

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

METALOGÊNESE do DEPÓSITO de Cu CERRO DOS MARTINS, RS

JOÃO ANGELO TONIOLO

ORIENTADOR: Prof. Dr. MARCUS VINICIUS DORNELES REMUS

COMISSÃO EXAMINADORA: Dr. COLOMBO CELSO GAETA TASSINARI
Dr. JUAN ANTONIO ALTAMIRANO FLORES
Dr. LÉO AFRÂNEO HARTMANN

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito para a obtenção de título de Mestre em
Geociências

Julho 2004

Agradecimentos

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em especial ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências, pela oportunidade de participar do curso de mestrado.

A CPRM - Serviço Geológico do Brasil por ter liberado do trabalho para assistir as aulas e pelo apoio financeiro para realização das análises.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso do Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará pela agilização nas análises isotópicas.

Ao Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus por conduzir essa dissertação.

À Mestre em Geociências Andrea Sander pelo coleguismo e discussões técnicas.

Aos Técnicos de Mineração da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Edegar dos Santos Dias, Walmor Justin e Luis Alberto Costa Silva, pelo auxílio na preparação das amostras de rocha executadas no laboratório da CPRM de Porto Alegre.

Ao Técnico de Informática da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Rui Arão Rodrigues pelo apoio e auxílio no manuseio dos *softwares* utilizados nessa dissertação.

À Bibliotecária da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Ana Lúcia Borges Fortes Coelho, pela revisão das referências bibliográficas.

ÍNDICE

RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
I. INTRODUÇÃO	1
1. Objetivos	3
2. Organização do Trabalho	3
3. Métodos de Trabalho	4
4. Localização e Vias de Acesso	5
II. O DEPÓSITO CERRO DOS MARTINS: HISTÓRICO E AVANÇOS NO CONHECIMENTO GEOLÓGICO	5
III. METALOGÊNESE DO DEPÓSITO DE Cu CERRO DOS MARTINS, RS: REVISÃO E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, S, O e C (Artigo submetido a Revista Pesquisa em Geociências)	24
Abstract	27
Introdução	27
Ambiente Geológico do Depósito Cerro dos Martins	31
Petrografia das Rochas Encaixantes	33
Geoquímica das Rochas Vulcânicas	36
Geocronologia	40
Mineralização e Cronologia de Deposição	44
Inclusões Fluidas	50
Isótopos Estáveis	51
Isótopos de Enxofre	51

Isótopos de Carbono e Oxigênio	53
Isótopos de Estrôncio	55
Conclusões	57
Referências Bibliográficas	59
IV. CONCLUSÕES	62
Referências Bibliográficas	64

LISTA DE FIGURAS

Capítulo I

Figura 1 - Localização e vias de acesso do Depósito Cerro dos Martins (DCM)	2
---	---

Capítulo III

Figura 1 – Localização do DCM no contexto geológico regional	28
Figura 2 – Mapa Geológico da área do DCM	29
Figura 3 – Diagrama TAS	37
Figura 4 – Diagrama sílica <i>versus</i> elementos incompatíveis	38
Figura 5 – Diagrama Zr <i>versus</i> TiO ₂	39
Figura 6 – Padrão de terras raras normalizados	39
Figura 7 – Fotomicrografias dos zircões analisados da amostra 42	41
Figura 8 – Diagrama idade dos zircões <i>versus</i> aquecimento da amostra 42	41
Figura 9 – Fotomicrografias dos zircões analisados da amostra 213	42
Figura 10 – Diagrama idade dos zircões <i>versus</i> aquecimento da amostra 213	42
Figura 11– Fotomicrografias dos zircões analisados da amostra 216	43
Figura 12 – Fotomicrografias dos zircões analisados da amostra 230d	43
Figura 13 – Diagrama idade dos zircões <i>versus</i> aquecimento da amostra 230d	44
Figura 14 – Perfil do minério cubado (A) e perfis de sondagem (B)	45
Figura 15 – Ordem de deposição do minério	46
Figura 16 – Fotomicrografias de rochas vulcânicas, sedimentares e minério	47
Figura 17 – Histograma das temperaturas de homogeneização	50
Figura 18 – Histograma $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de sulfetos e sulfatos	51
Figura 19 – Diagrama δO^{18} <i>versus</i> δC^{13} dos carbonatos	54
Figura 20 – Diagrama da evolução do δC^{13} em depósitos hidrotermais	55

LISTA DE TABELAS

Capítulo III

Tabela 1 – Elementos maiores e traços	34
Tabela 2 – δC^{13} e δO^{18} das calcitas	49
Tabela 3 – $\delta^{34}\text{S}$ de sulfetos e sulfatos	52

RESUMO

Este trabalho revisa a geologia e apresenta dados inéditos do Depósito de Cobre Cerro dos Martins (DCM), incluindo geocronologia Pb-Pb em zircão, inclusões fluidas, isótopos estáveis (C, O e S), composição isotópica do Sr e geoquímica de elementos maiores e traços das rochas vulcânicas encaixantes. O depósito está hospedado na seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Bom Jardim, da Bacia do Camaquã, do Neoproterozóico do Escudo Sul Rio-grandense, e possui reservas calculadas de 1.450.000 t, com teor médio de 0,83% Cu. O depósito consiste de um conjunto de veios sulfetados que preenchem fraturas de direção N40°-60°W em rochas andesíticas e sedimentares clásticas, com disseminações confinadas em níveis de siltito, arenito, andesito e conglomerado, da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim. Os minerais do minério filoneano são a calcosina e bornita com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas. Digenita, covelita, malaquita cuprita e azurita ocorrem como minério secundário em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita. A composição química das vulcânicas (elementos maiores e traços, incluindo ETR) indicam uma afinidade alcalina para o vulcanismo relacionado à Formação Hilário na região do Cerro dos Martins. Um corpo de quartzo-diorito, intrusivo nas rochas vulcânicas e sedimentares, mostrou idade de 550 ± 5 Ma (Pb-Pb em zircões) indicando um valor mínimo para a geração do minério do DCM. Esta idade confirma a posição estratigráfica desta rocha na Formação Acampamento Velho e também fornece uma idade mínima para a deposição da seqüência vulcano-sedimentar encaixante do DCM.

Os sulfetos do DCM mostram δS^{34}_{CDT} com valores relativamente homogêneos entre - 6.2 e + 0.9‰ (n= 7). O valor de δS^{34}_{CDT} da calcopirita, levemente positivo (+0.9‰), indica uma origem magmática para o S, mas os valores negativos encontrados nestes sulfetos, poderiam indicar o envolvimento de outras fontes com enxofre reduzido. Entretanto, a presença de hematita nas paragêneses minerais indica que o minério foi formado sob condições oxidantes, modificando a composição isotópica original do enxofre magmático ($\delta S^{34}_{CDT} \sim 0‰$) para valores negativos. As baritas analisadas apresentam valores com δS^{34}_{CDT} entre +9.25 e +10.65‰ (n=4) indicando deposição em condições oxidantes, originadas pela mistura de um fluido magmático-hidrotermal com água meteórica. A composição isotópica do C das calcitas do DCM varia com δC^{13}_{PDB} entre - 1,90 a -4,45‰, interpretada como resultante da mistura entre carbono de fonte magmática com mármores do embasamento. Inclusões fluidas em quartzo do minério indicam temperaturas de deposição entre 157 e 273 °C com mediana de 215 °C (n = 45). A composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita do fluido hidrotermal (T= 215 °C) mostra valores de δO^{18}_{SMOW} entre 3 e 14, indicando H₂O de origem magmática, com contribuição de água meteórica. A

razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ das mesmas calcitas mostram valores entre 0,7068 – 0,7087, de crosta superior. Rochas plutônicas e vulcânicas do escudo com idades próximas de 550 Ma possuem razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0,704 – 0,710, compatíveis com aquelas encontradas nas calcitas da mineralização. Os fluidos hidrotermais do magmatismo shoshonítico-alcálico com idade de 595 Ma e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0,7041 a 0,7053, também são candidatos a fonte do Sr dos carbonatos hidrotermais, mas necessitariam de um componente mais radiogênico. Assim, a fonte de C-O e Sr das calcitas do minério pode ter sido originada diretamente de um fluido magmático-hidrotermal ou de uma mistura entre este fluido e mármore do embasamento. Portanto, o depósito Cerro dos Martins é interpretado como de origem magmática-hidrotermal, relacionado ao evento magmático alcálico-shoshonítico, pós-colisional da Orogênesse Dom Feliciano, com idade entre 595-550 Ma. Novos modelos exploratórios para depósitos de cobre no Escudo do Rio Grande do Sul devem considerar o magmatismo alcálico na gênese dos depósitos.

ABSTRACT

This paper review the geology and presents new results of Pb-Pb zircon ages, sulfur, carbon, oxygen and strontium isotopes of base-metal Cerro dos Martins copper deposit (DCM), and also chemical data from host volcanic rocks. The deposit is hosted by the volcano-sedimentary Neoproterozoic-sequence of the Camaquã Basin in the Rio Grande do Sul Shield, southern Brazil and has an estimated ore reserves of 1.450.000 tones, averaging 0.83% Cu. The ores consist of a set of Cu-sulfide NW-trending veins within andesitic volcanic and clastic sedimentary rocks, and of disseminations in siltstone, sandstone, andesite and conglomerate sequences of the Bom Jardim Group. Chalcocite and bornite are the main ore minerals, with subordinate chalcopyrite, galena sphalerite and pyrite. Carbonates, clay minerals, barite, quartz and minor hematite are the gangue minerals. Major, trace and rare earth elements of volcanic Hilário Formation host rocks show an alkaline affinity. An intrusive quartz-gabbroic body fills the NW-fracture system, subparallel to the orientation of the ore veins and also show alkaline affinity. Zircons from this mafic dike were analyzed by Pb-Pb evaporation method, in order to constrain the age of mineralization. The studied sample yielded a 550 ± 5 Ma, interpreted as the crystallization age of the rock, which is considered the minimum age of the copper mineralization. Sulfur isotope analyses were carried out on chalcopyrite, chalcocite, pyrite, galena and barite to constrain the source of sulfur. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ results of sulfides are relatively homogeneous, with values in the range of -6.2 to $+0.9\%$, similar to previous results. The slightly positive ($+0.9\%$) value obtained in one chalcopyrite may indicate a magmatic origin for the sulfur, but sulfide minerals with negative values (-3.5% to -6.2%) may indicate the involvement of reduced sedimentary sources for sulfur. However, since mineral paragenesis contain hematite, the mineralization was formed under oxidizing conditions, which would shift the original magmatic sulfur isotopic compositions ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \sim 0\%$) to negative values. Barite have $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ in the range of $+9.25$ to $+10.65\%$, which may indicate oxidation due to mixing of a hot rising fluid with cold meteoric water, leading to precipitation of the mineral paragenesis. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{CDT}}$ of calcites from gangue of Cerro dos Martins ores in the range of -1.90 to -4.45% is interpreted as originated from mixing sources – magmatic and basement marbles. Fluid inclusions thermometry in quartz from ores show temperatures between 157 °C and 273 °C with average of 215 °C ($n = 45$). Oxygen isotopic composition of water in equilibrium with calcite from hydrothermal fluid ($T = 215$ °C) show values of $\delta \text{O}^{18}_{\text{SMOW}}$ between 3 and 14 ‰, which indicate that H₂O is magmatic with some contributions from meteoric water. Strontium isotope composition from the same calcites show values between 0.7068 – 0.7087 which is typical from upper crust. Alkaline plutonic and volcanic rocks from shield with age of ~ 550 Ma show initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704

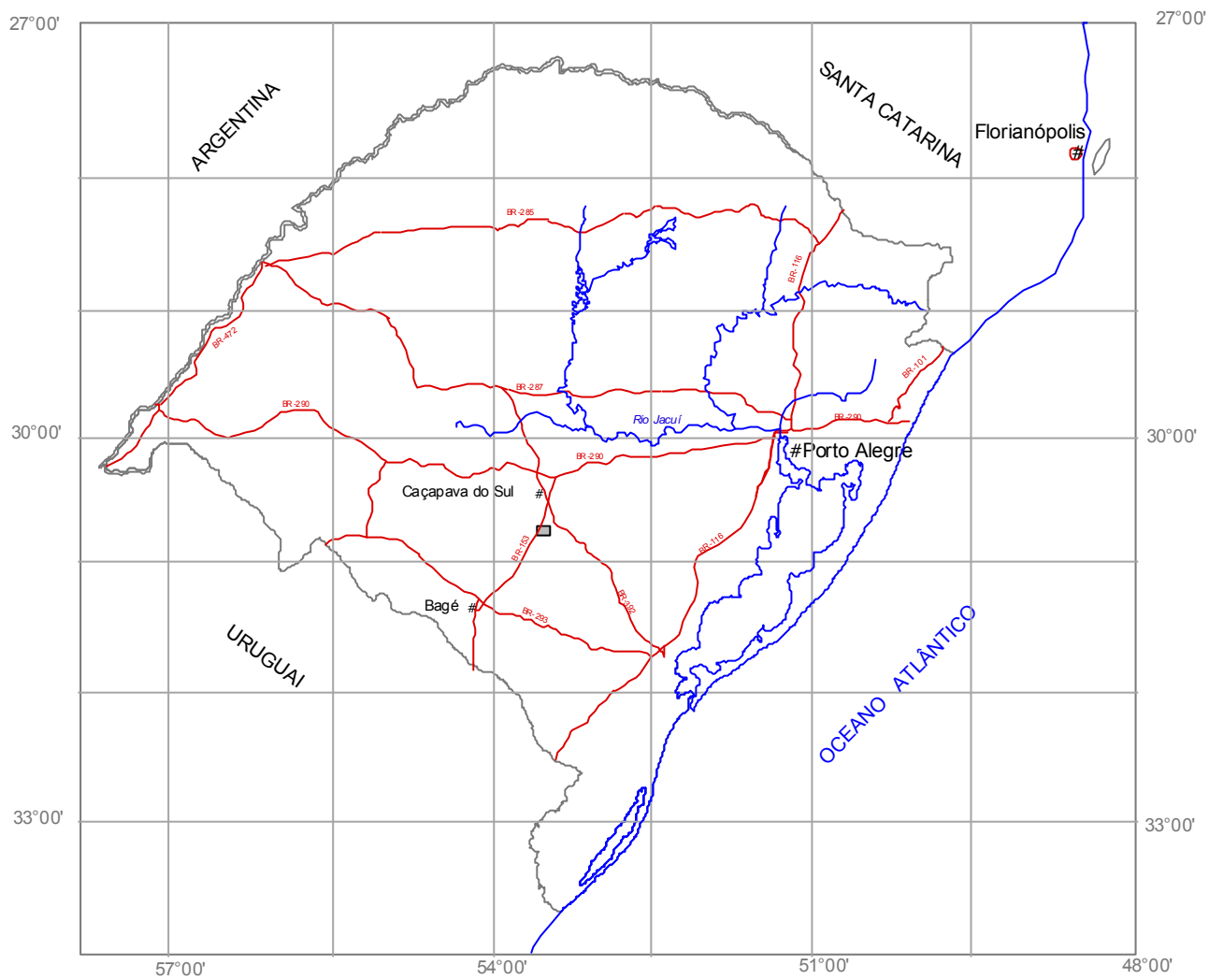
– 0.710) which is compatible with those found in calcites from mineralization. The hydrothermal fluids from shoshonitic-alkaline magmatism with age of 595 Ma and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.7041-0.7053 also is a candidate to the source of Sr for carbonates but need a more radiogenic component. The source of C-O and Sr of calcites from ores would be either originated directly from magmatic-hydrothermal fluids or from a mixing between this fluids and basement marbles. Hence, the Cerro dos Martins deposit is interpreted to have had a magmatic-hydrothermal origin related to the alkaline-shoshonitic, post-collisional magmatic event of the Dom Feliciano Orogeny with constrained age between 595-550 Ma. New exploration models for copper deposits in the Rio Grande do Sul Shield should consider the alkaline magmatism in the genesis of deposits.

