentro de serpentinitos ou ao longo de seus contatos com as rochas encaixantes. Caracterizam-se por uma composição química particular, sendo pobres em Si e álcalis e bastante ricos em Ca. A formação dos rodingitos é normalmente atribuída a um processo metassomático relacionado à serpentinização. Os serpentinitos adjacentes encontram-se igualmente transformados em rochas portadoras de clorita e tremolita. As mudanças químicas operadas durante o metassomatismo são, de modo geral, pouco influenciadas pela composição da rocha original.

O presente trabalho baseia-se no estudo desenvolvido por Dreher (1984) e visa caracterizar a mineralogia, petrologia e gênese dos rodingitos do maciço de Cana Brava, contribuindo também para a elucidação da evolução petrogenética desse importante complexo.

GEOLOGIA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Situado na região central do Estado de Goiás, o complexo de Cana Brava mede cerca de 40 km de comprimento por 10 de largura, estendendo-se por 3 km a sudoeste da cidade de Minaçu até a confluência dos rios Cana Brava e Maranhão. O mapa geológico do complexo, segundo Girardi & Kurat (1982), é mostrado na figura 1. O maciço é composto por metagabros, metagabronoritos, metanoritos, anfibolitos, metapiroxênitos e serpentinitos. Dois corpos satélites ocorrem a leste e a oeste do maciço principal, ao qual são possivelmente relacionados. Os serpentinitos da extremidade sudeste do complexo são portadores das importantes mineralizações de amianto crisotilo da mina de Cana Brava. Associados aos serpentinitos encontram-se corpos de rodingitos que serão descritos e estudados neste trabalho.

O complexo de Cana Brava apresenta-se como um bloco alçado e basculado para oeste, limitando-se a leste por uma faixa de milonitos associados a importante falha inversa, inclinada de cerca de 40° para oeste. Essa falha coloca os anfibolitos da borda leste em contato com gnaisses graníticos e migmatitos atribuídos por Marini *et al.* (1977) ao Grupo Serra da Mesa. Na borda oeste, o maciço limita-se com xistos, gnaisses, rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos do Grupo Palmeirópolis (Danni *et al.* 1982).

O complexo de Cana Brava constitui, juntamente com o maciço estratiforme de Niquelândia (Girardi *et al.* 1986) e o de Barro Alto (Girardi *et al.* 1981), um alinhamento segundo NNE de cerca de 300 km na parte central de Goiás. Datações radiométricas efetuadas em rochas do maciço e adjacências indicam uma história geológica complexa (Matsui *et al.* 1976, Girardi *et al.* 1978). A idade de formação das rochas máficas e ultramáficas não é conhecida, devendo, entretanto, remontar ao Arqueano ou Proterozóico. Xistos e rochas cálcio-silicáticas da borda oeste forneceram idades aparentes, em isócrona Rb-Sr, de 1.150 Ma, que podem ser relacionadas ao Ciclo Uruaçuano. Para os gnaisses a leste, foram obtidas idades em torno de 650 Ma referíveis ao Ciclo Brasileiro, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,736 indicativa de uma longa evolução crustal.

As rochas máficas e ultramáficas compreendem serpentinitos, meta-harzburgitos e metapiroxênitos, estes constituídos por orto e/ou clinopiroxênios, com hornblenda, espínélio, opacos, titanita, serpentina e por vezes plagioclásio como minerais subordinados. As rochas máficas estão representadas por metagabros, metagabronoritos, metanoritos e anfibolitos, e são constituídas por plagioclásio, orto e clinopiroxênio, além de hornblenda, biotita, epídoto, granada, clorita e actinolita. A associação máfica-ultramáfica exibe freqüentemente estruturas bandadas. As rochas gabróides e os metapiroxênitos preservam cristais cúmulus reliquias de orto e clinopiroxênio, com lamelas de recristalização, imersos em matriz granoblástica, textura atribuível a reequilíbrio subsólido a lento resfriamento ou

metamorfismo de alto grau. A transformação de piroxênios em hornblendas verdes nas rochas máficas provocou a formação de anfibolitos. Os epídoto-anfibolitos que constituem extensa faixa a leste do complexo têm grau mais baixo e são intensamente cisalhados. Os serpentinitos, também intensamente cisalhados, são constituídos por variedades de serpentina, podendo conter relictos de olivina e piroxênio, além de opacos, carbonato, talco e clorita. Tais rochas, à semelhança dos xistos magnesianos, formados por talco, clorita e acessórios, e que ocorrem em delgada faixa na extremidade meridional do complexo, relacionam-se a metamorfismo tardio de baixa temperatura responsável também pela presença dos rodingitos.

As rochas que compõem o complexo de Cana Brava representam, segundo Girardi & Kurat (1982), os produtos de diferenciação gravitativa de um magma original basáltico, abrangendo uma sequência que varia de harzburgitos e piroxênitos a ferromoritos e ferrogabros. Tratar-se-ia, portanto, de um complexo estatiforme, cuja base de natureza ultramáfica se situa na porção leste do corpo.

OS RODINGITOS E ROCHAS ASSOCIADAS

Ocorrência Os rodingitos ocorrem na área da mina de Cana Brava, que se situa na extremidade sudeste do maciço e se constitui na principal jazida de amianto do Brasil. O mapa geológico da mina de Cana Brava, extraído de Pamplona & Nagao (1982) pode ser visto na figura 2. Os rodingitos foram

Figura 1 – Mapa geológico do complexo de Cana Brava, Goiás (extraído de Girardi & Kurat 1982)

Figure 1 – Geological map of the Cana Brava complex, Goiás (after Girardi & Kurat 1982)

descobertos pelos furos de sondagem feitos na cava B, onde ocorrem associados a serpentinitos, rochas predominantes na área, e a metaleucogabros, que formam corpos tabulares pouco espessos (de 2 a 3 m) contidos nos serpentinitos (Fig 3). Os serpentinitos mineralizados encontram-se frequentemente deformados, atravessados por fraturas e faixas de cisalhamento. Os veios de crisotilo distribuem-se erraticamente na massa serpentínica, na forma de disseminações do tipo *stockworks*, sendo mais raros os veios tabulares. Os metaleucogabros estão geralmente dobrados, distendidos ou fragmentados, mas se posicionam por diversas vezes em concordância com os serpentinitos, considerando-se que devam representar bandas de diferenciação do maciço.

Figura 2 – Mapa geológico da parte sudeste do maciço de Cana Brava mostrando a localização das zonas mineralizadas em amianto da mina de Cana Brava (extraído de Pamplona & Nagao 1982). Os rodingitos são provenientes da cava B

Figure 2 – Geological map of the Southeastern portion of the Cana Brava complex showing the location of asbestos-bearing zones of the Cana Brava mine (after Pamplona & Nagao 1982). The rodingites are from pit B

Ocorrem também em meio aos serpentinitos da mina de Cana Brava rochas talco-carbonáticas por vezes grafitosas e corpos de metapiroxenitos.

Os rodingitos aparecem geralmente no contato entre os serpentinitos e os metaleucogabros, representando corpos de dimensões reduzidas, decimétricas ou centimétricas, raramente atingindo poucos metros de espessura. Possuem formas diversas, como lentes, veios ou massas irregulares. São rochas densas, de granulação e coloração variada (rôsea, verde-amarelada, esbranquiçada ou cinza-clara). Os contatos entre os metaleucogabros e os rodingitos são ora bruscos, ora gradacionais. Muitas vezes observa-se que os rodingitos invadem o interior da rocha básica, substituindo-a quase que totalmente. Um grupo menor de rodingitos ocorre em meio aos serpentinitos sem relação aparente com os metaleucogabros. Os contatos entre rodingitos e serpentinitos são sempre bruscos e por vezes definidos por uma zona de cisalhamento junto da qual os serpentinitos apresentam uma borda de alteração verde-escura a preta, rica em clorita.

