UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004864

PETROLOGIA DOS RODINGITOS DA MINA DE CANA BRAVA, GOIÁS.

BIBLIOTECA
T825
ex 2

Ana Maria Dreher

Orientador: Prof. Dr. Vicente Antonio Vitorio Girardi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. Vicente A.V.Girardi	
Examinadores:	Dr. José M.V.Coutinho	
	Dr. Marcos A.F.de Oliveira	

São Paulo
1983

T825

ÍNDICE

Página

CAPÍTULO I 1

INTRODUÇÃO 1

CAPÍTULO II 3

METODOLOGIA 3

1 - AMOSTRAGEM 3

2 - PETROGRAFIA 3

3 - ANÁLISES ROENTGENOGRÁFICAS 3

4 - DETERMINAÇÃO DE ÍNDICES DE REFRAÇÃO 5

5 - ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS (MICROSSONDA) 6

6 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS 7

CAPÍTULO III 8

GEOLOGIA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA 8

CAPÍTULO IV 13

A MINA DE CANA BRAVA E AS OCORRÊNCIAS DE RODINGITOS 13

CAPÍTULO V 23

PETROGRAFIA 23

1 - METALEUCOGABROS 23

2 - RODINGITOS 25

3 - SERPENTINITOS 27

4 - SERPENTINITOS CLORITIZADOS 29

5 - ROCHAS TALCO-CARBONÁTICAS 30

6 - METAPIROXENITOS 31

CAPÍTULO VI 52

MINERALOGIA 52

1 - GRANADAS 52

Página

2 - VESUVIANITAS 57

3 - PIROXÊNIOS 59

4 - SERPENTINAS 62

5 - ALBITA 65

6 - XONOTLITA 65

7 - PECTOLITA 66

8 - GRAFITA 66

CAPÍTULO VII 70

PETROQUÍMICA 70

1 - METALEUCOGABROS 70

2 - RODINGITOS 74

3 - SERPENTINITOS 76

4 - SERPENTINITOS CLORITIZADOS 77

5 - METAPIROXENITOS 77

CAPÍTULO VIII 78

PETROGÊNESE 78

1 - VARIAÇÕES DE COMPOSIÇÃO 78

2 - A ALTERAÇÃO DOS METALEUCOGABROS 82

3 - A FORMAÇÃO DAS ZONAS CLORÍTICAS 83

4 - FORMAÇÃO DOS MINERAIS DOS RODINGITOS 84

4.1 - Granadas 84

4.2 - Vesuvianitas 86

4.3 - Piroxênios 86

4.4 - Xonotlita e Pectolita 87

5 - SERPENTINIZAÇÃO 87

6 - A ORIGEM DO CÁLCIO 90

Página

7 - A NATUREZA DOS FLUIDOS 92

8 - O PROCESSO METASSOMÁTICO 94

9 - CONDIÇÕES DE FORMAÇÃO DAS ROCHAS METASSOMÁTICAS 95

10 - CONSIDERAÇÕES FINAIS 99

AGRADECIMENTOS 103

BIBLIOGRAFIA 105

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA I - Análises químicas, índices de refração, a_o e teor de H_2O^+ de granadas dos rodingitos de Cana Brava 53

TABELA II - Análises químicas e índices de refração de vesuvianitas dos rodingitos de Cana Brava 58

TABELA III - Análises químicas de clinopiroxênios de iltramafitos e rodingitos de Cana Brava 60

TABELA IV - Diagramas de pó de xonotlita 67

TABELA V - Diagramas de pó de pectolita 68

TABELA VI - Análises químicas de rochas da Mina de Cana Brava 71 e 72

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 1 - Mapa geológico do Complexo de Cana Brava, Goiás 9

FIGURA 2 - Mapa geológico da Mina de Cana Brava 14

FIGURA 3 - Mapa geológico da cava B, Mina de Cana Brava com a localização dos furos amostrados e secções 16

Página

FIGURA 4 - Perfil geológico da secção A-A" 18

FIGURA 5 - Perfil geológico da secção B-B" 19

FIGURA 6 - Perfil geológico da secção C-C" 20

FIGURA 7 - Diagrama $H:Fe^{3}$: $Al-2/3(Fe^{+2}+Mn+Mg)$ de SEKI (1965) com as composições de granadas de rodingitos de Cana Brava e de outras localidades 20, 56

FIGURA 8 - Diagrama Ca-Mg-(Fe+Mn) com as composições dos clinopiroxênios de rochas de Cana Brava e de rodingitos de outras localidades 61

FIGURA 9 - Difratogramas de raios X de serpentinitos e de amianto da Mina de Cana Brava 63

FIGURA 10 - Padrão difratométrico da reflexão (002) de grafitas de rochas talco-carbonáticas 69

FIGURA 11 - Diagrama ACF com a distribuição das diversas rochas analisadas e seus minerais 73

FIGURA 12 - Diagrama ACF com a distribuição de rodingitos de Cana Brava e de outras localidades 73

FIGURA 13 - Relações MgO (% em peso): Ni(ppm) das rochas da Mina de Cana Brava 75

FIGURA 14 - Relações Ni:Cr (ppm) das rochas da Mina de Cana Brava 75

FIGURA 15 - Diagrama SiO_2-Al_2O_3 mostrando a distribuição dos metaleucogabros e rodingitos 79

FIGURA 16 - Diagrama de Niggli (alk-al-fm+c) com a distribuição dos metaleucogabros e rodingitos 79

Página

FIGURA 17 - Diagramas de variação entre metaleucogabros, rodingitos, zonas cloríticas e serpentinitos 81

FIGURA 18 - Diagrama T-$P_{H2}O$ de equilíbrio de fases no sistema CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O 95

ÍNDICE DAS FOTOS

FOTO 1 - Vista da Mina de Cana Brava 33

FOTOS 2 a 4 - Metaleucogabros: aspectos macroscópicos 33 e 34

FOTOS 5 a 8 - Metaleucogabros; detalhes microscópicos 35 e 36

FOTOS 9 a 16- Rodingitos: aspectos macroscópicos 37 a 40

FOTOS 17 a 26- Rodingitos: minerais e texturas 41 a 45

FOTOS 27 a 29- Serpentinitos: aspectos texturais 46 e 47

FOTOS 30 e 31- Serpentinitos cloritizados: detalhes microscópicos 47 e 48

FOTO 32 - Rocha talco-carbonática: aspectos macroscópicos 48

FOTO 33 - Serpentinito substituído por talco e carbonato 49

FOTOS 34 e 35- Metapiroxenitos: aspectos macroscópicos 49 e 50

FOTOS 36 a 38- Metapiroxenitos: aspectos mineralógicos e texturais 50 e 51

RESUMO

Corpos de rodingitos ocorrem em meio a serpentinitos mineralizados a amianto da mina de Cana Brava, situada na extremidade sudeste do complexo de Cana Brava, Goiás. São derivados da alteração metassomática de metaleucogabros que constituem provavelmente camadas de diferenciação dentro da unidade ultramáfica do maciço.

Os rodingitos são constituídos essencialmente por granadas da série grossulária-andradita, vesuvianitas zonadas e clinopiroxênios bastante cálcicos. Clorita, zoisita e apatita são minerais subordinados. Pectolita e xonotlita desenvolvem-se em veios. Os metaleucogabros residuais encontram-se albitizados. Os serpentinitos associados aos rodingitos são derivados de harzburgitos, e compostos por antigorita e lizardita, contendo veios tardios de crisotilo; apresentam-se cloritizados no contato com os rodingitos. A unidade ultramáfica contém ainda metapiroxenitos parcialmente serpentinizados e rochas talco-carbonáticas.

Quimicamente os rodingitos de Cana Brava são comparáveis a outros descritos na literatura, embora ligeiramente mais cálcicos. Com relação aos leucogabros originais, mostram-se enriquecidos em Ca, e mais pobres em Si e Al, sendo praticamente isentos de álcalis. Uma relação genética entre a serpentinização e a formação dos rodingitos foi estabelecida. Fluidos ricos em Ca liberado pela alteração das ultramáficas migraram até os corpos básicos, possivelmente por força de um gradiente de pressão, provocando reações e a substituição das fases originais por uma assembléia calco-silicática. Os álcalis deslocaram-se para além da zona de reação rodingítica, causando a albitização dos leucogabros. O Al sofreu difusão para os serpentinitos, originando as zonas cloríticas.

Os processos de rodingitização e serpentinização ocorreram durante a fase inicial de um episódio metamórfico regressivo que afetou as rochas marginais e encaixantes do complexo de Cana Brava. Temperaturas de 400-500°C e pressões ($P_{H_2O} \cong Pt$) baixas, inferiores a 5 Kb, foram estimadas para esta fase. Num segundo evento de serpentinização, formaram-se veios de amianto nos ser-

pentinitos e pectolita e xonotlita nos rodingitos. Falhas, fraturas e deformações acompanharam esta fase, para a qual temperaturas da ordem de 200-300°C foram admitidas. Rochas talco-carbonáticas e veios de carbonato que cortam ultramafitos e rodingitos desenvolveram-se num último estágio, durante o qual CO_2 teve acesso às rochas através de falhas e fraturas.

Os rodingitos de Cana Brava diferem da maior parte dos rodingitos descritos na literatura por não se encontrarem associados a um complexo do tipo ofiolítico, e por terem-se formado a temperaturas mais elevadas, associados a serpentinitos portadores de antigorita.

ABSTRACT

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 the metasomatic alteration of leucocratic metagabbros which probably constitute differentiated layers of the ultramafic unit of the complex.

The rodingites are essentially made up of garnets of the grossular-andradite series, zoned vesuvianites and strongly calcic pyroxenes. Additional minerals include chlorite, zoisite and apatite. Pectolite and xonotlite occur in associated veins. The residual leucocratic metagabbros are albitized. The serpentinites associated with the rodingites are derived from harzburgites. They are composed by antigorite and lizardite as well as chrysotile in late formed veins, and are chloritized along the contact with the rodingites. The ultramafic unit also contains partially serpentinized metapyroxenites as well as talc-carbonate rocks.

The rodingites of Cana Brava 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 ultramafics migrated towards the basic layers, possibly in response to a pressure gradient, causing reactions and the replacement of the original minerals by a calc-silicate assemblage. The alkalis moved to a distance from the rodingitic reaction zone and provoked the albitization of the leucogabbros. Al was diffused towards the serpentinites and produced the chloritic borders.

The processes of rodingitization and serpentinization took place during the initial stage of a retrogressive metamorphic episode which affected the margins and country rocks of the Cana Brava Complex. Temperatures of 400-500°C and pressures ($P_{H_2O} \cong P_t$) below 5 Kb were estimated for this phase. In a second serpentini-

zation event, chrysotile asbestos veins, and pectolite and xonotlite were formed in the serpentinites and rodingites, respectively. Folding, fracturing, and deformation occurred during this phase, for which temperatures around 200-300°C were assumed. Talc-carbonate rocks, along with carbonate veins that cut the ultramafics and rodingites, were formed at a later stage during which CO_2-bearing fluids percolated the rocks through faults and fractures.

The Cana Brava rodingites differ from the bulk of similar rocks reported in the literature in the sense that they are not related to an ophiolitic-type complex, and that they were formed at somewhat higher temperatures, in association with antigorite-bearing serpentinites.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Durante sondagens feitas pela S.A. Mineração de Amianto (SAMA) na mina de Cana Brava, Goiás, 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 estas rochas eram formadas por uma associação peculiar de minerais calco-silicáticos, como granada, vesuvianita, diopsídio e zoisita. Por sua natureza e modo de ocorrência, os autores citados designaram estas rochas de rodingitos, constituindo-se esta a primeira referência feita a rochas deste tipo no Brasil.

Originalmente o termo rodingito foi empregado por MARSHALL (in BELL et al., 1911) para descrever gabros alterados, portadores de granadas, contidos nos serpentinitos do cinturão ultramáfico de Dun Mountain, na Nova Zelândia. O nome é derivado do rio Roding que drena grande parte da região. Desde então, o termo rodingito tem sido empregado para rochas semelhantes, derivadas de diques máficos que ocorrem associados a serpentinitos de diversas partes do mundo (SUZUKI, 1953; BLOXAM, 1954; BILGRAMI & HOWIE, 1960; COLEMAN, 1966, 1967; DAL PIAZ & GRASSO, 1967; LEONARDOS & FYFE, 1967; DAL PIAZ, 1969; LARRABEE, 1969; PARASKEVOPOULUS, 1969; BEZZI & PICCARDO, 1969; DUFFIELD & BEESON, 1973; MEIXNER, 1978; ANHAEUSSER, 1978). Outros autores, entretanto, preferiram descrever rochas semelhantes como gabros granatizados (MILES, 1950), ofisferitos (VUAGNAT, 1967) ou granada-vesuvianita-fels (MÜLLER, 1959).

Atualmente existe um consenso quanto à manutenção do termo rodingito para designar rochas associadas a serpentinitos derivadas não somente de gabros, mas também de basaltos, grauvacas, dacitos, folhelhos, etc., compostas predominantemente por silicatos de cálcio (COLEMAN, 1977; EVANS, 1977).

Os rodingitos descritos na literatura apresentam uma série de características similares, que foram resumidas por COLEMAN (1977). Ocorrem invariavelmente associados a ultramáficas forte

mente serpentinizadas. Desenvolvem-se no contato entre diques, inclusões tectônicas ou camadas de rochas de diversas composições situadas no interior 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 localizado, 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 maneira geral, pouco influenciadas pela composição da rocha original.

O trabalho aqui desenvolvido, visa dar continuidade àquele iniciado por GIRARDI et al. (1976) através de um estudo mineralógico, petrográfico e químico detalhado das ocorrências de rodingitos de Cana Brava.

Os dados obtidos serão freqüentemente comparados com informações obtidas da literatura. Pretende-se com isto não só contribuir na compreensão da natureza e gênese dos rondingitos, mas também fornecer informações sobre os processos ocorridos durante as fases metamórficas finais às quais o Complexo de Cana Brava foi submetido.

CAPÍTULO II

METODOLOGIA

1 - AMOSTRAGEM

A quase totalidade das amostras estudadas neste trabalho provêm de testemunhos de sondagem cedidos pela SAMA. Uma parte das amostras e respectivas lâminas delgadas já estavam disponíveis por ocasião do início desta pesquisa, correspondendo àquelas descritas por GIRARDI et al. (1976). Trabalhos de campo efetuados na região de Cana Brava em julho de 1979 possibilitaram a aquisição de novos testemunhos e também de amostras de rocha coletadas na cava da mina e arredores.

Mapas de localização dos furos e perfis de sondagem, igualmente cedidos pela SAMA, permitiram o controle da amostragem, representada por amostras esparsas de diversos furos.

2 - PETROGRAFIA

A análise macroscópica de todas as amostras foi executada com detalhes em laboratório.

Cerca de noventa lâminas delgadas foram descritas,utilizando-se microscópios Zeiss Standard WL e Leitz Ortholux-Pol. Durante estes estudos, deparou-se por diversas vezes com a necessidade da utilização de outros métodos para identificação ou melhor caracterização de certas fases mineralógicas, escolhendo-se assim os espécimes para análises roentgenográficas, determinação de índices de refração e análises químicas por microssonda eletrônica. A seleção de amostras de rochas a serem submetidas a análises químicas foi igualmente feita durante a fase de descrição petrográfica.

3 - ANÁLISES ROENTGENOGRÁFICAS

Análises de difração de raios X foram feitas através de filmes e difratogramas, tanto em minerais como em rochas, utili

zando o equipamento do Laboratório de Raios X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Os grãos minerais foram separados sob a lupa e moídos em gral de ágata. Amostras de rochas foram britadas e a seguir moídas em gral ou moinho de bolas. Em ambos os casos procurou-se atingir a uma granulometria abaixo de 200 mesh.

Os difratogramas foram rodados em aparelho Phillips Norelco usando radiação CuKα e filtro de Ni, com velocidades de varredura de 1 ou 2° 2θ/minuto.

Os filmes foram obtidos em câmaras Debye-Scherrer de 114 mm, utilizando radiação CuKα e filtro de Ni, em regime de 40kV e 20mA, num tempo médio de exposição de 21 horas.

Na interpretação de filmes e difratogramas foram utilizados o Índice e os fichários da JCPDS (1972), as tabelas contidas em BORG & SMITH (1969), além de uma bibliografia adicional específica para os minerais e rochas em estudo.

Houveram casos em que a preparação das amostras e a interpretação dos resultados requereram um tratamento particular, que será detalhado a seguir.

a) Granadas

Foram feitos difratogramas de diversas amostras de granadas com a finalidade de obter-se as dimensões de cela unitária (a_o). Os fragmentos do mineral foram moídos juntamente com 20% de silício metálico, utilizado rotineiramente como padrão interno no laboratório. Os difratogramas foram rodados a uma velocidade de $0,5^{\circ}$ 2θ/minuto, no intervalo entre 20 - 90° 2θ, com velocidade do papel de 10 mm/minuto.

Os valores de 2θ, corrigidos em relação ao Si, e sua respectiva indexação (baseada em BORG & SMITH, 1969) foram submetidos a um programa de computação de refinamento das constantes de cela pelo método dos mínimos quadrados (versão modificada e adaptada do programa de BURNHAM, 1962).

A precisão das medidas de a_o obtidas foi estimada em $\pm$ 0,002Å com base em análises repetidas sob mesmas condições ins

trumentais.

b) Serpentinas

A análise de serpentinitos por difratograma de raios X objetivou a identificação das variedades de serpentinas presentes. Tanto a preparação das amostras como as condições de operação para a obtenção dos difratogramas seguiram as técnicas normais anteriormente descritas.

Como a identificação dos polimorfos requer uma grande precisão nas medidas, utilizou-se inicialmente quartzo como padrão interno. Este, entretanto, mostrou interferência ou forte proximidade a raias importantes ou diagnósticas das serpentinas. Procedeu-se então à obtenção de difratogramas sem padrão interno, cuja interpretação, baseada em bibliografia apresentada à página 62, foi ainda auxiliada pela comparação direta entre os difratogramas, conjugada a uma cuidadosa observação petrográfica.

c) Grafitas

Amostras de rochas contendo material grafitoso disperso sofreram um tratamento de forma a concentrar a grafita e assim obter difratogramas do material puro que permitissem avaliar o seu grau de cristalinidade.

As rochas foram inicialmente moídas, separando-se a fração entre 60 - 100 mesh de onde a grafita foi concentrada através de ataques repetidos com HCl e HF a quente para a eliminação de carbonatos e silicatos, de acordo com o método descrito em SILVA et al. (1979). O material concentrado foi analisado ao difratômetro sob condições normais. A determinação do grau de cristalinidade da grafita seguiu o método exposto por LANDIS (1971) que é resumido na página 69 deste trabalho.

4 - DETERMINAÇÃO DE ÍNDICES DE REFRAÇÃO

A determinação dos índices de refração foi feita em grãos de minerais selecionados em peneiras entre 80 e 100 mesh. Utilizou-se o método de imersão, sob luz de sódio, em líquidos pertencentes à coleção Cargille, sempre testados através de refratômetro Leitz-Jelley. Estima-se a precisão do método em $\pm$ 0,003.

5 - ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS (MICROSSONDA)

Utilizou-se o instrumento de microssonda ARL, modelo EMX-SM, pertencente ao IG/USP, para as análises químicas em granadas, piroxênios, vesuvianitas e plagioclásios. Seções polidas foram confeccionadas e recobertas com carbono por um metalizador modelo CV144 da Consolidated Vacuum Corporation.

As condições de operação envolveram um potencial de aceleração de 15 kV, corrente de amostra de 0,03μA, e um tempo de integração de 10". O diâmetro do feixe eletrônico foi mantido em cerca de 1μ, mesmo em amostras de plagioclásios devido ao tamanho reduzido dos cristais.

Os padrões utilizados, todos pertencentes ao Laboratório de Microssonda do Instituto de Geociências, USP, foram os seguintes:

- para granadas e vesuvianitas:

  Granada 12442 (Pd. 4, nº 5)
  Granada Ito 2 (Pd. 7)
  Granada USNM 87375 (Pd. 5, nº 5)
  Piropo Kakanui (Pd. 7)
  Ítrio Granada (Pd. 2, nº 5)
  Biotita 3 (Pd. 2, nº 5)
  Bytownita Crystal Bay (Pd. 3, nº 10)

- para piroxênios:

  Clinopiroxênio Cpx-5-118 (Pd. 3, nº 7)
  Diopsídio 2% TiO_2 (Pd. 5, nº 11)
  Augita A-209 (Pd. 9)

- para plagioclásios:

  Albita Tiburon (Pd. 3, nº 2)
  Andesina AC-362 (Pd. 8)
  Ortoclásio 1 (Pd. 5, nº 8)

Os dados obtidos foram submetidos a correções de "drift", "background" e convertidos em proporções em peso. Correções para efeitos de matriz (fluorescência secundária, absorção atômica e número atômico) e o cálculo da fórmula estrutural dos minerais

analisados foram efetuados através de um programa de computação de uso interno designado BETA, baseado no método de BENCE & ALBEE (1968).

Em cada amostra foram efetuadas aproximadamente sessenta medições, em dez grãos diferentes, tendo-se locado o feixe tanto na borda como no centro dos cristais para detectar eventuais zoneamentos.

A precisão do método é estimada em torno de 3% para os elementos maiores, e 5% para os menores.

6 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS

Na preparação das amostras utilizou-se inicialmente um britador de mandíbulas pertencente ao Laboratório de Geocronologia do IG/USP, e posteriormente um moínho de disco marca Herzog, pertencente à Associação Brasileiro de Cimento Portland, no qual as amostras atingiram uma granulometria abaixo de 200 mesh após cerca de 6,5 minutos de moagem.

As determinações de perda ao fogo foram efetuadas no Laboratório de Química Analítica do IG/USP.

As análises por fluorescência de raios X foram executadas no Laboratório do Istituto di Mineralogia e Petrologia dell' Univeristã di Trieste, Itália, sob a responsabilidade do Professor Piero Comin-Chiaramonti. Os resultados foram trabalhados através de um programa de correção de matriz.

CAPÍTULO III

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 km de largura, estendendo-se desde aproximadamente 3 km a sudoeste da cidade de Minaçu até a confluência dos rios Cana Brava e Maranhão.

O mapa geológico do complexo de Cana Brava, segundo GIRARDI & KURAT (1982) é apresentado na Figura 1. O maciço é composto por metagabros, metagabronoritos, metanoritos, anfibolitos, metapiroxenitos e serpentinitos. As rochas máficas constituem a maior parte do complexo, formando um alto topográfico de direção aproximada N-S designado de Serra de Cana Brava. As rochas ultramáficas ocorrem geralmente na parte oriental da Serra junto a uma faixa de anfibolitos que constitui a unidade da borda leste.

Dois corpos satélites ocorrem a leste e oeste do maciço principal, ao qual são possivelmente relacionados (GIRARDI & KURAT, 1982).

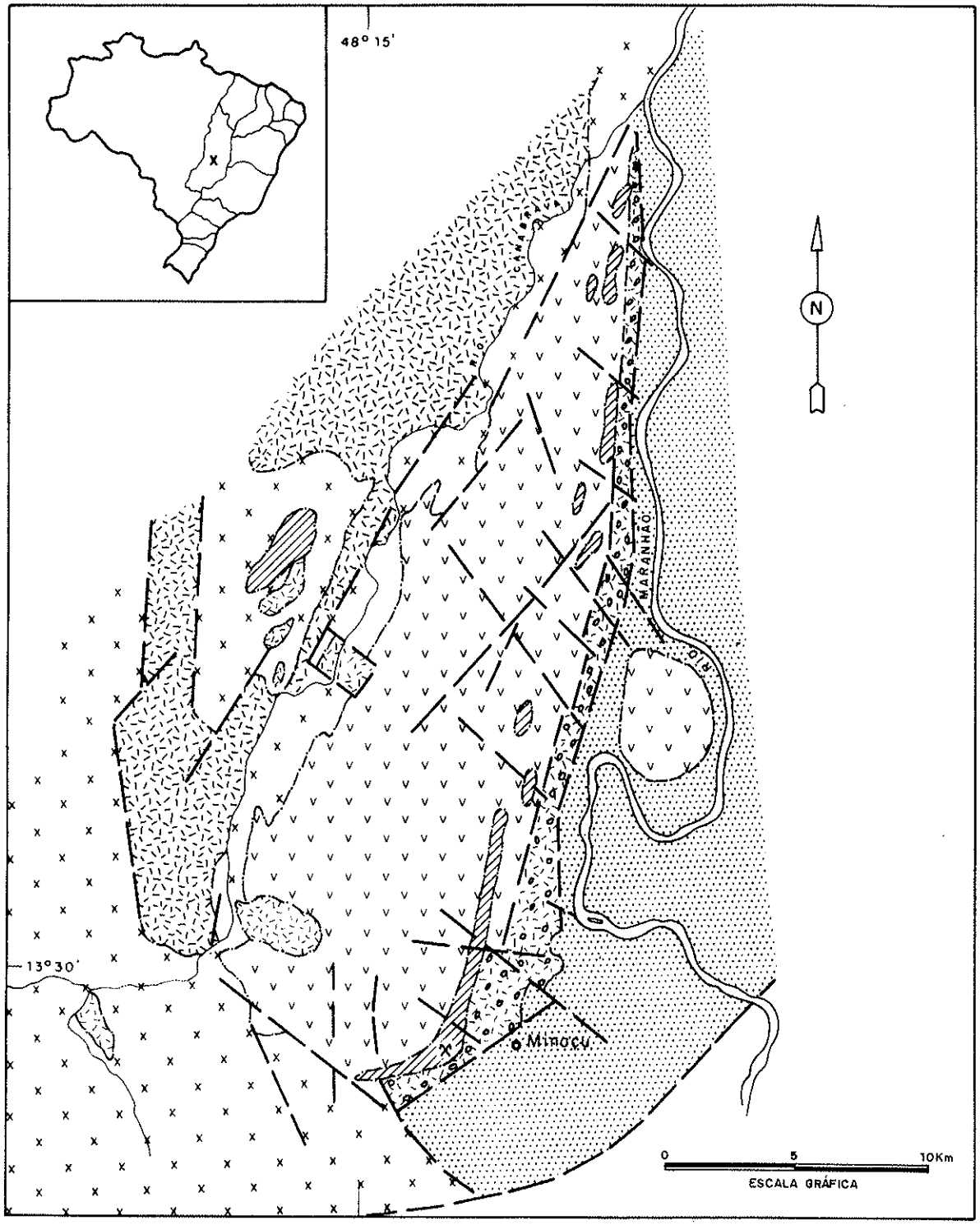
Os serpentinitos da extremidade sudeste do complexo são portadores das importantes mineralizações de amianto crisotilo da Mina de Cana Brava, que representa a maior jazida deste minério no Brasil.

Associados aos serpentinitos encontram-se corpos de rodingitos que serão descritos e estudados em itens subseqüentes deste trabalho.

o complexo de Cana Brava apresenta-se como um bloco alçado e basculado para oeste, limitando-se a leste por uma faixa de blastomilonitos associados a importante falha inversa, inclinada de aproximadamente 40^{o} para oeste. Esta falha coloca os anfibolitos da borda leste em contato com gnaisses graníticos e migmatitos do Grupo Serra da Mesa (MARINI et al., 1977).

Na borda oeste, o maciço limita-se também através de falhas com xistos, gnaisses, rochas calco-silicatadas e anfibolitos atribuídos ao Grupo Palmeirópolis (DANNI et al., 1982).

Por suas dimensões, características litológicas e estru



LEGENDA

GNAISSES E MIGMATITOS

XISTOS, GNAISSES E ROCHAS CALCO-SILICÁTICAS

ANFIBOLITOS

ANFIBOLITOS MILONÍTICOS

METAGABROS, METANORITOS E METAGABRONORITOS

METAULTRAMAFITOS

CONTATO DE TRANSIÇÃO

FALHAS

DEPÓSITOS DE AMIANTO

Fig.1 - Mapa geológico do Complexo de Cana Brava, Goiás. (extraido de GIRARDI & KURAT, 1982)

turais comparáveis às dos complexos de Niquelândia e Barro Alto, situados mais ao sul, Cana Brava foi incluído na categoria dos grandes maciços gabro-peridotítico-piroxeníticos de Goiás(BERBERT, 1970), formando com os mesmos um alinhamento de direção geral NNE. De acordo com DANNI et al. (1982), os três complexos fazem parte de um cinturão granulítico arqueano pertencente ao Complexo Basal Goiano, que aflora descontinuamente desde o norte de Goiás até o oeste de Minas Gerais.

Datações radiométricas efetuadas em rochas do maciço e suas 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 Inferior. Xistos e rochas calco-silicatadas da borda oeste forneceram idades aparentes, em isócrona Rb-Sr, de 1150 m.a., que podem ser correlacionadas ao evento metamórfico de fácies anfibolito correspondente ao Ciclo Uruaçuano. Para os gnaisses a leste, foram obtidas idades em torno de 650 m.a. referíveis ao Ciclo Brasiliano, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,736 indicativa de uma longa evolução crustal.

Na descrição das rochas do complexo de Cana Brava salienta-se a presença freqüente de texturas ígneas reliquiares às quais se sobrepõem evidências de recristalizações em eventos metamórficos subseqüentes (GIRARDI et al., 1978; GIRARDI & KURAT,1982).

As litologias ultramáficas compreendem serpentinitos,metapiroxenitos e metaharzburgitos, sendo os xistos magnesianos mais raros. Ocorrem,por vezes, em corpos maciços, outras vezes finamente bandados, com alternância rítmica de serpentinitos e piroxenitos. Nos piroxenitos predominam, ora os ortopiroxênios,ora os clinopiroxênios, com hornblenda, espinélios, opacos, talco, titanita, serpentina e por vezes, plagioclásio,como minerais subordinados.

Muitos piroxenitos preservam texturas cumuláticas reliquiares, reconhecendo-se como fases "cumulus", tanto orto como clinopiroxênios. Estes minerais apresentam geralmente lamelas de exsolução e ocorrem imersos em matriz granoblástica, textura esta que reflete um equilíbrio em condições de fácies granulito. Eventos metamórficos de graus mais baixos evidenciam-se pela presença

de hornblendas desenvolvidas a partir de piroxênios, e pela formação de talco e serpentinas.

Os serpentinitos, geralmente muito cisalhados, são constituídos por variedades de serpentina, podendo conter relictos de piroxênios e olivina, além de opacos, carbonatos, talco e clorita. Os xistos magnesianos ocorrem em delgada faixa na extremidade meridional do complexo, e são formados por associações de talco, clorita, tremolita e acessórios.

As rochas máficas estão representadas por metagabros, metagabronoritos, metanoritos e anfibolitos, e são constituídas de plagioclásio, orto e clinopiroxênios, além de hornblenda, biotita, epídoto, granada, clorita e actinolita. Exibem freqüentemente estruturas bandadas e texturas granoblásticas, onde sobressaem por vezes, grandes cristais de plagioclásios zonados e de piroxênios representando cristais "cumulus" preservados. A transformação de piroxênios em hornblendas verdes é fenômeno comum nestas rochas, levando à formação de verdadeiros anfibolitos por recristalização total em condições de fácies anfibolito. Ocorrem, entretanto, hornblendas de cor marrom em equilíbrio com os piroxênios e que devem ter-se formado durante um evento anterior de mais alto grau. GIRARDI & KURAT (1982) referem-se ainda à presença de metaleucogabros junto à borda oeste do maciço.

Os anfibolitos que formam a extensa faixa da borda leste do maciço, contêm zoisita, clinozoisita e anfibólio como constituintes principais. Os acessórios incluem uma grande variedade de minerais como clorita, plagioclásio, orto e clinopiroxênio, talco, rutilo, titanita e opacos. Estas rochas são de granulação fina e geralmente possuem estrutura xistosa. Mostram freqüentes sinais de deformação, cisalhamento e retrometamorfismo, com plagioclásios epidotizados, hornblenda e piroxênios alterados em actinolita e clorita, e granadas cloritizadas. Tais rochas foram coletivamente denominadas de epídoto-anfibolitos e sua origem e relações com as rochas máfico-ultramáficas do maciço, acham-se em estudo.

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 seqüên-

cia que varia desde harzburgitos e piroxenitos a ferronoritos e ferrogabros. A distribuição geográfica das rochas na área sugere que a base do maciço encontra-se exposta a leste.

Ainda, segundo os mesmos autores, o maciço sofreu, após sua formação, recristalizações parciais em condições de fácies granulito a anfibolito. Um evento tardio, de baixa temperatura, que afetou particularmente as rochas ultramáficas, é considerado responsável pela formação de serpentinitos, talco-xistos e rodingitos.