I. INTRODUÇÃO

O Depósito de Cobre Cerro dos Martins (DCM), situado a sudeste da cidade de Caçapava do Sul (Fig. 1), é até o momento, o segundo maior depósito de metais base do Rio Grande do Sul, com reservas de 1.450.000 t e teor médio de 0,83% Cu (Companhia Brasileira de Cobre, 1978). A encaixante do depósito é a seqüência vulcano-sedimentar clástica do Grupo Bom Jardim, da Bacia do Camaquã, de idade neoproterozóica. O DCM possui dois estilos de mineralização: o mais importante com morfologia filoneana, conhecido desde o início do século XX, consiste de um conjunto de veios que preenchem fraturas de direção NW e vazios em rochas andesíticas e sedimentares clásticas; o segundo, de morfologia estratiforme, consiste de disseminações confinadas aos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário, do Grupo Bom Jardim. Os minerais de minério dominantes são: calcosina e bornita, com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas; digenita, covelita, malaquita, cuprita e azurita ocorrem como minério secundário, em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita.

O DCM foi estudado por vários autores que propuseram diversas hipóteses para sua origem: diagenético-sedimentar; estratiforme-epigenético; vulcanogênico e magmático-hidrotermal, relacionado a vulcanismo ou plutonismo contemporâneo, descritos no item Histórico e Avanços no Conhecimento Geológico e no artigo submetido. Apesar destes estudos terem fornecido dados geológicos relevantes para o depósito, na região do Cerro dos Martins não existiam informações sobre a temperatura de deposição do minério, datações geocronológicas e de isótopos traçadores da fonte do fluido da mineralização. Esses dados, essenciais para a elaboração e proposição de um modelo metalogenético consistente para o DCM, estão aqui integrados com dados de campo, petrografia e geoquímica de rocha e discutidos em detalhe no artigo submetido apresentado no Capítulo III. Estudos deste tipo foram executados para o sistema mineralizado Camaquã–Santa Maria e trouxeram avanços importantes na modelagem metalogenética destes depósitos. Os resultados de isótopos de Pb e S em sulfetos dos corpos de minério das Minas do Camaquã – Cu (Au, Ag), indicaram uma origem hidrotermal-magmática (δS^{34}_{CDT} em torno de 0 ‰ e deposição no intervalo de temperatura de 210-300° C) ao invés de singenética-diagenética estratiforme para este depósito (Remus *et al.*, 1998).

As Minas do Camaquã, situadas no mesmo contexto geotectônico do DCM, representam o maior depósito de Cu (Au e Ag) do Rio Grande do Sul, de onde foram extraídos 30.8×10^6 t de minério, com teor médio de 1,06% Cu e 0,17g/t Au (Teixeira *et al.*, 1978; Remus *et al.*, 2000). Este depósito situa-se aproximadamente a 21 km em linha reta, no sentido SSE, do Depósito Cerro dos Martins (Fig. 1). As Minas do Camaquã são constituídas pelas Mina Uruguai e Mina São Luiz, onde



□ Área do Depósito de Cu do Cerro dos Martins

Figura 1 - Mapa da localização e vias de acesso da área do Depósito Cerro dos Martins, Caçapava do Sul - RS.

a mineralização cuprífera está representada por calcopirita, bornita e calcosina sob a forma filoneana, encaixada em falhas com direção noroeste com mergulhos subverticais, ou disseminada nos conglomerados e arenitos do Grupo Bom Jardim. Ambos depósitos, Cerro dos Martins e Minas do Camaquã, encontram-se na Sub-bacia Guaritas definida por Paim *et al.*, 2000.

A Mina Uruguai constitui o maior depósito de cobre e ouro das Minas do Camaquã. O minério filoneano, o mais importante, é constituído por filões maciços de calcopirita, hematita, calcopirita-bornita, bornita-calcosina e, com menor frequência, apenas calcosina; a ganga é composta principalmente por quartzo, barita, argilo-minerais ou clorita. O ouro ocorre livre, como inclusões na calcopirita e hematita, principalmente quando os filões estão associados a alterações hidrotermais representadas pela cloritização, sericitização, carbonatação e silicificação nas encaixantes. Sulfetos de cobre disseminados nos conglomerados e arenitos são uma constante nessa mina. Esta mineralização, normalmente de baixos teores de cobre e ouro, pode, localmente, constituir zona com teor elevado de cobre, quando essas disseminações são de calcosina e bornita.

Na Mina São Luiz, o minério filoneano, de maior importância, é constituído por filões de quartzo com calcopirita; em menor proporção ocorrem filões de calcosina e bornita, principalmente nas extremidades da mina. A espessura média dos filões é de 0,3m, e a zona mineralizada atinge 10 a 15m de largura, nos setores mais ricos. Também na Mina São Luiz o ouro ocorre como inclusão na calcopirita e hematita, porém em menor quantidade que na Mina Uruguai, onde a hematita é mais abundante, existindo uma correlação positiva entre ouro e hematita dos filões.

1. Objetivos

O objetivo desta dissertação é determinar a metalogênese do DCM. O alcance desta meta envolveu a utilização de diversas ferramentas e metodologias destacando-se: a revisão do conhecimento acumulado do DCM; petrografia do minério e rochas encaixantes; estudos de inclusões fluidas; determinação da composição isotópica do S, C, O, e Sr do minério; determinação da idade das encaixantes e das mineralizações; proposição de um modelo de origem consistente com os dados obtidos.

2. Organização do Trabalho

O capítulo I apresenta as características geológicas principais das ocorrências de Cu do DCM e das Minas do Camaquã, permitindo uma comparação entre estes depósitos da mesma sub-bacia. Neste capítulo são apresentados ainda, os objetivos da dissertação e as etapas desenvolvidas para a elaboração do artigo.

O capítulo II apresenta uma revisão dos trabalhos de geologia executados na área do DCM, informando ao leitor do esforço dos órgãos institucionais e das empresas privadas em viabilizar economicamente depósitos minerais. Também, este capítulo, permite acompanhar as mudanças e avanços nas interpretações geológicas ao longo do tempo.

O capítulo III é composto pelo artigo “METALOGÊNESE DO DEPÓSITO de Cu do CERRO DOS MARTINS, RS; REVISÃO E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, S, O e C”, submetido a Revista Pesquisa em Geociências.

O capítulo IV contém as conclusões.

As referências bibliográficas estão organizadas em ordem alfabética no final do trabalho. Estas referências incluem as citações do texto da dissertação (Capítulos I e II), e aquelas utilizadas no artigo submetido a Revista Pesquisa em Geociências.

3. Métodos de Trabalho

A existência de trabalhos de sondagem na área do DCM e a possibilidade de consulta e amostragem do minério nos testemunhos de sondagem disponíveis, por gentileza da Companhia Brasileira do Cobre – CBC, aliada a importância da definição metalogenética do DCM, motivou a escolha desta área para desenvolver a dissertação de mestrado.

As primeiras atividades desenvolvidas foram: pesquisa bibliográfica, interpretação geológica de fotografias aéreas na escala 1:25.000 e consulta dos mapas geológicos existentes.

A etapa de campo realizou-se em 3 fases com períodos entre 2 e 6 dias, onde foram descritos afloramentos e coletadas amostras de minério, de rochas vulcânicas e sedimentares da área do DCM. Nesta etapa, amostrou-se também, minério dos testemunhos de sondagem.

A etapa seguinte envolveu um trabalho de petrografia das rochas e do minério do DCM. Neste trabalho petrográfico selecionaram-se amostras para: estudo de inclusões fluidas; análises químicas de elementos maiores e traços em rocha total; separação de carbonatos para análise de isótopos de C, O e Sr; separação de sulfetos para isótopos de S; separação de zircões para o método Pb/Pb; separação de galenas do minério e feldspatos das rochas vulcânicas e hipabissais da área do DCM para análise da composição isotópica de Pb. O Microscópio Eletrônico de Varredura – MEV foi usado para analisar os carbonatos, sulfetos e feldspatos separados.

Os estudos de microscopia eletrônica, assim como de inclusões fluidas, foram realizados nos Laboratório do CME – Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e no Laboratório de Inclusões Fluidas do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica – CPGq, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

As análises químicas dos elementos maiores e traços e as análises dos isótopos de S foram realizadas no Activation Laboratories Ltd., Lancaster, Ontario, Canada. As análises de isótopos de C, O e Sr foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará-UFPA.

As análises programadas na microsonda eletrônica foram adiadas devido a problemas técnicos no equipamento e as amostras para análise isotópica de Pb encontram-se no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Estes dados serão futuramente publicados em outro artigo.

Finalmente, a avaliação dos dados obtidos culminam com a integração dos mesmos e a confecção do artigo submetido a Revista Pesquisa em Geociências.

4. Localização e Vias de Acesso

A área de estudo situa-se na localidade conhecida como Cerro dos Martins, município de Caçapava do Sul, estado do Rio Grande do Sul. O principal acesso a região, partindo de Porto Alegre, é através da BR-290 até o entroncamento com a BR-153, localizado a 17 km antes da cidade de Caçapava do Sul. Neste entroncamento, toma-se a BR-153, por aproximadamente 45 km em direção a Bagé. Percorrendo esta quilometragem, corta-se o canto NW da área do DCM, onde em estrada secundária, a esquerda, sem pavimentação, chega-se área do depósito de Cu do DCM. A região pertence a carta topográfica de Caçapava do Sul e situa-se na porção SW da mesma.

II. O DEPÓSITO CERRO DOS MARTINS: HISTÓRICO E AVANÇOS NO CONHECIMENTO GEOLÓGICO.

Este capítulo objetiva reunir fatos geológicos e, a interpretação dos geólogos e das empresas de exploração mineral, construída no desenvolvimento de trabalhos relacionados às ocorrências de minério de Cu da área do Cerro dos Martins. A seguir apresenta-se os resumos destes trabalhos em ordem cronológica.

Leinz & Almeida (1941) destacaram que as ocorrências até então conhecidas do minério de cobre estão situadas numa área limitada, não considerando a ocorrência de cobre nativo nos derrames basálticos, e que todas elas são o resultado da fase hidrotermal do vulcanismo andesítico, modificadas pela situação geológica individual de cada jazida. Na observação da distribuição das

rochas sedimentares pertencentes a Série Camaquã, notaram regiões perturbadas (camadas inclinadas) e não perturbadas (camadas horizontais) com posterior atividades vulcânica. Dessas, destacaram-se 3 zonas perturbadas principais separadas por zonas não perturbadas: 1) Seival; 2) Cerro dos Martins, Cerro da Angélica – Bom Jardim; e, 3) Camaquã. Interpretam que os eixos destas 3 zonas perturbadas seguem duas direções antigas rejuvenescidas, uma N30°E (zona 1 e 2) e a segunda (zona 3) aproximadamente N60-70°E. Salientam ainda que, morfológicamente, se destacam as zonas de perturbação, caracterizadas por cerros com cristas acentuadas (Cerro dos Martins, Cerro d'Angélica, Bom Jardim, Cerro da Mina, etc.) constituídos por sedimentos com direção pouco variável e mergulhos até 50° e massas andesíticas, causadoras das perturbações, enquanto as regiões não perturbadas possuem cerros em forma de “tabôa” (Guarita).

Leinz & Barbosa (1941) registraram que há quarenta anos, mais ou menos, contemporaneamente com os serviços de exploração das minas de Camaquã, foram feitos trabalhos de prospecção, poços e galerias, na área de cobre do Cerro dos Martins, financiados pela firma Preiss e Wiedemann. Os autores executaram serviço de prospecção com o reconhecimento da jazida abrangendo os trabalhos do início do século e numerosos afloramentos, através de 45 trincheiras e poços, até um máximo de 6m de profundidade, localizados nos contatos e nas diferentes rochas atingidas pela mineralização, a saber, os andesitos e sedimentos da Série Camaquã.

Descreveram que todas as áreas culminantes da região são ocupadas por andesitos, seguindo-se, em seus flancos, os conglomerados e arenitos da Série Camaquã. A área da jazida tem como maiores dimensões, aproximadamente 2 km de E a W e 6 km de N a S; nas direções NE-SW continua uma zona perturbada com afloramento cuprífero. As fraturas predominantes têm direções médias de N130°E, com mergulhos NE e SW e outro sistema, menos importante, N30° e 40°E, com mergulhos predominantes no sentido E. Um traço comum dos veios é o aspecto brechoso do material neles contido. No andesito os veios às vezes se subdividem, impregnando uma zona de fraturamento de largura variável, observada até 4m. As fendas abertas no processo de fraturamento são relativamente pequenas para o conglomerado e arenito, e multiplica-se, às vezes, no andesito, formando malhas de fissuras com filetes de minério. Os afloramentos de minério consistem de manchas de carbonatos, filetes de calcosina e, em pequena extensão, veios de quartzo e baritina, que constituem a ganga principal do veio. Os filões são formados de uma brecha de atrito silicificada e preenchida de baritina com sulfetos. Estes filões atravessam os sedimentos e continuam apenas em parte nos andesitos. Enquanto em certos pontos aparece andesito propilitizado, como continuação dos filões apenas zonas difusamente mineralizadas. Os minerais metálicos observados são: calcosina predominante, covelina e malaquita frequente e cuprita rara, calcopirita, bornita e blenda

raros. A calcosina está intimamente intercrescida com covelina e, às vezes, marginalmente está transformada em cuprita. Para os autores, o minério do Cerro dos Martins, representa o tipo misto entre a mineralização filoneana da Mina Camaquã e uma impregnação difusa do andesito em zonas de fraqueza quase sem ganga, como no caso de Seival. A zona de oxidação representada por malaquita é seguida pela zona de enriquecimento em Cu, constituída de calcosina e covelina, passando em profundidade para uma zona de calcosina com restos de bornita e calcopirita.