Figura 3 – Perfis de sondagens feitas na cava B mostrando exemplo da distribuição dos corpos de metaleucogabro aos quais se associam os rodingitos (gentilmente cedidos pela SAMA)

Figure 3 – Profiles of drill holes of pit B showing the distribution of metaleucogabros to which rodingites are associated (kindly granted by SAMA)

Petrografia METALEUCOGABROS Os metaleucogabros são geralmente grossos e algo orientados, formados por uma massa de cor branca ou acinzentada contendo manchas pretas. As porções claras dessas rochas compõem-se essencialmente de plagioclásio albitico recoberto por pequenos grãos de zoisita. Os minerais máficos estão representados por agregados de flogopita, titanita, epidoto e clorita, em meio aos quais se encontram restos de hornblenda marrom e clinopiroxênio. A hornblenda marrom constitui cristais em arranjos granoblásticos e parece ter sido o componente máfico mais comum nos metaleucogabros em fase anterior à sua atual alteração. Sua substituição pelos minerais antes citados principia pelas bordas e fraturas. Os clinopiroxênios residuais são muito raros. Os metaleucogabros encontram-se muitas vezes fraturados e atravessados por veios de epidoto, albita, pectolita, serpentina e carbonato. A transformação dos leucogabros em rodingitos inicia-se com o aparecimento de pequenos bolsões de granada, interligados por finos veios. Já mais próximo ao contato com os serpentinitos,

aumenta a quantidade de granada, formando-se finalmente uma zona rodingítica que acompanha quase que continuamente o contorno dos corpos básicos.

RODINGITOS Os rodingitos exibem texturas muito irregulares e uma granulação que pode variar de fina a grossa, por vezes numa mesma amostra. Os principais componentes dessas rochas são granada, vesuvianita e clinopiroxênio. Apresentam uma boa variedade de outros minerais como zoisita, clorita, apatita, pectolita, titanita, xonotlita, opacos, serpentina e carbonato. Em rodingitos que preservam traços texturais dos metaleucobros podem ocorrer resíduos de hornblenda marrom e de albita. A granada apresenta-se incolor, branca, acinzentada, rosada ou acastanhada; ao microscópio, varia de incolor a rósea ou marrom-pálida. Constitui cristais perfeitamente eudrícos em algumas amostras, com birrefringência anômala (0,006) e complexas geminações. Em outras rochas, a granada é subédrica, mais ou menos arredondada, ou mesmo anédrica, sem que se possa definir com precisão o tamanho de seus grãos. Apresenta-se nesses casos isotrópica ou fracamente birrefringente, com alguma geminação em setores. Embora a granada tenha substituído de preferência as porções félsicas dos metaleucobros, nenhuma substituição direta do plagioclásio pode ser observada, não havendo também evidências claras de pseudomorfose. Notou-se, entretanto, agregados de granada cercados por zoisita, e mesmo cristais de granada contendo relictos de zoisita parcialmente digeridos em seu interior, sugerindo que a substituição se tenha dado via epidoto. A vesuvianita é muito abundante em certos rodingitos, estando ausente em outros. Ocorre intercrescida ou inclusa na granada, da qual se distingue por uma birrefringência anômala em tons de marrom-amarelado ou violeta. É normalmente eudríca e zonada, caracterizando-se macroscopicamente por cor verde-amarelada. Os clinopiroxênios dos rodingitos são diopsídios incolores ou verde-claros, geralmente finos e irregulares. Alguns deles são lípidos, outros parcialmente alterados em clorita incolor, granada rósea e vesuvianita. Não há evidências, entretanto, de que o clinopiroxênio original, cujos restos são vistos em alguns metaleucobros, esteja ainda presente nos rodingitos. Pectolita e xonotlita aparecem em veios e interstícios de certas rochas substituindo ocasionalmente as granadas. Ambos os minerais são brancos em amostras de mão, formando arranjos fibro-radiados. Serpentina asbestiforme ou microcristalina penetra pelas fraturas. O carbonato substitui a xonotlita e ocupa interstícios e fraturas, sendo nitidamente posterior a todos os outros minerais. Certos rodingitos de pequeno tamanho mostram-se zonados com um núcleo de granada e vesuvianita cercado por uma auréola de clinopiroxênio cloritizado.

SERPENTINITOS O estudo dos serpentinitos de Cana Brava concentrou-se nos tipos encontrados nas proximidades dos rodingitos. Trata-se de rochas compostas essencialmente por serpentinas, desprovidas de fases reliquias de olivina ou piroxênio. Contém em geral menos de 2% de acessórios como opacos, clorita, carbonato, talco e hidróxidos de ferro. Apresentam cores cinza-esverdeadas, verde-claras ou castanhas. Com base no trabalho de Wicks & Whittaker (1977), os serpentinitos puderam ser divididos em tipos em que predominam as texturas pseudomórficas e variedades nas quais as texturas não-pseudomórficas são dominantes. Em serpentinitos cataclásticos, misturas dessas duas variedades texturais foram observadas. Nas rochas com texturas pseudomórficas observam-se pequenos grãos opacos marcando o contorno dos minerais pré-existentes. A serpentina desenvolve-se em fibras dispostas perpendicularmente às paredes do antigo mineral, lembrando

as texturas definidas como *hourglass* por Wicks & Whittaker (*op. cit.*) e que eles indicam serem derivadas da alteração de olivinas. Texturas bastíticas também ocorrem com frequência, indicando origem a partir de piroxênios. As típicas texturas *mesh* não foram, entretanto, observadas. Serpentinitos com texturas não pseudomórficas são caracterizados por uma massa de cristais muito finos, aciculares, de serpentina em diversas orientações. Grãos opacos, às vezes, ainda marcam o contorno do mineral primitivo, que no entanto não é obedecido pela serpentina. Veios tardios de crisotilo atravessam as rochas acima descritas em várias direções, dominando os do tipo *cross* de alto ângulo, acompanhados por magnetita eudríca. Serpentinitos cataclásicos, cortados por zonas de cisalhamento e diversos veios, representam variedades também comuns nas proximidades dos rodingitos. A serpentina apresenta-se orientada e retorcida nas zonas cisalhadas mostrando extinção ondulante acentuada. Lamelas de bastita e de serpentina fibrosa podem ser vistas particularmente nas porções menos deformadas. Predominam nessas rochas os veios de crisotilo de variedade *slip fiber*, embora veios do tipo serrado e de serpentina não asbestiforme também sejam freqüentes.

SERPENTINITOS CLORITIZADOS A cloritização dos serpentinitos situados ao longo dos contatos com os rodingitos é um fenômeno comum a todas as ocorrências. A espessura da zona clorítica é normalmente de alguns centímetros e caracteriza-se por uma cor verde-escura a preta. Partindo-se do serpentinito, observou-se o desenvolvimento de cloritas com cores de interferência cinzentas ou acastanhadas sobre as serpentinas. Mais próximo ao rodingito, aumenta a quantidade de clorita, que passa em alguns casos a ter cores de interferência azuis ou violáceas. Essas cloritas são possivelmente variedades de penina e sua formação ocorreu, em muitos casos, sob condições relativamente estáticas, com as lamelas formando franjas dispostas perpendicularmente ao plano de contato. Junto ao rodingito podem ocorrer grãos de granada, apatita e veios de crisotilo. Venulações mais tardias de carbonato são comuns. Algumas zonas cloríticas exibem manchas esbranquiçadas face à presença de finos cristais de diopsídio que se misturam à clorita.

ROCHAS TALCO-CARBONÁTICAS As rochas talco-carbonáticas apresentam cores cinza-claras com pontuações verdes de clorita, contendo ilhas de serpentinito em seu interior. Suas estruturas são xistosas ou cataclásticas. As fases carbonáticas são magnesita, dolomita e mais raramente calcita. Esses minerais, junto com o talco, substituem claramente os serpentinitos, interrompendo os veios de amianto eventualmente presentes. A maior parte dessas rochas encontra-se impregnada por material grafitoso e pertence a uma faixa que atravessa a mina de Cana Brava com direção aproximada N70°E. A grafita é fina, pulverulenta e associa-se aos carbonatos, concentrando-se localmente para produzir manchas escuras nas amostras.

METAPIROXENITOS Em meio aos serpentinitos da parte norte e sudoeste da mina de Cana Brava ocorrem metapiroxenitos de cor cinza-escura ou marrom, maciços a levemente orientados, que variam de diopsídios até termos serpentinizados contendo relictos de clinopiroxênio e por vezes também de tremolita. Na maioria das amostras observou-se a neoformação de diopsídio e também de tremolita em pequenas agulhas que avançam sobre a serpentina a partir dos grãos reliquias, ou que se desenvolvem diretamente sobre a serpentina. A última apresenta-se geralmente fibrosa e fina, obedecendo somente em parte à forma dos minerais dos quais derivou. Clorita e opacos são às vezes freqüentes. Esses metapiroxenitos diferem dos existentes no resto do complexo de Cana Brava

por não possuírem ortopiroxênio e por exibirem fases neoformadas em equilíbrio com a serpentina.