CAPÍTULO IV

A MINA DE CANA BRAVA E AS OCORRÊNCIAS DE RODINGITOS

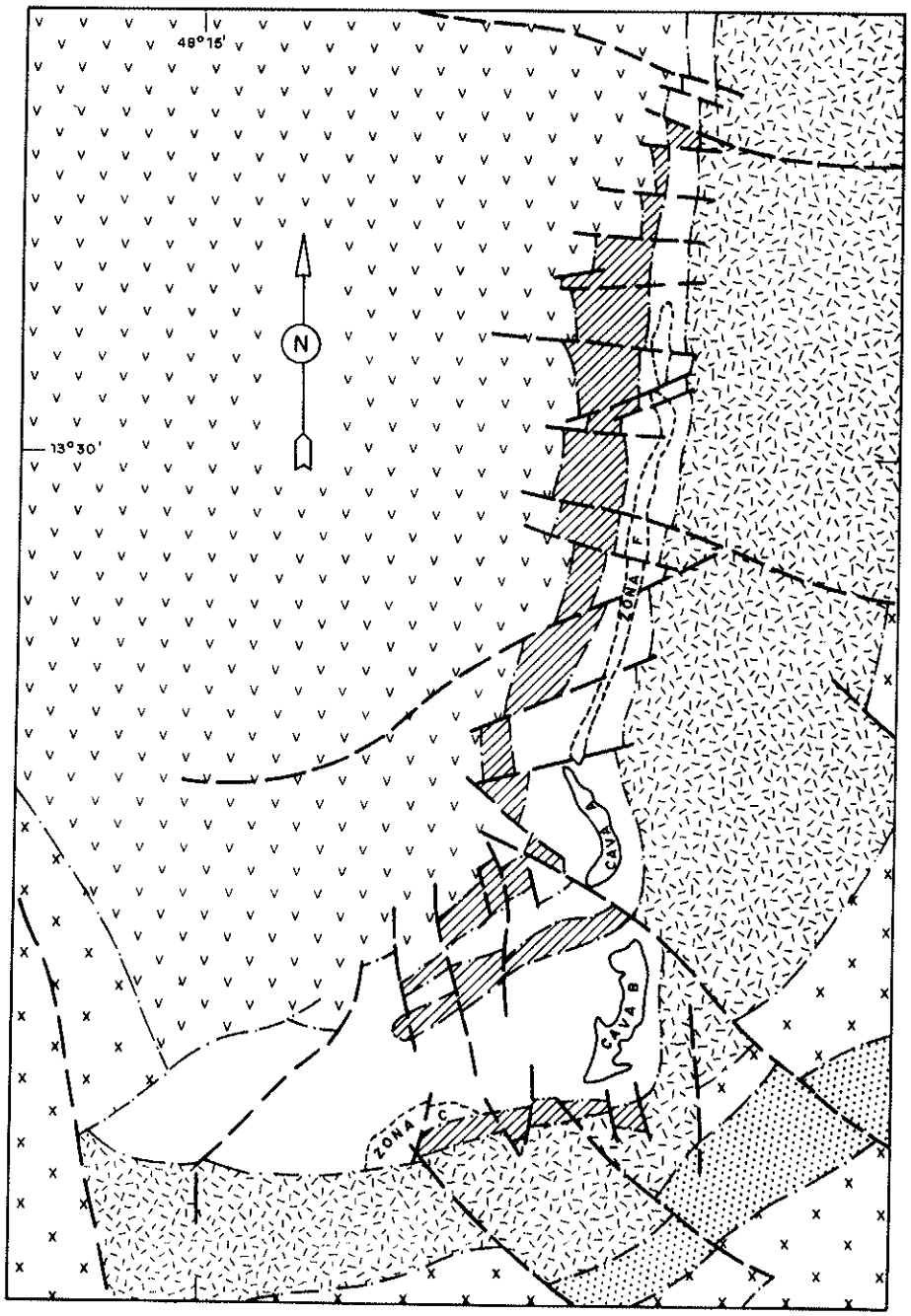
A mina de Cana Brava localiza-se próximo à cidade de Minaçu, na extremidade sudeste da faixa ultramáfica que se estende descontinuamente ao longo da porção oriental e sul do maciço de Cana Brava (Figura 1).

O acesso à jazida pode ser feito tanto por via aérea, a partir de Brasília ou Goiânia, como através da rodovia GO-241 que liga Santa Tereza na Belém-Brasília a Minaçu. A região em torno da mina é topograficamente aplainada e recoberta por vegetação tipo cerrado, situando-se aos pés da Serra de Cana Brava.

As informações mais detalhadas existentes na literatura sobre os jazimentos de amianto e sobre a geologia da mina de Cana Brava encontram-se descritas em MILEWSKY et al. (1970) e PAMPLONA & NAGAO (1982), sendo que parte destes dados serão aqui transcritos.

A descoberta de afloramentos mineralizados a amianto na região data de 1962, tendo a S.A. Mineração de Amianto (SAMA) iniciado os trabalhos de exploração em 1967. Em operação desde então, a mina de Cana Brava produziu 168.000 toneladas de fibra em 1980, tendo sido responsável pela produção de 98% do amianto crisotila nacional em 1979 (BALANÇO MINERAL BRASILEIRO, DNPM, 1980). PAMPLONA & NAGAO (1982) referem-se a uma reserva total de 79,5 milhões de toneladas de minério, com teor médio de 6,8%.

O mapa geológico, extraído de PAMPLONA & NAGAO (1982) e apresentado na Figura 2, mostra que na área da mina de Cana Brava o pacote ultramáfico é contínuo e sua área de afloramento chega a atingir 1,5 km de largura no ponto de inflexão para oeste. As rochas ultramáficas são representadas por serpentinitos e piroxenitos. Os serpentinitos, derivados de harzburgitos, constituem-se na rocha hospedeira do amianto. Seu grau de serpentinização é elevado, geralmente total, sendo raros os cristais reliquiares de olivina e piroxênios. Os serpentinitos mineralizados encontram-se freqüentemente deformados, atravessados por fraturas e



LEGENDA

SERPENTINITOS

METAPIROXENITOS

METAGABROS, METANORITOS E METAGABRONORITOS

ANFIBOLITOS

XISTOS E QUARTZITOS

GNAISSES PREDOMINANDO BLASTOMILONITOS

FALHA

CONTATO DE TRANSIÇÃO

ZONAS MINERALIZADAS

0 0,5 1,0Km
ESC.

Fig.2 - Mapa geológico da Mina de Cana Brava.
(segundo PAMPLONA & NAGAO, 1982)

faixas de cisalhamento. Os veios de crisotilo distribuem-se erraticamente na massa serpentinítica ("stockworks"), sendo mais raros os veios paralelizados (tabulares). A fibra é comumente do tipo "cross", flexível, apresentando-se bi ou tripartida, com comprimento médio de 6 mm. Fibras do tipo "slip" são mais raras, e ocorrem em zonas de intenso cisalhamento.

A lavra na mina de Cana Brava vem sendo feita a céu aberto em duas frentes, designadas de zonas (ou cavas) A e B (Figura 2, Foto 1). Outras ocorrências situadas ao longo da faixa serpentínica (zonas C, F e Forquilha) encontram-se ainda em fase de pesquisa.

A delimitação dos corpos mineralizados A e B foi feita pela SAMA com base em trabalhos de levantamento geológico e magnetométrico, além de furos de sondagem em malha de 35 x 35 m.

O corpo A estende-se por cerca de 900 m no sentido N-S, apresentando espessura de 70 a 110 m e mergulhos de 40-55^{o} para W. O corpo estreita-se para o norte, e ao sul encontra-se limitado por uma falha que o separa do corpo B. Sondagens efetuadas no local mostram que há continuidade de mineralização até 250 m de profundidade.

O corpo B é responsável pela maior produção de amianto da mina de Cana Brava. Apresenta uma forma grosseiramente tabular, com 1.000 m de comprimento, largura entre 130 e 220 m, atingindo a profundidade de 230 m. A lapa do corpo encontra-se aproximadamente 100 m acima do contato dos ultramafitos com os anfibolitos. Orientado predominantemente segundo N-S, o corpo B apresenta mergulhos variáveis entre 30-45^{o}W; no seu limite sul,mostra uma inflexão para W com mergulhos de 30-60^{o} para o norte, com possível continuidade até a zona C.

Os rodingitos estudados neste trabalho são provenientes da zona B. O mapa geológico da cava B com a localização dos diversos furos verticais amostrados é apresentada na Figura 3.

Este mapa registra apenas uma ocorrência maior de rodingito que aflora no assoalho da mina, referente ao corpo alongado junto ao furo 245. Algumas unidades de metapiroxenitos também foram assinaladas no interior da cava B, assim como uma extensa fai

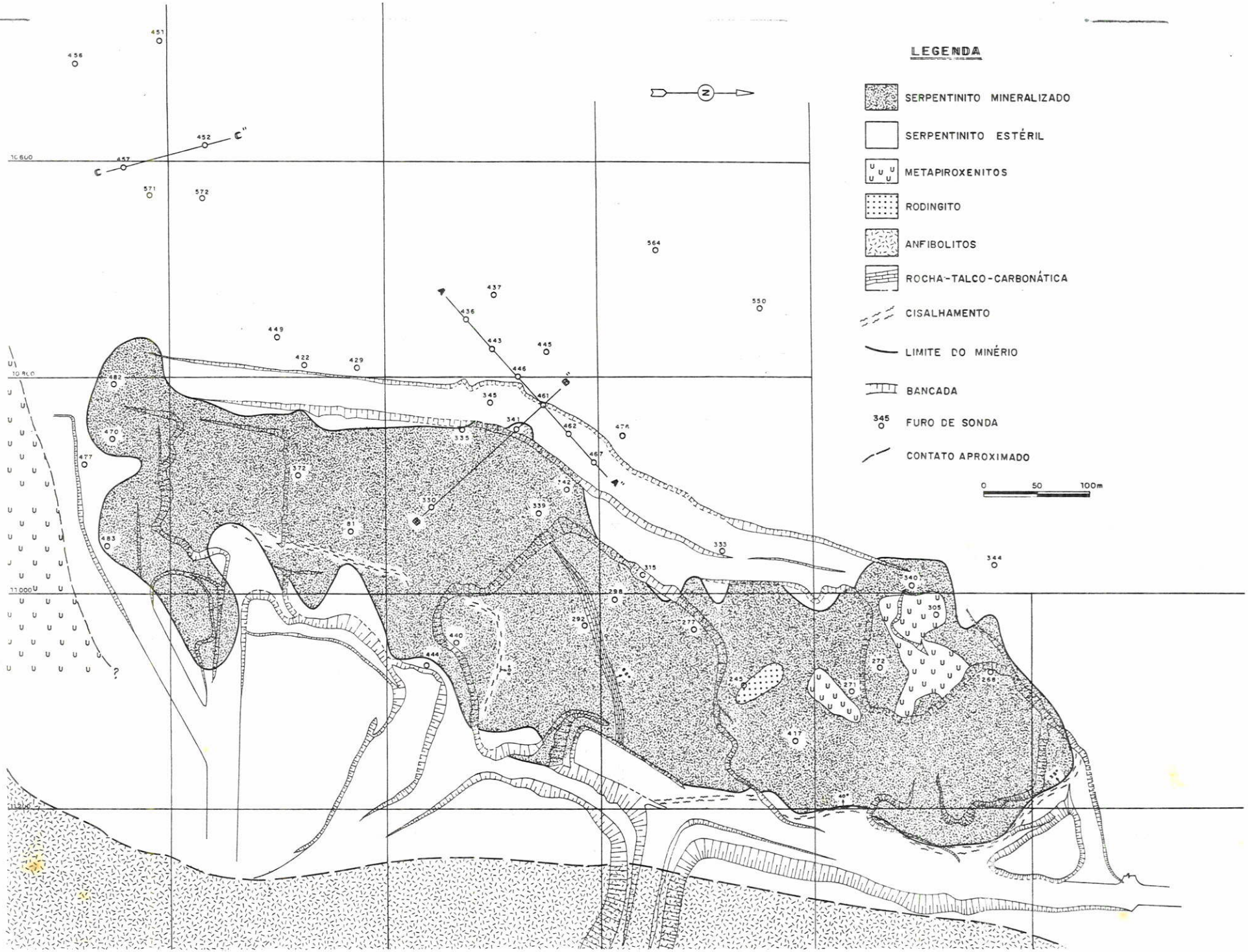


Fig.3 - Mapa geológico da Cava B, Mina de Cana Brava, com a localização dos furos amostrados e seções. (conforme SAMA, julho de 1979, ligeiramente modificado).

xa de rochas talco-carbonáticas contendo material grafitoso disseminado. O restante da área da mina é ocupada por serpentinitos mineralizados a amianto, exibindo freqüentes zonas de intenso cisalhamento. Nas adjacências da cava B afloram serpentinitos estéreis, metapiroxenitos e anfibolitos,as duas últimas variedades de rocha constituindo unidades estratigraficamente sotopostas aos serpentinitos.

Através do exame dos testemunhos de sondagem verificou-se que os rondingitos são freqüentes em profundidade,representando corpos de dimensões geralmente reduzidas, da ordem de decímetros ou centímetros, raramente atingindo um metro de largura. Sua forma parece ser extremamente variável, constituindo corpos com formas de lentes, veios ou massas irregulares. São rochas bastante duras e de elevada densidade quando comparadas aos serpentinitos, e muitas vezes cortadas por fraturas e veios. Sua granulação varia de fina a média, sendo raros os tipos grosseiros. Apresentam coloração rósea, verde amarelada, esbranquiçada ou cinza clara, destacando-se em meio aos serpentinitos escuros.

Os rodingitos da mina de Cana Brava encontram-se, em sua maior parte, associados a rochas básicas leucocráticas grosseiras que ocorrem, tanto em meio aos serpentinitos, como formando estratos junto às porções superiores da unidade de metapiroxenitos subjacente aos serpentinitos. Um grupo menor de rodingitos sem relação aparente com rochas básicas ocorre principalmente na parte norte da cava B.

Com relação às rochas básicas situadas em meio aos serpentinitos, os perfis apresentados nas Figuras 4 e 5 mostram que estas rochas constituem corpos de pequena espessura (2-3 m, em média), cuja forma, inferida através dos perfis, foi originalmente tabular. Atualmente encontram-se dobrados, distendidos e por vezes, fragmentados, posicionando-se algumas vezes em aparente discordância com os serpentinitos.

Furos de sonda feitos na região sul e sudoeste da zona B atingiram a unidade sotoposta aos serpentinitos, formada por metapiroxenitos, contendo níveis de leucogabros grosseiros na sua porção superior (Figura 6). Estes níveis são perfeitamente concordantes com a orientação dos metapiroxenitos e serpentinitos

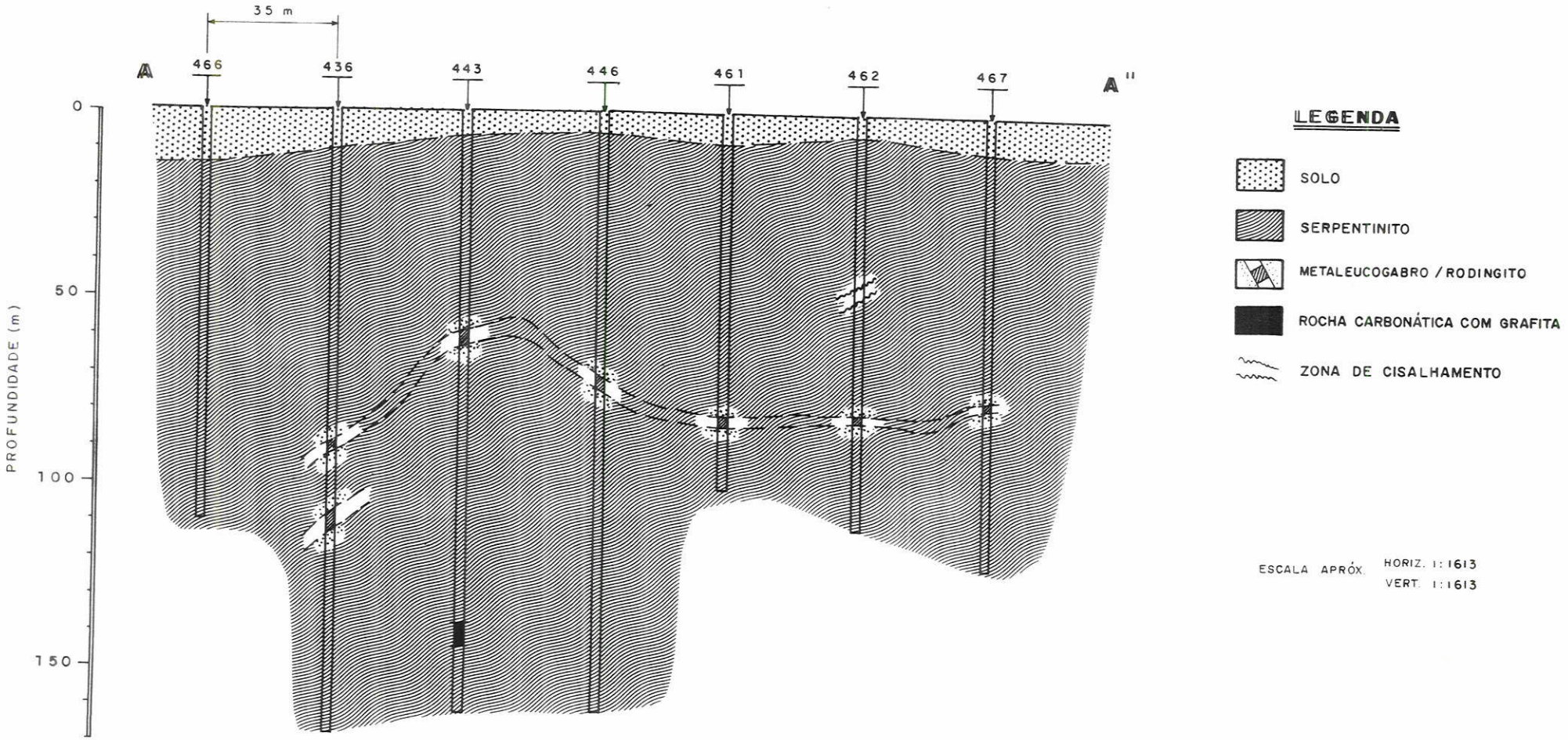


Fig.4 - Perfil geológico da secção A-A", cava B.
(conforme SAMA)

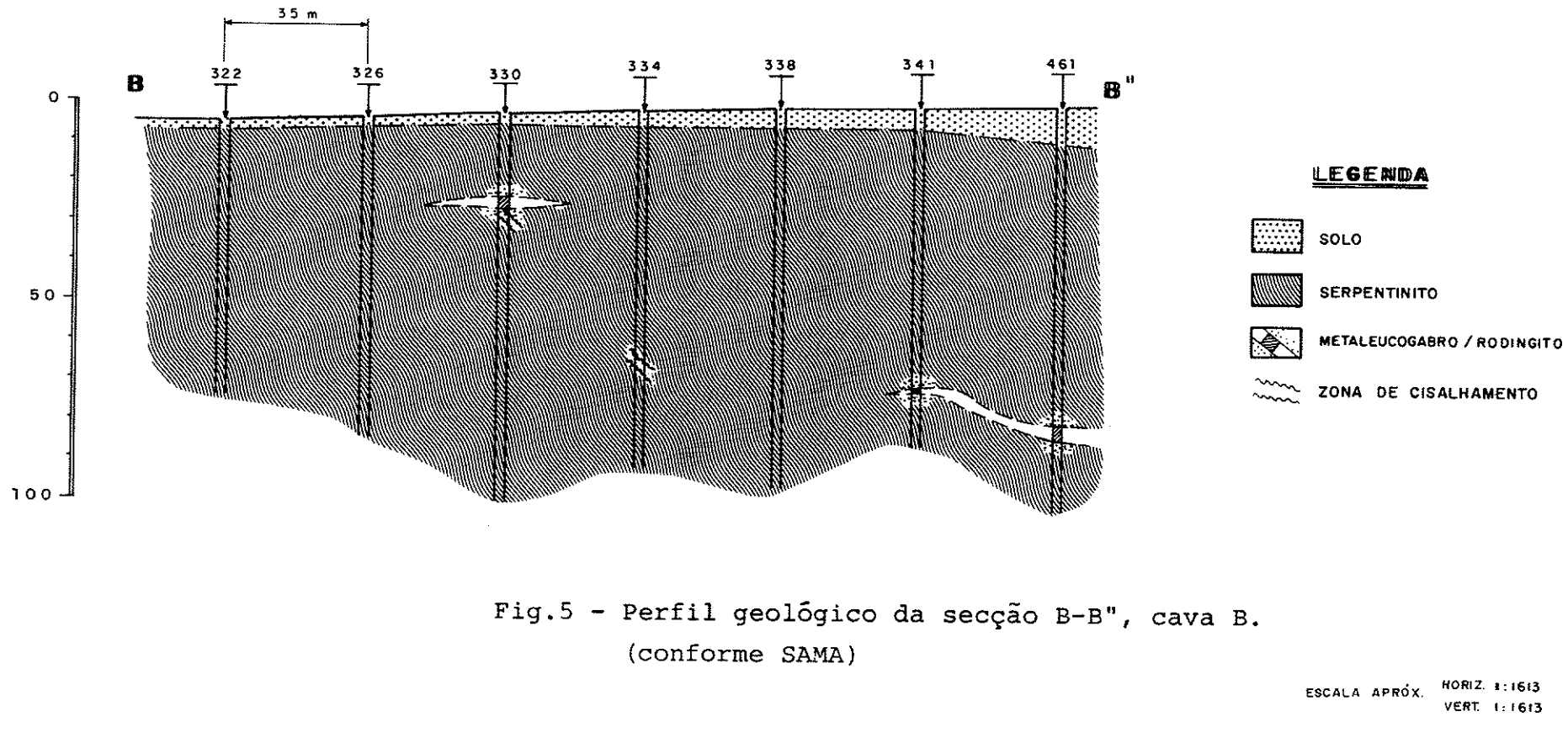
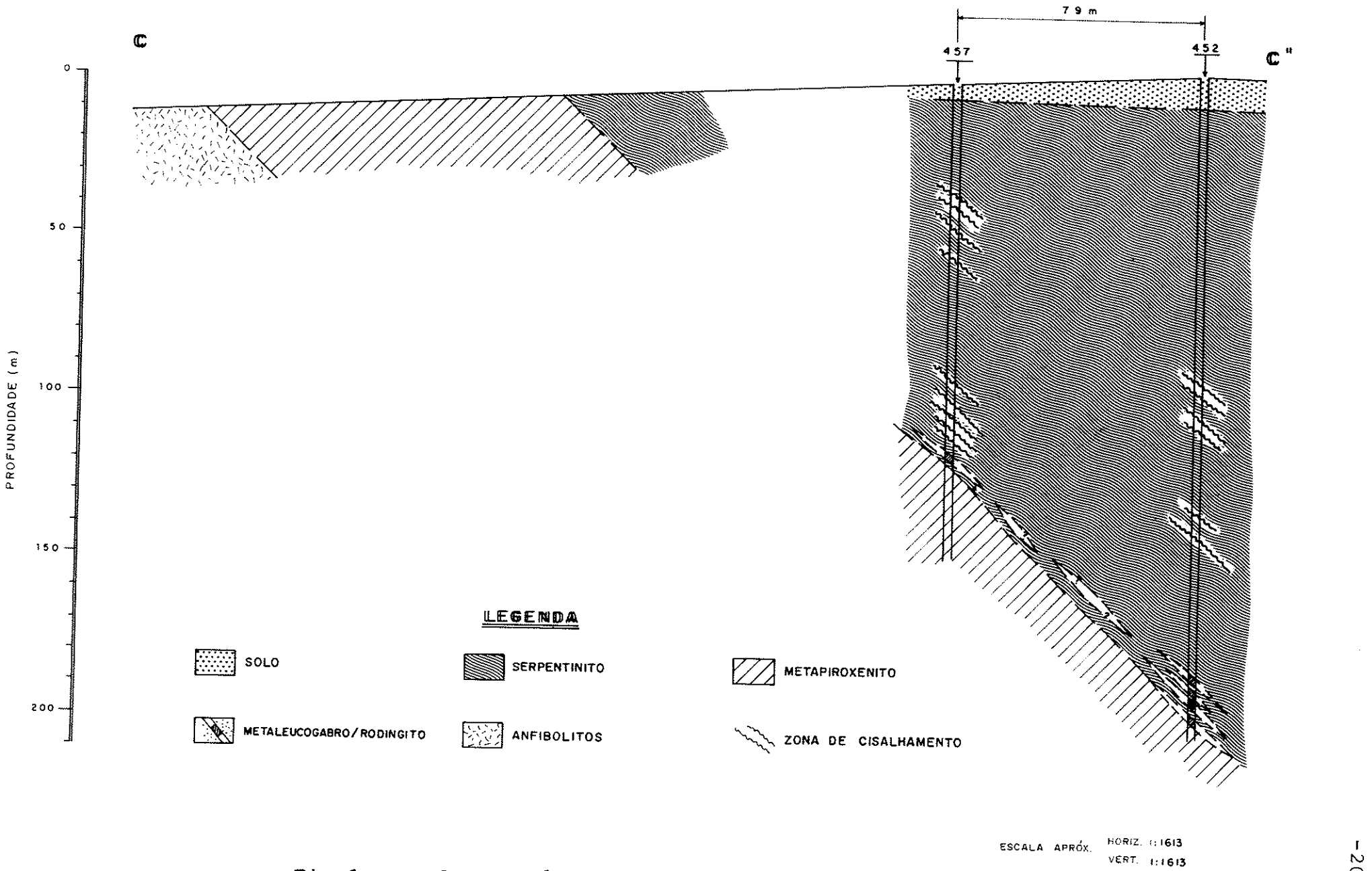


Fig.5 - Perfil geológico da secção B-B", cava B.
(conforme SAMA)

ESCALA APRÓX. HORIZ. 1:1613
VERT. 1:1613



Fig·6 - Perfil geológico da secção C-C", cava B.
(conforme SAMA)

adjacentes.

A limitação trazida pela interpretação baseada em testemunhos de sondagem deixa algumas dúvidas no que se refere à possibilidade destas rochas básicas representarem eventualmente corpos intrusivos. Considera-se, entretanto, mais provável que se tratem de bandas de diferenciação integrantes da própria estratigrafia do complexo.

Os rodingitos ocorrem normalmente no contato entre as rochas básicas e serpentinitos, não tendo sido observados no contato com metapiroxenitos. Os rodingitos invadem o interior da rocha básica substituindo-a em alguns casos quase que totalmente. Apresentam cores rôseas ou esbranquiçadas, com manchas irregulares verdes, amarelas ou cinzentas. Algumas vezes confundem-se com os próprios gabros, e somente um exame microscópico permite a distinção.

Os contatos entre as rochas básicas e os rodingitos são ora gradacionais, ora bruscos, outras vezes marcados por fraturamentos. Já entre o rodingito e os serpentinitos encaixantes, os contatos são sempre bruscos e freqüentemente definidos por uma zona de cisalhamento e brechação. Neste local os serpentinitos apresentam uma borda de alteração verde escura a verde translúcida de alguns centímetros de espessura.

Corpos de rodingitos cuja relação com possíveis rochas básicas não pode ser comprovada foram observados em testemunhos dos furos 271, 268 e 245 efetuados na parte norte da cava B, e também nos furos 429 e 335 feitos mais a sul (Figura 3).

As três primeiras amostras distinguem-se dos rodingitos anteriormente descritos por uma coloração amarelo-esverdeada. Formam massas irregulares de grã fina, tornando-se quase afaníticas em diversos locais, especialmente junto ao contato com os serpentinitos. Este contato é brusco, por vezes, brechado, definido por uma zona verde escura a preta de poucos centímetros de largura que gradua para o serpentinitos de cor verde.

Os testemunhos 429 e 335 registram rodingitos de alguns centímetros de diâmetro que ocorrem como inclusões ou fragmentos isolados distribuídos caoticamente dentro dos serpentinitos. Sua principal característica é a presença de um zoneamento concêntrico, com um núcleo de cor clara e uma zona de borda onde predominam as tonalidades verdes. O serpentinito apresenta-se escurecido ou esbranquiçado no contato com estes corpos.

CAPÍTULO V

PETROGRAFIA

As descrições petrográficas de rodingitos e outras rochas presentes na mina de Cana Brava serão apresentadas a seguir. Como a alteração dos metaleucogabros em rodingitos ocorreu muitas vezes de forma gradativa, convencionou-se designar de rodingitos às rochas contendo granadas e/ou vesuvianitas como constituintes importantes ou essenciais.

1 - METALEUCOGABROS

Sob a designação genérica de metaleucogabros foram agrupadas rochas de derivação ígnea, variando de gabros até gabros anortosíticos associadas às quais, a maior parte dos rodingitos da mina de Cana Brava foram encontrados.

Os metaleucogabros apresentam um aspecto muito característico (Fotos 2, 3 e 4), formados por uma massa de cor branca ou acinzentada contendo minerais máficos escuros que variam de finas pontuações até agregados de cristais centimétricos. São normalmente grosseiros e algo orientados, orientação esta, percebida pela forma alongada e disposição semiparalela das manchas escuras.

As porções claras destas rochas compõem-se essencialmente por plagioclásio albítico, intensamente recoberto por pequenos grãos de zoisita e finas lamelas de flogopita (Foto 5). Os plagioclásios são algumas vezes idiomórficos, com pontos de junções tríplices, outras vezes xenomórficos, com contornos serrilhados. Sua granulação é grosseira na maioria das amostras. Apresenta geminação polissintética fina, geralmente deformada por esforços.

A zoisita ocorre em agregados de cristais prismáticos que obedecem à orientação cristalográfica do plagioclásio (Foto 6). Apresenta birrefringência baixa e extinção reta. Raros são os casos em que também a clinozoisita ocorre associada ao feldspato, em grãos menores que os de zoisita, com cores de interferência azuladas.

Os minerais máficos dos leucogabros estão representados por agregados de flogopita, titanita, epídotos e alguma clorita, em meio aos quais encontram-se, por vezes, restos de piroxênio e anfibólio.

Os cristais de flogopita (2V em torno de 10^{o}) são geralmente de grande tamanho, por vezes maiores do que os grãos de plagioclásio da rocha, porém mal terminados. Sua coloração é bastante variável, o pleocroismo oscilando entre X verde marrom pálido a Y=Z verde marrom, ou mais comumente, entre X incolor e Y=Z marrom pálido ou amarelado. Restos de anfibólio e piroxênio ocorrem algumas vezes no interior das flogopitas, evidenciando uma substituição pseudomórfica.

Associam-se à flogopita grãos de epídoto (ao longo das clivagens), zoisita e titanita, os dois últimos mais concentrados e desenvolvendo cristais maiores na periferia dos cristais de mica. Rutilo e clorita magnesiana ocorrem ocasionalmente. Grãos arredondados de apatita concentram-se próximo aos máficos.

O anfibólio parece ter sido o componente máfico mais comum nos leucogabros em fase anterior à sua atual alteração. Foi identificado como uma hornblenda ($2V \cong 80^{o}$), de coloração marrom, o pleocroismo variando de marrom pálido a marrom alaranjado. Geralmente constitui agregados de cristais formando arranjos granoblásticos. Sua alteração aos minerais antes citados principia geralmente nos bordos e fraturas (Foto 7).

Já o piroxênio residual é muito raro, e não permite uma identificação precisa dado o pequeno tamanho dos seus fragmentos (Foto 8). Observou-se, entretanto, que é incolor e possui ângulo de extinção elevado (C: Z $39-41^{o}$) devendo tratar-se de um clinopiroxênio.

Os leucogabros encontram-se muitas vezes fraturados, cisalhados e atravessados por veios preenchidos por epídoto, albita, pectolita, clorita, serpentina e carbonato.

A transformação de leucogabros em rodingitos principia com o aparecimento de pequenos bolsões de granada interligados entre si através de finos veios (Fotos 3 e 4). Já mais próximo ao contato com os serpentinitos, aumenta a quantidade de granada, for

mando-se finalmente uma zona rodingítica que acompanha quase que continuamente o contorno dos corpos básicos.

2 - RODINGITOS

O aspecto heterogêneo dos rodingitos no que se refere à cor, granulação e textura, já comentado por ocasião da descrição das ocorrências, pode ser constatado através das Fotos (9 a 16) apresentadas.