As atividades vulcânicas acompanham dois sistemas de linhas principais, um N30°-40°E e outro N60°W, que para os autores tratam-se provavelmente de antigas zonas perturbadas e rejuvenescidas pelas intrusões andesíticas. Ainda, no Cerro dos Martins é comprovado que os andesitos são posteriores a Série Camaquã. Os sedimentos da Série Camaquã são inclinados com mergulhos variáveis e às vezes dobrados com freqüente endurecimento e descoloração dos sedimentos em contato com o andesito. Ao microscópio nota-se uma ligeira recristalização do cimento dos sedimentos. Nos andesitos observam-se inclusões de arenito nas proximidades dos contatos; estrutura amigdaloidal com quartzo e calcita em diversos pontos; e linhas fluidais pela orientação dos feldspatos nas proximidades dos contatos e paralelos a eles. O andesito microscopicamente é constituído de fenocristais de plagioclásio \pm 40% An, parcialmente albitizado. A massa fundamental consiste de agregado finíssimo de clorita e plagioclásio, em grande parte albitizado, e pouco quartzo. Esta constituição prova uma propilitização posterior, produzida pelas soluções hidrotermais que foram também os agentes mineralizantes. Na área levantada ocorre um andesito avermelhado, alinhado, muito fraturado e fortemente milonitizado com N30°E. Está atravessado por veios de baritina com minério de cobre. Registra afloramento em trincheira de um conglomerado com seixos de andesito, cortado por vieiros de quartzo com calcosina.

No Cerro dos Martins, a Série Camaquã mostra alternâncias rápidas entre arenitos e conglomerados ao contrário do que se observa na Mina Camaquã. Conglomerados avermelhados com seixos rolados e sub-rolados até 20 cm em sua maioria de granitos, quartzo-pórfiro, sienito-pórfiro, com intercalações de lentes de arenito finíssimo, argiloso; conglomerados de seixos menores, em camadas até um metro, alternando-se com camadas de arenito conglomerático, arenito fino e vermelho com palhetas de mica e arenito finíssimo, argiloso. A Série Camaquã, na região de Cerro dos Martins, tem suas camadas inclinadas com mergulhos variáveis entre 25° a 90°. As camadas de arenitos e conglomerado fino deste bloco apresentam um sistema de pequenas dobras de amplitude variável, cujos planos axiais caem na direção E-SE; as dobras são fortemente inclinadas, com *pitch* vizinho de 90° NW, ao longo dos pequenos espigões. Nos arenitos é comum observar-se disseminação de carbonatos, na direção N30°-40°E.

Os autores, dos vários veios, descrevem os mais promissores: o veio de nº1 no arenito, com 0,80m de espessura na superfície e de cerca de 3m na profundidade de 30m (dado de sondagem), com disseminação de calcosina no quartzo que é compacto e bastante avermelhado pela hematita; o veio nº 4 no contato de andesito e sedimento, com até 0,60m de possança, aspecto brechoso, ganga de quartzo e baritina e minério de calcosina em bolsas de tamanho variável; o veio nº 3, no conglomerado, é constituído superficialmente de calcosina, em forma de rosários com até 0,15 a 0,20m de possança em ganga quase imperceptível, apresentou teor médio de Cu de 16,2% e 3,1% de teor médio de Cu por metro de frente; e o veio nº 5 é constituído de baritina, até 0,40m de possança, impurificada de ferro e com vestígios de carbonatos de cobre. De modo geral, nos veios não há impregnação lateral e a salbanda é muito reduzida.

Barbosa (1942), *in* Eckert & Fabrício (1970) executou 22 furos com profundidades entre 36 e 120m, totalizando 1530m perfurados. Com este trabalho, definiu 3 zonas mineralizadas A, B, e C com reserva total de 442.800t e teores variados entre 0,28 e 1,06% Cu.

Também, *in* Eckert & Fabrício (1970), um convênio entre DNPM e CBC executou 10 furos de sondagem, entre os anos de 1962 até 1965, com total de 1093m perfurados, apresentando resultados discrepantes em relação ao de Barbosa (1942), porém com teores maiores.

Gavronski et al. (1964) executaram prospecção geoquímica para cobre. Os trabalhos de prospecção foram desenvolvidos exclusivamente na Formação Santa Bárbara (estratigrafia baseada nos manuscritos de Robertson de 1961, posteriormente publicados em 1966), com especial atenção aos andesitos intercalados. As áreas com afloramentos do andesito “Martins” registraram um *threshold* ligeiramente mais alto que o normal, da ordem de 4 e 8 ppm Cu. A área do Cerro dos Martins, com valores entre 25,20 e 15 ppm Cu, foi uma das três consideradas anômalas.

Robertson (1966) concluiu, a partir das evidências geológicas no Cerro dos Martins e outras localidades, que o andesito vesicular é essencialmente extrusivo, ocorrendo como derrames intercalados com camadas sedimentares do Grupo Camaquã, e que ele é claramente mais novo do que o Andesito Hilário. Esta afirmação foi consequência da redefinição pelo autor, da Série Camaquã de Carvalho (1932) e de Leinz e Barbosa (1941), para Grupo Camaquã, que consiste principalmente de grossos *red-beds* continentais que acumularam numa espessura de mais do que 4.000m, incluindo brecha de talus, fanglomerado acanalados e com estratificação cruzada, e conglomerado pobremente selecionado, grauvacas, arcósio, arenitos, e siltitos. As rochas sedimentares originam-se da erosão de blocos de montanhas formados por falhas com movimento

vertical, intermitente a deposição. Três formações distintas e mapeáveis são identificadas no Grupo Camaquã, separadas por discordâncias angulares de extensão regional. A unidade mais velha e mais espessa é denominada de Formação Santa Bárbara, fundamentada no largo vale e cadeia de montanha a oeste de Caçapava. Sua litologia é variável e inclui conglomerado, arenito e algum argilito. Derrames de andesito vesicular e traquítico intercalam-se a camadas sedimentares próximas da base da Formação. Portanto a fim de distinguir as rochas vulcânicas mais antigas do Andesito Hilário, o autor, denomina formalmente de Andesito Martins, como um membro da Formação Santa Bárbara. Uma grande quantidade de andesito vesicular ocorre no bloco falhado do Cerro dos Martins e vale adjacente para oeste, onde ocorrem mais de 6 derrames separados por *red-beds* finos a grosseiros. Embora a base da seção é obscura por falhamento, e as camadas são lenticulares, descontínuas, complicadas por dobras e falhas, a seção foi estimada em 1.200m de espessura. Derrames do Andesito Martins perfazem 2/3 desta seção. Duas pequenas massas de rochas intrusivas rasas, com textura de diabásio no Cerro dos Martins, cercada por derrames sugerem a exumação de *necks* vulcânicos. A Formação Santa Bárbara foi dobrada, falhada e dissecada pela erosão. Os fanglomerados e arcósios com estratificação cruzada grosseira foram depositados sobre ela e o nome de Formação Guaritas é dado pelo autor para essas rochas mais jovens, a partir do nome local de fantásticas colinas erodidas entre o Cerro dos Martins e Minas do Camaquã.

Para **Ribeiro et al. (1966)** as rochas aflorantes na área do Cerro dos Martins pertencem ao Grupo Bom Jardim, por eles definido e dividido em duas formações: a primeira Formação Arroio dos Nobres com dois membros, Mangueirão e Vargas, compreendendo espessos pacotes de siltitos e grauvacas com estratificação rítmica, e conglomerados com certa percentagem de material vulcânico que ocorre no Cerro dos Martins e também nas Minas do Camaquã; e, a segunda, Formação Crespos também com dois membros, Hilário e Acampamento Velho, formada de rochas vulcânicas e rochas sedimentares com grandes proporções de material vulcânico. Descrevem que, ao longo de toda a faixa leste de Caçapava do Sul, a Formação Arroio dos Nobres é recortada por diques e *sills* de andesitos e intrusões de maior porte associadas a rochas extrusivas, ao longo de zonas de falhas regionais NE-SW ou zonas perturbadas adjacentes. No Cerro dos Martins a Formação Arroio dos Nobres é recortada por intrusões andesíticas, sendo em parte recoberta por seus produtos piroclásticos. Essas intrusões mostram endurecimento e formação de porcelanitos por pirometamorfismo nos contatos. As vesículas nestes andesitos são interpretadas como resultado da introdução relativamente próxima à superfície. As duas formações, podem representar mudança lateral de fácies, ou serem aproximadamente contemporâneas. As rochas deste grupo encontram-se

discordantemente superpostas à Formação Maricá e sotopostas, também discordantemente, às rochas do Grupo Camaquã.

Passos & Ribeiro (1966) destacaram que, na Folha da Mina Camaquã, as áreas de entrecruzamento de duas zonas de falha N30°-40°E e N60°-70°W coincidem com a localização dos distritos cupríferos do Cerro dos Martins e das Minas do Camaquã e, a Formação Arroio dos Nobres situa-se nestas duas áreas descobertas pela erosão das Formações Santa Bárbara e Guaritas. As rochas da Formação Arroio dos Nobres oferecem grande interesse, pois constituem o recipiente mais freqüente e promissor para a mineralização cuprífera, especialmente quando esta se localiza nos conglomerados e arenitos do Membro Vargas. No distrito cuprífero do Cerro dos Martins, a estrutura assumida pela Formação Arroio dos Nobres revela a proeminência dos efeitos de falhamentos, com destaque para a faixa de falhamentos da zona de falha da Angélica (NE), do Sistema de Falhas Irapuá. As atitudes das camadas discrepam drasticamente a curtas distâncias já que as rochas encontram-se fracionadas em pequenos blocos na forma de paralelogramas, pelos dois jogos de fraturas NE e NW. Estruturas homoclinais com perturbações locais, faixas brechadas e zonas de cisalhamento confinadas a blocos de dimensões relativamente pequenos constituem o padrão estrutural nesta área. No distrito cuprífero do Cerro dos Martins, ocorrem rochas andesíticas da Formação Crespos, na sua maioria pequenas intrusões. Entre estas, alguns diques de cor avermelhada, com algum teor de quartzo, possivelmente dacitos. As rochas da Formação Crespos, freqüentemente encerram ocorrências cupríferas ou estão associadas às mesmas. O Sistema de Falhas Irapuá, desde NS até N40°E, constitui a maioria das falhas de grande extensão linear, como é a falha da Angélica. O Sistema de Falha do Cerro da Vigia agrupa uma variedade de falhas com grande ângulo de deflexão para NW, que mantêm um constante paralelismo entre si, embora não possa ser traçada por grande extensão, a direção coincide com a de outra falha traçada mais adiante como acontece próximo ao Cerro dos Martins, onde há um estreito espaçamento, geralmente com rejeito moderado, formando “brecha limpa” sem material fino. Outra faixa de 4 km de largura com cerrado fraturamento NW atravessa o distrito cuprífero das Minas do Camaquã.

Eckert & Fabrício (1970), na prospecção do DCM, executaram mapeamento topográfico e geológico 1:2.000 e sete furos de sondagem. Identificaram as formações Arroio dos Nobres, Crespos e Guaritas, de idades eopaleozóicas, afetadas por dois sistemas de falhamentos, um NE mais antigo e outro NW mais jovem. O minério foi encontrado principalmente nas falhas NW, quando intercepta falha NE, em litologias como arenitos, conglomerados e andesitos do Grupo Bom Jardim. Também preenchem diaclases e mais raramente disseminado. Os alvos de maior atenção

encontram-se em duas falhas NW. Na superfície, a malaquita é observada e a crisocola e calcosina são subordinadas. Em subsuperfície, ocorrem a calcosina, calcopirita, bornita e pirita. Os cálculos de cubagem resultaram em reserva indicada de 449.480,34t com teor de 0,8 a 1,33% de Cu e 283.659,10t com teor de 0,41 a 0,76% de Cu.

Os lutitos da Formação Arroio dos Nobres são fortemente mergulhantes e discordantemente capeados por arenitos e conglomerados da Formação Guaritas, de estratificação próxima da horizontal. As rochas da Formação Arroio dos Nobres encontram-se recortadas por diques de andesito, alinhados segundo N65°-75°E, com espessuras em torno de 50m, e em parte por eles capeados. Junto a estes contatos e nas proximidades das zonas de falha, as rochas desta formação apresentam diaclasamento intensamente desenvolvido, com juntas levementes abertas, distribuídas em várias direções e quase sempre preenchidas por calcita. Microfalhas e dobras de dimensões centimétricas são comumente encontradas. Os espelhos de falha são constituídos de *gouge* e apresentam *pitch* geralmente verticalizado. Os siltitos e arenitos laminados, apresentam-se com variações de atitudes, devido ao intenso tectonismo. Conglomerados com estratificação N20°E pouco nítida e mergulhos acentuados.

A Formação Crespos é constituída de andesito amigdalóide, com vesículas preenchidas por calcita comum, clorita e raramente quartzo. Nestas litologias as mineralizações se traduzem por delgados filonetes que suturam diáclases e eventualmente, diminutas disseminações de calcosina.

Os filões estão representados por brechas de falha silicificadas e preenchidas por baritina e sulfetos de cobre. Esses alinham-se segundo uma direção preferencial N40°-60°W, com mergulhos geralmente para SW. A maioria é constituída de filões de baixo teor, com pequena possança e reduzida continuidade em superfície, quase sempre se acunhando após poucos metros ou mesmo dezenas de centímetros de extensão. Os filões denominados A e B são exceções. O Filão A é uma brecha silicificada, mineralizada principalmente a calcosina, com mais de 400m de extensão e possança de até 10m. Encaixado em falha inversa N40°W; 60°SW. Neste trabalho confirmou-se a continuidade até 100m de profundidade. O Filão B com possança média de 3,5 e 4m e direção de N60°W; 65°-75°NE ao longo de 170m em superfície e com profundidade confirmada de 155m.

Os minerais oxidados são malaquita e, secundariamente, azurita e crisocola. Os sulfetos são calcosina e com menor freqüência calcopirita, bornita e pirita. A calcosina ocorre preenchendo diáclases, pequenos filonetes e disseminada em brechas. A calcosina é encontrada tanto nos afloramentos como em subsuperfície até 70m. A calcopirita e bornita são encontradas em profundidade. A ganga é constituída principalmente de barita e quartzo.

As alterações nas rochas sedimentares encaixantes são a sericitização e cloritização e os andesitos propilitizados.

Os autores classificaram o depósito Cerro dos Martins como hidrotermal de temperatura média (mesotermal).

Chaban *et al.* (1978) encontraram e definiram como a primeira ocorrência de Cu sedimentar não associada à falha, evidenciando que a mineralização do tipo sedimentar forma uma faixa de relativa continuidade ao longo de mais de 700m, localizada, aproximadamente, a 1km ao norte da ocorrência de Cu do tipo filoneana chamada Cerro dos Martins.