Mineralogia *GRANADA* As análises químicas das granadas dos rodingitos de Cana Brava, efetuadas por microsonda eletrônica, às quais se adicionaram determinações de H_2O^+ , índices de refração e valores de a_0 , são mostradas na tabela 1. Os dados indicam que essas granadas pertencem à série grossulária-andradita, contendo pequenas quantidades de moléculas de espessartita.

O tipo mais freqüente de granada nos rodingitos é a grossulária ($Gr_{94-96}And_{3-5}$) (análises 1 a 6, Tab. 1), de composição muito próxima ao extremo $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$. Os índices de refração, assim como os parâmetros a_0 obtidos, pouco diferem de 1,734 e 11,851 Å, que correspondem aos da grossulária anidra (Deer *et al.* 1962). Essas granadas apresentam-se tanto isotrópicas como birrefringentes e são sempre incolores ao microscópio. De acordo com Manning & Owens (1977), as grossulárias naturais contêm normalmente de 0,05% a 0,5% de água e três das grossulárias examinadas mostram valores pouco superiores a 0,5%. Tais valores, entretanto, não foram suficientes para diminuir os índices de refração ou acarretar um aumento significativo nos valores de a_0 , como ocorre quando a substituição

$4H^+ \rightleftharpoons Si^{4+}$ se efetiva para formar hidrogrossulárias. Assim, essas granadas não devem ser configuradas como hidrogrossulárias, como sugerem Girardi *et al.* (1976).

As granadas da análise 7 e 8 (Tab. 1) são incolores, tomando uma coloração rosada e aspecto turvo nas adjacências dos piroxênios aos quais substituem parcialmente. Seus cristais são quase sempre isotrópicos, de tamanho irregular e sem contornos nítidos. As análises mostraram um padrão zonado, com composições variando de grossulárias bastante puras a grossulária-andraditas contendo 10%-12% de Fe_2O_3 . Dada a ausência de limites definidos entre os grãos, as análises só puderam ser representadas semiquantitativamente por faixas de composição.

A granada da análise 9 (Tab. 1) corresponde a uma andradita-grossulária ($And_{75}-Gr_{24}$). Ocorre em grãos finos e turvos, marrom-pálidos. O teor de H_2O^+ não foi determinado pela dificuldade encontrada em separar-se material puro em quantidade suficiente para a análise. Os valores de a_0 e do índice de refração são compatíveis com sua composição, de acordo com gráfico de Winchell (1958).

A hidrogrossulária tem sido considerada como a granada típica dos rodingitos (Deer *et al.* 1962, Coleman 1966). Uma revisão feita na literatura mostrou, entretanto, que grossulárias ou termos da série das granditas são igualmente

Tabela 1 – Análises químicas, índices de refração, a_0 e teores de H_2O^+ das granadas dos rodingitos de Cana Brava. Fe total calculado como Fe_2O_3

Table 1 – Chemical composition, refractive indices, unit cell (a_0) and H_2O^+ values of garnets in rodingites from Cana Brava, Total iron as Fe_2O_3

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	330	340	652	451	452	440	457	422	245
SiO ₂	39,55	38,55	39,61	39,47	39,38	39,81	40,75-38,72	39,50-36,64	36,50
TiO ₂	0,37	0,18	0,05	0,00	0,12	0,15	0,00- 1,10	0,02- 0,94	0,06
Al ₂ O ₃	21,99	22,32	21,73	21,67	21,49	21,78	22,00-16,31	22,46-14,47	5,12
Fe ₂ O ₃	1,11	1,49	1,81	1,28	1,86	1,49	1,49-12,63	1,78-10,55	24,34
MnO	0,17	0,09	0,18	0,44	0,26	0,13	0,40- 1,11	0,20- 0,92	0,14
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	36,35	36,29	36,21	36,32	36,27	36,67	36,96-34,91	36,49-35,01	34,36
H ₂ O ⁺	0,94	1,26	0,81	0,41	0,36	0,32	0,29	0,41	-
Total	100,48	100,18	100,40	99,59	99,74	100,35			100,52
NÚMERO DE ÍONS CALCULADOS NA BASE DE 24 OXIGÊNIOS									
Si	5,974	5,875	5,990	5,996	5,978	5,993			5,978
Al	3,915	4,009	3,873	3,880	3,845	3,864			0,988
Fe ⁺³	0,126	0,171	0,206	0,146	0,212	0,169			3,000
Ti	0,042	0,021	0,006	-	0,014	0,017			0,007
Mn	0,022	0,012	0,023	0,057	0,033	0,017			0,019
Mg	-	-	-	-	-	-			-
Ca	5,883	5,926	5,867	5,912	5,899	5,914			6,029
n	1,738	1,738	1,736-1,740	1,735	1,740	1,740	1,735-1,750	1,735-1,760	1,849
a_0	11,852	11,857	11,855	11,844	11,844	11,845			12,019
Sp	0,3	0,1	0,5	0,9	0,5	0,3			0,3
And	3,3	4,2	5,1	3,7	5,5	4,1			75,3
Gr	96,4	95,7	94,4	95,4	94,0	95,6			24,4

freqüentes nessas rochas, coexistindo ou não com a hidrogrossulária (Suzuki 1953, Bloxam 1954, Larrabee 1969, Qaiser *et al.* 1970, Alberti *et al.* 1976, Leach & Rodgers 1978). O desenvolvimento de granadas anídras em vez de hidrogranadas nos rodingitos de Cana Brava pode ser atribuído à temperatura de formação mais elevada, uma vez que diversos trabalhos experimentais de síntese (Pistorius & Kennedy 1960, Gustafson 1974) têm demonstrado que o conteúdo de água das hidrogranadas diminui e seu teor de Si aumenta gradualmente com o aumento da temperatura.

VESUVIANITA As análises de vesuvianitas de três amostras de rodingitos, juntamente com os índices de refração observados, constam da tabela 2. O zoneamento dos minerais, já constatado durante o exame petrográfico, foi confirmado pelas análises químicas. É bastante acentuado nas amostras 271 e 440, nas quais apresenta um padrão semelhante com bordas enriquecidas em Al_2O_3 , Fe_2O_3 e MnO e núcleos mais ricos em CaO, MgO e SiO_2 . Na amostra 245, com exceção do Fe mais concentrado externamente, MnO, MgO e Al_2O_3 mostram uma distribuição inversa à das amostras anteriores enquanto SiO_2 e CaO não mostram variação. O fechamento das análises é sempre menor no núcleo, indicando maior teor de água do que nas bordas. É improvável a presença de Be, que, como o flúor, não detectado nas análises feitas, é mais característico das vesuvianitas de escarnitos. Calcula-se assim que os teores de H_2O das vesuvianitas de Cana Brava possam mesmo exceder os 3%, como ocorre em algumas das análises

apresentadas por Deer *et al.* (1962). Comparadas a essas mesmas análises, as vesuvianitas aqui estudadas são bastante ricas em Fe, justificando-se assim os índices de refração algo mais elevados. As vesuvianitas examinadas encontram-se sempre associadas a granadas, quer sejam elas grossulárias, ou andradita-grossulárias. Apesar de ser citada como um mineral muito freqüente em rodingitos (Coleman 1977), existem diversas ocorrências em que a vesuvianita não se faz presente. Zabinski (1966) verificou que a vesuvianita é mais comum junto a granadas mais pobres em água do que a hidrogrossulária, e isto pode explicar a abundância desse mineral em Cana Brava.