O exame das lâminas delgadas mostrou que os principais componentes dos rodingitos são granada, vesuvianita, clinopiroxênio, e por vezes, também, zoisita. Apresentam uma boa variedade de minerais secundários ou acessórios como clorita, apatita, pectolita, albita, xonotlita, titanita, opacos, serpentina e carbonato.

A granada apresenta-se incolor, branco leitosa, acinzentada ou rosada em amostras de mão; ao microscópio varia de incolor a rósea. Constitui cristais perfeitamente euédricos em algumas amostras, de até 3 mm de tamanho, que mostram birrefringência anômala (até 0,006) e complexas geminações (Fotos 17, 18 e 19). 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 nestes casos isótropa ou fracamente birrefringente, com alguma geminação em setores.

Embora a granada tenha substituído preferencialmente as porções félsicas dos leucogabros, nenhuma substituição direta do plagioclásio pela granada pode ser observada, não havendo também evidências de pseudomorfose. Notou-se, entretanto, agregados de granada cercados por zoisita, e mesmo, cristais de granada contendo relictos de zoisita parcialmente digeridos no seu interior, sugerindo que a substituição tenha-se dado via epídoto.

A vesuvianita é muito abundante em alguns rodingitos, estando ausente em outros. Ocorre intercrescida ou aparentemente inclusa na granada (Fotos 20 e 21), da qual se distingue por uma birrefringência anômala em tons de marrom amarelado. Apresenta um caráter uniaxial negativo. É normalmente euédrica e zonada, caracterizando-se em amostras de mão por uma cor verde amarelada.

Os clinopiroxênios ocorrem em cristais incolores ou verde claros, normalmente finos e irregulares, que aparecem em meio às granadas ou dispersos pela rocha. Tratam-se de diopsídios, caracterizados por ângulos axiais (2V) de cerca de 50^{o}, e ângulos de extinção (C:Z) em torno de 43^{o}. Alguns destes minerais encontram-se límpidos, outros parcialmente alterados em clorita e granada. Não há evidências, entretanto, de que o clinopiroxênio original, cujos restos são vistos em alguns metaleucogabros em meio à flogopita, estejam ainda presentes nos rodingitos. No rodingito da amostra 550, por exemplo, o diopsídio é claramente neoformado, desenvolvendo-se em torno de cristais residuais de hornblenda marrom. Na amostra 340, os agregados de diopsídio são, ao que tudo indica, pseudomórficos sobre grandes cristais máficos, cuja forma externa preservaram (Foto 10).

A granada que substitui o clinopiroxênio em algumas rochas, ao longo de fraturas e no seu núcleo, é fina e apresenta uma tonalidade rósea mais intensa do que a granada que compõe o restante da rocha (Foto 22). A clorita é incolor, com cores de interferência cinzentas.

Pectolita e xonotlita desenvolvem-se em veios e interstícios de alguns rodingitos, substituindo ocasionalmente as granadas, tendo sido identificadas através da difratometria de raios X. Ambos os minerais são brancos em amostras de mão, formando cristais muito finos em arranjos radiados. A pectolita é marrom ou localmente incolor ao microscópio (Foto 23), e seu aspecto, apesar do relevo mais elevado, lembra o de minerais micáceos, com cores de interferência semelhantes. A pectolita apresenta-se incolor ou algo rosada, com relevo e birrefringência (cores de 1^{a} ordem) mais baixos (Foto 24).

Grãos arredondados de apatita distribuem-se comumente na periferia dos cristais de diopsídio. Opacos e titanita são vistos raramente. A albita subsiste ocasionalmente em meio aos minerais cálcicos. Serpentina asbestiforme ou microcristalina penetra através de fraturas, da mesma forma que o carbonato, sendo este último, nitidamente posterior a todos os outros minerais.

Os rodingitos que ocorrem na parte norte da cava B (Foto 14) são constituídos dominantemente por vesuvianita, contendo

quantidades variáveis de granada e pequenas de clorita e apatita. O clinopiroxênio também ocorre em algumas amostras.

A granada mostra ao microscópio uma cor marrom clara, e forma uma massa de grãos muito finos, isótropos a levemente birrefringentes, com alguma geminação em setores. Quando muito abundante, engloba cristais de vesuvianita. Nas porções ricas em vesuvianita, a granada restringe-se a interstícios.

A vesuvianita é incolor e normalmente euédrica. Apresenta um zoneamento acentuado e cores de interferência anômalas que vão do marrom amarelado ao violeta. Sua granulação varia desde cristais de 1 a 2 mm de comprimento até grãos microcristalinos que constituem agregados de fraca resolução óptica.

Clorita incolor aparece em meio aos minerais acima citados, caracterizando-se por apresentar elongação negativa, caráter biaxial positivo, baixo 2V (3-5^{o}), devendo tratar-se de clinocloro.

Agregados de diopsídio verde claro a incolor ocorrem em certas amostras apresentando as mesmas características ópticas dos diopsídios dos outros rodingitos. Pequenas lamelas de clorita e grãos de granada, aos quais se associam vesuvianitas, formam-se a partir destes piroxênios, inicialmente ao longo das clivagens e fraturas, vindo a substituí-los totalmente (Fotos 25 e 26).

Cristais de apatita, arredondados ou prismáticos, são encontrados ocasionalmente nestas rochas.

Os pequenos corpos de rodingitos zonados (Fotos 15 e 16) são constituídos por um núcleo à base de granada incolor ou marrom clara, associada ou não a vesuvianita, em torno do qual ocorrem piroxênios intensamente alterados a clorita. Uma auréola externa, rica em clorita lamelar ou diopsídio, desenvolve-se sobre o serpentinito adjacente.

3 - SERPENTINITOS

O estudo dos serpentinitos da mina de Cana Brava concentrou-se nos tipos encontrados nas proximidades dos corpos de

rodingitos. Serpentinitos associados a metapiroxenitos serão abordados quando da descrição destas últimas rochas.

Nas imediações dos rodingitos, os serpentinitos são compostos essencialmente por minerais de serpentina, desprovidos portanto de fases reliquiares de olivinas ou piroxênios. Contêm em geral, menos do que 2% de acessórios como opacos, clorita, carbonato, talco e hidróxidos de ferro. Apresentam cores variando de cinza esverdeado a verde claro; as corres marrom avermelhadas devem-se a impregnações por material ferruginoso.

A serpentina é incolor ou mais raramente esverdeada ao microscópio. Exibe birrefringência baixa em tons de cinza a cinza azulado; quando muito fina, chega a ser isótropa. Os opacos são muito finos, representados por magnetita e hematita. A clorita é verde com birrefringência marrom e ocorre entremeada à serpentina, em veios, ou circundando opacos. Talco e carbonato substituem ocasionalmente a serpentina, sendo o último mais freqüente em veios (Foto 27).

No que diz respeito às texturas apresentadas pelas serpentinas, e tendo como base o trabalho de WICKS & WHITTAKER (1977), os serpentinitos puderam ser divididos em tipos onde predominam as texturas pseudomórficas, e tipos nos quais as texturas não-pseudomórficas são dominantes. Em serpentinitos cataclásticos, misturas destas duas variedades texturais puderam ser observadas.

Nos serpentinitos com texturas pseudomórficas, observam-se com freqüência pequenos grãos de opacos marcando o contorno dos minerais pré-existentes, que eram de grão fino e uniforme. A serpentina desenvolve-se, normalmente, em fibras dispostas perpendicularmente às paredes do antigo mineral (Foto 27), lembrando bastante as texturas definidas como "hourglass" por WICKS & WHITTAKER (op. cit.) e que estes autores indicam ser derivadas da alteração de olivinas. Texturas bastíticas também ocorrem com certa freqüência, indicando provavelmente uma 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 de opacos, algumas vezes, ainda marcam o contorno dos minerais primitivos, que no en

tanto não é obedecido pela serpentina (Foto 28).

Veios tardios de crisotilo atravessam as rochas acima descritas em várias direções, dominando os do tipo "cross" de alto ângulo, acompanhados por magnetita euédrica. Veios (de substituição ?) em forma de meia lua e com bordos serrados, ocorrem algumas vezes.

Serpentinitos cataclasados, atravessados por zonas de cisalhamento e diversos veios, representam também variedades comuns nas proximidades dos rodingitos. A serpentina apresenta-se orientada e retorcida nas zonas cisalhadas mostrando extinção ondulante acentuada. Lamelas de bastita (Foto 29) e de serpentina fibrosa podem ser vistas, algumas vezes, nestes serpentinitos particularmente nas porções menos cataclasadas.

Predominam nestas rochas os veios de crisotilo da variedade "slip fiber", embora veios do tipo serrado e de serpentina não-asbestiforme também sejam freqüentes.

4 - 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. Caracteriza-se por uma coloração verde escura a preta, algumas vezes de aspecto translúcido, outras vezes esbranquiçada.

Partindo-se do serpentinito, observou-se o desenvolvimento de cloritas com cores de interferência cinzentas ou acastanhadas sobre a serpentina. Mais próximo ao contato, aumenta a quantidade de clorita, que passa em alguns casos a ter cores de interferência azuis ou mesmo violáceas.. Estas cloritas são possivelmente variedades de penina, com sinal óptico variável. Os minerais opacos estão muitas vezes ausentes, concentrando-se junto aos serpentinitos. Ao longo do contato com o rodingito, podem ocorrer grãos de granada, de apatita e veios de crisotilo. Venulações mais tardias de carbonato ocorrem com certa freqüência.

A coloração esbranquiçada de algumas destas zonas deve-se a presença de finos cristais de diopsídio que se misturam à clorita (Foto 30).

Em diversos casos, a formação destas margens cloríticas parece ter ocorrido sob condições relativamente estáticas, com as lamelas de clorita formando franjas dispostas perpendicularmente à linha de contato (Foto 31). Mesmo no caso de contatos irregulares, brechados, quando os serpentinitos adjacentes são cataclásticos, a clorita que os substitui mantêm,em parte, sua estrutura. Já a zona clorítica que margeia os rodingitos associados aos leucogabros da unidade de metapiroxenitos, apresenta foliação paralela ao contato, indicando uma movimentação concomitante ou posterior à sua formação.

5 - ROCHAS TALCO-CARBONÁTICAS

Rochas talco-carbonáticas foram verificadas em diversos furos de sonda feitos na zona B. Apresentam cores cinza claras com pontuações verdes de clorita, contendo pequenas ilhas de serpentinito no seu interior. Suas estruturas são sempre cataclásticas. Análises por difratometria de raios X caracterizaram as fases carbonáticas como dolomita, magnesita e mais subsidiariamente calcita.

A maior parte destas rochas encontra-se impregnada por material grafitoso, e pertence a uma faixa que atravessa a zona B com direção aproximada N70^{o}E, aflorando no assoalho da mina, como pode ser visto no mapa da Figura 3. As sondagens indicam sua continuidade para sudoeste, constituindo certamente uma zona de falha.

As rochas desta faixa exibem um aspecto brechóide (Foto 32) com manchas escuras de grafita. As lâminas delgadas mostram estruturas xistosas, com grãos de carbonato alongados e orientados. A grafita ocorre disseminada em grãos muito finos, sem forma cristalina, que se concentram localmente (Foto 33). Porções de serpentinitos são vistas em diversos locais, algumas vezes, atravessados por veios carbonáticos, e parecem representar fragmentos de serpentinitos englobados e parcialmente substituídos por carbonato e talco. Em certas amostras observou-se serpentinitos atravessados por veios de amianto que se interrompem bruscamente no contato com a rocha carbonático-grafitosa. Rochas excepcional

mente ricas em grafita (cerca de 40%), de cor cinza chumbo, foram encontradas no furo 444, situado a sul da faixa acima referida.

6 - METAPIROXENITOS

Tanto os metapiroxenitos que formam a unidade sotoposta aos serpentinitos, como aqueles que ocorrem na parte noroeste da zona B (Figura 3), estratigraficamente superpostos aos serpentinitos, apresentam uma mineralogia semelhante, diferindo,entretanto, com relação às estruturas e grau de transformação.

Os metapiroxenitos inferiores apresentam coloração cinza a verde clara, granulação fina e uma estrutura fortemente orientada. Observou-se um bandeamento junto à zona gabro-rondingítica (Foto 34) que desaparece gradativamente a profundidades maiores (Foto 35). Em lâmina são compostos predominantemente por clinopiroxênios, contendo ainda zoisita, tremolita, serpentina, clorita, carbonato e titanita. O bandeamento é determinado por uma alternância de níveis à base de clinopiroxênio, zoisita e serpentina.

Os níveis de clinopiroxênio apresentam uma textura decussada, onde o diopsídio constitui cristais aciculares, nitidamente neoformados, confundindo-se com a tremolita com a qual, por vezes, se associa. Formas de antigos cristais máficos, alguns deles de maior tamanho, encontram-se ainda preservadas. Veios contendo diopsídio em cristais límpidos e alongados, dispostos perpendicularmente às paredes são freqüentes (Foto 36).

A zoisita forma um emaranhado de finos prismas não orientados, contendo piroxênio intersticialmente. Os níveis serpentínicos são estreitos e mais raros, podendo conter grãos reliquiares de clinopiroxênio parcialmente recristalizado situados em meio a uma serpentina fibrosa, orientada e não pseudomórfica, à qual se associam clorita e grãos extremamente finos de titanita e granada zonada de cor laranja.

Os metapiroxenitos superiores são de cor escura, normalmente cinza ou acastanhada, mostrando uma estrutura maciça ou levemente orientada. Variam de diopsiditos até termos serpentinizados contendo relictos de piroxênio e tremolita. Em diversas destas amostras observou-se a neoformação de piroxênio e também de

tremolita, em pequenas agulhas que avançam sobre a serpentina a partir dos grãos reliquiares, ou desenvolvem-se diretamente sobre a serpentina (Fotos 37 e 38). A serpentina apresenta-se geralmente fina e fibrosa, obedecendo somente em parte à forma dos minerais dos quais derivou. Em alguns locais, no interior de uma mesma lâmina, observam-se agregados de serpentinas em lamelas mais longas, entrecruzadas. Clorita e opacos são, algumas vezes, freqüentes. Veios carbonáticos são raros. A zoisita ocorre acessoriamente.

Os metapiroxenitos da mina de Cana Brava acima referidos diferem dos demais metapiroxenitos do complexo de Cana Brava descritos por GIRARDI & KURAT (1982) por não conterem ortopiroxênios e por exibirem um alto índice de neoformação de minerais de baixo grau metamórfico.

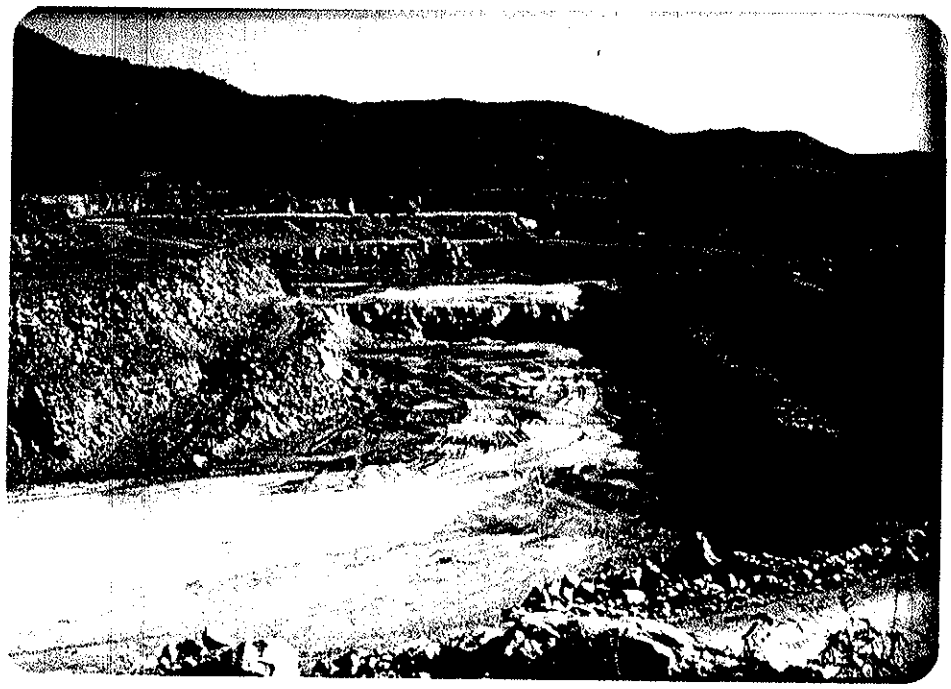


Foto 1: Vista da mina de Cana Brava, vendo-se ao fundo a Serra de Cana Brava

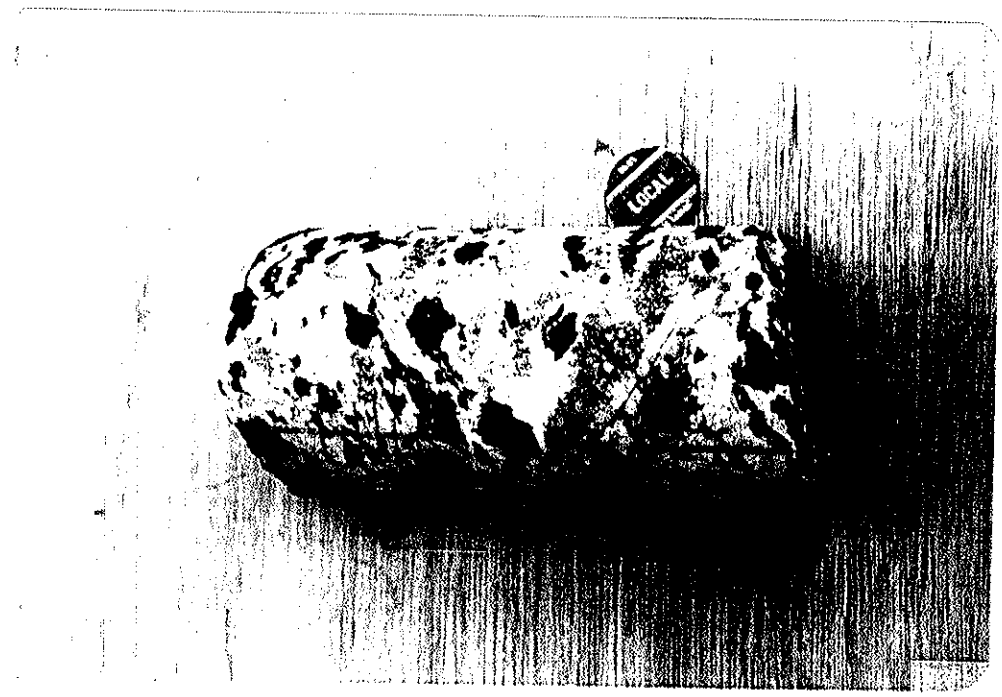


Foto 2: Aspecto típico dos metaleucogabros da mina de Cana Brava. Os máficos são hornblendas parcialmente alteradas a flogopita.As porções claras da rocha são constituídas essencialmente por albita e zoisita. Amostra 476 (71,5 m).

Foto 3: Metaleucogabro idem foto anterior. Pequeno bolsão de granada rósea pode ser visto no canto superior direito do testemunho. Amostra 436 (90,0 m).

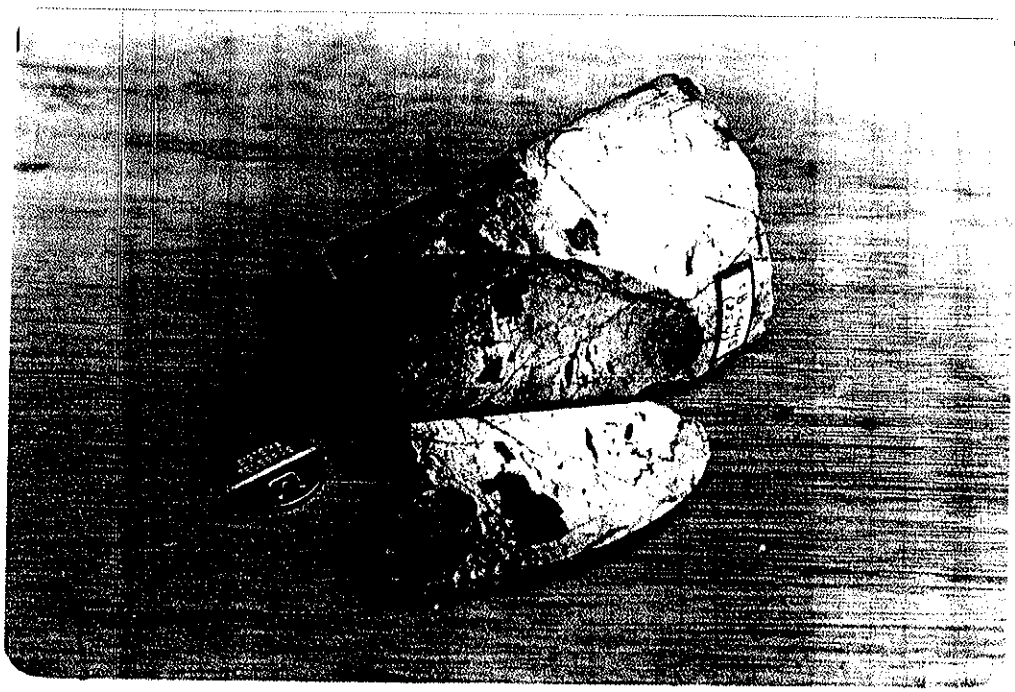


Foto 4: Metaleucogabro constituido por albita, zoisita, flogopita e granada rósea. Amostra 445 (85,4 m).

Foto 5: Cristais de albita em metaleucogabro intensamente recobertos por finos grãos de zoisita e diminutas lamelas de flogopita.Nicóis cruzados 39 X. Amostra 451 (115,0 m).

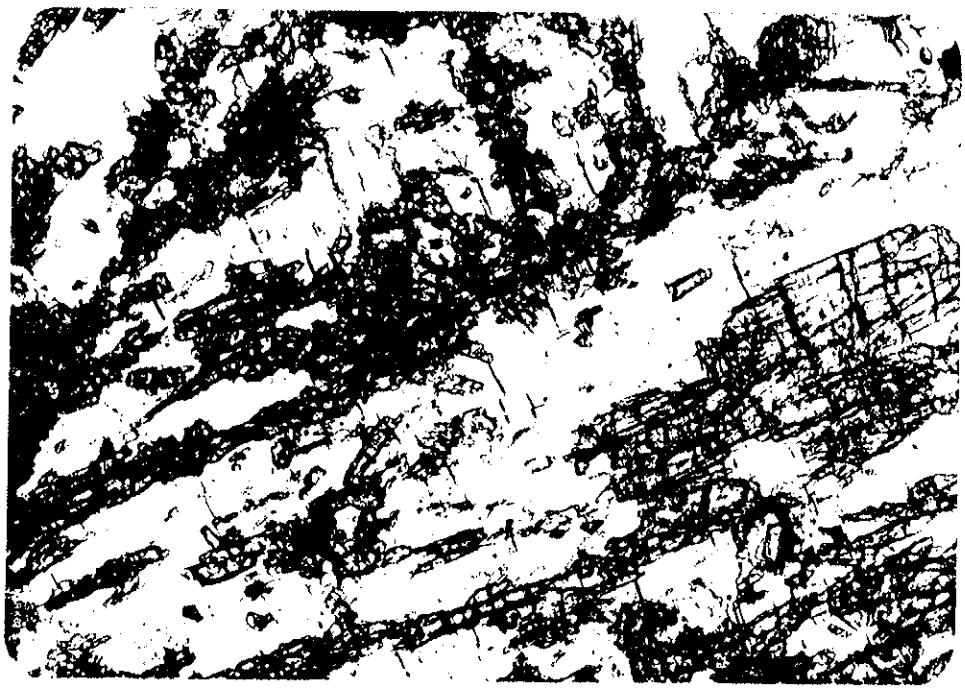


Foto 6: Cristais prismáticos de zoisita recobrindo albitas em metaleucogabro.A zoisita orienta-se segundo as direções cristalográficas do plagioclásio. Nicóis descruzados. 156 X. Amostra 451 (115,0 m).

Foto 7: Metaleucogabro.Cristal de hornblenda parcialmente alterado para flogopita situado em meio a uma massa de albita+zoisita.Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 452 (204,0 m).

Foto 8: Metaleucogabro.Restos de clinopiroxênio em meio a flogopita. Nicóis cruzados. 156 X. Amostra 341 (71,0 m).

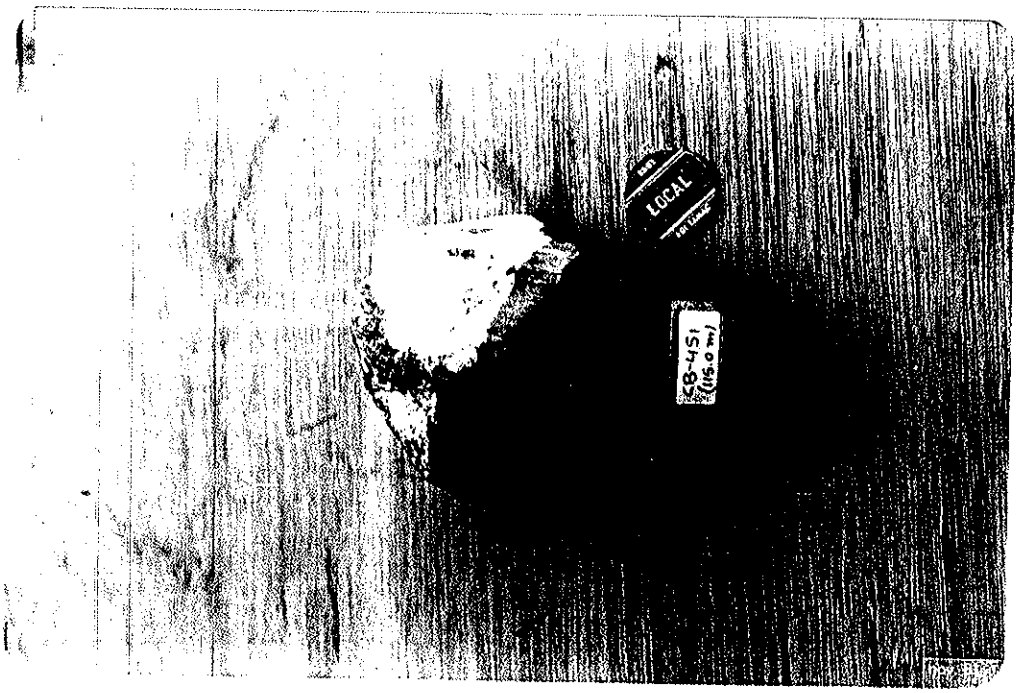


Foto 9: Pequeno corpo de rodingito de cor rosada situado no contato entre metaleucogabro e serpentinito. Amostra 451 (115,0 m).

Foto 10: Rodingito constituido por diopsídio verde pseudomórfico sobre antigos máficos e granada branca (grossulária), preservando a textura da rocha básica original. Amostra 340 (42,0 m).

Foto 11: Rodingito contendo granada de cor branca e rosa,diopsídio verde,epídoto,albita e restos de anfibólio,cortado por veio de pectolita.A textura da rocha básica primitiva encontra-se parcialmente preservada. Amostra 550.

Foto 12: Rodingito constituido por granada rósea, vesuvianita amarelo esverdeada e diopsídio verde. Amostra 440 (74,4 - 74,9 m).

Foto 13: Rodingito à base de granada alaranjada (grossulária-andradita) e diopsídio parcialmente substituido por granada e clorita. Amostra 457 (117,0 m).

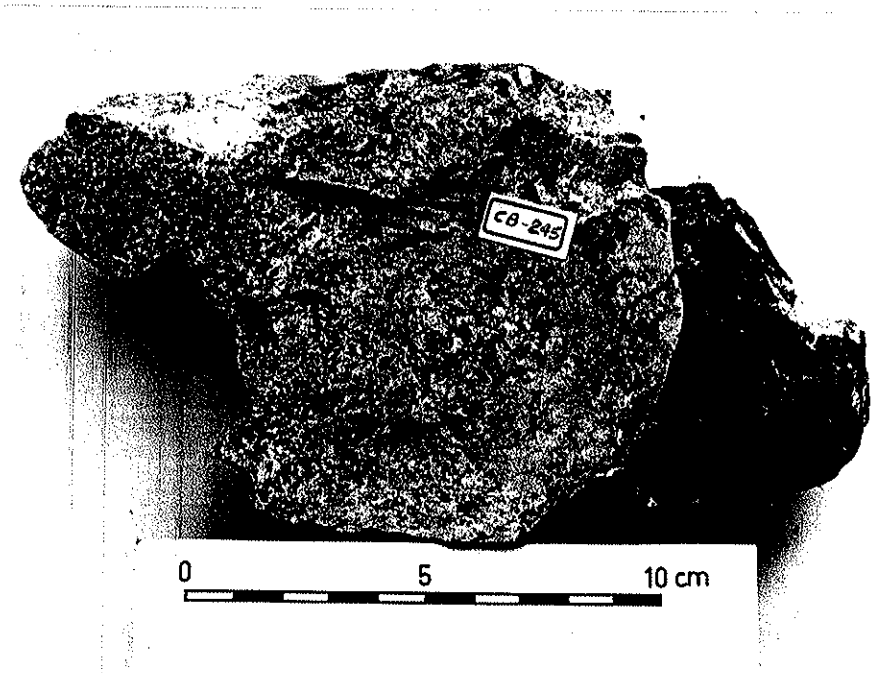


Foto 14: Rodingito de grão fino constituido essencialmente por vesuvianita, em contato com serpentinito cloritizado. Amostra colhida na cava B, junto ao furo 245.

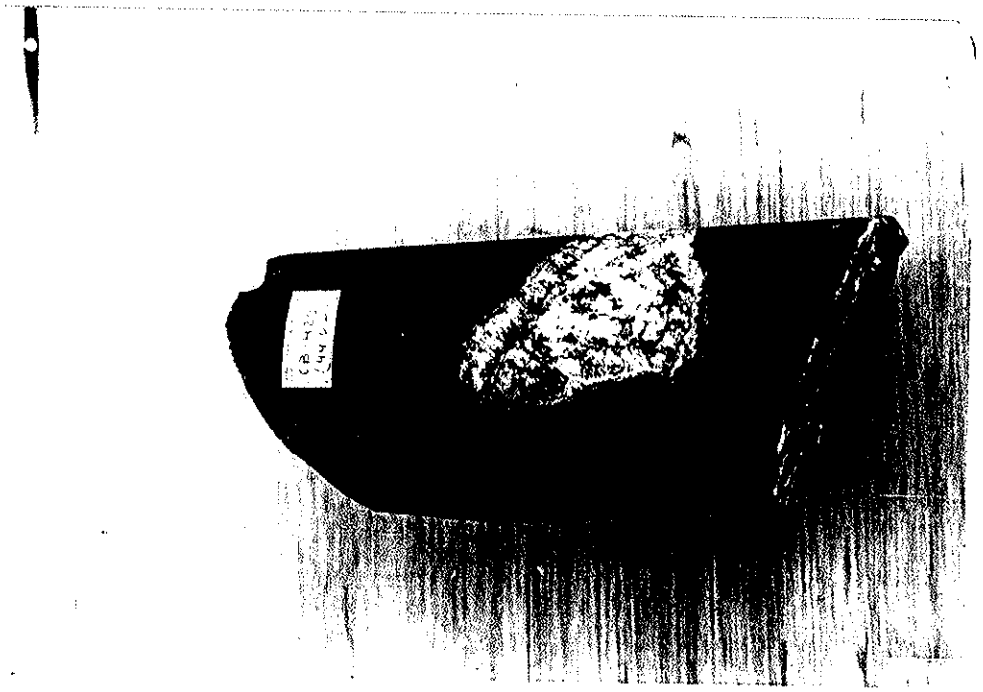


Foto 15: Inclusão de rodingito em serpentinito. O rondigito é formado por um núcleo de granada rosada e uma borda de diopsídio cloritizado.O serpentinito adjacente mostra uma zona escurecida rica em clorita. Amostra 429 (44,0 m).

Foto 16: Inclusão de rodingito em serpentinito.O rondigito é constituido de granada e vesuvianita muito finas.O serpentinito apresenta uma estreita zona clorítica junto ao rodingito,que passa a uma zona rica em diopsídio(cor branco rosada). Amostra 335 (94,2 m).

Foto 17: Cristais de granada(grossulária)em rodingito, mostrando geminação em setores.Nos interstícios ocorre xonotlita. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 340 (42,0 m).