Caracterizaram a presença de 2 horizontes mineralizados a Cu e Ag subordinada, do tipo *red beds*. As espessuras das camadas alcançam de 3 a 5m, variando lateralmente e desaparecendo para norte.

O minério é de pontuações ou finos leitos de calcosina e bornita, paralelas ao acamamento de siltitos e arenitos finos, de cor escura, sempre carbonáticos nas faixas com sulfetos mais abundantes. A calcita substitui a matriz de argila e sericita. São recortadas e deslocadas por falhas. O minério não é homoganeamente distribuído, formando uma alternância de faixas estéreis e mineralizadas. Subordinadamente, ocorrem calcopirita, neodigenita, covelita e pirita. O mineral de alteração é a malaquita e secundariamente azurita, que ocorrem permeando juntas, fraturas e planos de aleitamento. A mineralização gerou-se em duas fases distintas no tempo. A primeira caracterizada pelas disseminações de calcosina não idiomórfica, parcialmente alterada a neodigenita, ocupando espaços interclásticos junto com cloritas e carbonatos. A bornita é substituída pela calcosina e a pirita é secundária e posterior. Nesta fase, glóbulos de sulfetos englobam clastos; substituem e impregnam cimento argiloso; e ocorre a substituição de pirita framboidal por calcosina, caracterizando uma mineralização pós-deposicional. As camadas mais argilosas são pobres em mineralização. A segunda fase caracteriza-se pelo preenchimento de fraturas por sulfetos e calcita.

As camadas mineralizadas apresentam uma pequena anomalia radioativa da ordem de 3 vezes o *background* regional.

Falhamentos NW cortam estas camadas e colocam os sedimentitos em contato com andesitos. Os sedimentitos são imaturos, mal selecionados, depositados em ambiente subaquoso com proveniência vulcânica importante. Os sedimentos que encaixam os horizontes mineralizados, são arenitos finos ou siltitos avermelhados, estéreis para Cu (5 a 10ppm), tido como uma fácies oxidante do tipo *red beds*. Estratificações cruzadas acanaladas minúsculas, estratificação gradacional de poucos cm, gretas de contração preenchidas por siltitos e/ou argilitos; estruturas de carga e marcas de onda simétricas, caracterizam um ambiente oxidante, enérgico, raso ou mesmo seco num clima árido.

A chamada ocorrência Cerro dos Martins conhecida há décadas é do tipo filoneana associada à falha regional NE que coloca vulcânicas andesíticas em contato com sedimentos arenosílticos. Os planos dos falhamentos apresentam em diversos pontos malaquita permeando fragmentos de brecha ou calcosina, cimentando a mesma. O pacote de vulcânica tem mais do que 300m de espessura aflorante mostrando intercalações de sedimentos. Cada derrame é evidenciado por uma base afanítica, maciça, gradando para amigdalóide no topo. O andesito, constitui-se de ripas de plagioclásio em matriz afanítica, feldspática e impregnada de óxidos de ferro, freqüentemente amigdalóide. Andesina varia de 20 a 65% da composição da rocha junto aos ferromagnesianos. Calcedônia, quartzo, calcita e clorita ocorrem em amígdalas. Os opacos mais comuns são o leucoxênio, martita e hematita.

A Companhia Brasileira de Cobre–CBC (1978) reavaliou a área do Depósito Cerro dos Martins desenvolvendo trabalhos de mapeamento geológico na escala 1:1.000; prospecção geofísica por VLF, IP e cintilometria; prospecção geoquímica com coleta de 2.081 amostras de solo que foram analisadas para 5 elementos (Cu, Pb, Zn, Ni e As); trincheiras; poços; e, sondagens.

Neste trabalho avaliaram duas camadas de siltitos cinza esverdeados, com disseminações de malaquita e calcosina, tanto em fraturas como no acamamento, definidos como cobre sedimentar. Nessa avaliação, foram executadas 12 trincheiras (448m) e alguns poços, e 7 furos de sondagem, totalizando 1.170m. O resultado foi negativo em termos de minério, sem volume e teor significativo. Da mesma forma, as anomalias geoquímicas e geofísicas, testadas através da abertura de 1.740m de trincheiras e 3 sondagens estratigráficas que totalizaram 1.161,6m, não detectaram novas ocorrências de minério de Cu.

Por outro lado, reavaliaram a potencialidade dos filões com 4 furos de sondagem num total de 783m, elevando as reservas de 916.490t de minério a 0,69% Cu ou 6.323t de Cu contido para 1.485.000t de minério a 0,83% Cu com 12.326t de Cu contido. Os filões foram seguidos até 100-200m de profundidade e concluíram que os mesmos prosseguem a maiores profundidades.

As ocorrências de Cu pesquisadas do Cerro dos Martins, tanto as filoneanas como as disseminadas, estão encaixadas no grupo Bom Jardim, constituído por conglomerados, arenitos e siltitos da Formação Arroio dos Nobres, por lavas básicas e ácidas da Formação Crespos. O contato das rochas do Grupo Bom Jardim com metavulcânica do embasamento foi observado nos testemunhos de sondagem, representado por uma zona de brecha e silicificação intensa, aos 372m do furo CM-12-65/77, situado próximo à galeria do Cerro dos Martins. A metavulcânica contém disseminações de pirita, pirrotita, galena e rara calcopirita, tanto na massa da rocha como em vênulas com carbonatos e quartzo.

Os dois membros da Formação Arroio dos Nobres ocorrem na área. O Membro Mangueirão, basal, constituído por grauvas e siltitos *bordeaux* com arenitos subordinados e siltitos cinza esverdeados. Os siltitos esverdeados são os que contêm disseminações de malaquita e calcosina, tanto em fraturas como no acamamento, intercalados dentro das seqüências *bordeaux*-avermelhadas, com pouca continuidade lateral, gradando para fácies avermelhadas. No Cerro dos Martins a direção predominante do Membro Mangueirão, é N20°- 40°W; 40°SW, localmente modificado devido à falha que ocasiona o *drag* no contato com as rochas vulcânicas do Membro Hilário, a oeste. Também por falhas ocorrem contatos com arenitos do Membro Vargas.

O Membro Vargas, assentado sobre o Membro Mangueirão através de um contato gradacional, é constituído por arenitos intercalados com conglomerados que contêm as principais ocorrências de Cu do Cerro dos Martins, representadas principalmente por vênulas e filões, zonas brechadas, de direção NW, no número de três, A, B e C, com preenchimento de carbonatos, quartzo, barita e hematita, onde os sulfetos aparecem disseminados ou como filetes. Os filões são mais espessos nos conglomerados do que nos arenitos e nesses têm maior possança que nos siltitos devido a maior permeabilidade da encaixante, que favorece também a ocorrência de uma faixa de disseminação de sulfetos mais larga dentro dos conglomerados a partir de um filão.

A Formação Crespos, está representada pelos dois membros: Hilário e Acampamento Velho. No Membro Hilário predominam os andesitos com textura pórfira, com fenocristais de plagioclásio e máficos imersos em matriz afanítica. Quando amigdalóides, os andesitos mostram as estruturas preenchidas por calcita, epidoto, clorita, óxido de ferro e quartzo. Intercalam-se com os andesitos, aglomerados, tufos, arenitos e conglomerados. Os constituintes desses arenitos e conglomerados são principalmente de origem vulcânica. Diques de riolitos avermelhados contendo sulfetos, ao longo de falha regional NE, são classificados como pertencentes ao Membro Acampamento Velho.

O Grupo Camaquã é representado pela Formação Guaritas no limite NE da área, recobrando os sedimentos do Membro Mangueirão.

Os autores interpretaram que os canais de acesso das lavas e da mineralização foram os sistemas tectônicos rígidos NE e NW. Desta forma, pelo sistema NE reativado em várias etapas, ascenderam as lavas e o sistema NW, portador de mais de 90% da reserva cuprífera ascendeu o minério. Um padrão de diaclasamento EW pode ser percebido.

O minério do DCM é constituído de calcopirita nos filões com quartzo e barita, disseminada em pequenos cristais dentro dos conglomerados, principalmente originados por disseminação a partir dos filões; bornita em pequenos cristais ocorre na mesma forma que a calcopirita; enargita em pequenos cristais disseminados entre as calcopiritas; covelina oriunda da meteorização da calcopirita e bornita; calcosina ocorre da mesma forma que a calcopirita e a barita. Uma ocorrência

particular é a disseminação de finíssimos grãos na matriz e acamadamento nos siltitos cinza-esverdeados do Membro Mangueirão, onde a malaquita é o mineral oxidado mais freqüente presente nos afloramentos, poços e trincheiras.

A prospecção geoquímica, através da amostragem de solo, resultou em um *background* mais elevado dos andesitos, para todos os elementos, do que as sequências clásticas. Os resultados para os membros Vargas e Mangueirão são semelhantes, sendo os valores da Formação Guaritas mais baixos. O Zn mostra-se anômalo na área de ocorrências de andesitos.

A geofísica registrou anomalias muito fracas para o VLF, relacionadas a pequenos filões ou falhas estéreis. Entretanto o IP detectou anomalias fortes sobre os andesitos, que foram relacionadas às concentrações locais de hematita no corpo da rocha. A cintilometria atingiu os valores mais elevados, de até 80 cps, na área dos afloramentos do siltito esverdeado mineralizado com malaquita e calcosina. Os andesitos com valores de 30 a 35 cps. Na boca da galeria do Cerro dos Martins, uma das leituras acusou 170 cps.

A galeria de pesquisa com 110m de comprimento, inicia no arenito e termina no andesito.

A cubagem da Área A, constituída das antigas Zonas A, B e C que apresenta o maior número de ocorrências de Cu do tipo filoneano, alcançou a reserva total de 1.485.000t com teor de 0,83% Cu ou 12.326t de cobre contido.

A Área B situa-se em parte sobre os andesitos do Membro Hilário e em parte sobre os siltitos e arenitos do Membro Mangueirão, que contém disseminação de calcosina e malaquita, tanto no acamadamento quanto nas fraturas das camadas com razoável continuidade e espessuras muito variáveis desde 8m até 1m ou menos. O teor calculado neste intervalo foi de 0,91% Cu. Com esses resultados a área ficou em segunda prioridade.

Por último, na Área Leste, foram executados 790,35m de sondagem, testando ocorrência de siltitos cinza com disseminações de malaquita e calcosina, que resultaram em baixos teores.

Ribeiro (1978), em uma análise global do problema do cobre, evidenciou a possibilidade dos sedimentos das Formações Maricá e Arroio dos Nobres conterem jazimentos de cobre sedimentar, tanto em filões associados aos derrames andesítico-riolíticos como nos filões sem qualquer ligação visível com as rochas ígneas. O único parâmetro constante em todas as ocorrências é o condicionamento da mineralização em falhamentos NW, com posição espacial definida em relação ao falhamento NE e a presença de litologias sedimentares do Grupo Bom Jardim. Portanto, para o autor, a associação andesitos Hilário-cobre era mais casual do que de ordem genética.

As mineralizações nos membros Mangueirão e Vargas observadas na sondagem CM-12-65 do Cerro dos Martins, com sete níveis mineralizados, distribuídos ao longo dos primeiros 121m são,

para o autor, indícios de cobre sedimentar. O exame dos dados e dos testemunhos do referido furo permitiram as seguintes conclusões: a litologia nos 121m é formada por um arcóseo marrom, duro e fendilhado, contendo intercalações de grauvacas bordô a marrom-chocolate e, em pequena proporção, um folhelho siltico; arcóseos e grauvacas apresentam-se sempre muito fendilhados, sendo observado, em várias profundidades, que as mesmas litologias estão brechadas; as zonas brechadas correspondem aos filões descritos nos relatórios de Eckert e Fabrício (1970), porém a descrição destas zonas não corresponde a um filão; no nível 4 (76-80m), correspondente ao filão mais espesso, observa-se uma zona de brecha com forte impregnação de carbonatos, sob a forma de filonetes de até 2cm de espessura, os quais contém calcopirita e bornita visíveis a olho nú. Os sulfetos aparecem ainda sob a forma de finas disseminações dentro da massa rochosa e neste caso, os grãos são bem menores do que no anterior; os filonetes de carbonatos e, às vezes, de quartzo, estão presentes ao longo de todo o furo e no nível 4 são mais abundantes; a matriz do arcóseo é carbonatada; fora da zona do filão, tanto os arcóseos como as grauvacas, apresentam-se mineralizadas, em maior ou menor grau, estando o minério dentro dos filonetes que não atingem as dimensões observadas anteriormente ou ainda sob a forma de finas disseminações na massa rochosa. Baseado nesses indícios, o autor conclui que os dados analisados apontam para a presença, nas ocorrências do Cerro dos Martins, de cobre sedimentar associado aos membros Mangueirão e Vargas, o qual foi parcialmente remobilizado pelos falhamentos noroeste e que ambas as ocorrências são do tipo “Metalotecto Minas do Camaquã”.

Desta forma, a descoberta do cobre nos siltitos, realizada pela DOCEGEO, imediatamente ao norte da concessão da CBC no Cerro dos Martins, ocorrida em fins do mês de dezembro de 1977, comprovou definitivamente a presença de cobre sedimentar, calcosina fina, associado aos siltitos de cores cinza e cinza esverdeados, intercalados em seqüências espessas de siltitos e arenitos vermelhos, considerados como pertencentes ao membro Mangueirão. Geralmente são siltitos areno argilosos com matriz carbonática contendo finos grãos metálicos, cinzentos, de calcosina (0,1mm), dificilmente perceptíveis a olho nú ou mesmo com o auxílio de uma lupa de mão (12x). Ao longo da seção sedimentar mineralizada é bastante comum a presença de vênulas de calcita, contendo grânulos de sulfetos.

Por último, o subgrupo Vacacaí, metavulcano-sedimentar, para o autor representa a fonte das mineralizações observadas na formação Arroio dos Nobres, isto é, representa o “estoque geoquímico” formador, por herança mais ou menos direta, dos siltitos cupríferos do membro Mangueirão.

Ribeiro & Fantinel (1978) descreveram a área do DCM, como um centro de atividade vulcânica localizada no entrecruzamento de fraturas regionais. Os materiais depositados junto a estes centros de atividade vulcânica são constituídos de lavas, aglomerados vulcânicos diversos (*flow breccia*, *mud-flow*) e tufos, acompanhados de grauvacas e outros tipos de sedimentos vulcanogênicos, que distribuem-se sobre áreas de forma mais ou menos elíptica. Estas lavas são almofadadas e estão intensamente alteradas com substituição por albita, zeolitas e carbonato dos minerais da matriz. Tais rochas lembram os espilitos.