PIROXÊNIO As análises químicas de piroxênios que ocorrem em rodingitos e ultramafitos da mina de Cana Brava são apresentadas na tabela 3. As porcentagens atômicas de Ca, Mg e Fe + Mn, plotados no diagrama dos clinopiroxênios (Fig. 4), indicam que se trata, em sua maior parte, de diopsídios, apenas um deles situado no campo da salita. Foram plotados no mesmo diagrama os valores referentes aos piroxênios de quatro metagabros analisados por Girardi & Kurat (1982), que ocupam o campo A. Esses minerais devem ser semelhantes ao piroxênio original dos leucogabros, que não foi analisado neste trabalho devido à escassez e ao pequeno tamanho de seus fragmentos. Os piroxênios dos rodingitos caracterizam-se por baixos valores de Al_2O_3 e teores variáveis em FeO. Em relação aos piroxênios do campo A, mostram um enriquecimento tanto em Mg como

Tabela 2 – Análises químicas e índices de refração das vesuvianitas dos rodingitos de Cana Brava. Fe total calculado como Fe_2O_3
Table 2 – Chemical composition and refractive index of vesuvianites in rodingites from Cana Brava. Total iron as Fe_2O_3

Amostra	245		271		440	
	(borda)	(centro)	(borda)	(centro)	(borda)	(centro)
SiO_2	37,15	37,15	36,94	37,28	37,58	37,85
TiO_2	0,00	0,01	0,06	0,09	0,15	0,10
Al_2O_3	16,22	16,64	16,81	16,59	18,76	17,97
Fe_2O_3	5,97	5,15	6,54	4,07	4,37	2,93
MnO	0,07	0,12	0,15	0,10	0,21	0,11
MgO	2,80	2,70	0,75	2,14	0,53	2,21
CaO	36,38	36,39	36,00	36,12	36,04	36,29
Na_2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,59	98,18	97,25	96,39	97,65	97,47
NÚMERO DE ÍONS CALCULADOS NA BASE DE 74 OXIGÊNIOS						
Si	17,977	18,006	18,117	18,319	18,181	18,282
Ti	-	0,004	0,022	0,033	0,055	0,036
Al	9,250	9,505	9,716	9,608	10,697	10,230
Fe^{+3}	2,174	1,878	2,414	1,505	1,591	1,065
Mn	0,029	0,049	0,062	0,042	0,086	0,045
Mg	2,020	1,951	0,548	1,567	0,382	1,591
Ca	18,862	18,897	18,917	19,017	18,682	18,780
Na	-	0,019	-	-	0,009	0,009
F	-	-	-	-	-	-
ϵ	1,720		1,719		1,718	
ω	1,725		1,725		1,726	

Tabela 3 – Análises químicas de clinopiroxênios de rodingitos e ultramafitos da mina de Cana Brava. Análises 1 a 4: piroxênios de rodingitos; 5: piroxênio neoformado em borda clorítica de rodingito; 6: piroxênio neoformado em metapiroxenito; 7 e 8: piroxênios residuais em metapiroxenitos. Fe total calculado como Fe_2O_3 .

Table 3 – Chemical composition of clinopyroxenes in rodingites and ultramafites from the Cana Brava mine. Analyzes 1 to 4: pyroxenes in rodingites; 5: secondary pyroxene in chloritic border of rodingite; 6: secondary pyroxene in metapiroxenite; 7 and 8: residual pyroxene in metapiroxenites. Total iron as Fe_2O_3 .

	1	2	3	4	5	6	7	8
Amostra	652	436	422	457-1	451	339	344	305
SiO_2	53,84	53,49	54,19	53,68	55,02	54,24	52,13	52,86
TiO_2	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,35	0,51
Al_2O_3	0,05	0,25	0,09	0,16	0,03	0,09	4,23	3,49
FeO	4,97	7,76	2,98	6,03	0,78	0,54	2,59	2,78
MnO	0,28	0,42	0,22	0,27	0,01	0,05	0,11	0,11
MgO	15,16	13,18	16,41	14,82	18,38	18,52	15,83	16,10
CaO	25,77	25,00	26,01	25,18	26,03	25,87	23,85	23,90
Total	100,08	100,10	99,90	100,15	100,27	99,32	99,09	99,75
NÚMERO DE ÍONS CALCULADOS NA BASE DE 6 OXIGÊNIOS								
Si	1,989	1,997	1,988	1,988	1,988	1,979	1,911	1,926
Al	0,002	0,003	0,004	0,007	0,001	0,004	0,089	0,074
Al	-	0,008	-	-	-	-	0,094	0,076
Ti	-	-	-	-	0,001	-	0,010	0,014
Fe^{+2}	0,154	0,242	0,091	0,187	0,024	0,017	0,080	0,085
Mn	0,009	0,013	0,007	0,009	-	0,002	0,003	0,003
Mg	0,835	0,734	0,898	0,818	0,990	1,007	0,865	0,874
Ca	1,020	1,000	1,022	0,999	1,008	1,011	0,937	0,933
Ca	50,6	50,3	50,7	49,6	49,8	49,6	49,6	49,2
Mg	41,4	36,9	44,5	40,7	49,0	49,5	45,9	46,1
Fe+Mn	8,0	12,8	4,8	9,7	1,2	0,9	4,4	4,6

em Ca. Quando comparados a piroxênios de outros rodingitos, os de Cana Brava são bastante mais cálcicos dos estudados por Leach & Rodgers (1978) (campo B, Fig. 4), sem entretanto atingir os elevados teores de Ca dos piroxênios analisados por Hall (1978) (campo E). Mostram-se, por outro lado, mais ricos em Fe do que os piroxênios descritos por Larrabee (1969) e Bilgrami & Howie (1960) representados pelos pontos C e D, respectivamente. Os piroxênios neoformados em zonas cloríticas adjacentes aos rodingitos e em metapiroxenitos (análises 339 e 451, Tab. 3, Fig. 4) correspondem a diopsídios bastante puros, distinguindo-se dos piroxênios residuais dos ultramafitos (344 e 305) por aumentos nos valores de SiO_2 , CaO e MgO e redução dos outros componentes.

Trabalhos experimentais (e.g. Herzberg 1978) têm demonstrado que a solubilidade de Al_2O_3 em clinopiroxênios é favorecida por aumentos na temperatura e pressão. Os valores bastante baixos de alumina dos piroxênios dos rodingitos e daqueles neoformados em ultramafitos, em contraste com os diopsídios residuais, indicam, portanto uma cristalização sob P e T baixas.

SERPENTINA Amostras de serpentinitos foram submetidas à difração de raios X com a finalidade de identificar as variedades de serpentina presentes. O amianto formador de veios em serpentinitos mineralizados também foi examinado, tendo sua análise servido para caracterizar sua presença em algumas rochas. A interpretação dos difratogramas foi efetuada com base em dados de Whittaker & Zussman (1956), Page & Coleman (1967) e Maltman (1978).

O amianto, que constitui fibras de até 1 cm de comprimento de cor verde-clara, apresentou aos raios X o padrão do clinocrisotilo, caracterizado por um pico de intensidade média a 2,43 Å, que se estende por uma banda até um conjunto de picos menores a cerca de 2,59 Å.

Em serpentinitos compostos essencialmente por serpentinas foi possível caracterizar tipos contendo misturas de lizardita e crisotilo, e outros com antigorita e lizardita e a possível presença também do crisotilo. No primeiro grupo distingue-se a raia típica da lizardita a 2,50 Å ao lado do pico 2,59 Å do crisotilo. Rochas contendo esses dois polimorfos apresentam ao microscópio serpentinas com texturas

Figura 4 – Diagrama Ca-Mg-Fe+Mn contendo a composição de clinopiroxênios de rochas de Cana Brava e de rodingitos de outras localidades. Piroxênios de rochas de Cana Brava: ● = em rodingitos; □ = reliquias em metapiroxenito; ▲ = neoformados em metapiroxenito e serpentinito; A = metagabros analisados por Girardi & Kurat (1982). Piroxênios de outras localidades: B = rodingitos de Wairere, Nova Zelândia (Leach & Rodgers 1978); C = rodingitos de Maryland, EUA (Larrabee 1969); D = rodingitos de Hindubagh, Paquistão (Bilgrami & Howie 1960); E = rodingitos da Turquia (Hall 1978)

Figure 4 – Ca-Mg-Fe+Mn atomic proportions of clinopyroxenes from Cana Brava rocks and of rodingites from several localities. Pyroxenes from Cana Brava rocks: ● = in rodingites; □ = residual in metapiroxenites; ▲ = secondary in metapiroxenite and serpentinite; A = metagabbros analysed by Girardi & Kurat (1982). Pyroxenes from other localities: B = rodingites from Wairere, New Zealand (Leach & Rodgers 1978); C = rodingites from Maryland, USA (Larrabee 1969); D = rodingites from Hindubagh, Pakistan (Bilgrami & Howie 1960); E = rodingites from Turkey (Hall 1978)

pseudomórficas. Serpentinitos contendo antigorita e lizardita correspondem aos tipos em que texturas não-pseudomórficas ou cataclásticas foram identificadas. A presença da antigorita foi constatada pelo aparecimento do pico a 1,55 Å formando um par com o de 1,53 Å, e também pelo deslocamento da raia a 2,50 Å da lizardita para a posição 2,51-2,52 Å. Indicações da presença de crisotilo são dadas pelo pico a 2,43 Å. As observações e os dados acima mostraram-se consistentes com os de Wicks & Whittaker (1977), quando descrevem variedades texturais semelhantes em serpentinitos e sua correspondente mineralogia.