Foto 18: Cristais de granada(grossulária)em rodingito,com geminação em setores(pouco nítida na foto)e alternância de zonas birrefringentes e isótropas.Os interstícios são ocupados por pectolita,tendo-se diopsídio no canto superior direito.Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 452 (194,35 m).

Foto 19: Detalhe de cristal de granada(grossulária)em rodingito cataclástico,mostrando geminação em setores e fino zoneamento(?)que lembra uma geminação polissintética.Fraturas preenchidas por serpentina. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 372 (61,0 m).

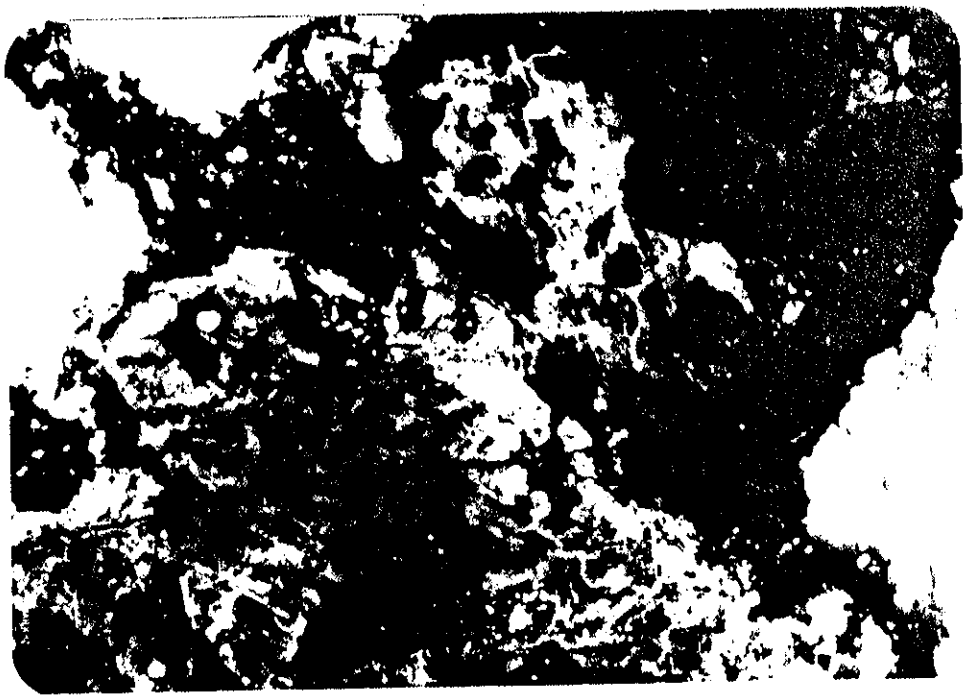


Foto 20: Intercrescimento de vesuvianita(cor bronze)com granada (quase isótropa)em rodingito.As porções claras na foto correspondem a cristais de diopsídio.Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 457 (117,0 m).

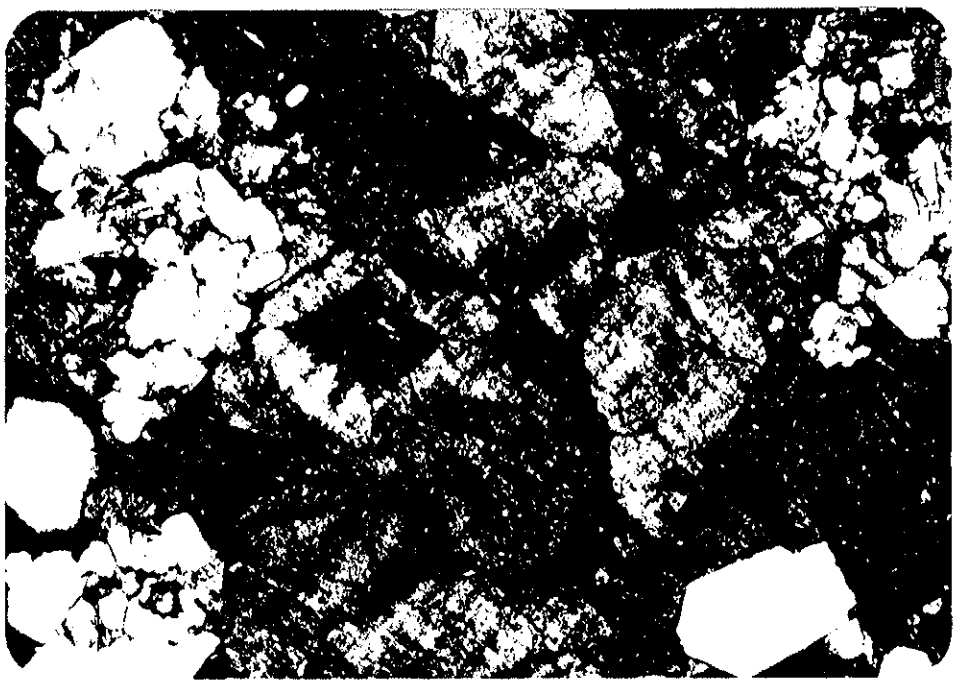


Foto 21: Rodingito.Cristais euédricos a subédricos de vesuvianita (cor amarela)em meio a massa de granada(grossulária).Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 440.

Foto 22: Rodingito.Cristal de diopsídio(incolor)sendo substituido internamente e junto aos bordos por granada rósea(grossulária-andradita).No restante da rocha a granada é incolor(grossulária). Nicóis descruzados. 39 X. Amostra 457 (117,0 m).

Foto 23: Agregados de pectolita preenchendo veio e substituindo granadas em rodingito.O mesmo veio pode ser visto na foto 11. Nicóis descruzados.39 X. Amostra 550.

Foto 24: Rodingito.Agregado de cristais semi-radiados de xonotlita parcialmente substituidos por carbonato,situado em meio a granadas.Nicóis cruzados.39 X. Amostra 340(42,0 m).

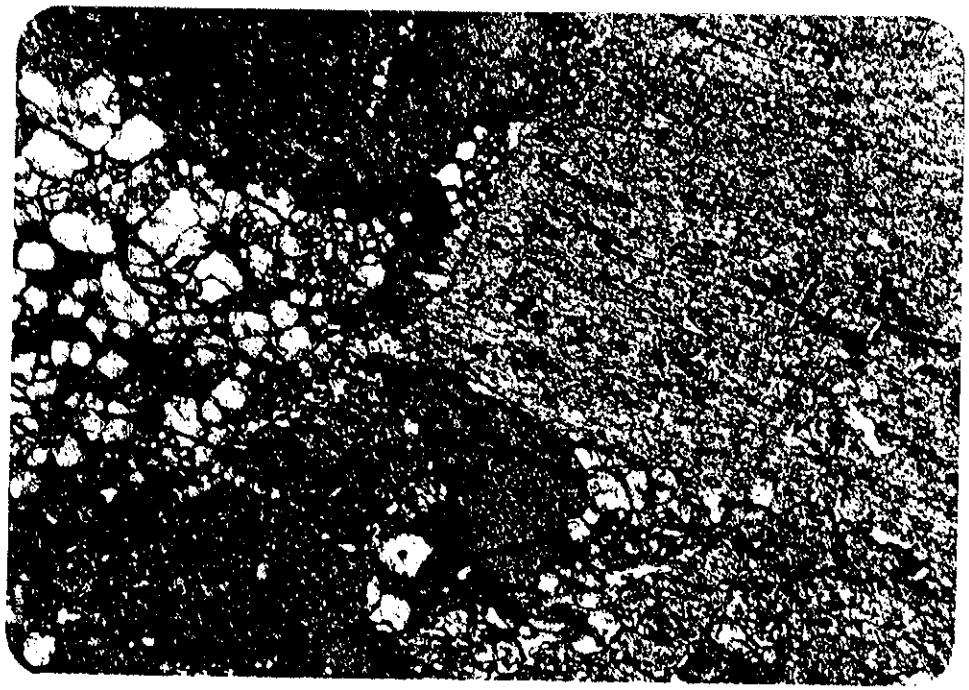


Foto 25: Rodingito contendo cristais de diopsídio verde claros sendo substituidos por granada marrom(andradita-grossulária), clorita fina e vesuvianita(incolor).Nicóis descruzados. 50 X. Amostra 245 (16,5-17,0 m).

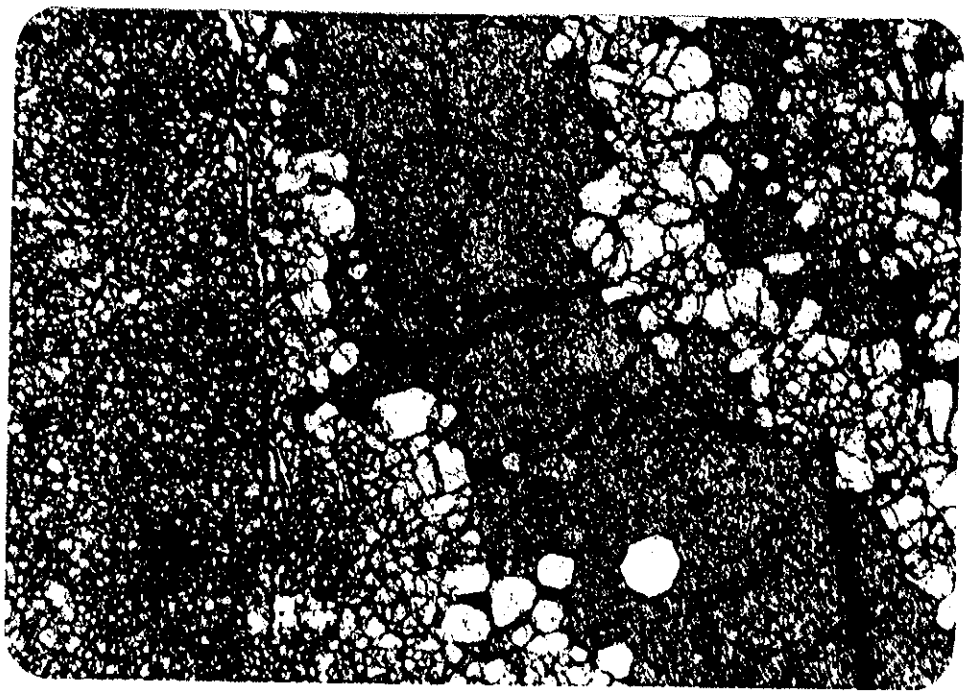


Foto 26: Outro aspecto do rodingito visto na foto anterior,mostrando aqui a presença somente de granada e vesuvianita. Nicóis descruzados. 50 X. Amostra 245 (16,5-17,0 m).

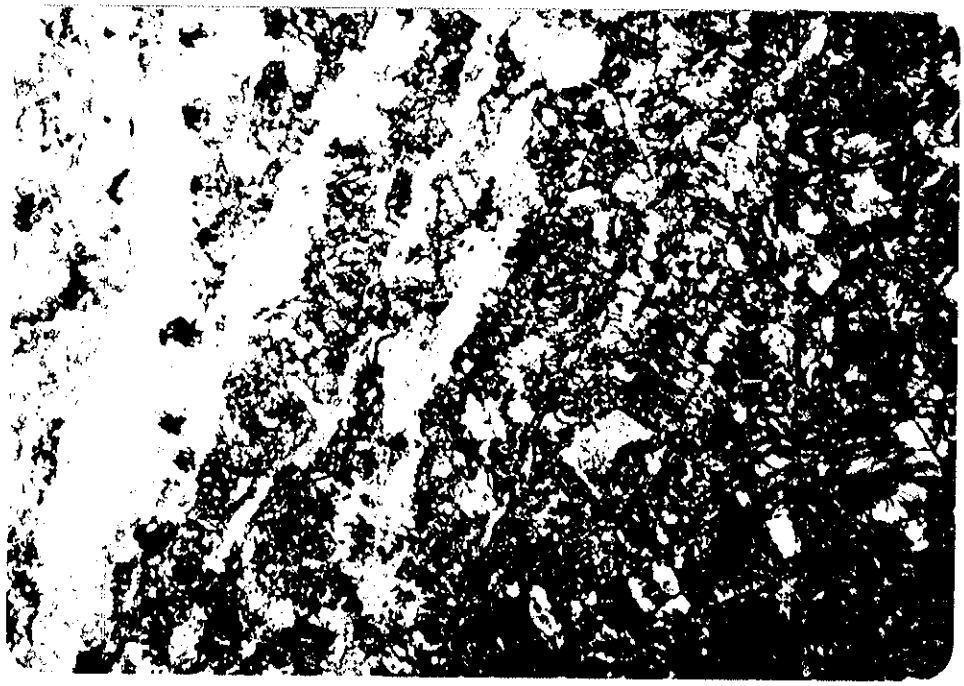


Foto 27: Serpentinito atravessado por veios de carbonato.A serpentina mostra uma textura pseudomórfica,desenvolvendo cristais fibrosos dispostos perpendicularmente ao contorno dos minerais preexistentes marcado por finas linhas de opacos. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 330 (27,6 m).

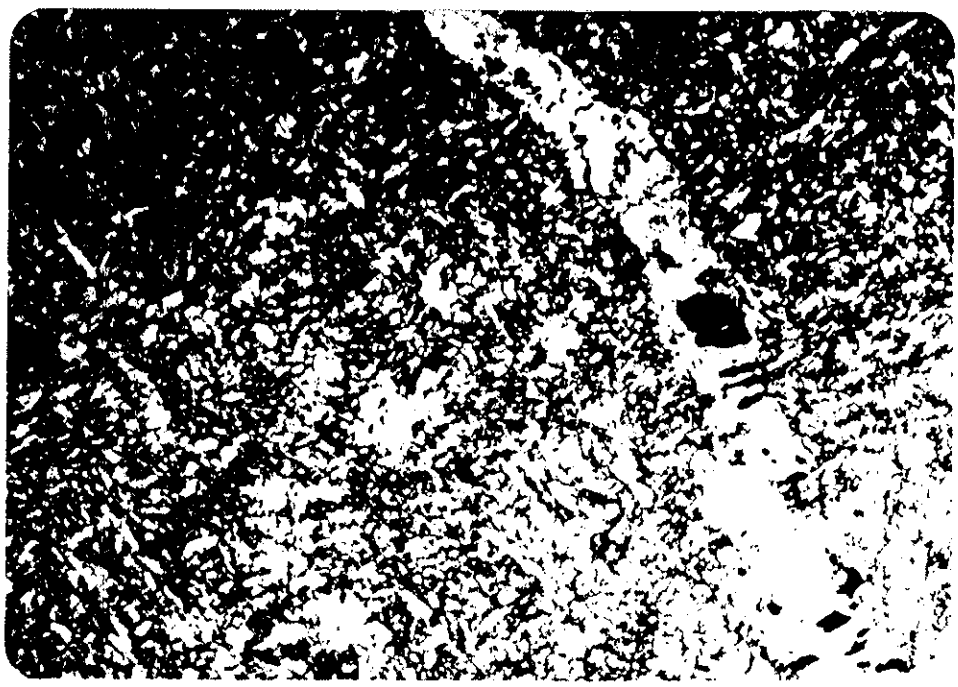


Foto 28: Serpentinito constituido por serpentina não-pseudomórfica. Os cristais são aciculares e dispostos segundo várias direções.Veio de crisotilo,ao qual se associa magnetita, corta a rocha.O crisotilo mostra substituição por talco. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 349 (88,3 m).

Foto 29: Serpentinito cataclástico,exibindo lamelas de bastita atravessadas por um reticulado de serpentina não-pseudomórfica.Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 272 (22,6 m).

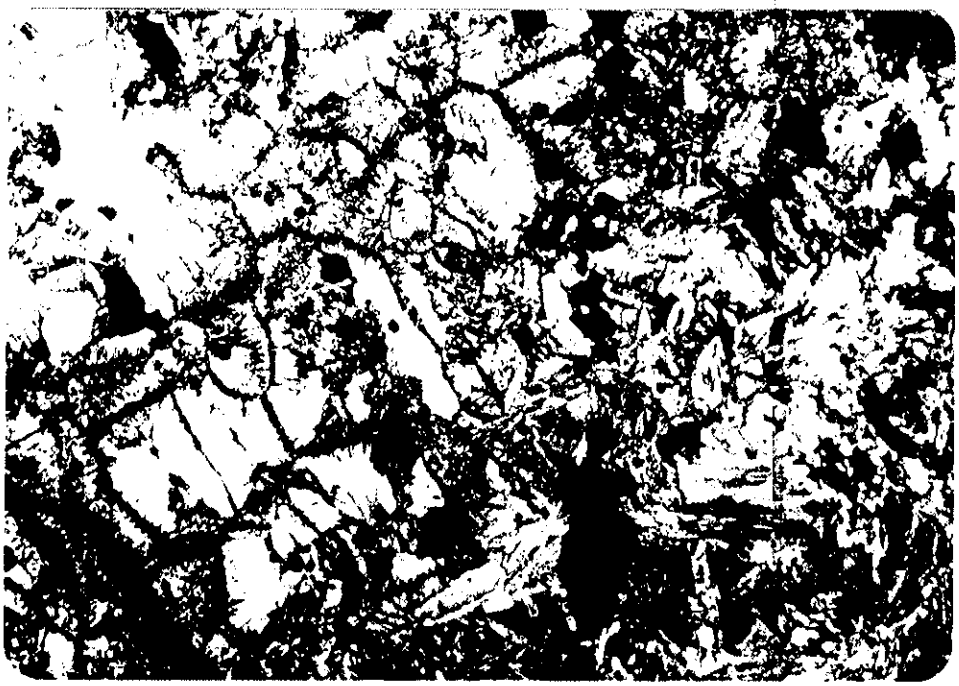


Foto 30: Cristais aciculares de diopsídio desenvolvidos sobre serpentinito situado próximo ao contato com rodingito. A serpentina exibe textura pseudomórfica tipo "hour-glass".Nicóis cruzados.39 X. Amostra 451 (115,0 m).

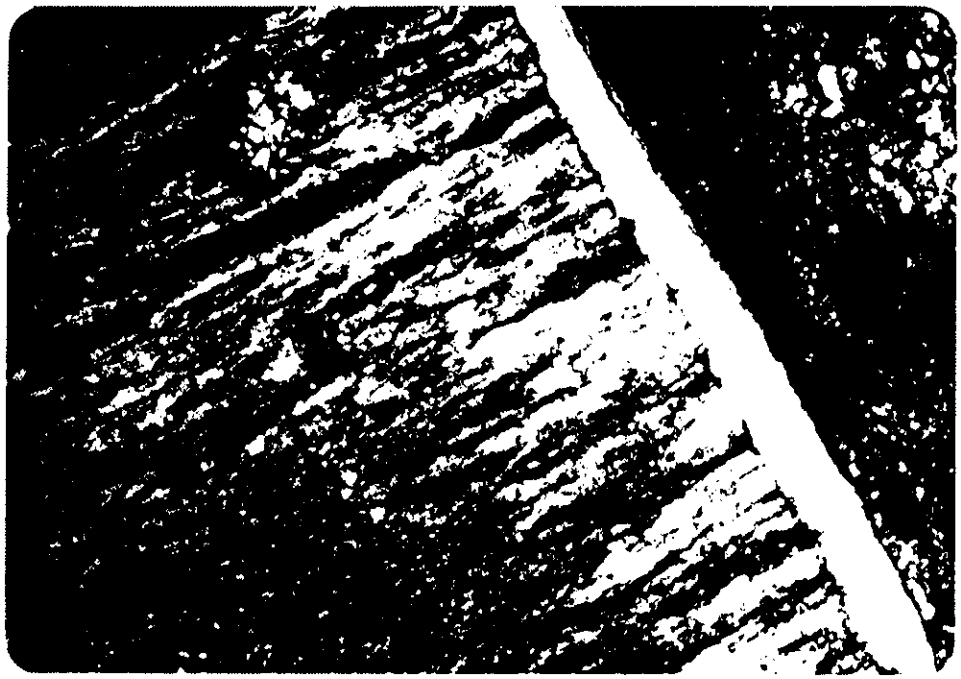


Foto 31: Franja clorítica em serpentinito adjacente a rodingito. Ao longo do contato tem-se um veio de crisotilo. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra coletada próximo ao furo 245.

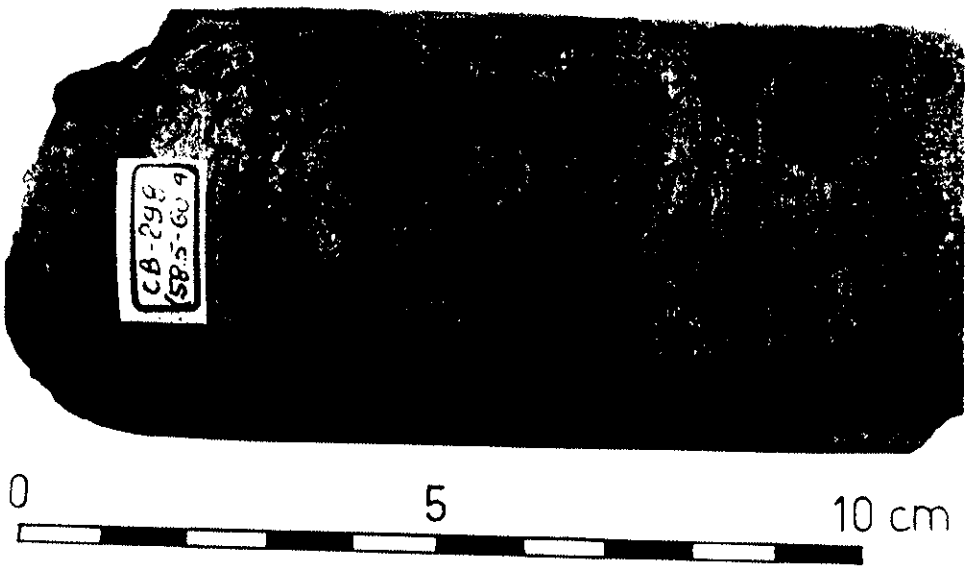


Foto 32: Rocha talco-carbonática de aspecto brechóide, contendo grafita(manchas escuras)e algum material ferruginoso disseminado.

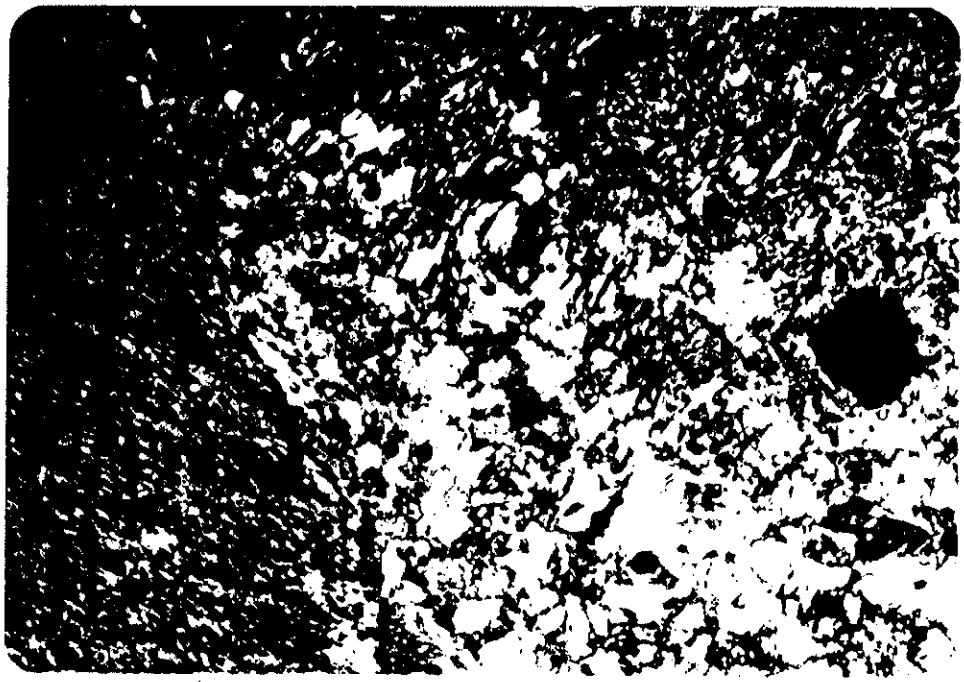


Foto 33: Serpentinito mostrando substituição por carbonato e talco,com impregnações de grafita. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 333 (79,5-80,0 m).

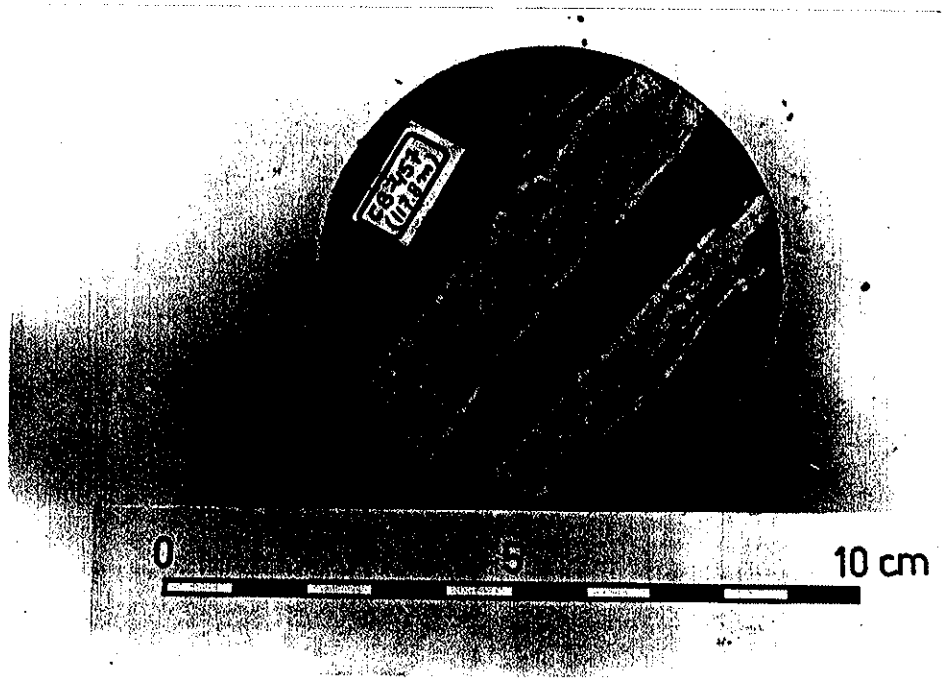


Foto 34: Metapiroxenito situado junto à zona rodingítica, mostrando bandeamento acentuado.Níveis brancos compostos por zoisita níveis verdes à base de clinopiroxênio e serpentina. Amostra 457 (117,8 m).

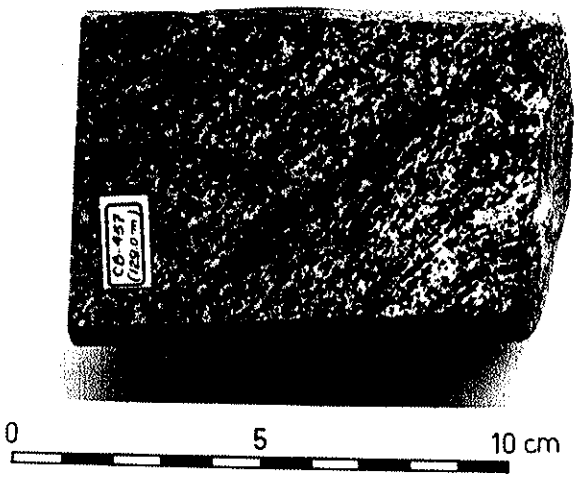


Foto 35: Metapiroxenito composto por clinopiroxênio e zoisita essencialmente. Amostra 457 (129,0 m).

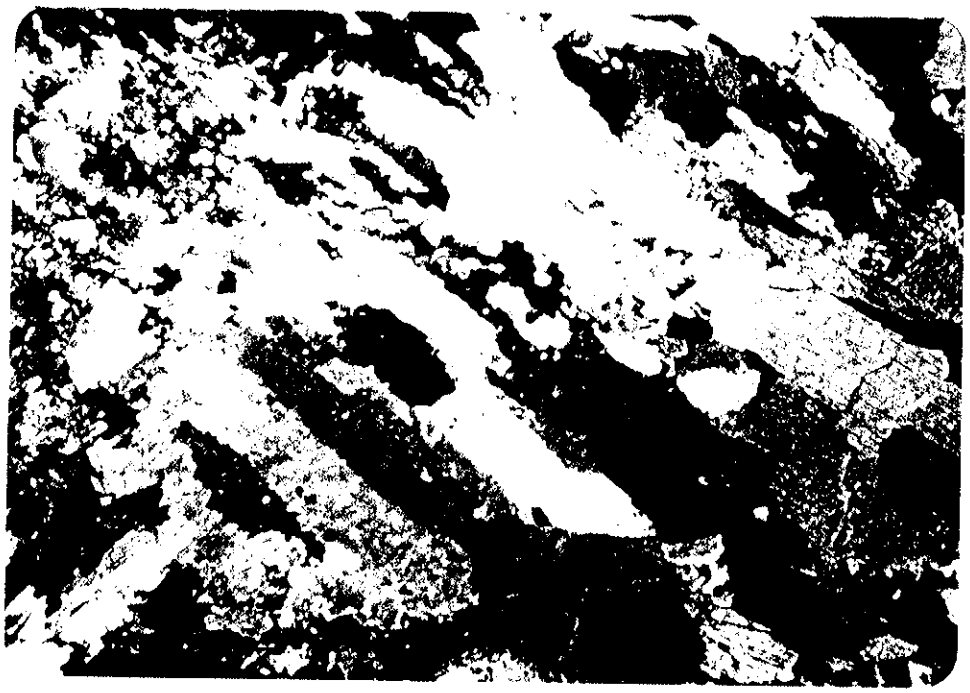


Foto 36: Veio em metapiroxenito, formado por diopsídio cristalizado perpendicularmente às paredes do veio. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 457 (120,0 m).

Foto 37: Metapiroxenito contendo clinopiroxênio primário reliquiar,serpentina(cor branca)e finos cristais de clinopiroxênio secundário.Opacos disseminados.Nicóis descruzados. 39 X. Amostra 305 (71,7 m).

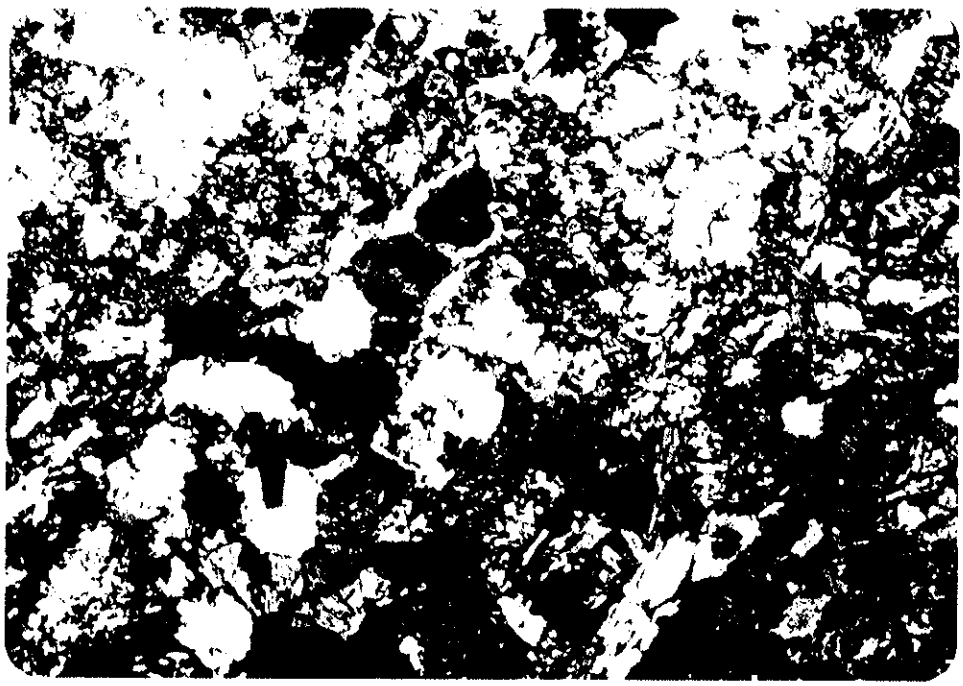


Foto 38: Metapiroxenito contendo finos cristais secundários de clinopiroxênio e tremolita desenvolvidos em torno de grãos reliquiares dos mesmos minerais ou sobre a serpentina. Nicóis cruzados. 39 X. Amostra 344 (48,8 m).