Santos *et al.* (1978) propuseram uma nova divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano—Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-riograndense, com a individualização de três seqüências denominadas formalmente de Grupo Maricá. A seqüência basal, é constituída por rochas sedimentares clásticas, com vulcanismo calcico-alcálico subordinado, denominada de Formação Pessegueiro. A unidade intermediária representa uma típica seqüência vulcano-sedimentar, onde as rochas sedimentares estão intercaladas a vulcânicas, atestando vulcanismo síncrono e recorrente a sedimentação, sob a forma de derrames, pequenas intrusões e vulcanoclásticas de composição intermediária a básica denominada de Formação Cerro dos Martins. A unidade superior é essencialmente vulcanogênica, sendo representada por rochas vulcânicas de composição ácida (derrames e vulcanoclásticos, com rochas sedimentares intercaladas e subordinadas na seqüência) denominada Formação Acampamento Velho. As intrusões graníticas associadas (Granitos de Caçapava e Lavras), atingiram a seqüência vulcano-sedimentar, pois afetam essas rochas pelo metamorfismo de contato. Os granitos de São Sepé, Ramada e Cerro da Cria associam-se às vulcânicas ácidas da seqüência do topo.

A Formação Pessegueiro basal é constituída, predominantemente, por arenitos conglomeráticos arcoseanos com seixos arredondados, esparsos e localmente concentrados, de gnaiss, quartzito, quartzos, etc. Intercalam-se arenitos finos e siltitos rítmicos, ardósias e derrames riolíticos e andesíticos de pouca espessura. A Formação Cerro dos Martins, quando indivisa, é representada por uma seqüência bastante espessa de rochas sedimentares com variações litológicas desde siltitos até conglomerados e vulcanismo extrusivo do tipo fissural e explosivo de composição andesítica e basáltica com recorrência até o topo da unidade. Individualiza-se em certas áreas o Membro Arroio dos Nobres, exclusivamente sedimentar, constituído por conglomerados, arenitos e siltitos rítmicos, e o Membro Hilário composto predominantemente por rochas piroclásticas de composição andesítica e dacítica. A Formação Acampamento Velho é constituída por derrames, tufos e brechas vulcânicas de composição riolítica e riodacítica, conglomerados vulcânicos ácidos, arenitos finos e siltitos subordinados.

A Formação Cerro dos Martins, recebeu esta denominação devido a seqüência vulcano-sedimentar estar bem representada na área do Cerro dos Martins e suas adjacências. Portanto os autores, propõem a substituição das denominações anteriores por Formação Cerro dos Martins, quando indivisa; Membro Hilário quando predomina as rochas piroclásticas sobre os sedimentos e Membro Arroio dos Nobres quando as rochas da seqüência são destituídas de contribuição vulcânica e eminentemente sedimentares. A formação e seus membros fazem parte de um mesmo evento deposicional e vulcânico, sendo a diferenciação em membros, função do tipo ou ausência de vulcanismo nos seus sítios de deposição. A parte basal da formação é constituída por camadas de siltitos e arenitos finos de composição arcoseana, bem estratificados, com cores bordô e cinza, micáceos e ritmicamente alternados. Subordinadamente aparecem lentes pouco espessas de microconglomerados. Os contatos entre as litologias são bruscos e, localmente, gradacionais. As estruturas sedimentares são do tipo marcas onduladas simétricas de pequena amplitude, microestratificação cruzada, gretas de contração, *load casts* e acamamento gradacional. Nas unidades superiores predomina conglomerado polimítico de matriz arcoseana, alternando-se com camadas pouco espessas de arenitos finos a médios. As rochas andesíticas a basálticas são representantes de um vulcanismo sincrônico a sedimentação, com recorrências periódicas desde o início da fase siltico-arenosa até a unidade conglomerática do topo da seqüência. Dentre as rochas vulcânicas predominam os andesitos, com basaltos, tufos e brechas vulcânicas subordinados. As unidades litológicas, em muitos locais da seqüência, não se encontram representadas integralmente devido a variações faciológicas e ao acunhamento das rochas vulcânicas. Localmente, em função do padrão de falhamento há inversões e os ângulos de mergulho das camadas acentuam-se, tornando-se de alto grau ou mesmo verticalizados próximos às falhas. Estas variações locais dificultam o empilhamento estratigráfico e avaliações das espessuras das unidades. O Membro Hilário é constituído predominantemente por rochas vulcano-clásticas representadas por tufos, brechas vulcânicas de composição andesítica e andesitos normais e amigdalóides. Conglomerados e arenitos ricos em detritos vulcânicos também ocorrem de maneira subordinada. A denominação de Membro Arroio dos Nobres é usada pelo fato desta seqüência representar a mesma fácies sedimentar da Formação Cerro dos Martins e por haver sincronismo na deposição de ambos. Na Formação Cerro dos Martins o vulcanismo calcico-alcálico foi intenso, enquanto no Membro Arroio dos Nobres houve ausência deste. Na área mapeada, constitui uma janela erosional, com contatos discordantes (discordância angular e erosiva) e por falha com a unidade superior do Grupo Camaquã.

O ambiente tectônico regional à época de deposição das seqüências litoestratigráficas do Grupo Maricá, foi predominantemente de grandes sistemas de falhamentos normais (gravidade). Os dobramentos observados na área estão geneticamente ligados a esforços localizados junto a estas

estruturas. As rochas deste grupo, parecem ter sido depositadas em ambiente subaéreo ou de águas rasas, pois as estruturas primárias, tanto sedimentares como vulcânicas, apresentam características que definem tal ambiente. As mineralizações cupríferas do tipo singenético estratiforme estão associadas a este ambiente.

Flores (1981) caracterizou como estratiformes as ocorrências de Cu associadas a níveis de arenito e siltito cinza aflorantes nas proximidades do Cerro dos Martins. Os resultados deste trabalho são apresentados abaixo.

Os estudos difratométricos dos argilominerais caracterizaram a fácies ilita-clorita do estágio avançado de diagênese e anquizona, sugerindo temperaturas da ordem de 150° a 200° C. As feições estruturais da pirita framboidal, associada ao carbono orgânico nos intervalos redutores, sugerem uma formação sin-sedimentar ou de diagênese incipiente deste sulfeto. A disposição concordante dos frambóides à estrutura primária dos siltitos, seria responsável pelo aspecto estratiforme destas ocorrências cupríferas. Desta forma, os intervalos cupríferos estratiformes, são produtos da evolução diagenética governados pela presença de níveis redutores portadores de pirita framboidal, as quais serviram como meio trapeador do cobre, revelado pelas texturas de substituição progressiva da pirita framboidal e evolução para termos mais ricos em cobre.

O comportamento independente do cobre nos diversos testes estatísticos, reforça o caráter epigenético deste elemento, como produto de remobilização a partir de clastos vulcânicos com *background* mais elevado em cobre, durante a evolução diagenética da seqüência sedimentar de Cerro dos Martins.

Os valores anômalos para Pb e Zn dos andesitos devem-se à natureza alcalina destas litologias e os teores de boro das rochas sedimentares, aliados às estruturas primárias, reforçam um ambiente continental de deposição para os sedimentitos da área estudada.

O zoneamento metalogenético observado, com enriquecimento em Cu na parte basal da seqüência vulcano-sedimentar e em Pb e Zn na parte superior, relaciona-se diretamente com a natureza composicional da área fonte dos sedimentos e, em particular com a natureza dos andesitos.

Os siltitos cinzas são carbonáticos, constituídos de grãos de quartzo, feldspatos e micas com intervalos brechados preenchidos por carbonato e opacos. Os grãos de quartzo subangulosos, monocristalinos maiores do que policristalinos, por vezes com as bordas corroídas pelo cimento carbonático, plagioclásios maclados, oligoclásio e andesina, feldspatos não maclados com alteração para minerais argilosos e corroídos e substituídos pelo cimento carbonático. Os fragmentos de rochas vulcânicas frequentemente são substituídos por uma massa de clorita e carbonato. As micas detríticas são raras. O zircão e a apatita ocorrem como inclusões nos grãos de quartzo e feldspato.

Os opacos são esparsos e caracterizam-se pelo hábito anédrico, formas irregulares, bordas com reentrâncias e saliências, além de estarem substituindo ou mesmo englobando diversos minerais detríticos e mostrando maiores dimensões que estes fragmentos. Já nas fraturas, os opacos são euédricos. O carbonato e os opacos guardam uma íntima relação entre si nos espaços entre os grãos detríticos sugerindo uma formação similar. A calcita é o carbonato mais abundante e nas fraturas é euédrica, maclada, associada com barita, quartzo microcristalino e opacos. A matéria orgânica encontra-se na forma de pigmentos, associada a opacos e calcita microcristalina.

Os arenitos cinzas, são líticos, constituídos de clastos de rochas vulcânicas (andesitos), metamórficas (filitos), plagioclásio e feldspatos não maclados, micas, calcita, clorita, opacos e zircão. O cimento é constituído de calcita e quartzo microcristalino. Em determinadas lâminas, diversos componentes detríticos “flutuam” no cimento carbonático. Texturalmente os arenitos são submaturados e pobremente selecionados. O quartzo mono, com extinção ondulante e policristalino. Ambos apresentam bordas corroídas pelo cimento carbonático. O plagioclásio é o feldspato dominante, secundariamente microclínico e ortoclásio, alteram-se para argilominerais e são impregnados por óxido de ferro. Os clastos de andesito com textura pilotaxítica são substituídos parcial ou totalmente por clorita e carbonato. A clorita deutérica ocorre em amígdalas dos clastos de andesito. A muscovita é detrítica. A illita e a clorita são autigênicas e ocupam espaços interclásticos da rocha, ou substituem outros epiclastos dispostos caoticamente sem guardar relação com a estratificação. A apatita e rutilo ocorrem como inclusões no quartzo. A calcita em fraturas é bem cristalizada e os minerais opacos, são típicos da recristalização diagenética, entre os quais, a pirita cúbica, substituindo grãos epiclásticos.

A pirita ocorre de forma disseminada nos espaços interclásticos de siltitos e arenitos líticos e também em vênulas de fraturas penecontemporâneas, hábitos idimórfico e alotriomórfico. Com inclusões de minerais da rocha e são substituídos pela bornita e calcita, com o desenvolvimento de textura aureolar. A pirita ocorre como cristais diminutos disseminados na rocha e, quando em agregados, caracteriza textura framboidal. A disposição espacial é controlada pela laminação do silito. Grupos de pirita framboidal aparecem englobados e substituídos por calcopirita. Observou ainda, associação da pirita com matéria carbonosa que ocorre como pigmentos finíssimos na matriz. A pirita ocorre também com hábito alotriomórfico, englobando e substituindo os componentes do arenito e caracterizando uma típica recristalização diagenética. Nos arenitos e siltitos cortados por um maior número de microfraturas, a pirita aparece substituída por sulfetos de cobre (bornita, calcopirita, digenita, calcosina com textura aureolar e poiquilítica).

A calcopirita é rara tanto nas fraturas como disseminada . Nas vênulas carbonáticas, a calcopirita é hipidiomórfica, até 4mm, com feições triangulares similares às figuras de arranque. Por vezes a calcopirita é substituída pela bornita.

A bornita ocorre nas vênulas que cortam os diversos níveis dos arenitos e siltitos. Por vezes, é substituída pela calcosina com texturas aureolar e poiquilítica e é cortada por calcosina. Ocorre também, abundante, disseminada no siltito cinza e substituindo a pirita entre os detritos dos arenitos. É substituída ainda pela covelita e raramente digenita. Por último, a bornita ocorre disseminada no cimento carbonático e nos fragmentos de andesito.

A digenita é rara, encontrada em vênulas que cortam siltitos e arenitos e disseminado. Nas vênulas de calcita, os relictos de digenita distribuem-se na calcosina (textura “cárie”). A digenita disseminada nas rochas sedimentares é de granulação fina, alotriomórfica, substituindo a bornita e substituída pela calcosina e covelita.

A calcosina é abundante nos intervalos sedimentares mineralizados, concordante à laminação do siltito e ocupando espaços entre os grãos, apresentando hábito alotriomórfico e hipidiomórfico. As dimensões variam até 0,06mm no disseminado em siltito e até 0,25mm nas fraturas penecontemporâneas. Nas fraturas, substitui a bornita com textura aureolar e poiquilítica.

A covelita ocorre em maior quantidade nas fraturas, é hipidiomórfica, substitui a calcosina e bornita e é substituída pela malaquita e limonita. A covelita substitui a bornita, a digenita e a calcosina disseminadas.

A malaquita e a limonita são restritas as partes superiores, próximas da superfície.

A ilita e a clorita são os argilominerais dominantes na área Cerro dos Martins, cujas proporções variam de acordo com os tipos litológicos. A ilita predomina sobre a clorita. As proporções mais elevadas de ilita (9:1) correspondem aos intervalos mineralizados e proximidades, observando-se um aumento gradual de clorita à medida que se desce no perfil, com uma proporção ilita:clorita da ordem de 6:4. A presença dominante da ilita nos intervalos mineralizados e os estudos petrográficos que definiram a ausência de feições hidrotermais características, uma vez que a clorita constitui-se num mineral freqüente neste tipo de ambiente na área estudada. Este aspecto, aliado a outros parâmetros abordados adiante, sugere a ausência de processos deutéricos na formação dos sulfetos de cobre nos níveis de arenito e siltito cinza do Setor A.

A “fácies ilita-clorita” ou anquizona, que estas litologias sedimentares atingiram, para o autor, relacionam-se a uma maior participação da temperatura proporcionada pelas atividades magmáticas durante o paleozóico inferior, demonstradas por extensas áreas de derrames andesíticos e riolíticos, e intrusões graníticas. O magmatismo seria responsável pela elevação do gradiente

geotérmico regional, permitindo a estas litologias sedimentares atingirem o estágio de diagênese avançada e de anquizona, com temperaturas ao redor de 200°C.

Os resultados de análises de elementos maiores (microsonda eletrônica) e traços (espectrografia ótica e absorção atômica) de amostras dos andesitos do Cerro dos Martins permitiram ao autor enquadrá-las no grupo do andesito rico em K (baseado em Taylor, 1969). Entretanto, no diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (Kuno, 1969) plotam no campo das séries das rochas alcalinas. Os teores superiores de Zr, Y e Nb ao Clarke das rochas intermediárias, evidenciam o caráter alcalino dos andesitos.

Flores (1981), concluiu ainda que:

- a morfologia estratiforme das mineralizações cupríferas, foi governada pela distribuição concordante da pirita às estruturas primárias dos siltitos;
- a ocorrência de carbono orgânico enriquecido nos horizontes mineralizados e presença de pirita framboidal, leva a uma participação bacteriana na formação deste ambiente redutor, e na consequente cristalização do sulfeto de ferro;
- a natureza epi-diagenética das mineralizações estratiformes do Cerro dos Martins, é revelada pela sucessão das substituições dos sulfetos de cobre a partir de frambóides de pirita, e reforçada pelo comportamento independente do cobre em relação aos demais elementos traços, produtos da evolução diagenética de toda a sequência sedimentar;
- as mineralizações de cobre concentram-se na parte basal da sequência sedimentar, ligados diretamente à composição dos detritos vulcânicos.