Em serpentinitos e metapiroxenitos contendo minerais adicionais, como clorita e diopsídio, a identificação dos polimorfos foi prejudicada por interferências.

ALBITA A albita é um importante componente dos metaleucogabros. Análises parciais feitas pela microsonda eletrônica em três amostras forneceram os seguintes resultados em porcentagem molar:

Amostra	An	Or	Ab
341	1,26	0,50	98,23
451A	1,87	0,40	97,72
425D	1,08	0,35	98,58

GRAFITA A grafita presente em rochas talco-carbonáticas foi analisada visando a determinação do seu grau de cristalinidade. Segundo Landis (1971), a cristalinidade da grafita aumenta com o grau metamórfico, sendo função principalmente da temperatura. Difratogramas de raios X de duas amostras de Cana Brava mostraram picos (002) arredondados sugestivos de grafita malcristalizada, com parâmetros $d(002)$ de 3,36 a 3,38 Å e valores de 0,71 a 0,68 para a relação altura/largura média dos picos. Esses valores permitiram classificar o material como grafita do tipo d_2 , que, segundo Landis (*op. cit.*), forma-se em condições metamórficas de fácies xistos verdes inferior ou fácies zeolítico, sob temperaturas da ordem de 300°C.

Petrogênese **QUIMISMO DAS ROCHAS** As tabelas 4 e 5 mostram as composições químicas de metaleucogabros, rodingitos, serpentinitos, serpentinitos cloritizados (zonas cloriticas) e metapiroxenitos da mina de Cana Brava. Designou-se por M a média de 11 análises químicas de metagabros, metagabronoritos e metanoritos do complexo com a finalidade de permitir comparações entre elas e os metaleucogabros.

O caráter leucocrático dos metaleucogabros acha-se refletido nos elevados teores de CaO, Al_2O_3 , Ba, Sr e principalmente Na_2O , e baixas quantidades de Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , Cr e Ni em relação a M.

Embora apresentem composição variada, os rodingitos exibem, como características comuns, teores elevados de CaO e baixos de SiO_2 , sendo praticamente isentos de álcalis. Entre as rochas existentes, as mais próximas composicionalmente são os metaleucogabros (Tab. 4, Fig. 5). Também as relações MgO-Ni e Ni-Cr mostram este aspecto (Figs. 6 e 7), podendo-se concluir que todos os rodingitos, mesmo aqueles junto aos quais não foram encontrados indícios de rochas básicas, derivam da alteração de metaleucogabros. A figura 5 mostra também que os rodingitos se encontram em sua totalidade incluídos nos triângulos diopsídio-zoisita-granada e diopsídio-vésuvianita-granada, que correspondem aos principais minerais componentes dessas rochas. A figura 6 compara rodingitos de diversas partes do mundo com os de Cana Brava. Estes tem composições semelhantes aos demais, embora ligeiramente mais cálcicos.

Dos serpentinitos analisados (Tab. 5), as três primeiras amostras são de rochas que ocorrem nas proximidades dos rodingitos, inteiramente constituídas por serpentinas. As outras duas amostras são de localidade pouco mais a norte (cava A), derivadas de harzburgitos, contendo grãos reliquias de olivina e ortopiroxênio na proporção aproximada de 1:1. Quando comparados a estas últimas rochas, os serpentinitos associados aos rodingitos não mostram diferenças composicionais importantes, tanto no que se refere aos elementos maiores, como menores ou elementos-traço, o que indica serem também derivados de harzburgitos.

Os serpentinitos cloritizados são enriquecidos em Al_2O_3 e, em alguns casos, também em CaO (Tab. 5) pela presença de clorita e por vezes diopsídio ou granada. Os metapiroxenitos exibem altos valores de Ca, que devem ser atribuídos à grande abundância de clinopiroxênios e ocasionalmente tremolita.

METASSOMATISMO As variações químicas pela sequência, que vai de metaleucogabros a serpentinitos, podem ser acompanhadas na figura 9. Tais variações representam um processo metassomático ocorrido na zona de contato entre essas rochas e mostram a mobilização efetiva de elementos leves, tais como Ca, álcalis, Si e Al. A transformação de metaleucogabros em rodingitos envolveu mudanças importantes. O forte enriquecimento em cálcio foi acompanhado pelo decréscimo de SiO_2 , Al_2O_3 e álcalis principalmente. Elementos como Mg, Fe, Ti, P, Cr, e Ni

Tabela 4 – Análises químicas de metaleucogabros e rodingitos de Cana Brava. M = média de 11 rochas máficas do complexo de Cana Brava. p.f. = perda ao fogo. Fe total calculado como Fe_2O_3

Tabla 4 – Chemical composition of metaleucogabbros and rodingites from Cana Brava. "M" = Average of 11 mafic rocks from the Cana Brava complex. p.f. = loss on ignition. Total iron calculated as Fe_2O_3

Amostra	METALEUCOGABROS								
	476 (71,5m)	436 (90,0m)	445 (85,4m)	451A (115,0m)	452C (204,0m)	452D (204,8m)	461 (82,0m)	470 (62,4m)	"M"
SiO ₂	54,44	42,77	43,02	49,68	48,89	52,51	50,97	52,25	46,81
TiO ₂	0,35	1,24	0,29	0,21	0,84	0,33	1,16	0,55	1,30
Al ₂ O ₃	20,95	18,74	20,22	24,14	17,54	21,74	20,17	19,74	18,50
Fe ₂ O ₃	2,31	7,54	2,81	1,83	6,57	1,63	4,34	2,84	11,24
MnO	0,03	0,08	0,08	0,02	0,08	0,04	0,04	0,06	0,18
MgO	2,50	8,32	2,30	2,35	6,16	2,19	3,29	3,49	7,20
CaO	9,24	13,53	20,29	12,75	13,96	14,26	11,05	13,45	11,20
Na ₂ O	7,15	1,24	3,61	3,64	3,48	5,01	5,42	5,17	1,52
K ₂ O	0,53	0,65	0,02	0,51	0,49	0,21	0,88	0,17	0,40
P ₂ O ₅	0,30	0,09	0,35	0,09	0,10	0,09	0,29	0,17	0,32
p.f.	2,20	5,80	7,02	4,77	1,90	2,01	2,41	2,10	1,31
Cr (ppm)	12	30	6	13	52	27	18	44	278
Ni	65	127	30	53	136	75	64	94	102
Ba	377	2150	232	1113	382	456	373	350	205
Sr	1136	4836	1151	1245	1273	1994	1241	1128	225
Rb	33	49	14	27	34	23	73	16	22

Amostra	RODINGITOS										
	245A (16,5- 17,0m)	271A (45,0- 45,3m)	330A (22,5m)	340A (42,0m)	422A (193,85m)	440 (74,4- 74,8m)	452A (194,35m)	457A (117,0m)	550A	550B	652 (35,15m)
SiO ₂	38,84	35,32	39,93	44,85	38,49	39,89	43,53	39,85	44,20	46,80	41,39
TiO ₂	0,06	0,40	0,17	0,40	0,37	0,69	0,25	0,18	0,23	0,36	0,18
Al ₂ O ₃	10,98	14,02	16,90	10,70	13,93	12,88	16,96	17,61	16,51	18,30	17,13
Fe ₂ O ₃	9,56	5,29	1,29	3,65	7,65	5,51	3,28	5,14	3,21	3,17	2,72
MnO	0,14	0,13	0,19	0,12	0,60	0,19	0,29	0,70	0,26	0,09	0,20
MgO	6,89	5,23	8,98	3,72	5,72	7,01	1,46	1,51	1,69	2,64	4,04
CaO	30,69	33,70	28,53	33,66	30,09	30,59	32,73	33,66	30,73	22,94	31,90
Na ₂ O	0,00	<0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	1,32	1,98	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,77	0,00
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,20	0,18	0,14	0,19	0,16	0,18	0,26	0,25	0,17
p.f.	2,66	5,78	3,80	2,72	3,01	3,05	0,90	1,17	1,57	2,69	2,26
Cr(ppm)	14	34	4	51	335	13	10	15	26	22	11
Ni	104	87	44	107	125	115	50	32	56	78	64
Ba	184	228	209	223	185	190	207	210	266	304	197
Sr	10	95	39	46	12	13	20	4	179	717	95
Rb	20	20	16	20	20	17	23	19	18	24	20

mostram variações bem menos significativas durante a rodingitização, tendo sido algo mobilizado na margem clorítica dos serpentinitos.