CAPÍTULO VI

MINERALOGIA

Serão descritas neste capítulo as propriedades de alguns dos minerais mais característicos dos rodingitos e das rochas a eles associadas, como metaleucogabros, serpentinitos e metapiroxenitos. Resultados de análises que levaram à identificação de alguns minerais mais raros também serão apresentados. Sempre que possível, os minerais serão comparados a outros de ocorrências similares descritos na literatura.

1 - GRANADAS

A granada é o mineral mais característico dos rodingitos de Cana Brava, sendo também,o mais abundante na maioria das amostras. As análises químicas das granadas, efetuadas por microssonda eletrônica, às quais se adicionou valores de H_2O^+, índices de refração e a_o, são mostradas na Tabela I.

Os dados químicos e físicos apresentados indicam que estas granadas pertencem à série grossulária-andradita, contendo pequenas quantidades de moléculas de espessartita. É possível que algumas moléculas de hidrogranada também estejam presentes embora a quantidade de H_2O^+ determinada, geralmente menor do que 1%, seja considerada muito pequena para que se possa provar que a água faça parte da estrutura destes minerais (ZABINSKI, 1966; MANNING & OWENS, 1977; MEAGHER, 1980). Preferiu-se, de qualquer forma, considerar a água no cálculo das proporções atômicas, para que comparações com granadas de outros rodingitos possam ser feitas.

Nas análises químicas da Tabela I, destaca-se a ausência de MgO em todas as granadas. O cálculo das proporções atômicas mostra que a posição dos cátions divalentes é preenchida satisfatoriamente por Ca e Mn, tendo-se considerado todo o Fe como trivalente.

O tipo mais freqüente de granada nos rodingitos de Cana Brava é a grossulária (Gr_{94-96}-And_{3-5}) (análises 1 a 6, Tabela I), de composição muito próxima ao termo extremo $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$. Os in

TABELA 1

ANÁLISES QUÍMICAS, ÍNDICES DE REFRAÇÃO, a_o E TEOR DE H_2O^+ DE GRANADAS DOS RODINGITOS DE CANA BRAVA

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Amostra	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_2O_3	21,99	22,32	21,73	21,67	21,49	21,78	22,00-16,31	22,46-14,47	5,12
Fe_2O_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_2O^+	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	5,857	5,723	5,890	5,945	5,932	5,953			5,978
Al	3,839	3,905	3,808	3,847	3,816	3,838			0,988
Fe^{+3}	0,124	0,166	0,203	0,145	0,211	0,168			3,000
Ti	0,041	0,020	0,006	-	0,014	0,017			0,007
Mn	0,021	0,011	0,023	0,056	0,033	0,016			0,019
Mg	-	-	-	-	-	-			-
Ca	5,769	5,772	5,769	5,861	5,854	5,875			6,029
H	0,929	1,248	0,803	0,412	0,362	0,319			-
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_o	11,85207	11,85721	11,85456	11,84378	11,84442	11,84547			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

⊕ Fe total calculado como Fe_2O_3

dices de refração, assim como os parâmetros a_o obtidos, não são estatisticamente diferentes de 1,734 e 11,851 Å, que correspondem aos da grossulária anidra (DEER et al., 1962). Estas granadas são homogêneas, sem zoneamentos, apresentando-se tanto isótropas como fracamente birrefringentes e 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 teores um pouco superiores a 0,5%.Tais valores, entretanto, não foram suficientes para diminuir os índices de refração ou acarretar um aumento nos valores de a_o, como ocorre quando a substituição $4H^+ \rightleftarrows Si^{4+}$ se efetiva para formar hidrogrossulárias. Assim, estas granadas não devem ser designadas de hidrogrossulárias, conforme sugerido por GIRARDI et al., 1976.

As granadas das amostras 457 e 422 são em grande parte incolores, tomando uma coloração rosada e aspecto turvo nas adjacências dos grãos de piroxênios, aos quais substituem parcialmente. Seus cristais são quase sempre isótropos, de tamanho irregular, e sem contornos nítidos. As análises de microssonda mostraram um padrão zonado, com composições variando desde grossulárias bastante puras até 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 (análises 7 e 8, Tabela I). Medidas de índices de refração indicaram, para a maior parte dos grãos, valores entre 1,735 e 1,745, restando alguns cristais com índices que se estenderam até 1,750 e 1,760. Estes valores maiores são causados pela presença de Fe^{+3} substituindo o Al. Medidas de a_o, de 11,855 Å para a amostra 457, e de 11,858 Å para a 422, representam a variedade de granada dominante nestas amostras, sendo semelhantes aos das grossulárias não zonadas.

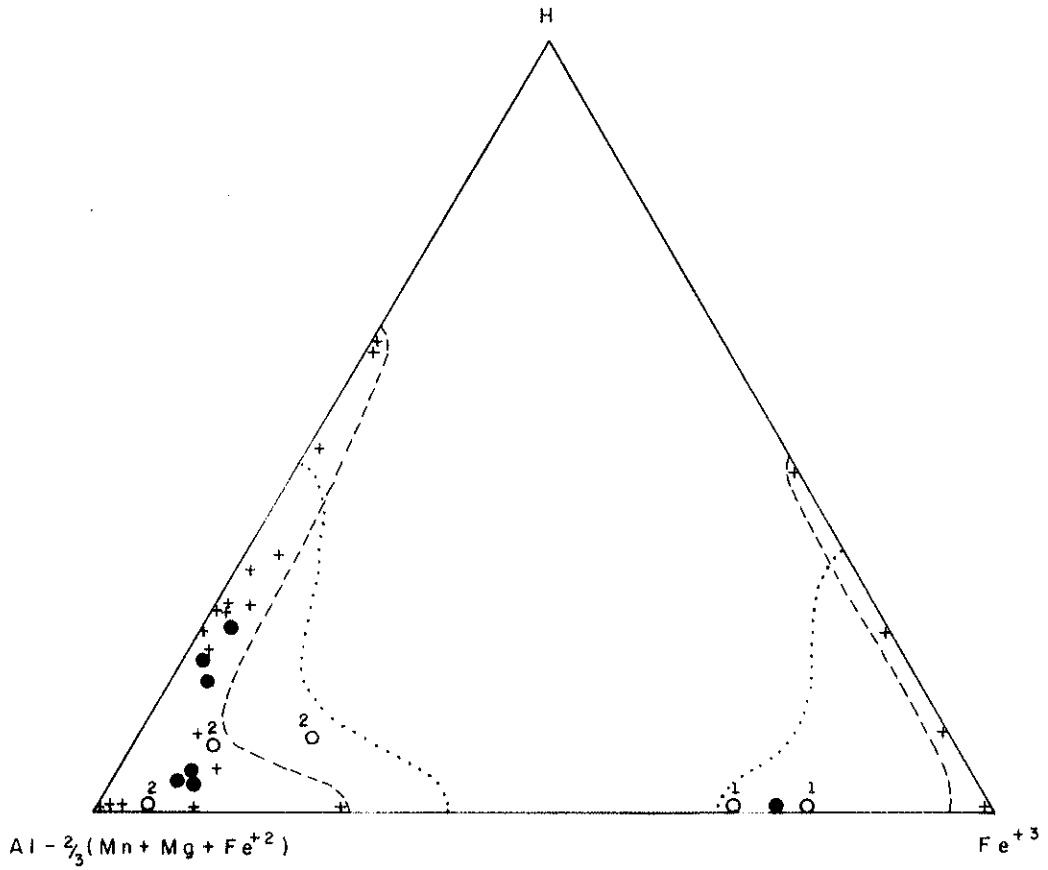
A granada que compõe os rodingitos da parte norte da cava B é uma andradita-grossulária (And_{75}-Gr_{24}) (análise 9, Tabela I). Ocorre em grãos muito finos e turvos, composicionalmente homogêneos. O teor de H_2O^+ não foi determinado pelas dificuldades encontradas em separar-se material puro e suficiente para a análise. Os valores de a_o 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; CARMICHAEL et al., 1974) desde que foi pela primeira vez identificada em rodingitos da Nova Zelândia por HUTTON (1943). Uma revisão feita na literatura mostrou, entretanto, que grossulárias ou termos da série das granditas são igualmente freqüentes nestas rochas, coexistindo ou não com a hidrogrossulária (SUZUKI, 1953; BLOXAM, 1954; SCHLOCKER, 1960; DAL PIAZ & GRASSO; 1967; LARRABEE, 1969; QAISER et al., 1970; O'BRIEN & RODGERS, 1973; ALBERTI et al., 1976; MEIXNER, 1978; LEACH & RODGERS, 1978; WARES & MARTIN, 1980). O reexame de amostras de rodingitos efetuado por ZABINSKI (1966) mostrou que algumas granadas analisadas em trabalhos anteriores haviam sido identificadas erroneamente como hidrogrossulárias, quando deveriam, na verdade, ser designadas de grossulárias. Estas granadas apresentam medidas de a_o, índices de refração e teores de H_2O^+ muito semelhantes aos das amostras de Cana Brava.

SEKI (1965) plotou diversas análises de granadas de rodingitos em um diagrama triangular que relaciona as proporções atômicas de H: Fe^{+3} : $\left[Al-{}^{2}/3(Fe^{+2} + Mn + Mg)\right]$, onde o último termo representa o número de átomos de Al formadores da molécula de grossulária. Este diagrama pode ser visto na Figura 7, tendo sido acrescido de análises obtidas da literatura mais recente, além dos valores referentes às granadas de Cana Brava.

SEKI (op. cit.) salienta que as granadas de rodingitos são geralmente ricas em moléculas de grossulária ou de andradita, apresentando uma lacuna de miscibilidade entre as composições Gr_{88}-And_{22} e Gr_5-And_{95}, cuja existência o autor relaciona à baixa temperatura (possivelmente menor do que 300°C) em que estas granadas foram formadas. A lacuna tenderia a desaparecer para granadas formadas a temperaturas mais elevadas, como aquelas encontradas em sedimentos calcários submetidos a metamorfismo de contato ou regional.

Considerando que a andradita-grossulária de Cana Brava situa-se além dos limites determinados por SEKI para as granadas de rodingitos, e que as grossulárias analisadas apresentam baixos valores do componente H, pode-se situá-las mais precisamente dentro do campo que o autor definiu para as granditas de outras va



+ ANÁLISES PLOTADAS POR SEKI (1965)

● GRANADAS DE CANA BRAVA

○ OUTRAS

1 - RODINGITOS DE WAIRERE, NOVA ZELÂNDIA (LEACH E RODGERS, 1978)

2 - RODINGITOS DE MARYLAND, EUA (LARRABEE, 1969)

Fig.7 - Diagrama H: Fe^{+3}: [Al-2/3(Fe^{+2}+Mn+Mg)] de SEKI(1965) com as composições de granadas de rodingitos de Cana Brava e de outras localidades. Linhas tracejadas delimitam composições de granadas formadas sob temperaturas <300°C; linhas pontilhadas, granadas formadas entre 300-500°C.

riedades de rochas, geradas sob temperaturas entre 300 e 500°C (Figura 7). Caem igualmente dentro deste último campo, as granadas de rodingitos estudados por LARRABEE (1969) e LEACH & RODGERS (1978).

2 - VESUVIANITAS

Ao lado das granadas, a vesuvianita situa-se como o segundo mineral mais importante dos rodingitos de Cana Brava. Análises efetuadas por microssonda em vesuvianitas de três amostras de rodingitos, juntamente com os índices de refração observados, constam da Tabela II.

A fórmula estrutural foi calculada na base de 74 oxigênios de acordo com a fórmula: $2\left[Ca_{19}Al_4Fe(Al,Mg,Fe)_8Si_{18}O_{70}(OH)_8\right]$ determinada por RUCKLIDGE et al. (1975). O Fe total foi transformado em Fe_2O_3 considerando estudos feitos por MANNING & TRICKER (1975) que indicaram ser o Fe presente em vesuvianitas com baixos teores de Ti (< 1%) quase todo trivalente.

O zoneamento das vesuvianitas, já constatado durante o exame das lâminas delgadas, foi confirmado pelas análises químicas. É bastante acentuado nas amostras 271 e 440 onde apresenta um padrão semelhante, com bordos enriquecidos 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 dos cristais, indicando provavelmente, um maior teor de água do que nos bordos. É improvável a presença de Be que, como o flúor, não detectado nas análises feitas, são mais característicos de 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 estas mesmas análises, as vesuvianitas aqui estudadas são bastante ricas em Fe, justificando-se assim os índices de refração algo mais elevados do que a média.

TABELA II

ANÁLISES QUÍMICAS E ÍNDICES DE REFRAÇÃO DE VESUVIANITAS DOS RODINGITOS DE CANA BRAVA

	245 (borda)	245 (centro)	271 (borda)	271 (centro)	440 (borda)	440 (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

*Fe total calculado como Fe_2O_3

As vesuvianitas examinadas encontram-se sempre associadas a granadas, quer sejam elas grossulárias ou andradita-grossulárias. Autores como MCCONNEL (1939) e ITO & AREM (1970) apontam para a similaridade química entre grossulárias e vesuvianitas. As vesuvianitas de Cana Brava mostram a presença de Mg (não detectado nas granadas) e quantidades substanciais de água, apresentando ainda relações Ca/Si mais elevadas do que as granadas.

Apesar de ser citada como um mineral muito freqüente em rodingitos (COLEMAN, 1977), existem diversas ocorrências onde a vesuvianita não se faz presente. ZABINSKI (1966) verificou que a vesuvianita é mais comum junto a granadas pobres em água do que a hidrogrossulárias, e isto pode explicar a abundância da vesuvianita nas rochas aqui estudadas.

As poucas análises químicas de vesuvianitas de rodingitos encontradas na literatura (PABST, 1936; SEKI, 1960) mostram que o mineral admite um campo relativamente amplo de composições, o que já foi comentado por INOUE & MIYASHIRO (1950). Referências a vesuvianitas fortemente zonadas são feitas por De (1961, in: ITO & AREM, 1970) em rodingitos das regiões de Asbestos e Black Lake, Québec.

3 - PIROXÊNIOS

As análises químicas feitas em piroxênios que ocorrem em rodingitos e ultramafitos da mina de Cana Brava são apresentadas na Tabela III.

As porcentagens atômicas de Ca, Mg e Fe+Mn, plotadas no diagrama dos clinopiroxênios (Figura 8) indicam que se tratam em sua maior parte de diopsídios, apenas um deles situado no campo da salita.

Foram plotados neste mesmo diagrama os valores referentes aos piroxênios de quatro metagabros do complexo de Cana Brava, analisados por GIRARDI & KURAT (1982), que ocupam o campo A. Estes minerais representam o piroxênio original dos leucogabros, que não foi analisado neste trabalho devido à escassez e pequeno tamanho de seus fragmentos.

Os piroxênios dos rodingitos caracterizam-se por baixos

TABELA III

ANÁLISES QUÍMICAS DE CLINOPIROXÊNIOS DE RODINGITOS E ULTRAMAFITOS DA MINA DE CANA BRAVA

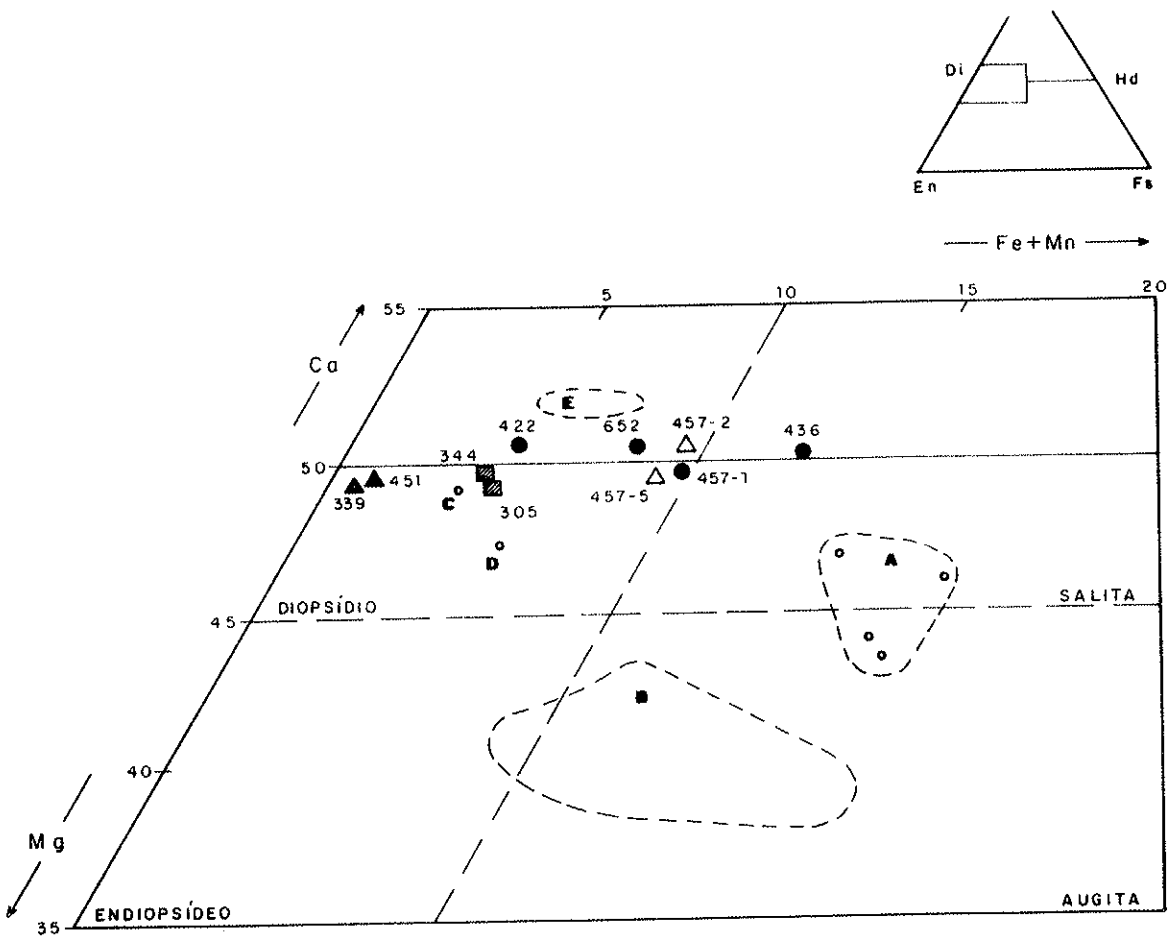
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Amostra	652	436	422	457-1	457-2	457-5	451	339	344	305
SiO_2	53,84	53,49	54,19	53,68	52,94	53,48	55,02	54,24	52,13	52,86
TiO_2	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,02	0,02	0,01	0,35	0,51
Al_2O_3	0,05	0,25	0,09	0,16	1,74	0,52	0,03	0,09	4,23	3,49
$FeO^{⊕}$	4,97	7,76	2,98	6,03	5,30	5,47	0,78	0,54	2,59	2,78
MnO	0,28	0,42	0,22	0,27	0,29	0,30	0,01	0,05	0,11	0,11
MgO	15,16	13,18	16,41	14,82	13,66	14,79	18,38	18,52	15,83	16,10
CaO	25,77	25,00	26,01	25,18	24,13	24,72	26,03	25,87	23,85	23,90
Total	100,09	100,10	99,90	100,16	98,13	99,30	100,27	99,33	99,09	99,75

NÚMERO DE ÍONS CALCULADOS NA BASE DE 6 OXIGÊNIOS

Si	1,989	1,997	1,988	1,988	1,986	1,990	1,988	1,979	1,911	1,926
	1,99	2,00	1,99	1,99	2,00	2,00	1,99	1,98	2,00	2,00
Al	0,002	0,003	0,004	0,007	0,014	0,010	0,001	0,004	0,089	0,074
Al	-	0,008	-	-	0,063	0,013	-	-	0,094	0,076
Ti	-	-	-	-	0,002	0,001	0,001	-	0,010	0,014
Fe^{+2}	0,154	0,242	0,091	0,187	0,166	0,170	0,024	0,017	0,080	0,085
	2,02	2,00	2,02	2,01	1,97	2,00	2,02	2,04	1,99	1,99
Mn	0,009	0,013	0,007	0,009	0,009	0,010	-	0,002	0,003	0,003
Mg	0,835	0,734	0,898	0,818	0,764	0,820	0,990	1,007	0,865	0,874
Ca	1,020	1,000	1,022	0,999	0,970	0,985	1,008	1,011	0,937	0,933
Ca	50,6	50,3	50,7	49,6	50,8	49,7	49,8	49,6	49,6	49,2
Mg	41,4	36,9	44,5	40,7	40,0	41,3	49,0	49,5	45,9	46,1
Fe+Mn	8,0	12,8	4,8	9,7	9,2	9,0	1,2	0,9	4,4	4,6

⊕ Fe total calculado como FeO

Análises 1 a 4: Piroxênios de rodingitos;
5 e 6: Piroxênios de veios em metapiroxenitos;
7: Piroxênio neoformado em borda clorítica de rodingito;
8: Piroxênio neoformado em metapiroxenito;
9 e 10: Piroxênios residuais em metapiroxenitos.



CANA BRAVA :

- ● RODINGITOS
- △ VEIOS EM METAPIROXENITOS
- ■ RELIQUIAR EM METAPIROXENITOS
- ▲ NEOFORMADO EM METAPIROXENITOS E SERPENTINITOS
- A - METAGABROS ANALISADOS POR GIRARDI E KURAT (1982)

OUTRAS LOCALIDADES :

- B - RODINGITOS DE WAIRERE , NOVA ZELANDIA (LEACH E RODGERS , 1978)
- C - RODINGITOS DE MARYLAND , EUA (LARRABEE , 1969)
- D - RODINGITOS DE HINDUBAGH , PAQUISTÃO (BILGRAMI E HOWIE , 1960)
- E - RODINGITOS DA TURQUIA (HALL , 1978)

Fig.8 - Diagrama Ca-Mg-(Fe+Mn) com as composições de clinopiroxênios de rochas de Cana Brava e de rodingitos de outras localidades.

valores de Al_2O_3 e teores variáveis em FeO. Em relação aos piroxênios do campo A, mostram um enriquecimento tanto em Ca como em Mg, situando-se geralmente acima do quadrilátero dos piroxênios. Quando comparados a piroxênios de outros rodingitos, os de Cana Brava são bastante mais cálcicos do que aqueles estudados por LEACH & RODGERS (1978) (campo B), 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 piroxênios descritos em LARRABEE (1969) e BILGRAMI & HOWIE (1960), representados pelos pontos C e D, respectivamente.

Os diopsídios que formam veios nos metapiroxenitos (457-2 e 457-5) exibem uma composição similar aos piroxênios dos rodingitos, exceto por valores um pouco mais elevados de Al_2O_3.

Os piroxênios neoformados, tanto em zonas cloríticas adjacentes aos rodingitos (451), como em metapiroxenitos (339), correspondem a diopsídios bastante puros ($Ca_{49,6-49,8}Mg_{49-49,5}Fe_{0,9-1,2}$), 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 (por exemplo, HERZBERG, 1978) têm demonstrado que a solubilidade do Al_2O_3 em clinopiroxênios é favorecida por aumentos na temperatura e pressão. Os valores normalmente bastante baixos de alumina dos piroxênios dos rodingitos e daqueles neoformados em ultramafitos, em contraste com os diopsídios residuais, indicam, portanto, uma cristalização sob pressões e temperaturas baixas.

4 - SERPENTINAS

Amostras de serpentinitos foram submetidas à difração de raios X com a finalidade de se identificar as variedades de serpentinas presentes. O amianto formador de veios em serpentinitos mineralizados também foi examinado, tendo sua análise servido para caracterizar sua presença em algumas rochas.

Os difratogramas são apresentados na Figura 9. Na sua interpretação foram utilizados dados de WHITTAKER & ZUSSMAN (1956), PAGE & COLEMAN (1967), MALTMAN (1978) e PRICHARD (1979).

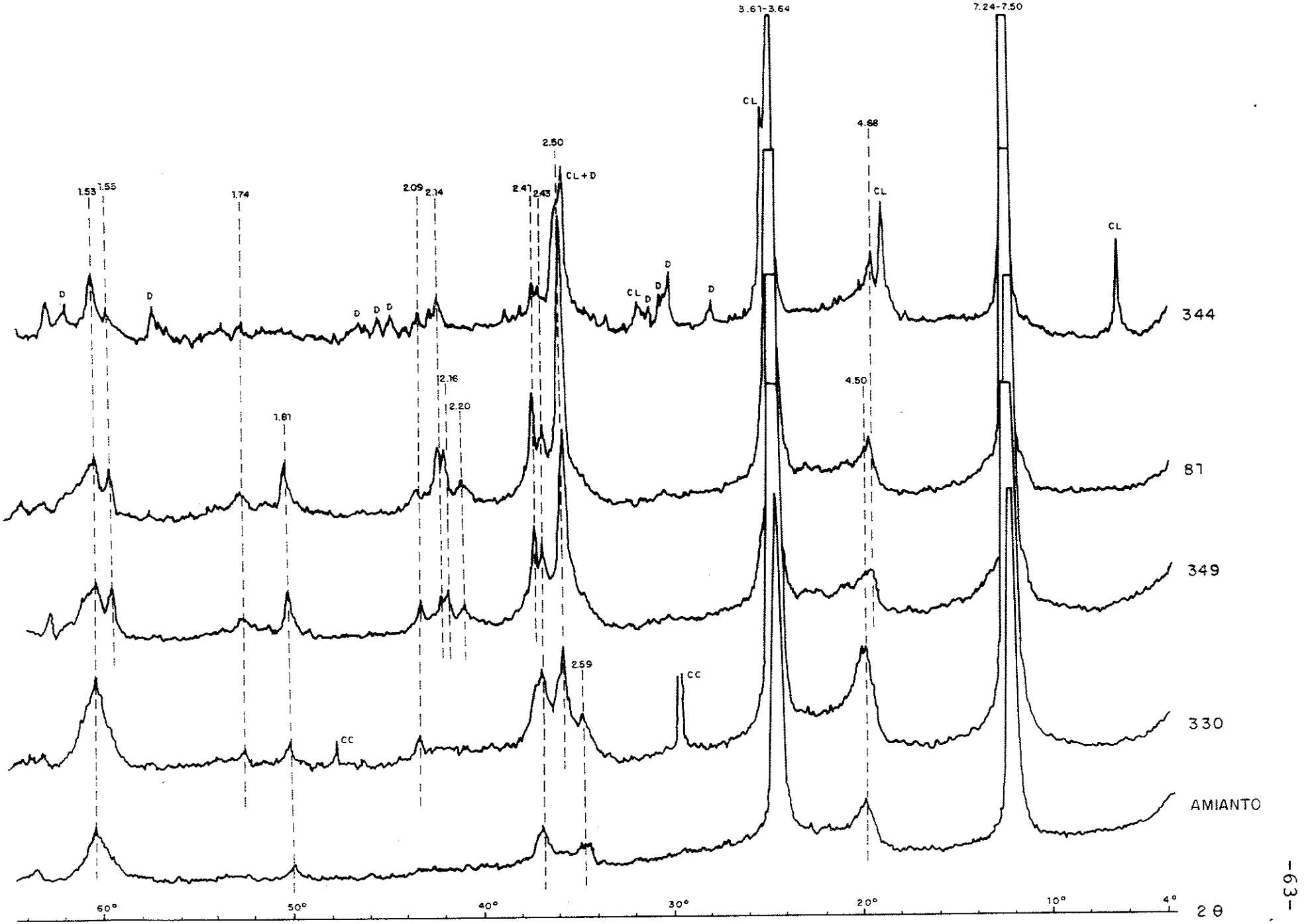


Fig.9 - Difratogramas de raios X de amostras de serpentinitos e de amianto da mina de Cana Brava. D = diopsídio; Cl = clorita; CC = calcita.

O amianto, que constitui fibras de até 1 cm de comprimento de cor verde clara, apresentou ao raio X o padrão do clinocrisotilo, caracterizado por um pico de intensidade média a fraca a 2,43 Å, que se estende através de 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 + crisotilo e outros com antigorita + lizardita e a possível presença também do crisotilo.

No primeiro grupo, ao qual pertence a amostra 330 (Figura 9) aparece a raia da lizardita a 2,50 Å ao lado do pico a 2,59 Å do crisotilo. Os demais picos da lizardita superpõem-se aos do crisotilo, o que ocasiona um aumento nas suas intensidades. Rochas contendo estes dois polimorfos, apresentam em lâmina, serpentinas com texturas pseudomórficas, tendo sido descritas no capítulo de petrografia.

Serpentinitos contendo antigorita + lizardita correspondem aos tipos onde texturas não-pseudomórficas (amostra 349) e cataclásticas (amostra 81) foram identificadas. A presença da antigorita foi verificada pelo aparecimento do pico a 1,55 Å formando um par com o de 1,53 Å, e também pela presença do pico 2,41 Å. Observou-se igualmente um aumento na intensidade do pico 2,50 Å da lizardita e seu leve deslocamento para a posição a 2,51-2,52 Å indicando uma mistura dos dois minerais. O aparecimento de raias a 2,14, 2,16 e 2,20 Å também pode ser constatado, embora este conjunto não seja considerado na literatura como diagnóstico. A lizardita é provavelmente menos abundante nestas amostras do que a antigorita, tendo-se indicações da presença do crisotilo a partir da presença do pico a 2,43 Å.

Convém ressaltar que as observações e dados acima apresentados são consistentes com aqueles de WICKS & WITTAKER (1977) quando descrevem variedades texturais semelhantes em serpentinitos e sua correspondente mineralogia.

Em serpentinitos contendo minerais adicionais, como clorita e diopsídio (amostra 344, Figura 9), a identificação dos polimorfos foi prejudicada por interferências. As raias da clorita,em

especial, coincidem com os picos mais característicos da antigorita, não havendo, portanto, confirmação da presença deste mineral através das análises de difratogramas. Acredita-se, entretanto, que a antigorita deva estar presente juntamente com a lizardita, levando-se em conta observações petrográficas que mostram a presença de texturas pseudomórficas e não-pseudomórficas coexistindo freqüentemente numa mesma amostra.

5 - ALBITA

A albita é um importante componente dos metaleucogabros de Cana Brava, podendo ser vista muito raramente em rodingitos. Análises parciais feitas através de microssonda eletrônica em albitas de três amostras de leucogabros, 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
452D	1,08	0,35	98,58

Tratam-se, nos três casos, de albitas bastante puras. Conforme já mencionado na descrição dos leucogabros, a albita associa-se a grande quantidade de zoisita e, por vezes, também a finas lamelas de mica flogopítica.

6 - XONOTLITA

A xonotlita é um acessório raro nos rodingitos de Cana Brava. Foi encontrada na amostra 340 (Foto 24) onde ocupa interstícios entre os grãos de granada ou forma veios irregulares, sofrendo substituição por calcita.

Macroscopicamente o mineral é branco, fibroso, constituindo arranjos em leque, de brilho sedoso. Apresenta tonalidade rosada ou incolor ao microscópio, com extinção reta e elongação positiva. O sinal óptico não pode ser determinado devido ao tamanho pequeno e forma fibrosa dos cristais. Índices de refração forneceram valores de $\delta = 1,593$ e $\alpha = 1,582$.

A identificação definitiva da xonotlita foi feita através de filmes de raios X, cujos resultados, apresentados na Tabela IV, foram comparados aos da ficha 10.488 da JCPDS. As diferenças encontradas na intensidade das reflexões devem ser atribuídas à orientação preferencial dos cristais.

A xonotlita apresenta a fórmula química ($Ca_6Si_6O_{17}(OH)_2$) (DEER et al., 1963). Sua ocorrência em rodingitos é descrita por BILGRAMI & HOWIE (1960) e O'BRIEN & RODGERS (1973), cujas análises fornecem teores de H_2O^+ de 4,12% e 2,68%, respectivamente. Em ambas as ocorrências, a xonotlita desenvolve-se em veios.

7 - PECTOLITA

A pectolita ocorre em veios e interstícios de alguns rodingitos da mina de Cana Brava, formando massas compactas de cor branca. Ao microscópio apresenta-se marrom, ou localmente incolor, com birrefringência elevada (Foto 23). Dada a natureza fibrosa e a coloração normalmente escura do mineral, as demais propriedades ópticas não puderam ser determinadas.

Resultados de análises por difração de raios X encontram-se na Tabela V, juntamente com os valores da ficha 12-238 da JCPDS e da pectolita analisada por PARASKEVOPOULOS (1969). As diferenças nos valores de d em relação à pectolita da JCPDS podem ser devidas a um diferente grau de hidratação.