Remus *et al.* (1999) revisaram os dados disponíveis do depósito Cerro dos Martins e novos dados de elementos traços e de isótopos de Pb e S permitiram aos autores as seguintes conclusões: o minério principal é controlado por falhas e tem origem vulcânico-epitermal; δS^{34} da calcosina do minério tem valor de -3 ‰ , sendo compatível com fonte de S vulcânico-hidrotermal; da mesma forma, os valores de Hg e Ag são consistentes com processos vulcânico-epitermais; razões isotópicas de Pb das calcosinas do minério indicam fonte crustal com Pb muito primitivo no final do Ciclo Brasileiro; a idade da mineralização é aproximadamente 590 Ma, obtida previamente pelo método U/Pb SHRIMP em zircão de rochas correlacionáveis as encaixantes do minério do Cerro dos Martins.

Porcher & Lopes (2000) utilizaram a Formação Hilário para representar todos os depósitos de natureza vulcânica (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966), sejam eles derrames, rochas subvulcânicas ou vulcano-clásticas, estas tanto de natureza piroclástica quanto epiclástica, relacionadas ao

magmatismo intermediário a básico, de afinidade shoshonítica (Nardi & Lima, 1985) de idade neoproterozóica ($\cong 592$ Ma), que repousam em discordância angular sobre a Formação Maricá e rochas metamórficas do Escudo Sul-Rio-Grandense, sendo sobrepostos, também em discordância angular, por rochas das formações Acampamento Velho, Santa Fé e Guaritas.

Individualizam ainda duas associações de fácies, uma composta predominantemente por conglomerados e arenitos, e outra constituída quase que exclusivamente por uma intercalação de camadas tabulares de pelitos e arenitos. Estas fácies são representativas de depósitos eminentemente sedimentares, formados concomitantemente ou após um período de atividade vulcânica, e que apresentam como característica uma composição a base de fragmentos líticos e de cristais, oriundos da erosão e/ou retrabalhamento de derrames andesíticos e depósitos piroclásticos, consolidados ou não, ocasionalmente apresentando fragmentos juvenis de andesitos interpretados como bombas vulcânicas emplaçadas junto aos ambientes de deposição desta fácies.

A Fácies Conglomerática é constituída por camadas lenticulares de ortoconglomerados, paraconglomerados, arcóseos conglomeráticos, arcóseos e arcóseos líticos, grossos a muito grossos, onde os litoclastos e os fragmentos de cristais são dominantes e oriundos dos derrames e depósitos piroclásticos, com presença subordinada de clastos de rochas sedimentares ou do embasamento da bacia, sendo interpretados como depósitos mais proximais em relação à área fonte vulcânica e formados por leques aluviais e deltaicos.

A Fácies Pelítica é constituída de argilitos, siltitos e arenitos (arcóseos líticos, litarenitos feldspáticos, litarenitos e arcóseos), compostos predominantemente por fragmentos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e litoclastos de rochas vulcânicas, subordinadamente: hornblenda, biotita, piroxênio, zircão, apatita, opacos, e fragmentos de rochas sedimentares.

A Formação Acampamento Velho engloba os litótipos vulcânicos relacionados ao evento magmático ácido que afetou a Bacia do Camaquã, incluindo fácies de derrames e de rochas piroclásticas. Os principais litótipos são riolitos, ignimbritos, tufos a pó, a cinza ou a lúpili e brechas vulcânicas. Destacam que, a leste de Caçapava do Sul, ocorre como corpos alongados encaixados ou próximos a falha regional que baliza o limite leste de ocorrência da Formação Hilário.

**III. METALOGÊNESE do DEPÓSITO de Cu CERRO DOS MARTINS, RS: REVISÃO E
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA de Sr, S, O e C (Artigo submetido a Revista Pesquisa em
Geociências)**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS
Cx. Postal: 15001 - CEP:91509-900
Porto Alegre - RS – Brasil

Porto Alegre, 19 de julho de 2004.

Ilmo. Sr.

Geol. João Angelo Toniolo

PPGGEO - IG - UFRGS

Prezado Colega:

Em nome da Comissão Editorial da Revista PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS, confirmo o recebimento do manuscrito: "Metalogênese do depósito de Cu Cerro dos Martins, RS: revisão e geoquímica isotópica de Sr, S, O e C".

Agradecemos o encaminhamento do mesmo à revista Pesquisas em Geociências. Manteremos contato tão logo sua avaliação pelo corpo consultivo seja realizada.

Atenciosamente,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'L. Stoll Nardi', is written over the typed name. The signature is fluid and cursive, with a large initial 'L' and 'S'.

Lauro Valentim Stoll Nardi

Editor-Chefe.

**METALOGÊNESE do DEPÓSITO de Cu CERRO DOS MARTINS, RS:
REVISÃO E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA de Sr, S, O e C**

JOÃO ANGELO TONIOLO¹, MARCUS VINICIUS DORNELES REMUS², MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA³, CÂNDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA³

¹ CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15.001, Porto Alegre, RS, Brasil. CEP:91.509-900. toniolo@pa.cprm.gov.br

² Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Bolsista de Produtividade CNPq, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15.001, Porto Alegre, RS, Brasil. CEP:91.509-900. marcus.remus@ufrgs.br

³ Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 66.075-900, Belém, Pará. moamac@ufpa.br e c_moura@ufpa.br

ABSTRACT

This paper presents the geology, chemical data, Pb-Pb zircon ages, sulfur, carbon, oxygen, strontium isotopes and fluid inclusions of Cerro dos Martins copper deposit (DCM). The deposit is hosted by the Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence of the Camaquã Basin in the Rio Grande do Sul Shield, southern Brazil. The ores consist of a set of Cu-sulfide NW-trending veins and disseminations within of the Bom Jardim Group. Chalcocite and bornite are the main ore minerals, whereas carbonates, barite, quartz and hematite are the gangue. The volcanic host rocks show an alkaline affinity. An intrusive quartz-diorite body, also shown alkaline affinity, yield a 550 ± 5 Ma zircon age (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0,704), which is considered the minimum age of the copper mineralization. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ of sulfides ranges from -6.2 to $+0.9\%$. Hematite in the mineral paragenesis suggests oxidizing conditions, which would shift the original magmatic sulfur isotopic compositions ($\delta^{34}\text{S} \sim 0\%$) to negative values. Barite with $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ from $+9.25$ to $+10.65\%$ may also indicate oxidation due to mixing of a hot rising fluid with cold meteoric water. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ of calcites from gangue, in the range of $-1,90$ to $-4,45\%$ is interpreted as originated from mixing sources – magmatic and basement marbles. Fluid inclusions studies show temperatures with average of 215 °C. Water in equilibrium with calcite from hydrothermal fluid show calculated values of $\delta \text{O}^{18}_{\text{SMOW}}$ between 3 and 14 ‰, suggesting derivation from a magmatic source with some contributions from meteoric water. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from these calcites show values between $0,7068$ – $0,7087$, typical from upper crust. Hence, the DCM is interpreted to have had a magmatic-hydrothermal origin related to the alkaline-shoshonitic, post-collisional magmatic event of the Dom Feliciano Orogeny with constrained age between 595 - 550 Ma. Exploration models for copper deposits in this shield should consider the alkaline magmatism in the genesis of deposits.

INTRODUÇÃO

O Depósito de Cobre Cerro dos Martins (DCM), situado a sudeste da cidade de Caçapava do Sul (Fig. 1) é, até o momento, o segundo maior depósito de metais base do Rio Grande do Sul, com reservas de $1.450.000$ t e teor médio de $0,83\%$ Cu (CBC, 1978). A encaixante do depósito é a seqüência vulcano-sedimentar clástica do Grupo Bom Jardim, da Bacia do Camaquã, de idade neoproterozóica. O depósito possui dois estilos de mineralização: o mais importante com morfologia filoneana, conhecido desde o início do século XX, consiste de um conjunto de veios que preenchem fraturas de direção NW e vazios em rochas andesíticas e sedimentares clásticas (ocorrências Cu2 e Cu3 na Fig. 2); o segundo, de morfologia estratiforme, consiste de disseminações confinadas aos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário do

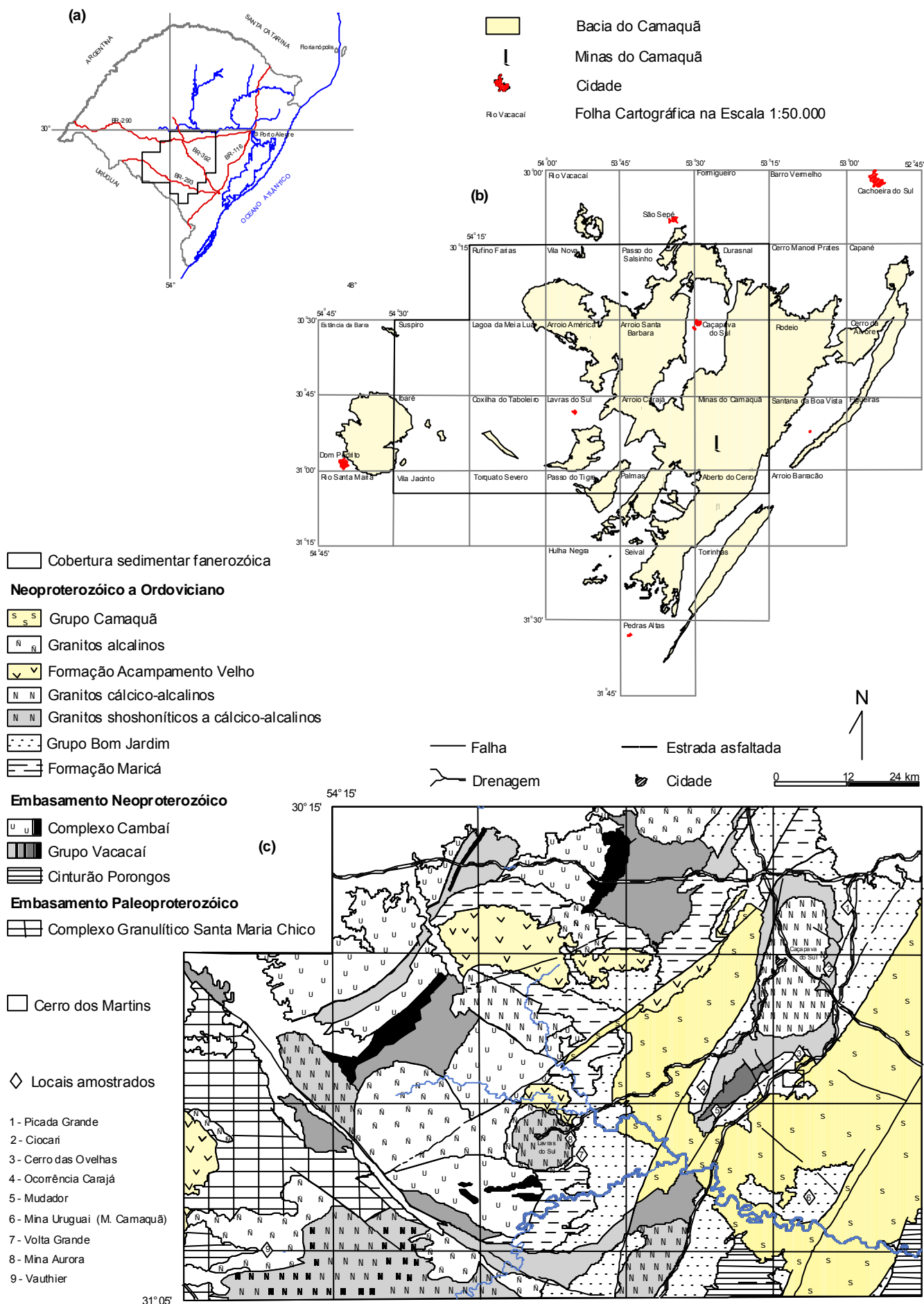
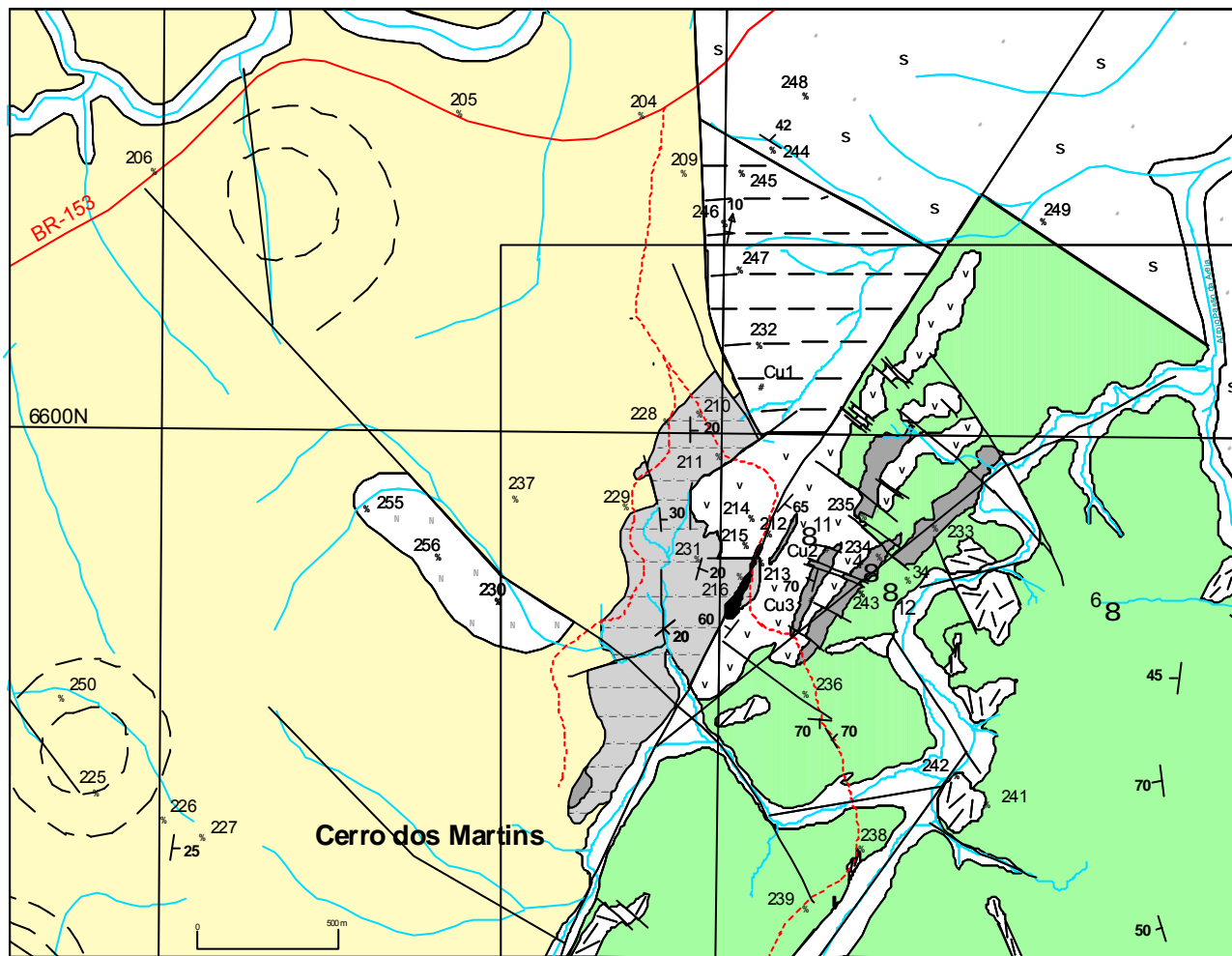


Figura 1 - (a) Localização da Bacia do Camaquã no Rio Grande do Sul. (b) Mapa esquemático da Bacia do Camaquã com a localização dos Depósito Cerro dos Martins e Minas Camaquã. (c) Mapa geológico parcial do Bloco São Gabriel com a localização do Depósito Cerro dos Martins e sítios de amostragem dos carbonatos analisados isotopicamente (modificado de Santos et al., 1989).