O alto teor de Na dos metaleucogabros (Tab. 4) aponta

para um processo de albitização, que pode ter ocorrido concomitantemente com a rodingitização, supondo-se que o sódio removido da zona de reação rodingítica deva ter migrado para os leucogabros residuais.

Table 5 - Chemical composition of serpentinites, chloritized serpentinites and metapyroxenites from the Cana Brava mine. p.f. = loss on ignition. Total iron as Fe_2O_3

Amostra	SERPENTINITOS					SERPENTINITOS CLORITIZADOS						METAPIROXENITOS			
	330B (27,6m)	349 (88,3m)	81 (42,2m)	727 (76,0m)	834 (57,0m)	245B (16,5- 17,0m)	271B (45,0- 45,3m)	452B (194,35m)	422B (193,85m)	451B (115,0m)	457B (117,0m)	305 (71,7m)	340B (45,0m)	344 (48,8m)	456 (50,0m)
SiO ₂	39,77	38,91	38,88	37,04	37,79	34,61	31,24	42,56	38,15	40,07	32,28	43,49	47,30	42,83	50,35
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,24	0,12	0,12	0,25	0,24	1,38	0,15	0,18	0,16	0,25
Al ₂ O ₃	0,63	0,54	0,58	0,55	0,59	10,23	12,79	2,24	9,81	5,75	11,75	2,00	3,47	3,36	2,51
Fe ₂ O ₃	3,95	4,69	5,65	7,19	7,44	4,27	4,40	2,69	8,84	8,61	14,02	8,19	4,60	6,95	7,93
MnO	0,07	0,06	0,14	0,14	0,19	0,11	0,11	0,07	0,21	0,12	0,31	0,12	0,11	0,13	0,16
MgO	40,99	41,96	40,30	40,53	40,04	36,24	34,41	38,84	21,96	27,19	18,85	28,18	24,36	30,28	20,88
CaO	0,64	0,02	0,02	0,10	0,91	0,09	2,11	0,71	14,10	10,32	15,04	11,43	15,34	9,09	14,78
Na ₂ O	<0,005	<0,005	<0,005	0,00	0,00	<0,005	0,01	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	< 0,00	<0,005	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,04	0,08	0,05	0,01	0,08	0,01	0,07
p.f.	13,93	13,81	14,41	14,44	13,03	14,16	14,78	12,74	6,62	7,60	6,30	6,39	4,55	7,16	2,99
Cr(ppm)	2516	2511	4753	2135	2255	1950	31	3342	2071	3663	82	3170	5588	5961	4221
Ni	1716	1418	2268	1872	2043	639	374	1506	515	1163	286	1648	901	1126	864
Ba	138	113	114	114	105	170	141	136	147	148	150	153	154	148	148
Sr	18	5	4	6	6	6	80	8	8	14	8	12	17	13	39
Pb	7	8	5	6	9	9	7	6	14	13	18	14	16	14	16

Figura 5 – Diagrama ACF contendo as rochas da mina de Cana Brava: ● = rodingitos; + = metaleucogabros; ▲ = serpentinitos; △ = serpentinitos cloritizados; □ = metapiroxenitos; M = média de 11 rochas máficas do complexo de Cana Brava

Figure 5 – Composition of rocks from the Cana Brava mine plotted on the ACF diagram: ● = rodingites; + = metaleucogabbros; ▲ = serpentinites; △ = chloritized serpentinites; □ = metapyroxenites; M = average of 11 mafic rocks from the Cana Brava complex

A formação das zonas cloríticas nos serpentinitos adjacentes poderia, por sua vez, ser explicada pela reação sugerida por Leach & Rodgers (1978), que envolve uma adição de alumina:

As grossulárias, principais componentes dos rodingitos, parecem ter substituído inicialmente as zoisitas dos leucogabros, sugerindo-se a reação:

que implica uma entrada de Ca e a liberação de alumina. Esta reação poderia explicar a origem de Al para formar as zonas cloríticas e também uma outra reação observada em certos rodongitos envolvendo a formação de andradita-grossulária a partir do piroxênio.

A origem do Ca para formar os rodingitos representou sempre um dos problemas mais discutidos na literatura. A associação de rodingitos a serpentinitos levou muitos autores a admitirem que o Ca proviria da serpentinização de clinopiroxênios (e.g. Bilgrami & Howie 1960). Outros autores sustentaram que a serpentinização não poderia fornecer cálcio suficiente e consideraram que a alteração da rocha máfica original poderia representar a fonte de todo ou parte do Ca (Baker 1959, de Waal 1969) das zonas rodingíticas. Coleman (1966, 1967) trouxe um argumento importante para a origem do Ca pela serpentinização. Este autor verificou que rodingitos de composição similar se formam a partir de rochas básicas, ácidas e sedimentares, desde que em contato com serpentinitos. A observação dos serpentinitos de Cana Brava não oferece evidências da presença de clinopiroxênios nos antigos ultramafitos, supondo-se que, se eles estivessem presentes, estariam ainda preservados da alteração, como ocorre com os metapiroxenitos. A alteração dos leucogabros também não pode ter fornecido todo o cálcio, pois as rochas, embora albitizadas, são ricas em Ca, quando deveriam mostrar-se empobrecidas neste elemento. Barnes & O'Neil (1969) sugeriram o ortopiroxênio como fonte possível de Ca, a partir da descoberta de águas ricas em hidróxido de cálcio emergindo de peridotitos parcialmente serpentinizados contendo clinopiroxênios inalterados. Em Cana Brava, à semelhança do que ocorre em outras localidades do mundo, os rodingitos acham-se em contato com ultramafitos fortemente

Figura 6 – Diagrama relacionando teores de MgO (% peso) e Ni (ppm) das rochas da mina de Cana Brava. Os símbolos são os da figura 5.

Figure 6 – Plot of MgO (weight %) vs Ni (ppm) for rocks from the Cana Brava mine. Symbols like figure 5.

Figura 7 – Diagrama relacionado teores de Ni e Cr (ppm) das rochas da mina de Cana Brava. Os símbolos são da figura 5.

Figure 7 – Plot of Ni vs Cr (ppm) for rocks from the Cana Brava mine. Symbols like figure 5.

serpentinizados, podendo-se estabelecer uma estreita relação entre a serpentinização e a formação das rochas cálcio-silicáticas. Os dados expostos neste trabalho e estudos feitos por Girardi & Kurat (1982) nos serpentinitos de Cana Brava indicam que eles derivam de harzburgitos portadores de concentrações expressivas de ortopiroxênio, constituindo-se portanto este mineral também em fonte de cálcio. Não sendo aceito na estrutura das serpentinas, o Ca liberado e mobilizado

Figura 8 – Diagrama ACF mostrando a composição dos rodingitos de Cana Brava e de outras localidades: O = amostras de Cana Brava; ● = rodingitos de outras localidades: 1. Anhaeusser (1978); 2. Leach & Rodgers (1978); 3. Coleman (1967); 4. Bell et al. (1911); 5. Suzuki (1953); 6. Qaiser et al. (1970); 7. Bilgrami & Howie (1960); 8. Alberti et al. (1976); 9. Bloxam (1954); 10. Paraskevopoulos (1969); 11. Jost & Hartman (1979)

Figure 8 – Chemical composition of rodingites from Cana Brava and other localities plotted on the ACF diagram. O = samples from Cana Brava; ● = rodingites from other localities: 1. Anhaeusser (1978); 2. Leach & Rodgers (1978); 3. Coleman (1967); 4. Bell et al. (1911); 5. Suzuki (1953); 6. Qaiser et al. (1970); 7. Bilgrami & Howie (1960); 8. Alberti et al. (1976); 9. Bloxam (1954); 10. Paraskevopoulos (1969); 11. Jost & Hartman (1979)

durante a serpentinização teria migrado até os corpos básicos onde haveria SiO_2 disponível para formar os cálcio-silicatos.