A pectolita ($Ca_2Na\ H\ (SiO_3)_3$) (DEER et al., 1963) ocorre caracteristicamente em veios nos rodingitos. Análises deste mineral mostram teores em Na_2O em torno de 8%, e de H_2O^+ de 3 a 4% (PARASKEVOPOULOS, 1969; LEACH & RODGERS, 1978). Outras referências à presença de pectolitas em rodingitos são feitas por BLOXAM (1954), COLEMAN (1961) e CAPREDI et al. (1978).

8 - GRAFITA

A grafita presente em rochas talco carbonáticas situadas em meio aos serpentinitos foi analisada visando a determinação do seu grau de cristalinidade.

Estudos feitos por LANDIS (1971) e GREW (1974) demonstra-

TABELA IV

DIAGRAMAS DE PÓ DE XONOTLITA

Xonotlita Tetela de Xonotla, México (Ficha JCPDS 10.488)		Xonotlita Cana Brava Amostra 340 (42,0 m)	
d(Å)	I/I_o	d(Å)	I/I_o
8,5	20	8,53	20
7,05	40	7,04	60
4,27	40	4,27	70
3,96	20		
3,65	70	3,64	80
3,23	70	3,24	100
3,07	100	3,09	40
2,83	50	2,83	40
2,71	40	2,70	60
2,65	20	2,64	20
2,51	40	2,51	20
2,34	30	2,33	40
2,25	30	2,25	40
2,04	85	2,04	65
1,95	85	1,95	65
1,84	40	1,84	20
1,756	30	1,75	20
1,710	40	1,71	65
1,687	20	1,68	15
1,655	20	1,65	20b
1,639	20	1,64	5b
1,598	10		
1,575	20	1,57	40
1,519	30	1,52	20
1,427	20	1,42	15
1,393	20	1,39	35
1,348	10	1,35	10
1,319	10	1,32	10
1,306	20	1,30	15
1,252	10		
1,22	10b		
1,20	10		
1,125	10		
1,106	20		

TABELA V

DIAGRAMAS DE PÓ DE PECTOLITA

Pectolita Bergen Hill,N.J. (Ficha JCPDS 12-238)		Pectolita Megali Kerassia (Paraskevopoulos,1969)	Pectolita Cana Brava Amostra 452(194,35 m)		Pectolita Bergen Hill,N.J. (Ficha JCPDS 12-238)		Pectolita Megali Kerassia (Paraskevopoulos,1969	Pectolita Cana Brava Amostra 452(194,35m)	
d(Å)	I/I_o	d(Å)	d(Å)	I/I_o	d(Å)	I/I_o	d(Å)	d(Å)	I/I_o
7,83	50		7,72	15	1,716	60	1,707	1,71	45
7,03	50		7,01	20	1,675	20	1,671	1,67	10
5,50	50	5,446	5,48	25	1,661	40	1,653	1,65	20
4,98	10		5,02	<5	1,603	40	1,596	1,60	20
4,55	10		4,57	<5	1,570	20	1,565	1,56	10
4,00	20	4,001			1,554	50	1,544	1,54	20
3,90	60	3,870	3,89	50	1,521	20	1,521	1,52	10
3,77	20				Mais 27 linhas		1,485	1,51	30
3,52	50	3,493	3,50	45	até 0,999		1,464	1,46	40
3,43	40		3,41	5b				1,43	5
3,33	60b	3,304	3,29	95b			1,385	1,39	10
3,28		3,268					1,368	1,37	10
3,16	50	3,139	3,15	10			1,352	1,35	10
3,10	80	3,093	3,08	90				1,33	<5
2,921	100	2,904	2,91	100				1,30	<5
2,739	60	2,726	2,73	50			1,293	1,29	10
2,600	60	2,584	2,59	60b				1,28	<5
2,430	50	2,417	2,42	30				1,26	5
2,338	50	2,328	2,33	20				1,24	5
2,298	60	2,291	2,29	50				1,20	5
2,227	20		2,22	5				1,18	<5
2,191	60	2,175	2,17	70			1,164	1,16	15
2,166		2,160					1,134	1,13	10
2,090	20	2,088	2,09	10			1,101	1,10	20
2,053	30		2,00	20			1,089	1,08	5
2,002		1,992						1,06	<5
1,945	20	1,941	1,94	15				1,05	<5
1,926	40	1,914	1,92	15				1,04	5
1,877	40	1,868	1,87	30				1,02	<5
1,831	40	1,822	1,82	30				1,01	<5
1,781	30	1,773	1,78	20b				1,00	<5
1,752	60	1,747	1,75	40b				0,99	10

ram que o grau de cristalinidade da grafita aumenta com o grau metamórfico, sendo função principalmente da temperatura. Através do exame de difratogramas de raios X, LANDIS (op. cit.) classificou o material carbonoso de rochas metamórficas em quatro categorias, a saber, grafita bem ordenada, e grafitas d_1, d_2 e d_3 segundo o aumento do grau de desordem do material. Os parâmetros utilizados nesta classificação são o espaçamento interplanar d da reflexão (002) da grafita e a relação altura/largura médias do pico.

Análises de grafitas provenientes de amostras dos furos 444 e 298 mostraram picos (002) arredondados sugestivos de uma grafita mal cristalizada (Figura 10). Os valores determinados variam de d (002) = 3,36 a 3,38 Å, e 0,71 a 0,68 para a relação altura/largura, o que permitiu classificar o material como grafita d_2.

A grafita bem ordenada forma-se pela primeira vez, segundo LANDIS (1971), a temperaturas superiores a 400°C, equivalentes ao fácies xistos verdes superior a anfibolito inferior. Grafitas do tipo d_2 formam-se em condições metamórficas de fácies xistos verdes inferior ou fácies zeolítico, sob temperaturas da ordem de 300°C.

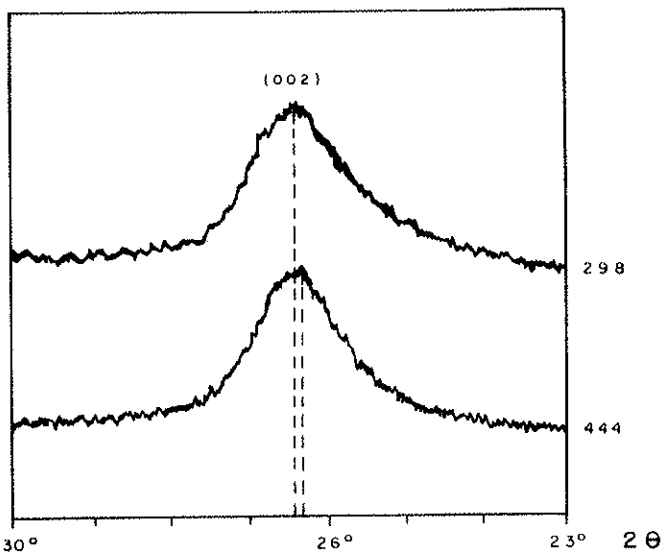


Fig.10 - Padrão difratométrico da reflexão (002) de grafitas de rochas talco-carbonáticas.

CAPÍTULO VII

PETROQUÍMICA

As análises químicas de metaleucogabros, rodingitos, e ultramafitos da mina de Cana Brava serão apresentadas e discutidas neste capítulo. As análises efetuadas tiveram não somente o objetivo de caracterizar quimicamente os diferentes tipos petrográficos, como também a finalidade de definir transformações ocorridas e fornecer informações sobre a origem das rochas.

1 - METALEUCOGABROS

As análises químicas de metaleucogabros são mostradas na Tabela VI (Grupo A), e suas composições representadas no diagrama ACF da Figura 11. Para representar de forma mais aproximada possível a rocha original, acrescentou-se à Tabela e diagrama acima referidos a composição média (que designamos "M") de onze análises químicas de metagabros, metagabronoritos e metanoritos do complexo de Cana Brava, análises estas fornecidas por GIRARDI, V.A.V. (comunicação verbal).

Com relação às rochas máficas do maciço, descritas sucintamente no Capítulo III deste trabalho, os metaleucogabros da mina de Cana Brava distinguem-se petrograficamente não só pelo seu caráter leucocrático, como também através de um extenso desenvolvimento de albita e zoisita, além da transformação parcial ou total dos máficos originais em flogopita, clorita e outros minerais secundários. A granada pode igualmente ocorrer em algumas destas rochas.

O caráter leucocrático da maior parte dos metaleucogabros encontra-se refletido nos teores mais elevados em CaO e Al_2O_3, e mais baixos em Fe_2O_3, MgO, TiO_2, Cr e Ni, com relação à composição média "M". A distinção química mais importante, no entanto, refere-se ao enriquecimento em Na apresentado pela maioria dos leucogabros, juntamente com o aumento verificado nos valores de perda ao fogo, indicativos, respectivamente, de uma albitização e de um conteúdo em água relativamente alto. Um enriquecimento em Ca pode ser observado na amostra 445, devendo-se à pre-

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS DA MINA DE CANA BRAVA

A) Metaleucogabros

Amostra	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_2O_3	20,95	18,74	20,22	24,14	17,54	21,74	20,17	19,74	18,50
$Fe_2O_3^{\oplus}$	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_2O	7,15	1,24	3,61	3,64	3,48	5,01	5,42	5,17	1,52
K_2O	0,53	0,65	0,02	0,51	0,49	0,21	0,88	0,17	0,40
P_2O_5	0,30	0,09	0,35	0,09	0,10	0,09	0,29	0,17	0,32
p.f. $^{\oplus\oplus}$	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

B) 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_2O_3	10,98	14,02	16,90	10,70	13,93	12,88	16,96	17,61	16,51	18,30	17,13
$Fe_2O_3^{\oplus}$	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_2O	0,00	<0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	1,32	1,98	0,00
K_2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,77	0,00
P_2O_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. $^{\oplus\oplus}$	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

"M" = média de 11 rochas máficas do Complexo de Cana Brava

$\oplus$ = Fe total = Fe_2O_3

$\oplus\oplus$ = p.f. = perda ao fogo

TABELA VI (continuação)

	C) Serpentinitos					D) Serpentinitos cloritizados						E) Metapiroxenitos			
Amostra	330B	349	81	727	834	245B	271B	452B	422B	451B	457B	305	340B	344	456
	(27,6m)	(88,3m)	(42,2m)	(76,0m)	(57,0m)	(16,5-17,0m)	(45,0-45,3m)	(194,35m)	(193,85m)	(115,0m)	(117,0m)	(71,7m)	(45,0m)	(48,8m)	(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_2O_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_2O_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_2O	<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_2O	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_2O_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
Rb	7	8	5	6	9	9	7	6	14	13	18	14	16	14	16

⊕ Fe total = Fe_2O_3

⊕⊕ p.f. = perda ao fogo

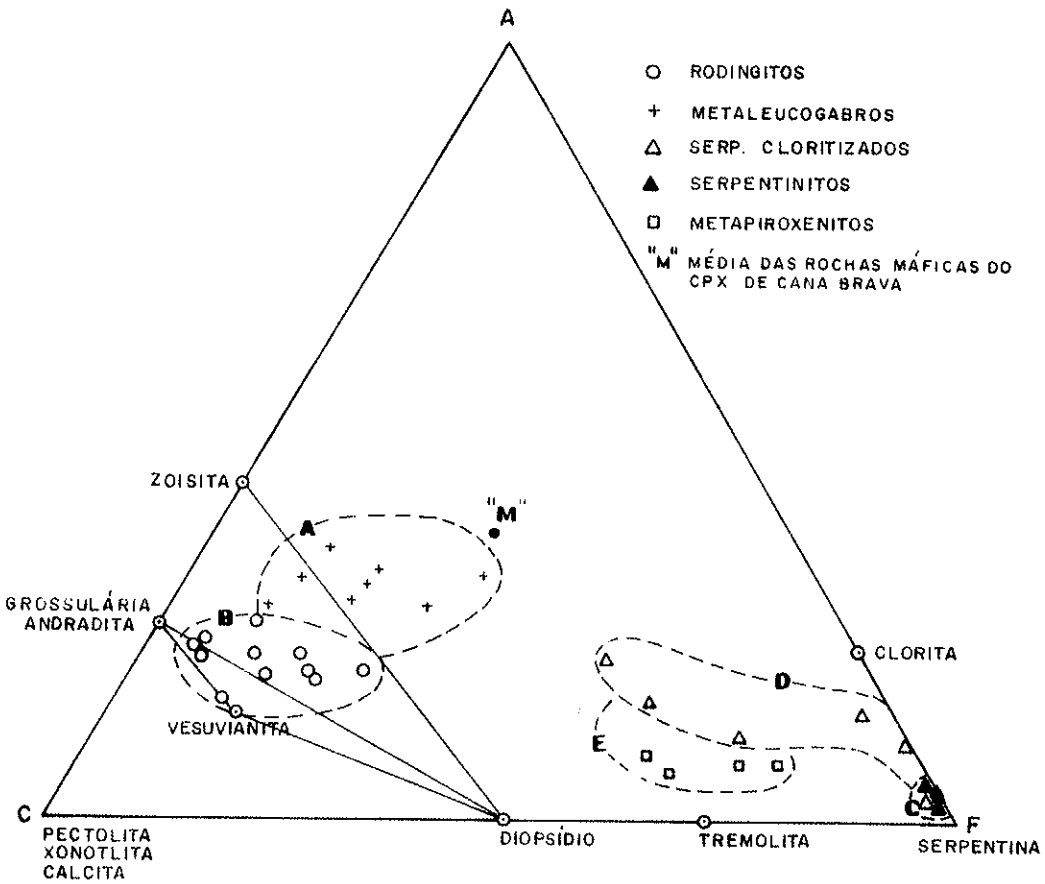


Fig.11 - Diagrama ACF com a distribuição das rochas da mina de Cana Brava e seus minerais.

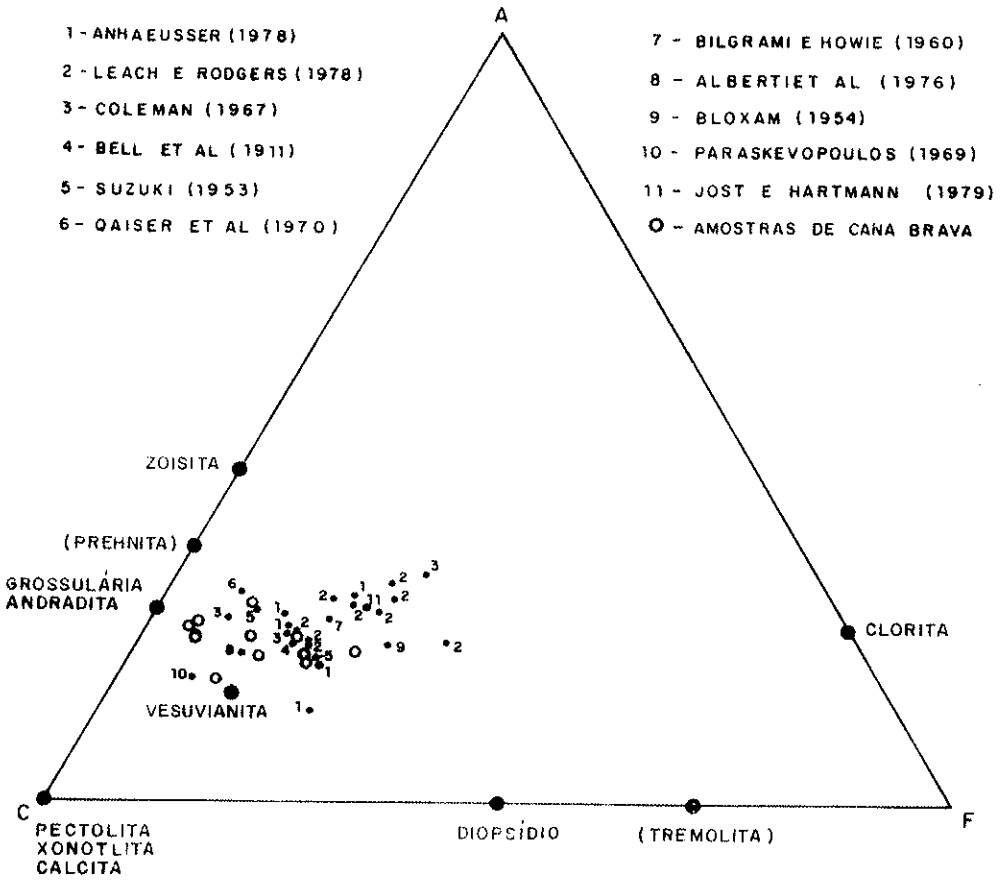


Fig.12 -Diagrama ACF com a distribuição dos rodingitos de Cana Brava e de outras localidades. (Minerais entre parênteses: não ocorrem em Cana Brava).

sença de pequenos bolsões e veios de granada.

Nenhuma diferença química importante foi observada entre os metaleucogabros encontrados na base do pacote serpentinítico, associados aos metapiroxenitos (amostras 470, 452C e 452D), e os demais situados em meio aos serpentinitos, de acordo, portanto, com as observações petrográficas que igualmente não mostraram diferenças entre estas rochas.

Os metaleucogabros apresentam ainda teores elevados em Sr e, por vezes, também em Ba com relação ao teor médio das rochas máficas de Cana Brava. Segundo ROSE et al. (1979), Sr e Ba acompanham o Ca, muito embora os rodingitos (Grupo B, Tabela VI), extremamente ricos em Ca, sejam pobres nestes elementos. Existe, entretanto, a possibilidade do Sr e Ba estarem relacionados a um mineral cálcico particular, que no caso dos leucogabros seria a zoisita. Esta possibilidade é aventada considerando-se a verificação feita por DEUTSCH (1979) de que o Sr encontra-se contido nos epídotos, e não nas granadas ou outros minerais cálcicos dos rodingitos.

2 - RODINGITOS

Na Tabela VI (Grupo B) encontram-se relacionadas as análises químicas de diversos rodingitos de Cana Brava. Embora apresentem composições bastante variadas, estas rochas exibem, como características comuns, teores bastante elevados em CaO e baixos valores em SiO_2, sendo praticamente isentas de álcalis. Os valores de perda ao fogo indicam que também a água é um componente importante em boa parte das amostras, uma vez que os carbonatos (portadores de CO_2) são escassos nestas rochas.

As análises dos rodingitos, transportadas para o diagrama ACF da Figura 11, encontram-se em sua totalidade incluídas nos triângulos diopsídio-zoisita-granada e diopsídio-vesuvianita-granada, justificando-se assim a distinção petrográfica feita entre rodingitos e metaleucogabros, baseada na presença ou ausência de granada e vesuvianita.

Em diagrama similar (Figura 12) encontram-se representados rodingitos de diversas localidades do mundo e os minerais normalmente presentes nestas rochas. Os rodingitos de Cana Brava, tam

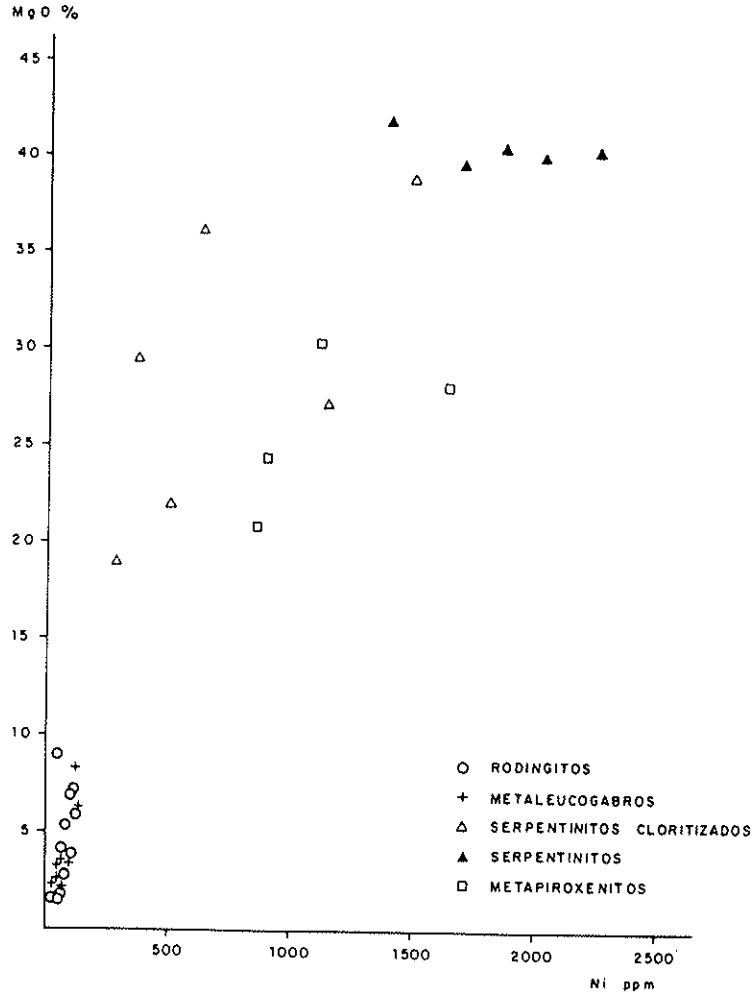


Fig.13 - Relações MgO(% em peso): Ni(ppm) das rochas analisadas.

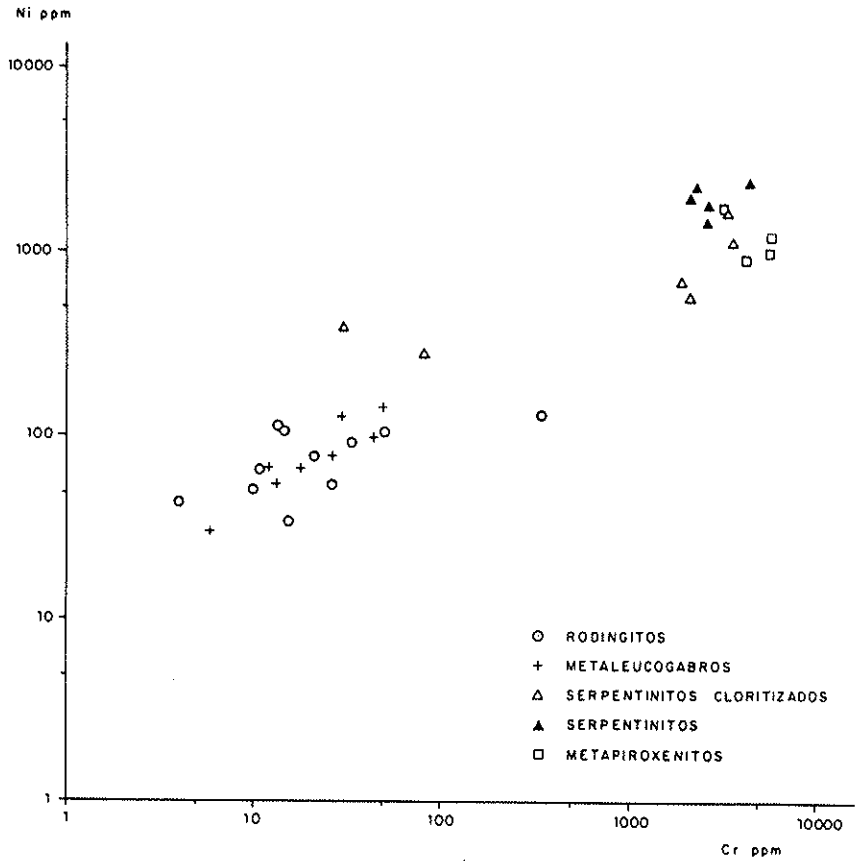


Fig.14 - Relações Ni: Cr(ppm) das rochas analisadas.

bém aí incluídos, mostram-se perfeitamente comparáveis aos demais, embora ligeiramente mais cálcicos.

Uma comparação entre os dados da Tabela VI permite verificar que os rodingitos exibem valores de TiO_2, P_2O_5, Cr, Ni e Rb bastante semelhantes aos dos metaleucogabros, e distintos, por sua vez, daqueles apresentados pelas demais variedades de rochas. As relações MgO (% em peso) "versus" Ni (ppm) das rochas analisadas (Figura 13) mostram que a área de domínio dos rodingitos coincide perfeitamente com a dos leucogabros, guardando uma razoável distância do vasto campo ocupado pelos serpentinitos, serpentinitos cloritizados e metapiroxenitos. Também as relações Ni/Cr (ppm) da Figura 14, ilustram uma distribuição semelhante, destacando-se o campo dos rodingitos e metaleucogabros daquele dos ultramafitos.

No que se refere aos elementos maiores, os rodingitos são igualmente mais próximos aos leucogabros em termos composicionais do que aos metapiroxenitos ou serpentinitos, o que pode ser visto no diagrama ACF da Figura 11, onde rodingitos e rochas básicas ocupam campos adjacentes. Pode-se, portanto, concluir que todos os rodingitos de Cana Brava, mesmo aqueles situados na parte norte da cava B (amostras 245A e 271A) junto aos quais não foram encontrados indícios de rochas básicas, são todos derivados da transformação dos metaleucogabros.

3 - SERPENTINITOS

As composições químicas de cinco serpentinitos são apresentadas na Tabela VI (Grupo C), ocupando um campo restrito junto ao vértice F do diagrama da Figura 11. As três primeiras análises são de rochas que ocorrem na cava B, nas proximidades dos rodingitos. As outras duas (727 e 834), são de amostras provenientes da cava A, derivadas de harzburgitos, contendo grãos reliquiares de olivina e ortopiroxênio na proporção aproximada de 1:1.

Quando comparados a estas duas últimas rochas, os serpentinitos da cava B não mostram diferenças composicionais importantes, tanto no que se refere a elementos maiores, como menores ou elementos traço, o que indica que são também derivados de harzburgitos.

As relações Cr/Ni, entretanto, mostram ligeiras diferenças. Segundo MERCY & O'HARA (1967), o Ni entra preferencialmente na estrutura de olivina, enquanto o Cr aloja-se nos piroxênios. As relações Cr/Ni dos metaharzburgitos da cava A situam-se em torno de 1,1, enquanto que nas rochas da cava B, as relações são um pouco maiores, de 1,5 a 2,1. Isto pode indicar que estas últimas rochas eram primitivamente mais ricas em piroxênios.

4 - SERPENTINITOS CLORITIZADOS

Os serpentinitos que ocorrem em contato com os rodingitos (Grupo D, Tabela VI) são enriquecidos em Al_2O_3 e em alguns casos também em CaO. O Al relaciona-se preferencialmente à presença da clorita e o Ca a diopsídios e também a alguma granada.

Os elementos menores e traço contidos nestas zonas cloríticas mostram teores variáveis e intermediários entre aqueles apresentados pelos serpentinitos e rodingitos adjacentes, indicando que houve mobilidade, mesmo de componentes pesados como o Ti e o Cr ao longo destas zonas de contato.

O campo ocupado por estas rochas no diagrama da Figura 11 estende-se do vértice F, onde estão os serpentinitos, até o campo dos metapiroxenitos (Grupo E).

5 - METAPIROXENITOS

As análises de metapiroxenitos que ocorrem na cava B podem ser vistas na Tabela VI (Grupo E). O estudo petrográfico destas rochas indicou a presença sobretudo de clinopiroxênios, tanto em cristais residuais como sedundários, além da tremolita, o que é confirmado pelos altos valores em CaO apresentados pelas análises.

Os metapiroxenitos exibem relações Cr/Ni de modo geral superiores àquelas apresentadas pelos serpentinitos da mina de Cana Brava, mostrando teores bastante elevados em Cr com relação ao teor médio das rochas ultramáficas de 2980 ppm indicado por STUEBER & GOLES (1966). Isto deve-se certamente à grande quantidade de clinopiroxênio, mineral onde o Cr ocorre sempre em maior quantidade (MERCY & O'HARA, 1967).

CAPÍTULO VIII

PETROGÊNESE

A origem das rochas em estudo será discutida neste capítulo, tendo como base os estudos petrográficos e as análises químicas de rochas e minerais apresentados anteriormente. As transformações químicas sofridas pelas diversas litologias serão representadas em diagramas e reações hipotéticas simplificadas serão construídas para explicar a formação de diversos minerais. A natureza e composição dos fluidos envolvidos nos processos de serpentinização e rodingitização serão analisadas em função dos dados levantados neste trabalho e evidências apresentadas na literatura. As condições de T e P de formação das rochas serão estimadas com base nos campos de estabilidade experimentalmente determinados para minerais dos rodingitos e paragêneses presentes nos ultramafitos.

1 - VARIAÇÕES DE COMPOSIÇÃO

A transformação de metaleucogabros em rodingitos envolveu mudanças de composição importantes, em particular dos componentes maiores, que podem ser representadas e melhor visualizadas em diagramas.

O diagrama ACF da Figura 11 mostra claramente o enriquecimento em Ca ocorrido na passagem dos metaleucogabros para os rodingitos. O concomitante decréscimo em Si e Al pode ser visto no triângulo SiO_2-Al_2O_3-CaO da Figura 15. O diagrama de Niggli (Figura 16) indica, por sua vez, que a transformação envolve um decréscimo em álcalis juntamente com alumina, com um correspondente enriquecimento no conjunto fm + c, representado por Fe_2O_3, MgO e CaO.

Este mesmo tipo de evolução encontra-se descrito em importantes publicações a respeito dos rodingitos, como os trabalhos de COLEMAN (1966, 1967) e LEACH & RODGERS (1978).

As variações dos componentes químicos, através de seqüências que vão de metaleucogabros até o serpentinito passando

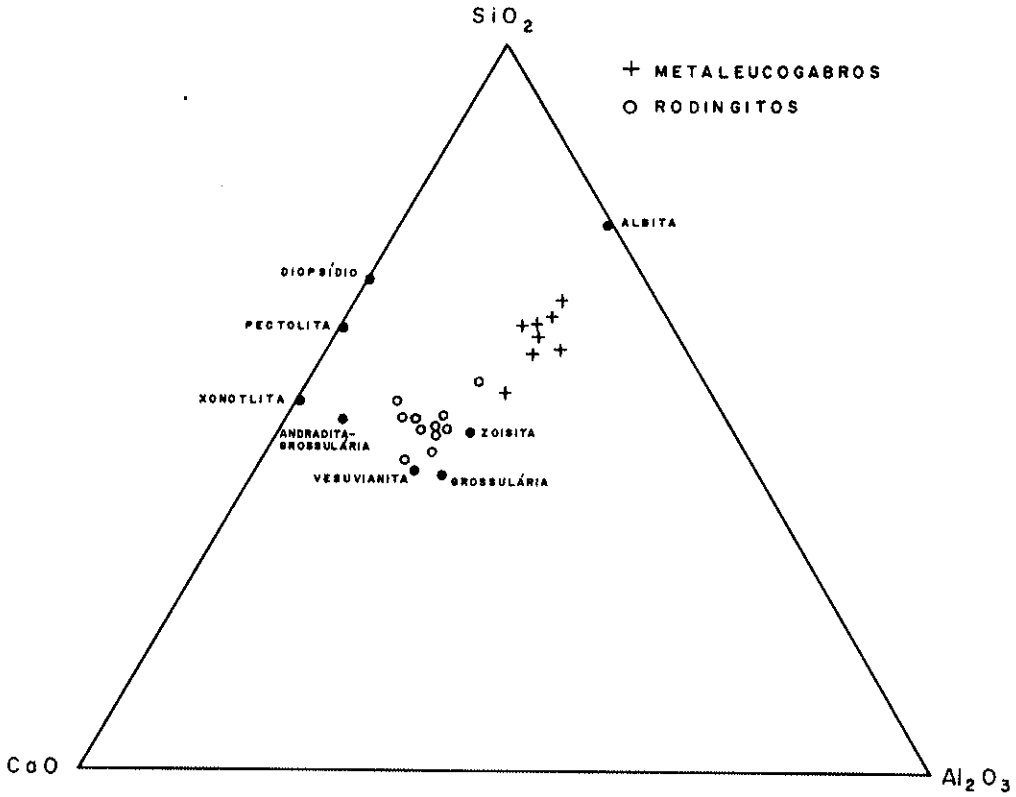


Fig.15 - Diagrama SiO_2-Al_2O_3-CaO mostrando a distribuição dos metaleucogabros e rodingitos.