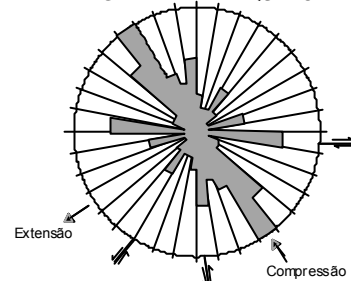


Geologia modificada de: I - CBC-Companhia Brasileira do Cobre e DOCEGEO, Rio Doce Geologia e Mineração. Projeto Especial Camaquã PS-2 (1977); II - Santos *et al* (1978)

CONVENÇÕES

- Contato
- - - Falha
- Afloramento descrito
- Feições circulares fotointerpretadas
- Acampamento com mergulho medido
- Lineação B com caimento medido
- Drenagem
- Estrada pavimentada
- - - Estrada secundária
- 6 8 Sondagem
- Cu2 Ocorrência de cobre

DIAGRAMA DE FREQUÊNCIA



COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DO DEPÓSITO DE COBRE CERRO DOS MARTINS

PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO	SIMBOLOGIA	
QUATERNÁRIO			Q2	Depósitos aluviais: areia, cascalho e sedimentos silítico - argiloso
ORDOVICIANO	GUARITAS	VARZINHA	O2v	arenitos e conglomerados
NEOPRO-TEROZÓICO III	CERRO DO BUGIO	ACAMPAMENTO VELHO	Np3	quartzo-dioritos - qzd
			NP30	- riolitos e riolitos - av
	BOM JARDIM	HILÁRIO	NP3 β	- andesito - hiv3 - arenitos finos a médios, siltitos e conglomerados subordinados hip/c - conglomerados - hic - andesito com amígdalas preenchidas de calcita e barita com intercalações de arenitos e conglomerados - hiv2 - arenito fino a médio com leitos conglomeráticos na base e gradativamente silítico para o topo - hip2 - andesito com amígdalas preenchidas de calcita e barita com intercalações de siltitos e arenitos. - hiv1 - siltitos e arenitos finos com intercalações subordinadas de silito cinza com malaquita estratiforme - hip1

Feições planares: falhas e fraturas medidas nos afloramentos
Altitudes: 63
→ sentido do deslocamento

Figura 2 - Mapa geológico da área do Depósito Cerro dos Martins com a coluna estratigráfica adotada, diagrama de frequência das fraturas/falhas mapeadas e, localização das amostras analisadas e dos furos de sondagem amostrados.

Grupo Bom Jardim (Cu1 da Fig. 2). Os minerais de minério dominantes são: calcosina e bornita, com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas; digenita, covelita, malaquita, cuprita e azurita ocorrem como minério secundário, em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita.

Este depósito foi estudado por vários autores, com interpretações e gênese das mais diversas. Os estudos pioneiros foram realizados por Leinz & Almeida (1941) que reconheceram a jazida Cerro dos Martins através de trabalhos de prospecção em afloramentos, trincheiras e poços. Nesse trabalho foram identificados os minerais de minério, a ganga e as estruturas principais que controlam a mineralização. Baseado no estudo do minério filoneano estes autores, assim como Eckert & Fabrício (1970), indicaram uma origem hidrotermal para o depósito, relacionada ao vulcanismo andesítico. Estudos posteriores de prospecção e reavaliação das reservas de cobre no Cerro dos Martins e arredores, propuseram uma origem sedimentar para este metal, baseada na ocorrência disseminada de calcosina em níveis de siltitos e de sulfetos diversos disseminados em arenitos arcoseanos (Chaban *et al.*, 1978; Ribeiro, 1978; Beckel *et al.*, 1978; Santos *et al.*, 1978). Este modelo entendia que os filões sulfetados, controlados pelas fraturas NW, correspondiam a remobilizações de cobre sedimentar. Flores (1981) determinou uma temperatura da ordem de 150-200 °C para a diagênese dos siltitos e arenitos encaixantes e baseado em evidências petrográficas e distribuição dos elementos menores, interpretou o depósito como do tipo estratiforme, originado através de processos diagenéticos. Este autor caracterizou a geometria estratiforme do depósito como controlada por níveis de pirita framboidal depositada em domínios redutores no interior das camadas de siltitos e posteriormente substituídos por minerais de cobre. Assim, definir a origem precisa e a idade do Depósito Cerro dos Martins é fundamental para a geologia exploratória dos depósitos de metais base na Bacia do Camaquã, pois permitirá o entendimento da sua gênese e servirá de modelo para a busca de novos depósitos.

Este trabalho revisa o conhecimento do depósito Cerro dos Martins e apresenta resultados inéditos de geocronologia Pb-Pb em zircão, isótopos estáveis (C, O e S) e de composição isotópica do Sr da ganga, e geoquímica de elementos maiores e traços das rochas vulcânicas encaixantes. Os trabalhos consistiram de levantamentos de campo com revisão e atualização dos mapas geológicos nas escalas 1: 25.000 e 1: 50.000. Análises químicas (maiores, traços e elementos terras raras) em rocha total, identificaram a afinidade geoquímica do vulcanismo relacionado as encaixantes do depósito. Estudos petrográficos do minério sulfetado e da ganga permitiram estabelecer uma ordem cronológica de deposição dos minerais e que embasaram as interpretações dos dados isotópicos. Os isótopos de S, obtidos em sulfetos de filões em testemunhos de sondagem e afloramentos, estabeleceram a fonte de enxofre do minério. Os isótopos de C e O e Sr foram determinados em

calcitas de veios associadas as mineralizações da área do DCM e de outras ocorrências minerais do Escudo Sul-riograndense (ESRG) para estudar a fonte do carbono e do estrôncio do fluido mineralizador. As temperaturas de deposição foram determinadas em inclusões fluidas de cristais de quartzo e barita permitindo estabelecer a composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita no fluido hidrotermal. Estes resultados são utilizados para discutir as diferentes hipóteses genéticas das mineralizações e para propor um modelo de origem consistente com os dados disponíveis.

AMBIENTE GEOLÓGICO DO DEPÓSITO CERRO DOS MARTINS

A Bacia do Camaquã iniciou sua evolução no final da orogênese colisional Dom Feliciano (630-600 Ma) e terminou com o vulcanismo extensional do Membro Rodeio Velho a aproximadamente 470 Ma (Hartmann *et al.*, 2000; Remus *et al.*, 2000). Os depósitos na bacia iniciaram num ambiente marinho raso de *foreland* (Formação Maricá) evoluindo para uma bacia *strike-slip* de retroarco com depósitos deltaicos e intensa atividade vulcânica básico-intermediária associada (Grupo Bom Jardim); seguiu-se o vulcanismo ácido alcalino (Formação Acampamento Velho) e a sedimentação siliciclástica deltaica em ambiente lacustre da Formação Santa Bárbara. A deposição na bacia encerrou com os depósitos eólicos, aluviais e deltaicos da Formação Guaritas e vulcanismo básico do Membro Rodeio Velho (Ribeiro *et al.*, 1966; Paim *et al.*, 1992; Paim *et al.*, 2000).

O DCM consiste de um conjunto de veios sulfetados preenchendo fraturas de direção N40°-60°W, em rochas andesíticas e sedimentares clásticas (Cu2 e Cu3 da Fig. 2), com disseminações confinadas em níveis de siltito e arenito (Cu1), da Formação Hilário (*sensu* Porcher & Lopes, 2000), do Grupo Bom Jardim, do Neoproterozóico, da Bacia do Camaquã (Fig. 2).

A encaixante do DCM, é uma seqüência vulcano-sedimentar formada predominantemente por andesitos, arenitos, siltitos e conglomerados conforme o detalhe atingido nos mapeamentos geológicos. A idade mínima para as vulcânicas da Formação Hilário na região do DCM é de 550 Ma (ver adiante na seção de Geocronologia). As rochas cartografadas na base da unidade, como **hip1**, consistem de siltitos e arenitos de cor marrom, com intercalações de camadas de siltito cinza subordinadas. Algumas camadas de siltito cinza apresentam malaquita disseminada ao longo da estratificação e em planos de fraturas centimétricas, formando minério do tipo estratiforme. As atitudes do acampamento (So) são variadas e dobras abertas a fechadas, com pequeno comprimento de onda e eixos N15°E; 10°NE, são observáveis em trincheiras de pesquisa. Essas rochas são cortadas por fraturas e vênulas de barita com atitude medida de N40°W; subvertical. Sobrepõe-se a esse conjunto uma seqüência de andesitos intercalados com siltitos e arenitos (**hiv1**) com atitudes de

direção NE e mergulho SE. Os andesitos destacam-se em afloramento, por constituírem as áreas altas e de “meia encosta suave”, enquanto as rochas sedimentares intercaladas, afloram nas encostas íngremes. Este grupo inclui ainda uma rocha intrusiva rasa, aflorante na forma de blocos, que se destaca pelas estruturas circulares observadas em fotografias aéreas na escala 1:25.000 (225). Os andesitos frequentemente apresentam venulações preenchidas por calcita e, próximos as falhas com direções NS e NE, ocorrem como brechas silicificadas com calcosina, malaquita e pirita disseminadas. A unidade de arenitos com raros leitos de conglomerados na base e siltitos no topo (**hip2**) tem atitudes gerais NE e mergulhos SE. Há inversão do mergulho da atitude para NW nas proximidades da falha de direção N30°E. A unidade sobreposta consiste de andesitos com intercalações de arenitos e siltitos, (**hiv2**) normalmente brechados com calcosina e malaquita nas fraturas e veios de comprimentos decimétricos e espessuras centimétricas de barita e quartzo; em direção ao topo ocorrem camadas de conglomerados mal classificados com seixos e grânulos (**hic**) com vênulas de quartzo, carbonato, barita com ou sem sulfetos associados. A unidade **hip/c** também é constituída de arenitos, siltitos e conglomerados subordinados intercalados, com atitudes gerais NNW e mergulhos WSW no leste da área. Inversões de atitudes e afloramentos de arenitos brechados com venulações preenchidas por malaquita são observados próximo da falha N30°E; no topo do pacote ocorrem novamente andesitos (**hiv-3**) que próximos das falhas, apresentam-se brechados.

Rochas intrusivas epizonais são representadas pelas unidades simbolizadas por: **Np3uav** constituída de riolitos e riolacitos com pirita e calcosina disseminadas; e **NP3qzd** representada por quartzo-dioritos.

A tectônica da área do DCM é sintetizada pelos lineamentos cartografados na figura 2 com as seguintes direções N45°W, N10°W, N30°E, N60°E e N80°E. Os locais dos traços destas falhas e suas proximidades correspondem no terreno aos locais de maior deformação dútil das rochas, representados por brechas, com ou sem filonetes de minério, lenticularizações centimétricas e até milimétricas, fraturas retilíneas e contínuas espaçadas centimétrica a milimetricamente, filões de quartzo, barita e/ou calcita. As atitudes de fraturas/falhas medidas nos afloramentos confirmam aqueles traços como mais frequentes nas encaixantes do depósito estudado, conforme observado no diagrama de frequência na figura 2.

As rochas da área do DCM foram deformadas por um sistema transpressional com os esforços NW-SE conforme modelo proposto por Dias (2003) *in* Toniolo *et al.* (2003). Esta compressão gera falhamentos de tensão N45°W; falhas sinistrais N10°W e N30°E (243); as falhas dextrais N80°E (215). As falhas N60°E podem representar planos de transpurrão rotados a partir da N40°E. A concentração dos filonetes de minério na área de maior brechação das rochas

hospedeiras, mostra a importância dos falhamentos no controle do minério. Os corpos de minérios estudados em trabalhos anteriores, têm comprimento de alguns metros ou mesmo dezenas de centímetros de direção N45°W coincidente com as falhas de tensão conforme o modelo de cisalhamento admitido. A deformação atuou em ambientes rúptil e subordinadamente dúctil-rúptil. Os níveis pelíticos mostram dobras abertas e toda a seqüência vulcano-sedimentar encaixante do DCM apresenta ondulações suaves provocadas pelos esforços de transpurrão. Os efeitos rúpteis são observados nas brechas em rochas andesíticas, psamíticas e conglomeráticas da seqüência vulcano-sedimentar.

PETROGRAFIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

As rochas vulcânicas da área do DCM são classificadas petrograficamente como andesitos, basaltos, dacitos e hipabissis de composição quartzo-diorítica subordinadas (Tab.1 e Fig. 16A e B). Mostram textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio (andesina An 32-45), isolados e subordinadamente glomeroporfiríticos. Esses são prismáticos com até 5 mm de tamanho somando até 35% dos constituintes minerais da rocha e frequentemente com orientação preferencial. Os fenocristais de plagioclásio apresentam-se fraturados devido ao rápido resfriamento e, por vezes, corroídos pelas reações de reequilíbrio com a matriz traquítica. Ainda como fenocristais, ocorrem relictos e pseudomorfos de máficos menores que 1,0 mm, possivelmente de piroxênio, e/ou olivina, transformados para clorita e óxidos de ferro, isolados ou glomeroporfiríticos com o plagioclásio. Os fenocristais estão envolvidos numa matriz vítrea, parcialmente devitrificada a microcristalina, com os resíduos vítreos de cor amarronada, sugerindo uma composição básica ou intermediária. Quando intersertal a matriz é microcristalina formada por diminutos prismas de plagioclásio e cristálitos aciculares de opacos (hematita). A apatita, é o mineral acessório, tem grão extremamente fino, inferior a 0,015 mm e ocorre como agulhas em texturas *quench*, nos domínios vítreos. Diminutos glóbulos castanhos, possivelmente de titanita, ocorrem na matriz. A clorita é secundária e ocorre microcristalina e fibrorradiada preenchendo parcialmente a porção central das vênulas de carbonatos ou como alteração dos resíduos vítreos. Vesículas arredondadas a subarredondadas, com dimensões milimétricas a centimétricas, preenchidas por clorita microcristalina e carbonatos são comuns em alguns dos derrames. Vênulas de carbonato, por vezes demarcadas por filmes de minerais opacos, cortam as rochas aleatória e abundantemente. Os minerais secundários, produtos da hidratação mineral primária das rochas vulcânicas, são representados por: mica branca e carbonatos produtos da alteração do plagioclásio; clorita e hidróxidos de ferro da transformação dos máficos; e clorita e epidoto subordinado, como alteração da matriz.