CONDIÇÕES DE FORMAÇÃO DAS ROCHAS METASSOMÁTICAS

Trabalhos experimentais de síntese hidrotermal indicam temperaturas a partir de 400°C para a estabilidade de granadas anidras (Roy & Roy 1957, Gustafson 1974, Hsu 1980) e vesuvianitas (Ito & Arem 1970). Os dados existentes para Cana Brava indicam uma contemporaneidade entre os processos de rodingitização e serpentinização. Considerando a presença de antigorita nos serpentinitos e da assembléia serpentina + diopsídio + tremolita nos metapiroxitos, pode-se fixar de acordo com Evans (1977) a temperatura máxima em cerca de 500° para a formação do conjunto de rochas metassomáticas.

Os limites inferiores da serpentinização podem, por sua vez, estender-se até temperaturas ambientes, de acordo com demonstrações feitas por Barnes & O'Neil (1969) e Barnes et al. (1972). Observando-se, porém, os veios de crisotilo, nota-se que eles cortam as massas serpentínicas e alguns rodingitos, e constituem-se, assim como a alteração talco-carbonática, em fenômenos posteriores à rodingitização. As reações $15 \text{ crisotilo} + \text{talco} = \text{antigorita}$; $17 \text{ crisotilo} = \text{antigorita} + 3 \text{ brucita}$ (Evans 1977) e $2 \text{ serpentina} + \text{CO}_2 = \text{talco} + 3 \text{ magnesita} + 3\text{H}_2\text{O}$ (Johannes 1969) colocam os episódios mais tardios de crisotilização e alteração talco-carbonática em temperaturas por volta de $200\text{--}300^\circ\text{C}$.

O grau de cristalização da grafita indica temperatura baixas, da ordem de 300°C (Landis 1971). Tais veios

Figura 9 – Diagrama mostrando as variações químicas existentes entre metaleucogabbros, rodingitos, zonas cloríticas e serpentinitos da mina de Cana Brava. Rodingitos e serpentinitos cloritizados representados pelas amostras 245A e B, 271A e B, 422A e B, 452A e B, 457A e B. Metaleucogabbros e serpentinitos representados por composições médias

Figure 9 – Variation diagrams of metaleucogabbros, rodingites, chloritic zones and serpentinites from the Cana Brava mine. Rodingites and chloritized serpentinites represented by samples 245A and B, 271A and B, 422A and B, 452A and B, 457A and B. Metaleucogabbros and serpentinites represented by average compositions

desenvolveram-se devido ao fenômeno metamórfico final de baixa pressão e temperatura. Exemplo semelhante de formação de grafita secundária acompanhada por magnesita é citada por Pasteris (1988), que atribui a formação de tal assembléia a pressões e temperaturas máximas de 2 kb e 500°C com fugacidade de oxigênio cerca de 1 log (f_{O_2}) abaixo do tampão faialita-magnesita-quartzo. A estabilidade de xonotlita, estável abaixo de 210°C nos rodingitos, segundo Gustafson (1974) também indica temperaturas baixas.

A grande maioria dos rodingitos descritos na literatura encontra-se associada a serpentinitos portadores de assembléias a lizardita-crisotilo e as temperaturas estimadas para sua formação situam-se geralmente em 300-400°C. Os rodingitos de Cana Brava ocorrem em meio a serpentinitos contendo antigorita, e as temperaturas estimadas (400-500°C) indicam que essas rochas pertencem a uma categoria menor para a qual condições de formação algo mais severas são admitidas (Dal Piaz 1969). Esses rodingitos caracterizam-se mineralogicamente pela presença exclusiva ou predominante de granadas anídras e pela ausência ou escassez de hidrogranadas e outros minerais característicos de temperaturas mais baixas como prehnitas e zeólitos. Nesse aspecto, as rochas de Cana Brava são, portanto, comparáveis aos rodingitos encontrados no Paquistão (Qaiser *et al.* 1970), na região nordeste do Irã (Albert *et al.* 1976), na área de Hunting Hill, Maryland (Larrabee 1969) e a diversos outros descritos por Dal Piaz (*op. cit.*) nos Alpes italianos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A formação de serpentinitos, rodingitos, rochas talcosas e carbonáticas

deve-se aos últimos eventos metamórficos que atingiram o complexo de Cana Brava. A formação dos rodingitos relacionou-se a uma primeira e importante fase de serpentinitização das ultramáficas, que afetou particularmente os harzburgitos, transformando-os em rochas com antigorita e lizardita. Os metapiroxeonitos só foram parcialmente alterados, conservando cristais reliquiais de clinopiroxênio ao lado de serpentina, diopsídio e tremolita neoformados. Níveis de metaleucogabbros intercalados nos ultramafitos foram algo deformados e fragmentados durante esta época, sofrendo, no contato com serpentinitos, alterações metassomáticas causadas por um aporte de cálcio liberado e mobilizado durante a serpentinitização. Formaram-se assim rodingitos, compostos predominantemente por granada, vesuvianita e clinopiroxênio. Os leucogabbros foram ao mesmo tempo albitizados enquanto os serpentinitos adjacentes sofreram cloritização. Temperaturas entre 400 e 500°C e pressões inferiores a 5 kb foram estimadas para este período, condizentes com condições de fácies xisto-verde superior.

A uma fase posterior atribuiu-se o desenvolvimento de uma extensa mineralização de crisotilo em veios nos serpentinitos. Fraturas e veios preenchidos por serpentina, xonotlita e provavelmente pectolita formaram-se nos rodingitos. O período é marcado por um regime mais dinâmico que o anterior, no qual o metamorfismo não excedeu o fácies xisto-verde inferior, calculando-se temperaturas da ordem de 200-300°C para esta fase.

Em fase ainda mais tardia, formaram-se rochas talco-carbonáticas em substituição aos serpentinitos e veios de carbonato que atravessam as ultramáficas e os rodingitos. Essas alterações tiveram lugar ao longo de falhas e fraturas através das quais o CO₂ teve acesso, sob condições de temperatura semelhantes às do episódio anterior.

A maioria dos rodingitos descritos em todo o mundo encontram-se associados a serpentinitos pertencentes a complexos ofiolíticos, que representam porções da crosta oceânica e do manto tectonicamente transportadas e incorporadas a regiões orogênicas das margens continentais. Autores como Coleman (1967) acreditam que o metassomatismo que acompanha a serpentinitização ocorre durante a colocação dos ultramafitos em níveis crustais. A descoberta de rodingitos em zonas de fraturas da cadeia meso-atlântica levou outros autores (Honnorez & Kirst 1975, Leach & Rodgers 1978) a admitirem que a rodingitização deve iniciar-se já na crosta oceânica inferior. O grande número de ocorrências no mundo relacionadas a complexos ofiolíticos pode ser explicado pela grande instabilidade tectônica do ambiente, que não só favorece a serpentinitização, como permite que os ultramafitos entrem em contato ou incorporem fragmentos de rochas diversas durante sua migração.

Um número bastante menor de ocorrências de rodingitos é reportado de complexos ígneos estratiformes; tendo-se exemplos na África do Sul (de Waal 1969, Anhaeusser 1978). Nesses casos, as hipóteses variam de uma serpentinitização e rodingitização relacionadas a fluidos residuais de derivação magmática a alterações mais tardias ligadas a processos metamórficos de baixo grau.