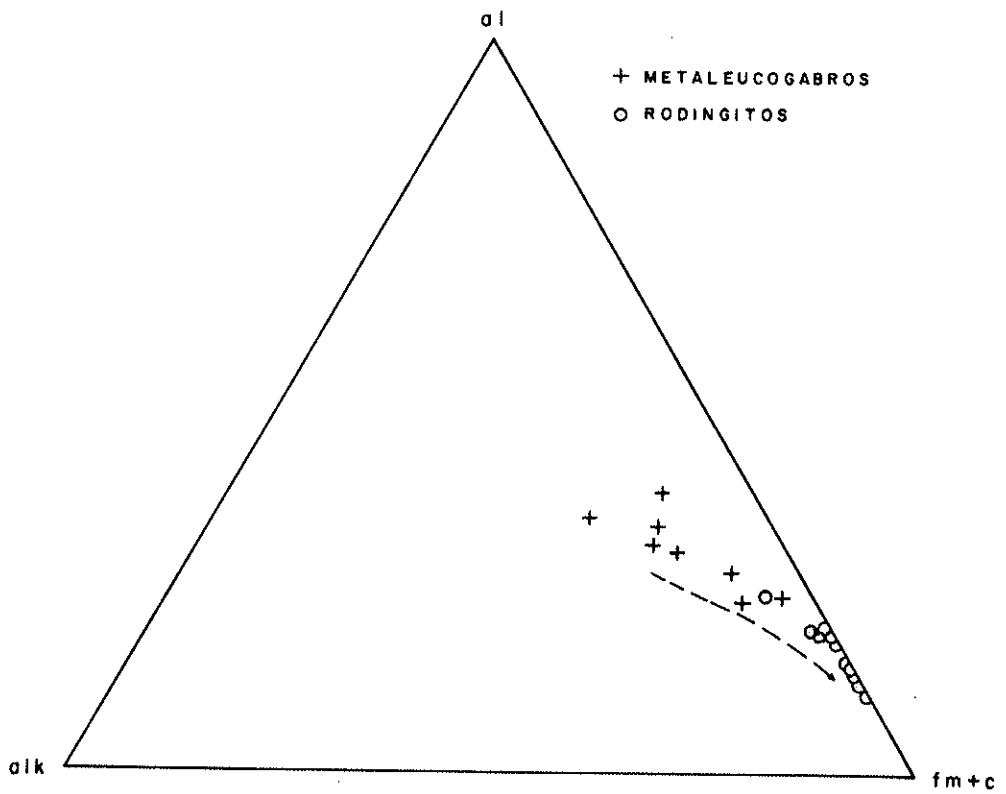


Fig.16 - Diagrama de Niggli (alk-al-(fm+c) com a distribuição dos metaleucogabros e rodingitos.

pelos rodingitos e zonas cloríticas, podem ser acompanhadas através dos diagramas de variação mostrados na Figura 17. Os diagramas foram construídos tomando-se os dados de porcentagens em peso de óxidos e ppm de elementos traço diretamente das análises químicas da Tabela VI (*). Os rodingitos e serpentinitos representados nestes diagramas correspondem a amostras situadas lado a lado num mesmo furo. Serpentinitos e metaleucogabros são representados por uma composição média.

As seguintes variações podem ser observadas na Figura 17: a sílica mostra um decréscimo dos leucogabros para a zona clorítica exibindo de modo geral um enriquecimento em direção ao serpentinito; o cálcio cresce abruptamente nos rodingitos, decaindo de forma mais ou menos brusca para o serpentinito em função da ausência ou presença de piroxenios e granadas na zona clorítica; o alumínio decresce escalonadamente; o sódio é enriquecido nos metaleucogabros, caindo nos rodingitos juntamente com o potássio; o magnésio mantém nos rodingitos aproximadamente o mesmo teor inicial dos metaleucogabros, crescendo rapidamente nas margens cloríticas e destas para os serpentinitos; o ferro mostra um comportamento irregular, crescendo ligeiramente em alguns rodingitos; Ti, P, Ni e Cr não mostram variações importantes na passagem de leucogabros para rodingitos; os teores de perda ao fogo, que representam em grande parte teores de H_2O^+, aumentam de uma maneira geral dos leucogabros para os serpentinitos.

As mudanças de composição apresentadas representam indiscutivelmente um processo metassomático ocorrido na zona de contato entre metaleucogabros e serpentinitos. O metassomatismo efe

---

(*) Existem autores como CHIDESTER (1962) que desaconselham a avaliação das mudanças químicas operadas em processos metassomáticos através da comparação de dados químicos em termos de % em peso. Este procedimento, no entanto, tem sido adotado correntemente no estudo de rodingitos (e.g., SUZUKI, 1953; COLEMAN, 1967; DAL PIAZ & GRASSO, 1967; LEACH & RODGERS, 1978; DEUTSCH, 1979, além de outros). Os métodos da cela padrão de BARTH (1948) e da cela padrão modificada (MSC) de CHIDESTER (1962) que comparam iguais volumes de rocha, foram tentativamente utilizados neste trabalho, e as variações em termos de perdas e ganhos de uma variedade de rocha para outra mostraram-se idênticas às apresentadas na Figura 17, exceto para os componentes menores e traço, normalmente não computados nos cálculos.

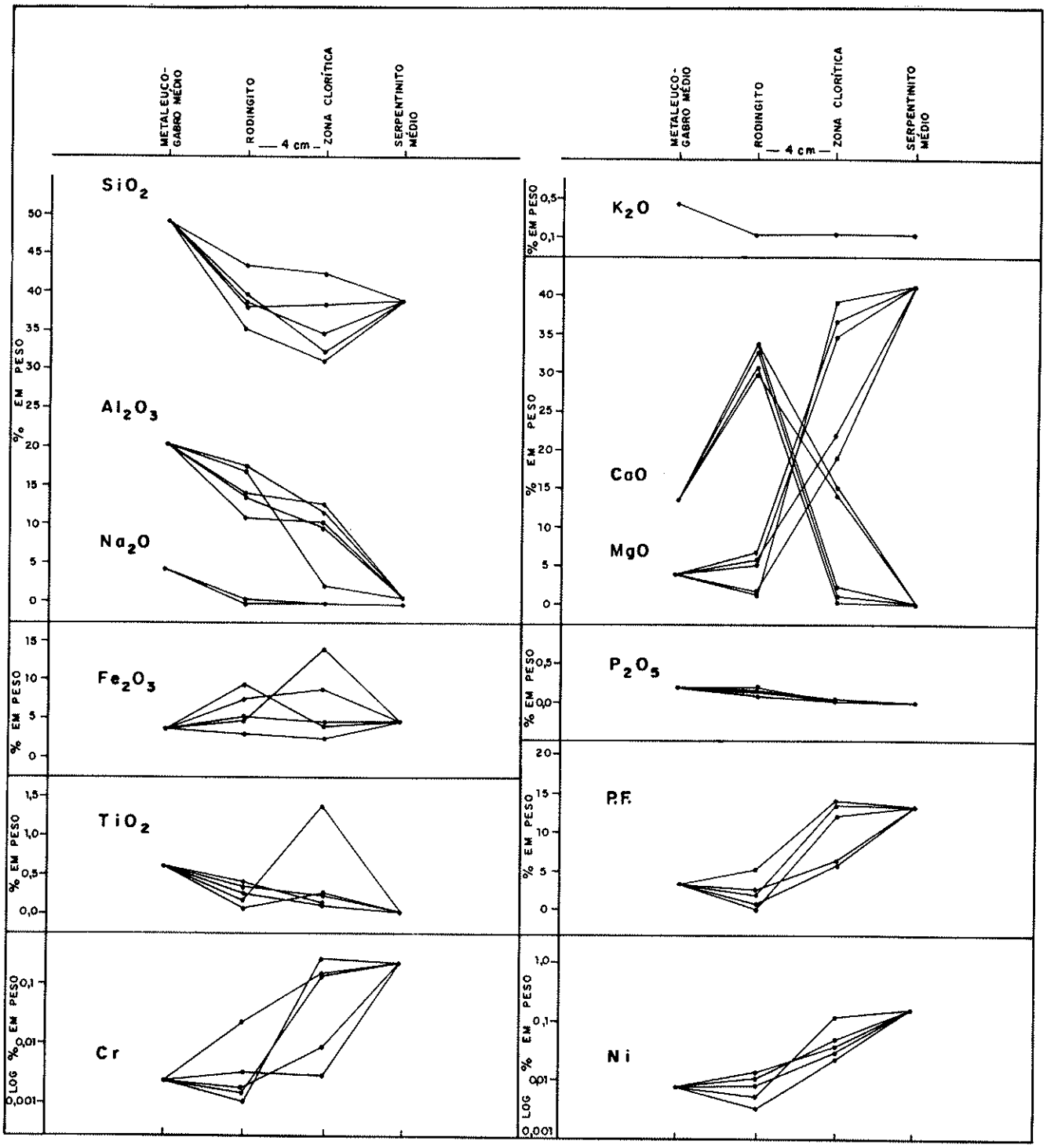


Fig.17 - Diagramas de variação entre metaleucogabros, rodingitos, zonas cloríticas e serpentinitos da mina de Cana Brava. Rodingitos e serpentinitos cloritizados representados pelas amostras 245A e B, 271A e B, 422A e B, 452A e B e 457A e B; metaleucogabros e serpentinitos representados por uma composição média.

tuou-se sobretudo por mobilização de elementos leves como Ca, álcalis, Si, Al e Mg. Elementos como Fe, Ti, P, Cr e Ni mostram não terem sofrido variações significativas durante a rodingitização dos gabros, tendo sido algo mobilizados na margem clorítica dos serpentinitos, possivelmente por movimentações ocorridas ao longo desta zona de contato.

2 - A ALTERAÇÃO DOS METALEUCOGABROS

As análises químicas mostraram que os metaleucogabros da mina de Cana Brava encontram-se albitizados, apresentando teores de Na por vezes superiores aos de rochas sieníticas.

Autores como COLEMAN (1977) e O'BRIEN & RODGERS (1973) verificaram a presença de zonas albíticas nas proximidades dos rodingitos, interpretadas como resultado da expulsão do sódio durante a formação dos rodingitos. As amostras de leucogabros (451A e 445, Tabela VI) provenientes do contato imediato com rodingitos, não mostram diferenças em relação a amostras mais afastadas no que se refere ao teor de Na. Em alguns rodingitos quantidades muito pequenas de sódio encontram-se presentes na pectolita e albita (amostras 452A e 550A e B); dos demais rodingitos, o sódio foi de fato totalmente removido, devendo ter migrado para os metaleucogabros residuais, pois nem as zonas cloríticas nem o serpentinito comportam este elemento. Não foi possível avaliar, entretanto, se todo o sódio mobilizado teria sido suficiente para albitizar de tal forma os metaleucogabros.

Um enriquecimento em cálcio foi verificado em um metaleucogabro, parcialmente rodingitizado, contendo pequenos bolsões e veios de granada (amostra 445, Tabela VI). Não foi possível verificar se parte da zoisita formada nestas rochas é também resultante da introdução de Ca, como sugerido por COLEMAN (1967) e LEACH & RODGERS (1978). A zoisita dos leucogabros parece ser, em sua totalidade, resultante da combinação do Al e Ca provenientes da transformação dos feldspatos cálcicos originais.

3 - A FORMAÇÃO DAS ZONAS CLORÍTICAS

Em praticamente todas as ocorrências de rodingitos descritas na literatura cita-se a presença de zonas cloríticas no contato dos serpentinitos. Tremolita e nefrita acompanham, por vezes, a clorita (COLEMAN, 1967), tendo-se diopsídio e alguma granada em Cana Brava.

Autores como PHILLIPS & HESS (1936), CHIDESTER (1962), CADY et al. (1963) e CZERNY (1968) descrevem zonas cloríticas ("chloritic blackwalls") que se desenvolvem nas rochas adjacentes aos serpentinitos, e cuja origem atribuem a um aporte metassomático de Mg proveniente do serpentinito. Em Cana Brava, assim como em outros rodingitos (COLEMAN, 1966, 1967; LEACH & RODGERS, 1978; O'BRIEN & RODGERS, 1973), as zonas cloríticas formam-se sobre o próprio serpentinito, e isto é comprovado pelo exame petrográfico, onde a clorita mostra-se pseudomórfica sobre as serpentinas. Apesar desta diferença, a similaridade composicional entre estas rochas cloríticas é grande.

LEACH & RODGERS (1978) sugerem a seguinte reação para a formação de cloritas, envolvendo a introdução de Al e a liberação de Si e Mg:

$$2(Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8) + Al_2O_3 \rightarrow Mg_{11}Al_2Si_7O_{20}(OH)_{16} + SiO_2 + MgO$$

serpentina clorita

O diagrama de variação da Figura 17 indica que o Al proveio possivelmente do leucogabro, que mostra uma perda de Al na formação dos rodingitos. SiO_2 e MgO liberados da reação acima devem ter-se combinado com CaO e também algum Al_2O_3 oriundos dos rodingitos, para formar diopsídios e granadas que aparecem em algumas destas zonas.

COLEMAN (1967) considera que a cloritização dos serpentinitos ocorreu concomitantemente com a formação dos rodingitos. As evidências petrográficas indicam, em boa parte das amostras de Cana Brava, que a cloritização ocorreu após a formação dos serpentinitos e rodingitos, o que também foi observado nas rochas de Wairere, Nova Zelândia (LEACH & RODGERS, 1978) e nos rodingitos da região de Carro, Itália (BEZZI & PICCARDO, 1969).

O processo metassomático de formação das zonas cloríti ca, por migração do Al e Ca, representa provavelmente, a busca de um equilíbrio na zona de contato entre rochas de composições contrastantes como serpentinitos e rodingitos.

4 - FORMAÇÃO DOS MINERAIS DOS RODINGITOS

4.1 - Granadas

A identificação de grossulárias nos rodingitos de Cana Brava contrasta com boa parte das informações existentes na literatura, nas quais a hidrogrossulária é citada como a granada mais característica destas rochas.

A hidrogrossulária forma-se, segundo diversos autores, às custas de plagioclásios cálcicos ou produtos de sua alteração, como zoisita e prehnita. Reações hipotéticas construídas por COLEMAN (1966, 1967) para representar esta transformação, envolvem a adição de Ca e água, combinados com uma dessilicificação:

$$\underset{\text{anortita}}{CaO.Al_2O_3.2SiO_2} + 2CaO + 3H_2O \rightarrow \underset{\text{hidrogrossulária}}{3CaO.Al_2O_3.1,5SiO_2.3H_2O} + SiO_2$$

$$\underset{\text{zoisita}}{4CaO.3Al_2O_3.6SiO_2.H_2O} + 5Ca^{++} + 13H_2O \rightarrow \underset{\text{hidrogrossulária}}{3(3CaO.Al_2O_3.1,5SiO_2.3H_2O)} + 1,5SiO_2 + 10H^+$$

Estas reações ilustram, segundo COLEMAN (op. cit.), a na tureza do metassomatismo, levado a efeito através de um aumento na atividade do Ca e da água.

Os fatores que determinam a formação de hidrogranadas foram extensamente discutidos por SEKI (1965) e ZABINSKI (1966). Baixa temperatura, deficiência em sílica das rochas, aliadas a um ambiente fortemente hidratado relacionado à serpentinização, pare cem favorecer a formação destas granadas.

As grossulárias de Cana Brava parecem ter substituído inicialmente as zoisitas das rochas básicas, podendo-se sugerir

$$4CaO.3Al_2O_3.6SiO_2.H_2O + 2Ca^{++} + H_2O \rightarrow 2(3CaO.Al_2O_3.3SiO_2) + Al_2O_3 + 2H^+$$

zoisita grossulária

que implica num aporte de Ca e na participação da água, com uma conseqüente liberação de alumina ao invés de SiO_2. Esta reação explicaria igualmente a origem da alumina para formar as zonas cloríticas adjacentes aos rodingitos.

As andradita-grossulárias, conforme verificado nas lâminas delgadas, guardam uma relação com os piroxênios dos rodingitos, em cujas adjacências ou sobre os quais se desenvolvem. De forma simplificada, a transformação dos piroxênios em granadas deste tipo, envolveria a oxidação do Fe presente nos piroxênios e a entrada de Al, que poderia ser oriundo de parte da alumina liberada pela reação vista anteriormente.

O desenvolvimento de granadas anidras ao invés de hidrogranadas nos rodingitos da mina de Cana Brava pode ser atribuído a diversos fatores. Em primeiro lugar, o maior conteúdo em sílica das granadas anidras em relação às hidrogranadas, sugere que um aumento na atividade da sílica, suficiente para inibir a substituição de $4H^+$ por Si^{+4}, pode ter promovido a formação destes minerais. De fato, uma elevada atividade da sílica favorece a desidratação das granadas, de acordo com a reação:

$$Ca_3(Al,Fe^{+3})_2Si_{3-x}O_{12}H_{4x} + xSiO_2 \rightleftarrows Ca_3(Al,Fe^{+3})_2Si_3O_{12} + 2xH_2O$$

sugerida por HSU (1980) e comprovada experimentalmente por SHIFFMAN & LIOU (1980).

Uma menor atividade da água durante a rodingitização poderia igualmente ser considerada para explicar, não só a ausência de hidrogranadas, como também a relativa escassez de minerais hidratados nas rochas de Cana Brava, quando comparadas a outros rodingitos.

E, finalmente, pode-se admitir que os rodingitos de Cana Brava formaram-se a temperaturas mais elevadas do que aquelas admitidas para rodingitos portadores de hidrogranadas, uma vez que diversos trabalhos experimentais de síntese de hidrogrossulárias

(YODER, 1950; PISTORIUS & KENNEDY, 1960; SHOJI, 1974, in HSU,1980) e de hidroandraditas (GUSTAFSON, 1974) têm demonstrado que o conteúdo de água das hidrogranadas diminui gradualmente com o aumento da temperatura.

4.2 - Vesuvianitas

A vesuvianita associa-se sempre a granadas e as observações petrográficas indicam que estes dois minerais devem coexistir em equilíbrio nas rochas de Cana Brava.

As análises químicas mostram que a vesuvianita deve ter-se formado, em grande parte, a partir dos mesmos minerais e componentes que formaram as granadas, O zoneamento dos seus cristais marca variações de composição das soluções circulantes que o mineral foi capaz de absorver, juntamente com a água e o Mg, o último possivelmente proveniente da transformação de diopsídios anteriormente formados nos próprios rodingitos ou de máficos dos primitivos gabros.

Relações Ca/Si mais elevadas na vesuvianita indicam que uma mais baixa atividade da sílica em relação ao cálcio pode ter determinado o aparecimento deste mineral em lugar de granadas.

4.3 - Piroxênios

As análises químicas e petrográficas mostraram que os piroxênios dos rodingitos são possivelmente todos metassomáticos. Foi também observado durante o exame das lâminas delgadas, que alguns piroxênios ocorrem límpidos, outros mostram diferentes graus de alteração a cloritas e granadas. Estes fatos, aliados à diversidade composicional apresentada por estes minerais, particularmente no que se refere ao teor de FeO (ver Tabela III), podem indicar que os piroxênios formaram-se em diferentes fases durante o metassomatismo.

Nas zonas cloríticas, formadas mais tardiamente, o piroxênio é perfeitamente límpido e exibe composição de um diopsídio muito puro, praticamente desprovido de ferro.

WARES & MARTIN (1980) sugerem um comportamento semelhan

te para os piroxênios dos rodingitos zonados de Jeffrey Mine, Quebec, onde a salita daria lugar a diopsídios puros nos estágios mais avançados da rodingitização.

4.4 - Xonotlita e Pectolita

Xonotlita e pectolita preenchem veios e interstícios dos rodingitos, substituindo algumas vezes as granadas, o que também foi observado em rochas estudadas por BILGRAMI & HOWIE (1960).

A formação da xonotlita a partir da granada, requer o aporte de água e a liberação de Al_2O_3, de acordo com a reação:

$$\underset{\text{grossulária}}{2(3CaO.Al_2O_3.3SiO_2)} + H_2O \rightarrow \underset{\text{xonotlita}}{Ca_6O_{17}(OH)_2} + 2Al_2O_3$$

Já a pectolita exige a presença de Na, que pode ser proveniente de albitas dos leucogabros:

$$\underset{\text{grossulária}}{3CaO.Al_2O_3.3SiO_2} + Na^+ + H_2O \rightarrow \underset{\text{pectolita}}{NaCa_2Si_3O_8(OH)} + CaO + Al_2O_3 + H^+$$

KOLESNIK (1974) afirma que os silicatos de sódio são mais solúveis do que os silicatos de cálcio. A percolação de soluções aquosas neutras ou levemente alcalinas por estes materiais pode aumentar o conteúdo de íons alcalinos em solução, que reagiriam com componentes como grossulárias, para dar origem a pectolitas.

5 - SERPENTINIZAÇÃO

O exame das rochas ultramáficas de Cana Brava mostrou que a serpentinização afetou principalmente os harzburgitos, enquanto que os metapiroxenitos só foram parcialmente serpentinizados. Estudos desenvolvidos por THAYER (1966) mostraram que o clinopiroxênio é mais resistente à serpentinização do que as olivinas e os ortopiroxênios, devendo-se a isto sua parcial preservação nos metapiroxenitos.

Os rodingitos de Cana Brava ocorrem invariavelmente as

sociados a ultramáficas fortemente serpentinizadas. Como já foi salientado, corpos de metaleucogabros em contato com metapiroxenitos não mostram o desenvolvimento de zonas rodingíticas, e isto deve-se provavelmente ao baixo grau de serpentinização mostrado por estas rochas.

Rodingitos de inúmeras localidades do mundo encontram-se em todos os casos associados a serpentinitos ou ultramáficas bastante serpentinizadas (COLEMAN, 1977). Assim, uma estreita relação entre a formação dos rodingitos e a serpentinização pode ser estabelecida.

A formação de veios de amianto que atravessam os serpentinitos da mina de Cana Brava pode ser atribuída a um episódio mais tardio de serpentinização. Alguns destes veios cortam também os rodingitos, o que indica que o desenvolvimento das rochas calco-silicáticas deve ter ocorrido, ao menos em grande parte, durante o primeiro episódio de serpentinização.

A serpentinização consiste essencialmente numa hidratação dos silicatos ferromagnesianos formadores dos ultramafitos, e um grande número de reações tem sido construídas para explicar este processo (TURNER & VERHOOGEN, 1960; COLEMAN, 1971). Algumas destas reações podem ser sugeridas também para Cana Brava, no que respeita ao desenvolvimento contemporâneo dos rodingitos.

COLEMAN (1967, 1971) mostra que a sílica é necessária para formar a serpentina, segundo a reação:

$$\text{a)}\quad 3Mg_2SiO_4 + 4H_2O + SiO_2 \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$$

olivina — serpentina

que pode explicar o decréscimo em sílica nos rodingitos. A olivina encontra-se no entanto, associada ao ortopiroxênio nos harzburgitos, cuja alteração pode ser expressa pela reação:

$$\text{b)}\quad Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + 2H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4$$

olivina — enstatita — serpentina

onde forma-se serpentina somente pela adição de água. Ambas as reações a) e b) implicam num considerável aumento de volume.

Reações a volume constante, normalmente utilizadas para explicar processos metassomáticos, nas quais somente água é adicionada a olivinas e ortopiroxênios (conforme THAYER, 1966), tornam necessária a remoção de grandes quantidades de MgO e SiO_2 em solução. Nenhum destes componentes, entretanto, foi adicionado aos leucogabros durante a rodingitização.

BILGRAMI & HOWIE (1960) sugerem que a serpentinização de clinopiroxênios pode liberar o Ca necessário para os rodingitos, de acordo com a reação:

c) $3CaMgSi_2O_6 + 2H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CaO + 4SiO_2$

diopsídio serpentina

Mas a observação dos serpentinitos não oferece evidências da presença de clinopiroxênios nos antigos harzburgitos, supondo-se que se eles estivessem presentes nestas rochas, estariam possivelmente preservados da serpentinização, como ocorre aos metapiroxenitos.

Concluí-se que as reações acima expostas não explicam satisfatoriamente o processo de alteração das ultramáficas e a formação concomitante dos rodingitos. De fato, estes modelos são simples demais para expressar a complexidade dos fatores envolvidos. A serpentinização é governada, segundo CARMICHAEL et al. (1974), por diversas variáveis, como temperatura, pressão e fatores relacionados à composição química das soluções aquosas (das quais participam outros componentes além de MgO, SiO_2 e H_2O), que dificilmente poderão ser decifrados em detalhes neste trabalho.

Embora nenhum harzburgito inalterado tenha sido encontrado na mina de Cana Brava, não se dispondo, portanto, de análises químicas destas rochas, tudo leva a crer que o Ca formador dos rodingitos deva ter sido liberado durante a serpentinização destas rochas. Tomando-se, por exemplo, o harzburgito médio de LE MAITRE (1976) como representativo da possível rocha original, verifica-se que o teor em CaO de 2,90% em peso desta rocha, baixa para 0,23% nos serpentinitos situados nas proximidades dos rodingitos. O Ca mobilizado durante a serpentinização, não sendo aceito na estrutura das serpentinas, teria migrado até os corpos de leucogabros onde haveria SiO_2 disponível para formar os calco-si

licatos.

Dentro do sistema que inclui as ultramáficas e os metaleucogabros adjacentes, pode-se considerar que somente o Ca foi perdido na serpentinização, já que este representa o único componente efetivamente adicionado às rochas básicas. Para que a serpentinização se efetue a volume constante, perdas consideráveis não só de CaO, mas também de MgO, SiO_2, e FeO fazem-se necessárias (THAYER, 1966), o que, de fato, não parece ter ocorrido. Assim, embora o sistema não tenha sido totalmente fechado, pode-se considerar a possibilidade de ter havido alguma expansão durante a serpentinização em Cana Brava.

6 - A ORIGEM DO CÁLCIO

A origem do cálcio para formar os rodingitos representou sempre um dos problemas mais discutidos na literatura.

MARSHALL (in: BELL et al., 1911) considerou que os gabros granatizados do rio Roding seriam formados por diferenciação do magma básico. TURNER & VERHOOGEN (1951, in: 1960) também admitiram uma provável origem magmática, e SUZUKI (1953) considerou as soluções aquosas responsáveis pela formação dos rodingitos como derivadas do magma ultramáfico.

A associação dos rodingitos a serpentinitos levou muitos autores a admitirem a idéia do cálcio ter sido liberado pela serpentinização dos clinopiroxênios (BILGRAMI & HOWIE, 1960; SCHLOCKER, 1960; THAYER, 1966; LEONARDOS & FYFE, 1967; PARASKEVOPOULOS, 1969; QUAISER et al., 1970; O'BRIEN & RODGERS, 1973; DUFFIELD & BEESON, 1973; HONNOREZ & KIRST, 1975; LEACH & RODGERS, 1978).

Considerando esta hipótese, outros autores sustentaram que a serpentinização não poderia fornecer Ca suficiente para formar os rodingitos. BAKER (1959) considerou que a alteração dos minerais ferromagnesianos e dos plagioclásios das rochas máficas poderia formar as zonas calco-silicáticas sem que uma fonte externa de Ca fosse necessária. DE WAAL (1969) admitiu que somente uma pequena parcela do Ca pode ter provindo do serpentinito, mas o alto teor de Ca dos rodingitos seria um resultado direto da retenção deste elemento na rocha máfica. BLOXAM (1954), por sua vez,

constatou que somente uma pequena parte do Ca seria proveniente da alteração dos próprios gabros, concluindo que soluções ricas em Ca e CO_2 posteriores à serpentinização teriam transformado os gabros em rodingitos e formado algum carbonato nos serpentinitos. DE (1967) admitiu que as intrusivas dioríticas e graníticas encontradas nas proximidades de Quêbec, ter-se-iam posicionado em meio às ultramáficas já em processo de serpentinização. O ambiente rico em água da serpentinização teria afetado a seqüência normal de cristalização do magma intrusivo, provocando a formação de clorita e albita em lugar de piroxênio e plagioclásio calcico. O Ca e o Al remanescentes da fusão residual formariam os minerais dos rodingitos.

Um reforço importante para a origem do cálcio através da serpentinização foi dado pelos trabalhos desenvolvidos por COLEMAN (1966, 1967) em rodingitos da Nova Zelândia e da costa oeste dos Estados Unidos. Este autor verificou que os rodingitos formam-se não só a partir de rochas básicas, como também de intrusivas ácidas ou mesmo rochas sedimentares situadas junto ao contato ou em meio a serpentinitos. A composição mineralógica e química dos rodingitos é similar em todos os casos.

O aparecimento de rodingitos somente junto a ultramáficas fortemente serpentinizadas, além da verificação de que os silicatos calco-aluminosos dos rodingitos substituiram as rochas básicas, preservando, por vezes, suas texturas e estruturas, não sustentam uma hipótese magmática para o cálcio em Cana Brava. A alteração dos metaleucogabros também não pode ter fornecido todo o Ca, pois as rochas, embora albitizadas, são também ricas em Ca quando deveriam mostrar-se empobrecidas neste elemento. Acredita-se, portanto, que o Ca seja derivado da serpentinização dos antigos harzburgitos, conforme já comentado no item precedente.

A maioria dos autores supõem que o cálcio seria oriundo da alteração dos clinopiroxênios, e esta hipótese já foi considerada anteriormente também para Cana Brava. Entretanto, BARNES & O'NEIL (1969) sugeriram o ortopiroxênio como uma fonte importante de Ca, a partir da descoberta de águas ricas em hidróxido de cálcio emergindo de peridotitos parcialmente serpentinizados e onde

o clinopiroxênio não havia sido afetado pela alteração. Os serpentinitos de Cana Brava apresentam relações Cr/Ni indicativas de que os harzburgitos originais continham possivelmente mais do que 50% de piroxênios, supondo-se que poderiam assim ter fornecido Ca suficiente para formar os rodingitos.

7 - A NATUREZA DOS FLUIDOS

A contemporaneidade estabelecida entre a serpentinização e a rodingitização permite supor que os fluidos causadores da serpentinização tenham sido também capazes de transportar o Ca até os corpos de leucogabros desenvolvendo aí assembléias de calco-silicatos. As análises químicas mostraram que Mg e Si não foram liberados pela alteração das ultramáficas, tendo-se evidências de que o CO_2 só participou significativamente da fase fluida numa fase mais tardia, posterior à formação dos rodingitos.

Dentre as evidências existentes sobre a natureza dos fluidos relacionados à serpentinização, BARNES & O'NEIL (1969) e BARNES et al. (1972) dão conta da existência de águas ricas em hidróxido de cálcio (Ca^{+2} - OH^{-1}) emergindo de corpos ultramáficos parcialmente serpentinizados. Estas águas apresentam um pH elevado(>11), contendo altas concentrações de Ca^{+2} e Al^{+3} e baixos teores em Mg^{+2}, Fe^{+2}, Mn^{+2}, Cr (total) e SiO_2 (total), sendo isentas de carbonatos. O tratamento experimental e termodinâmico desenvolvido sobre estas águas mostrou que elas são capazes não só de provocar a serpentinização como também de fluir através do contato dos serpentinitos reagindo com as rochas encaixantes e causar a formação de rodingitos.

De acordo com BARNES & O'NEIL (1969) as águas ricas em hidróxido de cálcio mostraram, por evidências isotópicas, uma origem meteórica, indicando que a serpentinização pode ocorrer sob condições superficiais, a temperaturas ambientes. Os autores acreditam, no entanto, que fluidos deste tipo poderiam igualmente corresponder a águas metamórficas, pois dificilmente sua composição mudaria substancialmente com variações na temperatura e pressão.

A formação de veios de crisotilo representa um processo mais tardio na serpentinização em Cana Brava, relacionado a uma in

tensa deformação e fraturamento das ultramáficas. A origem do amianto tem sido muito discutida, havendo autores como MUMPTON & THOMPSON (1975, in: MOODY, 1976) que postulam a dissolução da lizardita e da antigorita e a reprecipitação do crisotilo em fraturas. A dissolução dos minerais citados poderia ser efetuada por fluidos igualmente alcalinos (pH > 10), contendo NaCl e NaOH, considerados bastante reativos e capazes de transportar quantidades importantes de Si dissolvida e Mg através do corpo ultramáfico, de acordo com os experimentos efetuados por MOODY (1974 in: MOODY, 1976). Como não existem evidências de que Mg e Si tenham sido perdidos durante a serpentinização das rochas de Cana Brava, acredita-se que eles tenham sido mobilizados dentro do próprio sistema.

Águas contendo Mg^{+2} - HCO_3^-, também encontradas freqüentemente emergindo de serpentinitos (BARNES & O'NEIL, 1969), poderiam ser responsáveis pela formação de rochas talco-carbonáticas e pelo desenvolvimento de carbonatos em veios que cortam os serpentinitos, os rodingitos e os próprios veios de amianto.