O complexo de Cana Brava é um maciço máfico-ultramáfico formado a partir da diferenciação de material presumivelmente basáltico, cujo desenvolvimento como corpo ígneo deve ter ocorrido à semelhança de outros complexos estratiformes. Os fatores que determinaram a formação de rodingitos em meio às rochas ultramáficas não parecem ter relação com a história tectônica ou metamórfica pretérita do maciço. Seu desenvolvimento relaciona-se essencialmente a um período metamórfico tardio na evolução do maciço, quando condições favoráveis a uma intensa serpentinitização das ultramáficas ocorreram. Entre essas condições salienta-se a colocação do corpo a níveis crustais

relativamente rasos, acompanhada por esforços capazes de provocar falhas e fraturas que promoveram o fácil acesso de fluidos às rochas ultramáficas e destas para os corpos de leucogabro, ocasionando sua substituição por rodínitos.

REFERÊNCIAS E BIBLIOGRÁFICAS

- ALBERTI, A.A.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MOAZEZ, S. 1976. On some rodingite occurrences in North-Eastern Iran. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 4:185-191.
- ANHAUESSER, C.R. 1978. Rodingite occurrences in some Archean ultramafic complexes in the Barberton Mountain Land, South Africa. *Econ. Geol. Res. Unit.*, Univ. Witwatersrand, Johannesburg. Inf. Circ. 116, 17 p.
- BAKER, G. 1959. Rodingite in nickeliferous serpentinite near Beaconsfield, Northern Tasmania. *Geol. Soc. Australia J.*, 6:21-35.
- BARNES, I. & O'NEIL, J.R. 1969. The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80:1947-1960.
- BARNES, I.; RAPP, J.B.; O'NEIL, J.R. 1972. Metamorphic assemblages and the direction of fluids in four instances of serpentinization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35:263-276.
- BELL, J.M.; CLARKE, E.C.; MARSHALL, P. 1911. The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson. *N. Zealand Geol. Surv. Bull.*, 12:1-17.
- BILGRAMI, S.A. & HOWIE, R.A. 1960. The mineralogy and petrology of a rodingite dyke, Hindubagh, Pakistan. *Am. Mineral.*, 45:791-801.
- BLOXAM, T.W. 1954. Rodingite from the Girvan-Ballantrae complex, Ayrshire. *Mineral. Mag.*, 30(227):525-528.
- CAPEDRI, S.; GARUTI, G.; ROSSI, A. 1978. Rodingites from Pindos. Constraints on the "rodingite problem". *Neues Jb. Miner. Abh.*, 132(3):242-263.
- COLEMAN, R.G. 1966. New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. *N. Zealand Geol. Surv. Bull.*, 76:102 p.
- COLEMAN, R.G. 1967. Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California. Oregon and Washington. *U.S. Geol. Surv. Bul.*, 1247:49 p.
- COLEMAN, R.G. 1977. *Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere?* Springer Verlag, Berlin. 98-108.
- DAL PIAZ, G.V. 1969. Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi Occidentali Italiane. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 25:263-315.
- DANNI, J.C.; FUCK, R.A.; LEONARDOS JR., O.H. 1982. Archean and lower proterozoic units in Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 71(1):291-317.
- de WAAL, S.A. 1969. On the origin of hydrogrossularite and other calcium silicates in serpentinites. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 72:23-27.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1962. *Rock-forming minerals*. London. Longman, Green & Co. vol. 1 e II.
- DREHER, A.M. 1984. Petrologia dos rodínitos da mina de Cana Brava, Goiás. São Paulo, IG-USP, 112 p. (Diss. Mestr.).
- EVANS, B.W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5:397-447.
- GIRARDI, V.A.V.; COUTINHO, J.M.V.; MATSUI, K.; SILVEIRA, T. 1976. Os rodínitos do complexo de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Res., Ouro Preto, SBG. p. 342.
- GIRARDI, V.A.V.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G. 1978. Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.1 p. 337-348.
- 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(1-3):313-323.
- GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SIENA, F.; SINIGOI, S. 1981. Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria. *Neues Jb. Miner. Abh.*, 142:265-295.
- GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S. 1986. The petrogenesis of the Niquelândia layered basic-ultrabasic complex, Central Brazil. *J. Petrol.*, 27(3):715-744.
- GUSTAFSON, W.I. 1974. The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. *J. Petrol.*, 15(3):445-496.
- HALL, R. 1978. Pyroxenes of basic rocks and rodínites from an ophiolite melange, South-Eastern Turkey. *Mineral. Mag.*, 42:M-42-M-48.
- HERZBERG, C.T. 1978. Pyroxene geothermometry and geobarometry; experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42:945-957.
- HONNOREZ, J. & KIRST, P. 1975. Petrology of rodínites from the equatorial mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49:233-257.
- HSU, L.C. 1980. Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at PH₂O = 2Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71:407-415.
- ITO, J. & AREM, J. 1970. Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry. *Am. Mineral.*, 55:880-912.
- JOHANNES, W. 1969. An experimental investigation of the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. *Am. J. Sci.*, 267:1083-1104.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. 1979. Rodínitos do Rio Grande do Sul, Brasil. *Acta Geol. Leopoldensia*, III:77-91. (Est. Tecnol. 10).
- LANDIS, C.A. 1971. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30:34-45.
- LARRABEE, D.M. 1969. Serpentinite and rodingite in the Hunting Hill Quarry, Montgomery County, Maryland. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1283: 34p.
- LEACH, T.M. & RODGERS, K.A. 1978. Metasomatism in the Wairere serpentinite, King Country, New Zealand. *Mineral. Mag.*, 42:45-62.
- MALTMAN, A.J. 1978. Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89:972-980.
- MANNING, P.G. & OWENS, D.R. 1977. Electron microprobe, X-ray diffraction and spectral studies of South African and British Columbian "jades". *Can. Mineral.*, 15:512-517.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A. 1977. Contribuição à geologia do pré-cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4):304-324.
- MATSUI, K.; GIRARDI, V.A.V.; BASEI, M.A.S.; HASUI, Y. 1976. Geocronologia do complexo básico-ultrabásico de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto., Res..., Ouro Preto, SBG. v. 2, p. 279-288.
- PAGE, N.J. & COLEMAN, R.G. 1967. Serpentinite-mineral analysis and physical properties. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 575-B: B103-B-107.
- PAMPLONA, R.I. & NAGAO, M. 1982. Jazimentos de amianto crisotila da Mina de Cana Brava, Goiás. In: *Os principais depósitos minerais da região Cento-Oeste*. Goiânia, MME-DNPM. 76-137. (6º Distrito Centro-Oeste).
- PARASKEVOPOULOS, G.M. 1969. Rodingite in Serpentiniten von NW-Thessalien, Griechenland. *Neues Jb. Miner. Abh.*, 112:47-62.
- PASTERIS, J.D. 1988. Secondary graphitization in mantle-derived rocks. *Geology*, 16(9):804-807.
- PISTORIUS, C.W.F.T. & KENNEDY, G.C. 1960. Stability relations of grossularite and hydrogrossularite at high-temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 258:247-257.
- QAISER, M.A.; MANSOOR AKHTER, S.; KHAN, A.H. 1970. Rodingite from Naranji Sar, Dargai ultramafic complex, Malakand, West Pakistan. *Mineral. Mag.*, 37:735-738.
- ROY, D.M. & ROY, R. 1957. System CaO. Al₂O₃. SiO₂. H₂O. VI: The grossularite -3CaO.Al₂O₃.6H₂O join. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68:1788-1789.
- SUZUKI, J. 1953. On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hokkaido. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. VIII(4):419-430.
- WHITTAKER, E.J.W. & ZUSSMAN, J. 1956. The characterization serpentinite minerals by X-ray diffraction. *Mineral. Mag.*, 31:107-126.
- WICKS, E.F. & WHITTAKER, E.J.W. 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Can. Mineral.*, 15:459-488.
- WINCHELL, H. 1958. The composition and physical properties of garnet. *Am. Mineral.*, 43:595-600.
- ZABINSKI, W. 1966. Hydrogarnets. *Pol. Akad. Nauk Oddzial Krawkowie, Kom. Nauk Mineral.*, 3:1-61.

MANUSCRITO 586

Recebido em 10 janeiro de 1989

Revisão do autor em 05 de abril de 1989

Revisão aceita em 05 de abril de 1989