8 - O PROCESSO METASSOMÁTICO

O metassomatismo é definido como um processo que envolve a mudança da composição química e mineralógica de uma rocha causada pelo aporte e remoção de certas substâncias químicas. De acordo com o mecanismo de transporte dos componentes químicos, o metassomatismo é normalmente dividido em dois tipos extremos (KORZHINSKII, 1965): metassomatismo por infiltração, onde os materiais são transportados por um fluido em movimento que percola através dos poros e/ou fraturas de uma rocha em resposta a um gradiente de pressão, e metassomatismo por difusão, onde os componentes são transferidos em resposta a um gradiente de potencial químico através de uma solução imóvel presente nos poros da rocha. Esta distinção, segundo o autor citado, não exclui a participação conjunta dos dois mecanismos de transporte durante um mesmo evento metassomático.

São escassos os trabalhos nos quais tentou-se definir o mecanismo metassomático formador dos rodingitos. EVANS (1977) considera que os rodingitos seriam formados predominantemente por

um processo de infiltração, enquanto que LEACH & RODGERS (1978) acreditam que uma combinação entre infiltração e difusão teria produzido a alteração metassomática dos gabros e dos serpentinitos adjacentes em Wairere, Nova Zelândia.

Para Cana Brava, admite-se que um processo sobretudo de infiltração seja o mais viável para explicar a maneira como o Ca migrou dos serpentinitos para rochas como leucogabros, onde este componente já era originalmente abundante. Fluidos circulantes durante a serpentinização, enriquecidos em Ca, deslocaram-se até os leucogabros percolando-os possivelmente por força de um gradiente de pressão. Reações ocorreram, então, dando origem a granadas, vesuvianitas, e clinopiroênios, dependendo do gradiente de atividade entre o Ca presente nos fluidos e os componentes da rocha original.

Durante este processo, os álcalis, gradualmente enriquecidos no fluido percolante, deslocaram-se para além da zona de reação calco-silicática, provocando a albitização dos leucogabros. Já a sílica remanescente, teve um comportamento que dificilmente poderá ser definido. Autores como SEKI (1960), COLEMAN (1967) e outros consideram que a sílica remanescente da alteração rodingítica é absorvida pelos serpentinitos, e neste caso, teria sofrido provavelmente uma difusão, em sentido contrário ao deslocamento do Ca, para as ultramáficas.

A formação das zonas cloríticas nos serpentinitos adjacentes ocorreu, de acordo com observações feitas anteriormente, após a formação dos rodingitos. Um gradiente de potencial químico pode ter-se criado entre os fluidos estacionários remanescentes nos poros dos rodingitos, fazendo com que o Al e algum Ca sofressem difusão para as ultramáficas vizinhas, dando origem a cloritas, diopsídios e granadas por reações com minerais de serpentina. Neste caso, os elementos citados migraram para rochas originalmente desprovidas destes componentes. Pode-se aqui novamente estabelecer um paralelo entre a cloritização dos serpentinitos junto aos rodingitos com as "chloritic blackwalls" que margeiam corpos de serpentinitos, também originadas, segundo EVANS (1977) por processos de difusão.

9 - CONDIÇÕES DE FORMAÇÃO DAS ROCHAS METASSOMÁTICAS

Conforme apontado por COLEMAN (1967), a associação de rodingitos a serpentinitos permite concluir que as reações metassomáticas responsáveis pela formação das rochas calco-silicáticas ocorreram a temperaturas abaixo daquelas em que se dá a transformação de olivinas e/ou piroxênios em serpentinas.

Considerando a presença de antigoritas nos serpentinitos da mina de Cana Brava e a ocorrência de assembléias contendo serpentina - diopsídio - tremolita nos metapiroxenitos, julgou-se apropriado fixar a temperatura máxima de estabilidade dos minerais de todo o conjunto ultramáfico, em 500°C para uma pressão de 3Kb, de acordo com a reação:

antigorita + 8 diopsídio = 18 forsterita + 4 tremolita + 27 H_2O

apresentada no diagrama da Figura 18 extraído de EVANS (1977).

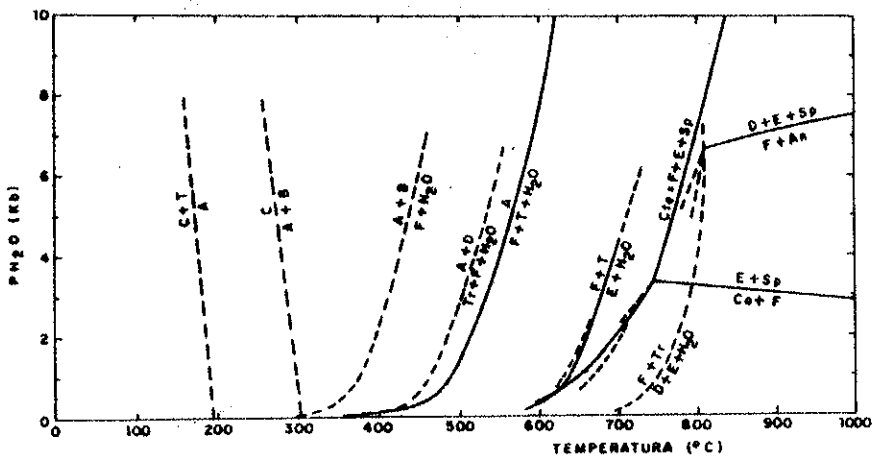


Fig.18 - Diagrama T - P_{H_2O} de equilíbrio de fases no sistema $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (extraido de EVANS, 1977).

O limite inferior para a serpentinização pode, por sua vez, estender-se até temperaturas ambientes, de acordo com demonstrações feitas por BARNES & O'NEIL (1969) e BARNES et al. (1972), tendo-se assim um campo extremamente amplo. Mas, se considerarmos que tanto o desenvolvimento de veios de crisotilo, como a alteração talco-carbonática dos serpentinitos correspondem a episódios posteriores à rodingitização, a formação destes minerais e rochas pode marcar o limite inferior de temperatura para o primeiro episódio de serpentinização.

Embora não tenha ainda um campo de estabilidade definido, sabe-se que o crisotilo é normalmente estável a temperaturas mais baixas do que a antigorita, sendo sua formação atribuída às reações:

15 crisotilo + talco = antigorita

e 17 crisotilo = antigorita + 3 brucita

que ocorrem sob temperaturas de 200 e 300°C, respectivamente, considerando pressões de água da ordem de 1Kb (Figura 18).

A substituição dos serpentinitos por associações talco-carbonáticas deve ter-se efetuado através da reação:

$$2 \text{ serpentina} + CO_2 = \text{talco} + 3 \text{ magnesita} + 3H_2O$$

que ocorre, de acordo com JOHANNES (1969), entre 300 e 500°C, sob pf = 1Kb e valores de xCO_2 de aproximadamente 0,05. A grafita associada às rochas talco-carbonáticas mostrou um baixo grau de cristalinidade, correspondendo a uma grafita d_2, que, segundo LANDIS (1971) forma-se a uma temperatura de cerca de 300°C.

Assim, pode-se considerar que os episódios mais tardios de crisotilização e alteração talco-carbonática dos serpentinitos ocorreram por volta de 200-300°C, constituindo o valor mais elevado de temperatura, um limite inferior para a serpentinização durante a qual os rodingitos foram gerados.

Dados sobre as condições físico-químicas de formação de alguns dos minerais presentes em rodingitos são fornecidos por investigações experimentais e também pela análise de ocorrências naturais.

ROY & ROY (1957) sintetizaram grossulárias anidras a tem

peraturas de 500°C, tendo sugerido que sua estabilidade poderia ser estendida até 400°C. HSU (1980) limitou a estabilidade máxima para as hidrogranadas de rodingitos até temperaturas em torno de 400°C; a partir desta temperatura, portanto, granadas anidras poderiam se formar.

Em observações feitas em ocorrências naturais, SEKI (1965) definiu campos composicionais de granadas de acordo com a temperatura de formação. As grossulárias e andradita-grossulárias de Cana Brava (ver Figura 7) ajustam-se ao campo que SEKI definiu para granditas formadas entre 300 e 500°. GUSTAFSON (1974) demonstrou em seus experimentos que a andradita forma-se num grande intervalo de P e T, dependendo igualmente da fO_2. A uma Pf de 2000 bars, o autor obteve andraditas estáveis a 800°C sob fO_2 de 10^{-15} bars, e a 400°C sob fO_2 de 10^{-32} bars. Já COOMBS et al. (1977) afirmam que a estabilidade da andradita a baixas temperaturas (300 a 400°C) é assegurada por valores muito baixos de μCO_2, o mesmo podendo aplicar-se a grossulárias.

Investigações a respeito da síntese de vesuvianitas indicaram a formação deste mineral sob temperaturas de 550-600°C e pressões de 1,5 a 2,5 Kb (RAPP & SMITH, 1958) e entre 450-500°C sob pressões de 0,5 a 1,0 Kb (CRISTOPHE MICHEL-LEVY, 1960). Mais recentemente, ITO & AREM (1970) determinaram a formação de vesuvianitas a partir de 400°C, em pressões de água de 2 Kb, tendo verificado que o campo de estabilidade da vesuvianita e da grossulária sobrepõem-se consideravelmente em temperaturas entre 450 e 650°C. A estabilidade da vesuvianita em relação a uma fase gasosa contendo CO_2 foi determinada provisoriamente por OLESCH (1978) até valores de xCO_2 menores do que 0,5, acima dos quais a vesuvianita tornar-se-ia instável.

A xonotlita apresenta, de acordo com GUSTAFSON (1974), um campo de estabilidade muito limitado. Sob uma pH_2O equivalente a 2000 bars, a xonotlita demonstrou ser estável somente abaixo de 210°C. O mesmo autor considera que a presença deste mineral indica valores muito baixos de xCO_2, pois este componente ocasiona a substituição da xonotlita por calcita + quartzo.

Dos dados acima apresentados acerca da estabilidade de granadas e vesuvianitas, pode-se considerar que os rodingitos em

estudo formaram-se a temperaturas acima de 400°C, ficando a temperatura máxima limitada pela curva de estabilidade das paragêneses dos ultramafitos de Cana Brava, em 500°C.

A respeito da xonotlita, acredita-se que, pela baixa temperatura de estabilidade verificada por GUSTAFSON (1974), este mineral deva ter-se formado mais tardiamente nos rodingitos, em época que podemos relacionar àquela de formação dos veios de amianto nos serpentinitos. Dados isotópicos apresentados por WENNER (1975) confirmam que não só a xonotlita, mas possivelmente também a pectolita, que formam veios em rodingitos, desenvolveram-se posteriormente nestas rochas.

É difícil fazer-se uma estimativa da pressão atuante nas rochas durante o metassomatismo. As observações petrográficas mostram que nos rodingitos os minerais cresceram livremente e, quando orientados, obedeceram preferencialmente à orientação das rochas primitivas. Algumas das zonas cloríticas mostram condições de formação perfeitamente estáticas. Também na maioria das rochas ultramáficas, tanto serpentinas, como diopsídios e tremolitas desenvolveram-se freqüentemente sem obedecer a uma direção preferencial, excetuando-se as rochas situadas nas porções mais inferiores do pacote ultramáfico, onde um alinhamento dos minerais foi notado.

Estes fatos indicam pressões totais baixas, possivelmente não superiores a 5 Kb. O conteúdo de CO_2 na fase fluida foi certamente mínimo durante a rodingitização, considerando os dados experimentais vistos anteriormente e as observações petrográficas que mostraram que os carbonatos só fazem parte dos rodingitos quando substituem alguns de seus minerais (por exemplo, xonotlitas) ou preenchem veios tardios. Assim a PH_2O provavelmente equivaleu-se à Pf, podendo-se inferir também que a PH_2O foi aproximadamente igual à P total, pela quantidade de água relativamente elevada apresentada pelas rochas metassomáticas.

A grande maioria dos rodingitos descritos na literatura encontram-se associados a serpentinitos portadores de assembléias a lizardita-crisotilo e o metassomatismo tem sido freqüentemente relacionado à formação desta variedade de serpentinitos. As temperaturas de formação estimadas para estas rochas variam bastante,

mas de forma geral situam-se em 300-400°C.

Os rodingitos da mina de Cana Brava encontram-se em meio a serpentinitos portadores de antigorita, e as condições de temperatura admitidas, juntamente com as assembléias minerais presentes, indicam que estas rochas pertencem a uma categoria menor, para a qual condições de formação algo mais severas são admitidas (DAL PIAZ, 1969). Estes rodingitos caracterizam-se mineralogicamente pela presença exclusiva ou predominante de granadas anidras, e pela ausência ou escassez de hidrogranadas e outros minerais característicos de temperaturas mais baixas como prehnitas e zeolitas, encontrados mais freqüentemente em rodingitos associados a serpentinitos contendo lizardita-crisotilo.

As rochas de Cana Brava são, portanto, comparáveis aos rodingitos encontrados no Paquistão (QAISER et al., 1970) e na região nordeste do Iran (ALBERTI et al., 1976) para os quais temperaturas da ordem de 400-500°C foram igualmente estimadas. Rodingitos descritos por LARRABEE (1969) na região de Hunting Hill, Maryland, e diversos outros encontrados por DAL PIAZ (1969) nos Alpes Italianos, assemelham-se mineralogicamente às rochas de Cana Brava, situando-se igualmente em meio a serpentinitos ricos em antigorita. Os rodingitos de Cana Brava podem mesmo ser comparados a alguns metarodingitos descritos por FROST (1975) situados nas zonas mais externas da auréola térmica desenvolvida sobre rochas ultramáficas da localidade de Paddy Go Easy Pass, Washington.

Não existem evidências de que os rodingitos de Cana Brava correspondam a rochas formadas juntamente com serpentinitos a lizardita-crisotilo que foram posteriormente submetidos a um evento metamórfico progressivo. Acredita-se que tenham se desenvolvido originalmente em profundidade. O metassomatismo, entretanto, prosseguiu em níveis mais rasos dando origem a veios de xonotlita e possivelmente também de pectolita por ocasião da serpentinização que originou os veios de crisotilo.

10 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

De acordo com GIRARDI & KURAT (1982) o complexo de Cana Brava apresenta uma longa história evolutiva, marcada por suces

sivos episódios metamórficos. Recristalizações parciais das assembléias minerais ocorreram em condições de fácies granulito e anfibolito, tendo os autores citados atribuído a um último evento retrometamórfico a formação de serpentinitos, rodingitos e de rochas talcosas e carbonáticas. Este evento não afetou somente as rochas da seqüência ultramáfica, mas também os anfibolitos da borda leste, além de xistos e gnaisses encaixantes.

Através dos dados levantados neste trabalho, verificou-se que a formação dos rodingitos relacionou-se a uma primeira e importante fase de serpentinização das ultramáficas ocorrida durante este evento. A serpentinização afetou particularmente os harzburgitos transformando-os em rochas portadoras de antigorita e lizardita. Os metapiroxenitos só foram parcialmente alterados, conservando cristais reliquiares de clinopiroxênios ao lado de serpentina, diopsídio, tremolita e, por vezes, também zoisita e clorita neoformados. Níveis de metaleucogabros intercalados com os ultramafitos foram algo deformados e fragmentados durante esta época, sofrendo, quando em contato com rochas fortemente serpentinizadas, alterações metassomáticas causadas por um aporte de cálcio liberado e mobilizado durante a serpentinização. Formaram-se assim rodingitos, compostos predominantemente por granadas, vesuvianita e clinopiroxênio. Os leucogabros foram ao mesmo tempo albitizados, enquanto que os serpentinitos adjacentes aos rodingitos sofreram, a seguir, uma cloritização. Temperaturas entre 400 e 500^{o}C, e pressões baixas, possivelmente inferiores a 5 Kb, foram estimadas para este período, condizentes com condições metamórficas de fácies xistos-verdes 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 também pectolita formaram-se nos rodingitos. O período é marcado por um regime mais dinâmico que o anterior, no qual o metamorfismo provavelmente não excedeu o fácies xistos-verdes inferior, calculando-se temperaturas da ordem de 200-300^{o}C para esta fase. A ocorrência dos depósitos de amianto parece não ter sido determinada somente por falhas, fraturas e deformações ocorridas nos serpentinitos durante este período, mas também pelo elevado grau de serpentinização atingido já durante o período metamórfico anterior.

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. Estas alterações tiveram lugar principalmente ao longo de falhas e fraturas através das quais o CO_2 teve acesso. Admitiu-se para esta fase 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 serpentinização ocorre durante a colocação dos ultramáfitos 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 formação dos rodingitos deve iniciar-se já na crosta oceânica inferior. O grande número de ocorrências existentes no mundo relacionadas a complexos ofiolíticos pode ser explicado pela grande instabilidade tectônica do ambiente, que não só favorece a serpentinização, como permite que os ultramafitos entrem em contato ou mesmo incorporem fragmentos de rochas diversas durante a sua migração.

Um número bastante menor de ocorrências de rodingitos são reportadas de complexos ígneos estratiformes, tendo-se exemplos na África do Sul (DE WAAL, 1969; ANHAEUSSER, 1978) e no Paquistão (QAISER et al., 1970). Nestes casos as hipóteses variam desde uma serpentinização 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 representa um maciço máfico-ultramáfico diferenciado, cujo desenvolvimento como corpo ígneo ocorreu possivelmente à semelhança de outros complexos ígneos 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, onde condições favoráveis a uma intensa

serpentinização das ultramáficas ocorreram. Dentre estas 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 rodingitos.

AGRADECIMENTOS

Nossos mais sinceros agradecimentos são dirigidos às pessoas e entidades abaixo relacionadas, pela valiosa colaboração prestada à realização deste trabalho.

Ao Professor Doutor Vicente Antonio Vitório Girardi, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que acompanhou e orientou este trabalho, contribuindo com críticas, idéias e pronto auxílio à superação de problemas.

À S.A. Mineração de Amianto (SAMA), pela hospedagem fornecida durante nossa permanência na mina de Cana Brava, pela cessão de testemunhos, mapas e perfis de sondagem, e pelas importantes informações transmitidas pelos geólogos Nelson Bueno de Carvalho Filho, Mário Nagao e engenheiro de minas Thales da Silveira.

À Professora Doutora Maria Angela Fornoni Cândia, pelo interesse demonstrado em nossa pesquisa, dedicando seu tempo a discussões que se mostraram imensamente proveitosas.

Ao Professor Piero Comin-Chiaramonti, pelas análises químicas de rochas executadas no Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Universitã di Trieste.

Ao Professor Excelso Ruberti, que orientou e acompanhou os nossos trabalhos com a microssonda eletrônica.

Ao Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, pelo auxílio prestado durante o estudo petrográfico.

Ao Professor Doutor Yushiro Kihara, por ter colocado à nossa disposição o equipamento de moagem de amostras de rochas e o fotomicroscópio pertencentes à Companhia Brasileira de Cimento Portland.

Aos Professores Doutor José Vicente Valarelli, Doutor José Barbosa de Madureira Filho e Sílvio Vlach, que nos auxiliaram e aconselharam no estudo das granadas.

Ao Professor Doutor Raphael Hypólito, que orientou as análises feitas no Laboratório de Química Analítica do IG/USP.

Ao Senhor João Batista de Souza, pela obtenção dos inúme

ros difratogramas e filmes de raios X e colaboração prestada na sua interpretação.

Às senhoras Melany Isauk e Anália Felipe, pela confecção das lâminas delgadas e senhora Anileda de Mello Morente pela preparação das secções polidas para a microssonda.

À senhora Nair de Campos Louzada e senhor José Ponchirolli pelos trabalhos de datilografia e à equipe do Setor Gráfico do Instituto de Geociências da USP, pela encadernação dos exemplares.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e à Financiadora de Estudos e Projetos pelo suporte financeiro indispensável à realização desta pesquisa.

Agradecemos, finalmente a S.L. Martini e a todos os colegas do Curso de Pós-Graduação do IG/USP, pela amizade e companheirismo demonstrados, que fizeram com que este trabalho se tornasse mais fácil e agradável.

BIBLIOGRAFIA

ALBERTI,A.A.; COMIN-CHIARAMONTI,P. & MOAZEZ,S. (1976) - On some rodingite occurrences in North-Eastern Iran. N.Jb.Miner. Mh.4, 185-191.

ANHAEUSSER,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 Jour. 6, 21-35.

BALANÇO MINERAL BRASILEIRO (1980) - Vol.II - Minerais não metálicos. Brasília, MME-DNPM, p.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. Amer. 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. Contr.Mineral.Petrol.35, 263-276.

BARTH,T.F.W. (1948) - Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. Jour.Geol.56, 41-49.

BELL,J.M.; CLARKE,E.C. & MARSHALL,P. (1911) - The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson. N.Zealand Geol. Surv. Bull.12,1-71.

BENCE,A.E. & ALBEE,A.L.(1968) - Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. Jour. Geol.76, 382-403.

BERBERT,C.O.(1970) - Geologia dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. Anais 24º Congr.Bras.Geol.,Brasília.41-50.

BEZZI,A. & PICCARDO,G. (1969) - Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche dell'appennino Ligure. Nota XII -Le rodingiti di Carro (La Spezia). Boll.Soc.Geol.It.88, 645-687.

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.

BORG,I.Y. & SMITH,D.K. (1969) - Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. Geol.Soc.Amer.,memoir 122, 896 p.

BURNHAM, C.W. - (1962) - Lattice constant refinement. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., Yearbook 61, 132-135.

CADY,W.M.; ALBEE,A.L. & CHIDESTER,A.H. (1963) - Bedrock geology and asbestos deposits of the upper Missisquoi Valley and vicinity, Vermont. U.S.Geol.Surv.Bull.1122-B.

CAPREDI,S.; GARUTI,G. & ROSSI,A. (1978) - Rodingites from Pindos. Constraints on the "rodingite problem".N.Jb.Mineral. Abh. 132(3),242-263.

CARMICHAEL,I.S.E.; TURNER,F.J. & VERHOOGEN,J. (1974) - Igneous petrology. McGraw-Hill, Inc.N.York, 739 p.

CHIDESTER,A.H. (1962) - Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in North-Central Vermont. U.S.Geol.Surv.Prof.Paper 345, 245 p.

COLEMAN,R.G. (1961) - Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California. Jour. Petrol.2(2), 209-247.

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.Bull.1247,49 p.

COLEMAN,R.G. (1971) - Petrologic and geophysical nature of serpentinites. Geol.Soc.Amer.Bull.82,897-918.

COLEMAN,R.G. (1977) - Ophiolites. Springer Verlag. Berlin.98-108.

COOMBS,D.S.; KAWACHI,Y.; HOUGHTON,B.F.; HYDEN,G.;PRINGLE,I,J. & WILLIAMS,J.G. (1977) - Andradite and andradite-grossular solid solutions in very low-grade regionally metamorphosed rocks in Southern New Zealand. Contr.Mineral.Petrol. 63, 229-246.

CRISTOPHE MICHEL-LEVY,M. (1960) - Reproduction artificialle de l'idocrase. Bull.Soc.Franç.Mineral.Cristallogr.83, 23-25.

CZERNY,P. (1968) - Comments on serpentinization and related metasomatism. Am.Mineral.53, 1377-1385.

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.

DAL PIAZ,G.V. & GRASSO,F. (1967) - Le rodingiti l.s.nelle gallerie "Petit Monde" della autostrada Quincinetto-Aosta.Boll. Soc.Geol.It. 86, 395-401.

DANNI,J.C.; FUCK,R.A. & LEONARDOS,O.H.Jr. (1982) - Archean and lower proterozoic units in Central Brazil. Geol.Rundschau 71(1), 291-317.

DE,A. (1967) - Origin of rodingite assemblages in dikes emplaced in the ultramafic rocks of Quebec. Trans.Am.Geophys.Union (Abs.) 48, p.246.

DEER,W.A.; HOWIE,R.A. & ZUSSMAN,J. (1962,1963) - Rock-forming minerals. Vols.I e II. Longman,Green & Co.Ltd.London.

DEUTSCH,A. (1979) - Serpentinite un Rodingite der Cima Sgiu (NW Aduladecke, Ticino). Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.59,319-347.

DUFFIELD,W.A. & BEESON,M.H. (1973) - Two-garnet rodingite from Amador County, California. Jour.Res.U.S.Geol.Surv. 1(6), 665-672.

EVANS,B.W. (1977) - Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. Ann.Rev.Earth Planet.Sci.5,397-447.

FROST,B.R. (1975) - Contact metamorphism of serpentinite,chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass,Central Cascades, Washington. Jour.Petrol.16(2),272-313.

GIRARDI,V.A.V.; COUTINHO,J.M.V.; MATSUI,K. & SILVEIRA,T. (1976)- Os rodingitos do Complexo de Cana Brava, Goiás. 29º Congr. Bras.Geol.,Ouro Preto (Resumos), 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.An. 30º Congr.Bras,Geol.,Recife, 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.Geociências 12(1-3),313-323.

GREW,E.S. (1974) - Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. Jour.Geol.82,50-73.

GUSTAFSON,W.I.(1974) - The stability of andradite,hedenbergite and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. Jour. Petrol.15(3), 445-496.

HALL,R. (1978) - Pyroxenes of basic rocks and rodingites 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-Al_2O_3-SiO_2. Geoch.Cosmoch.Acta 42, 945-957.

HONNOREZ,J. & KIRST,P. (1975) - Petrology of rodingites from the equatorial mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. Contr.Mineral.Petrol.49, 233-257.

HSU,L.C. (1980) - Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at PH_2O=2Kb. Contr.Mineral.Petrol.71,407-415.

HUTTON,C.O. (1943) - Hydrogrossular,a new mineral of the garnet-hydrogarnet series. Trans.Royal Soc.N.Zealand 73,174-180.

INOUE,T. & MIYASHIRO,A. (1950) - Occurrence of vesuvianite in nepheline-syenitic rocks of the Fukushinzan District, Korea; with general consideration of the relation between the composition and occurrence of vesuvianite. Jour.Geol.Soc. Japan 57, 51-57.

ITO,J. & AREM,J. (1970) - Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry. Am.Mineral. 55, 880-912.

JCPDS (1972) - Index(Inorganic) to the powder diffraction file. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania.

JOHANNES,W. (1969) - An experimental investigation of the system MgO-SiO_2-H_2O-CO_2. Am.Jour.Sci.267,1083-1104.

JOST,H. & HARTMANN,L.A. (1979) - Rodingitos do Rio Grande do Sul. Acta Geol.Leopoldensia,Est.Tecnol.nº10,vol.III,77-91.

KOLESNIK,Yu.N.(1974) - Calcium silicate rocks from ultrabasic masifs and problems of their origin. Int.Geol.Rev.16(10),1109 - 1118.

MERCY,E. & O'HARA,M.J. (1967) - Distribution of Mn, Cr, Ti and Ni in co-existing minerals of ultramafic rocks. Geoch. Cosmoch.Acta 31, 2331-2341.

MILES,K.R. (1950) - Garnetized gabbros from the Eulaminna District, Mt. Margaret Goldfield, Western Australia. U. S. Geol.Surv.Bull.103(2), 108-130.

MILEWSKI,J.P.; PAMPLONA,R.; OSTRONOFF,C. & SARMENTO,C.E.M.(1970)- Excursão nº 7: região de Cana Brava. 24º Congr.Bras.Geol. Bol.Esp.nº 2, Brasília.

MOODY,J.B. (1976) - Serpentinization: a review. Lithos 9,125-138.

MULLER,V.P.(1963) - Kalksilikatfelse im Serpentin des Piz Lunghin bei Maloja. Chemie der Erde 22, 452-464.

O'BRIEN,J.P. & RODGERS,K.A. (1973) - Xonotlite and rodingites from Wairere, New Zealand. Mineral.Mag.39,233-240.

OLESCH,M. (1978) - Obere thermische Stabilität von Vesuvian (Idocras) bis 2 Kbar und Vesuvian + Quartz bs 5 Kbar im System $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Fortsch.Mineral.56(1),p.99.

PABST,A. (1936) - Vesuvianite from Georgetown, California.Am. Mineral. 21, 1-10.

PAGE,N.J. & COLEMAN,R.G. (1967) - Serpentinite-mineral analysis and physical properties. U.S.Geol.Surv.Prof.Paper 575-B, B103-B107.

PAMPLONA,R.I. & NAGAO,M. (1982) - Jazimentos de amianto crisotila da Mina de Cana Brava, Goiás. In: Os principais depósitos minerais da região Centro-Oeste. MME-DNPM, 6º Distrito Centro-Oeste. 76-137.

PARASKEVOPOULOS,G.M. (1969) - Rodingite in Serpentiniten von NW-Thessalien, Griechenland. N.Jb.Mineral.Abh.112,47-62.

PHILLIPS,A.H. & HESS,H.H. (1936) - Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. Am.Mineral.21(6), 333-362.

PISTORIUS,C.W.F.T. & KENNEDY,G.C. (1960) - Stability relations of grossularite and hydrogrossularite at high-temperatures and pressures. Am.Jour.Sci.258, 247-257.

PRICHARD,H.M. (1979) - A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the ocean crust. Contr. Mineral.Petrol.68, 231-241.

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.

RAPP,G.& SMITH,J.V. (1958) - Synthesis of idocrase. Geol.Soc.Am. Bull.69 (Abs.), p.1741.

ROSE,A.W.; HAWKES,H.E. & WEBB,J.S. (1979) - Geochemistry in mineral exploration. 2ª ed. Academic Press Inc.Ltd.,London. 657 p.

ROY,D.M. & ROY,R. (1957) - System $CaO.Al_2O_3.SiO_2.H_2O$ VI:The grossularite -$3CaO.Al_2O_3.6H_2O$ join. Geol.Soc.Amer.Bull. 68 (Abs.), 1788-1789.

RUCKLIDGE,J.C.; KOCMAN,V.; WHITLOW,S.H. & GABE,E.J. (1975) - The crystal structures of three canadian vesuvianites. Can. Mineral 13, 15-21.

SCHIFFMAN,P. & LIOU,J.G. (1980) - Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, $Ca_4Al_5MgSi_6O_{21}(OH)_7$. Jour. Petrol. 21, 441-474.

SCHLOCKER,L. (1960) - Rodingite from Angel Island, San Francisco Bay, California. U.S.Geol.Surv.Prof. Paper 400B, B311-B312.

SEKI,Y. (1960) - Jadeite and associated minerals of meta-gabbroic rocks in the Sibukawa District, Central Japan.Am.Mineral. 45, 668-679.

SEKI,Y. (1965) - Chemical characters of the grossularite-andradite mineral series in rodingites. Japan.Jour.Geol.Geogr., 36, 1-16.

SILVA,M.E.; DIAS NETO,C.M. & FELITTI Fº.,W. (1979) - Ocorrência de xistos grafitosos na região de Miracatu e Sete Barras,Estado de São Paulo. Atas 2º Simpósio Reg.Geol.,Rio Claro, 1, 117-129.

STUEBER,A.M. & GOLES,G.G. (1966) - Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. Geoch.Cosmoch.Acta 31,75-93.

SUZUKI,J. (1953) - On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hokkaido. Jour.Fac.Sci.,Hokkaido Univ.,Ser. IV,vol.VIII, nº4, 419-430.

THAYER,T.P. (1966) - Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process.Am.Mineral.51,685-710.

TURNER,F.J. & VERHOOGEN,J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, Inc.N.York. 694 p.

VUAGNAT,M. (1967) - Quelques réflections sur les ophisphérites et les rodingites. Rend.Soc.Mineral.It.,Anno XXIII,471-482.

de WAAL,S.A. (1969) - On the origin of hydrogrossularite and other calcium silicates in serpentinites. Trans. Geol. Soc.South Africa 72, 23-27.

WARES,R.P. & MARTIN,R.F. (1980) - Rodingitization of granite and serpentine in the Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec.Can.Mineral.18, 231-240.

WENNER,D.B. (1975) - Stable isotope evidence for the origin of rodingites. Geol.Soc.Am.,Salt Lake City,Abs.with Programs, 1314-1315.

WENNER,D.B. & TAYLOR,H.P. (1973) - Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. Am.Jour.Sci. 273, 207-239.

WHITTAKER,E.J.W. & ZUSSMAN,J. (1956) - The characterization of serpentine minerals by x-ray diffraction. Mineral.Mag. 31, 107-126.

WICKS,F.J. & 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.

YODER,H.S.Jr. (1950) - Stability relations of grossularite. Jour. Geol.58, 221-253.

ZABINSKI,W. (1966) - Hydrogarnets. Pol.Akad.Nauk Oddzial Krakowie, Kom.Nauk Mineral.3,1-61.