Amostra	Nº de campo	Petrografia	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	LOI %	TOTAL %	Au ppb																
1	JT-204	andesito	50,91	15,31	10,64	0,310	3,69	3,51	4,01	3,14	2,040	1,36	4,13	99,04	-2	Determinações analíticas executadas por Activation Laboratories LTD., Ontario, Canada															
2	JT-205 b	andesito	49,90	14,49	11,63	0,200	3,40	5,76	3,33	2,20	2,191	1,42	4,27	98,78	-2																
3	JT-207	andesito	48,64	15,13	11,45	0,165	4,91	4,99	3,92	2,74	2,222	1,23	3,33	98,71	-2	* INAA															
4	JT-217	andesito	50,40	12,84	11,16	0,205	3,19	5,83	4,03	2,07	2,417	1,11	5,77	99,03	-2																
5	JT-218	andesito	47,45	13,82	13,36	0,196	3,63	4,97	3,83	2,94	2,641	1,20	4,98	99,02	-2	Análises dos elementos maiores e Sc, Be através de Inductively Coupled Plasma - ICP															
6	JT-220	andesito	50,05	14,29	11,86	0,227	5,08	3,88	2,42	4,76	2,261	1,05	3,59	99,48	-2																
7	JT-223	andesito	51,25	14,83	10,27	0,204	5,42	3,91	4,21	2,71	2,018	1,13	3,95	99,91	-2																
8	JT-225 b	andesito	47,30	15,27	10,37	0,201	4,54	5,84	2,80	3,48	2,209	0,98	6,77	99,75	2	Análises dos elementos traços através de Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry - ICP-MS															
9	JT-227	andesito	49,93	14,58	12,11	0,129	4,19	3,54	3,19	4,04	2,181	1,15	4,03	99,07	2																
10	JT-216	dacito	69,39	13,34	4,34	0,060	0,52	0,37	2,96	5,60	0,635	0,24	1,41	98,86	-2																
11	JT-230 c	qz-diorito	59,15	14,89	8,38	0,122	2,98	5,44	3,62	2,64	1,580	0,64	0,81	100,27	2	Números negativos indicam valores menores que o limite de detecção															
12	JT-230 d	qz-diorito	59,18	15,07	8,23	0,118	2,94	5,44	3,74	2,57	1,581	0,64	0,88	100,39	2																
Amostra	Nº de campo	Petrografia	Sc ppm	Be ppm	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Ga ppm	Ge ppm	As* ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Mo ppm	Ag ppm	In ppm	Sn ppm	Sb* ppm	Cs ppm	Ba ppm						
1	JT-204	andesito	17,9	3	158	71	32	61	43	1.010	23	2	1,9	62	276	47	446	32	-2	0,6	-0,2	2	0,6	1,1	892						
2	JT-205 b	andesito	20,1	2	162	74	32	66	35	249	22	2	4,5	34	638	50	440	31	-2	0,6	-0,2	2	0,4	2,8	1.280						
3	JT-207	andesito	13,9	3	166	59	31	69	29	255	24	2	5,5	38	918	50	425	33	-2	-0,5	-0,2	2	0,3	1,9	1.950						
4	JT-217	andesito	20,1	2	167	60	29	69	23	234	19	1	3,4	41	329	49	404	31	-2	0,5	-0,2	2	0,6	0,6	920						
5	JT-218	andesito	22,8	2	186	78	39	114	42	316	21	1	5,8	66	411	54	399	31	-2	0,6	-0,2	2	0,8	0,8	1.540						
6	JT-220	andesito	20,1	3	172	72	31	70	57	314	22	2	4,8	121	360	46	418	31	-2	0,7	-0,2	2	-0,1	1,6	1.520						
7	JT-223	andesito	18,9	3	149	113	29	76	32	383	22	2	6,1	55	551	46	435	34	39	0,6	-0,2	2	0,4	0,5	1.200						
8	JT-225 b	andesito	21,6	3	194	66	27	85	14	359	21	2	4,6	74	314	42	335	31	-2	0,5	-0,2	2	0,4	15,6	1.770						
9	JT-227	andesito	20,7	3	180	100	31	72	19	343	22	2	7,2	88	354	48	411	33	-2	0,7	-0,2	2	0,2	16,8	1.650						
10	JT-216	dacito	5,9	2	50	-20	7	-20	723	58	18	1	2,7	115	174	29	366	34	-2	-0,5	-0,2	4	0,4	0,7	2.380						
11	JT-230 c	qz-diorito	15,5	3	137	52	21	49	31	123	22	2	3,9	49	587	45	477	28	-2	0,6	-0,2	2	-0,1	0,9	1.360						
12	JT-230 d	qz-diorito	15,4	3	135	48	20	49	34	121	22	2	2,3	48	607	45	478	28	-2	0,6	-0,2	2	-0,1	0,8	1.390						
Amostra	Nº de campo	Petrografia	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Hf ppm	Ta ppm	W ppm	Tl ppm	Pb ppm	Bi ppm	Th ppm	U ppm	Br ppm						
1	JT-204	andesito	91,4	181	21,3	87,5	15,9	4,52	13,3	1,9	9,5	1,7	5,2	0,71	4,5	0,66	10,4	1,3	-1	0,6	33	-0,4	3,2	0,7	2,3						
2	JT-205 b	andesito	92,4	186	21,8	91,3	16,8	4,85	14,3	2,0	10,1	1,8	5,6	0,78	4,7	0,70	10,5	1,3	-1	0,3	37	-0,4	3,0	0,6	-0,5						
3	JT-207	andesito	81,3	165	19,3	79,7	15,1	4,27	12,9	1,9	9,9	1,8	5,7	0,81	5,0	0,75	10,5	1,4	-1	0,3	11	-0,4	3,3	0,7	1,4						
4	JT-217	andesito	75,7	152	18,0	76,1	14,7	4,03	12,8	1,9	9,7	1,8	5,7	0,80	4,9	0,73	10,0	1,7	-1	0,4	25	-0,4	2,6	0,5	-0,5						
5	JT-218	andesito	81,3	162	18,9	78,3	15,4	4,66	14,0	2,1	10,7	2,0	6,1	0,82	5,0	0,73	9,8	1,3	-1	0,7	41	-0,4	2,4	0,5	-0,5						
6	JT-220	andesito	81,0	161	18,7	77,5	14,5	4,04	12,5	1,8	9,3	1,7	5,3	0,72	4,5	0,68	10,4	1,3	-1	1,4	33	-0,4	3,2	0,7	-0,5						
7	JT-223	andesito	85,9	175	20,2	82,9	15,6	4,24	13,1	1,9	9,6	1,8	5,5	0,75	4,6	0,67	10,7	1,5	-1	0,5	20	-0,4	3,3	0,6	-0,5						
8	JT-225 b	andesito	82,0	158	18,1	74,1	13,8	3,84	11,7	1,7	8,5	1,6	4,9	0,65	4,2	0,60	8,5	1,2	-1	0,8	16	-0,4	2,9	0,5	-0,5						
9	JT-227	andesito	91,7	176	20,4	83,8	15,4	4,38	13,5	1,9	9,6	1,8	5,5	0,74	4,7	0,69	10,0	1,4	-1	0,8	20	-0,4	3,0	0,6	-0,5						
10	JT-216	dacito	79,2	144	15,6	56,8	9,5	1,65	7,2	1,1	5,3	1,0	3,5	0,54	3,5	0,54	9,6	1,5	-1	1,1	7	-0,4	15,0	1,7	-0,5						
11	JT-230 c	qz-diorito	78,2	152	17,0	67,4	12,8	3,05	10,8	1,7	8,8	1,7	5,2	0,75	4,6	0,71	11,7	1,1	-1	0,3	12	-0,4	4,5	0,9	-0,5						
12	JT-230 d	qz-diorito	77,6	150	16,7	66,7	12,6	3,13	10,7	1,7	8,6	1,6	5,1	0,75	4,6	0,72	11,8	1,1	-1	0,3	12	-0,4	4,2	0,9	-0,5						

Tabela 1 - Análises químicas de elementos maiores e traços das rochas magmáticas da área do Depósito Cerro dos Martins. Análises efetuadas por Activation Laborator:

A amostra de nº 10 da tabela 1 classificada petrograficamente como dacito brechado, apresenta fragmentos irregulares e raras cavidades com até 0,5 mm preenchidas por quartzo euédrico. Os fragmentos, na sua maioria, mostram textura porfirítica com fenocristais de grão médio a fino (2 mm a 0,5 mm), de plagioclásio e feldspato alcalino mergulhados em matriz afanítica a fina, com quartzo fibroso e feldspatos. Os fenocristais têm como características principais os bordos arredondados, intensa sericitização, por vezes quebrados e turvos devido à oxidação. O plagioclásio apresenta maclas polissintéticas e o K-feldspato ocorre prismático e sem maclas. A presença de matriz microcristalina dificulta a identificação precisa da rocha, porém a ocorrência do quartzo livre, constituinte da matriz, juntamente com os fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, identificam a rocha como dacito.

As rochas classificadas petrograficamente como quartzo-dioritos (n^{os} 11 e 12 na Tab. 1), apresentam textura intergranular, onde nos interstícios de prismas de plagioclásio (An = 46-52) com até 6 mm de tamanho, com incipiente argilização, zonação direta e alguns com arranjo radial, alojam-se os clinopiroxênios e a hornblenda com até 2 mm de tamanho (Fig. 16B). Os clinopiroxênios são pigeonita precoce que, por vezes, nucleia cristais de augita tardia parcialmente transformada para hornblenda com opacos secundários associados. Subordinadamente ocorrem domínios intersertais com intercrescimentos micrográficos de quartzo e feldspato muitas vezes nucleados em fenocristais de plagioclásio. O quartzo tem aspecto cuneiforme ou vermicular e localmente conecta-se a cristais maiores de quartzo que representam a última fase cristalizada, atestando saturação de sílica do magma e indicando um resfriamento relativamente rápido, em condições epizonais. Da mesma forma o acessório apatita ocorre acicular, indicando resfriamento rápido.

Intercalam-se nas rochas vulcânicas, siltitos e arenitos e subordinadamente conglomerados. Os siltitos apresentam-se maciços, raramente estratificados com laminação marcada pela orientação de lamelas de mica detritais com tamanho inferior a 0,03 mm e grãos de quartzo no intervalo silte (0,03 a 0,015 mm), mergulhados em abundante matriz siltico-argilosa de cor esverdeada. Ocasionalmente ocorrem níveis castanho-escuro marcados por opacos de coloração avermelhada. Ao microscópio os grãos são subangulares a subarredondados, com esfericidade moderada e contatos flutuantes. De uma forma geral os fraturamentos presentes são posteriores a consolidação da rocha. Não foi encontrada contribuição vulcânica. Os arenitos mostram granulação fina a grossa, com diâmetro dos grãos de 0,125 a 1 mm, moderadamente a bem selecionados, este último nas fácies mais finas. Os grãos são subarredondados a subangulares com esfericidade média a baixa. Os contatos entre os grãos são tangenciais, eventualmente côncavo-convexos, caracterizando um empacotamento frouxo a médio. A mineralogia constitui-se essencialmente de quartzo, feldspato,

muscovita, argilo-minerais, fragmentos líticos e minerais pesados. O quartzo é límpido e monocristalino, raramente mostra crescimento autigênico. Os feldspatos presentes, plagioclásio e subordinadamente feldspato alcalino, estão turvos devido à argilização. A muscovita ocorre como partícula detrital, em lamelas muito finas e intersticiais, normalmente deformadas pela compactação mecânica e tingida de vermelho pela intensa oxidação. Os acessórios encontrados são: opacos, apatitas e zircões. Os fragmentos líticos têm origem predominantemente vulcânica, estando ausentes nos arenitos finos. Os arenitos grossos definem uma gradação com a concentração dos fragmentos tamanho areia grossa em níveis. Os fragmentos de rochas vulcânicas são principalmente de andesitos, basaltos e fragmentos de vidro, os quais encontram-se fortemente oxidados com cores castanho-escura a avermelhada, muitas vezes com texturas porfírica e traquítica visíveis e bem preservadas (Fig. 16C). Os conglomerados polimíticos são maciços, matriz suportados, imaturos, onde os clastos atingem até 10 cm. Os clastos são subarredondados a arredondados, com esfericidade média a baixa, localmente alongados. Composicionalmente constituem-se de granitos, quartzitos, intraclastos de arenitos e siltitos. A contribuição vulcânica é inexpressiva. A matriz é composta de um arenito muito fino a médio, com grau de seleção moderado, composta por grãos de quartzo e feldspato e uma fração siltico-argilosa.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS

A caracterização geoquímica das vulcânicas encaixantes dos filões/filonetes do DCM, baseou-se na análise de elementos maiores e traços de 12 amostras (Tab. 1 e Fig.2).

A presença de minerais secundários, somada as venulações de carbonatos e as vesículas preenchidas por clorita e carbonatos, observadas nas amostras de mão, dificultou a interpretação dos resultados das análises químicas. Na tentativa de minimizar os efeitos dessa alteração, britou-se as amostras num tamanho inferior a 1 cm e separou-se, com auxílio da lupa de mão, os fragmentos que apresentavam vênulas e vesículas preenchidas. Contudo, devido às alterações dos minerais essenciais, não foi possível eliminar integralmente os valores de perda ao fogo. Assim, as rochas vulcânicas estudadas mostraram valores relativamente elevados de perda ao fogo (0,81 – 6,77 %), principalmente nas unidades basalto-andesíticas, o que implica na mobilidade de elementos químicos da rocha original. Para sanar essa dificuldade recalculou-se os elementos maiores em base anidra para 100%, e efetuou-se a classificação e comparação entre essas rochas com outras unidades vulcânicas do ESRG.

As amostras estudadas ocupam os campos de: traqui-andesito basáltico, andesito e apenas uma, o campo do riolito no diagrama TAS (Fig. 3). Nove amostras (Tab. 1) são classificadas petrograficamente como andesitos porfíricos, com predomínio de fenocristais de plagioclásios

com até 5 mm de tamanho, moderadamente alterados. Os traqui-andesitos basálticos posicionam-se em sua maioria no campo das rochas alcalinas saturadas em sílica e possuem relações $\text{Na}_2\text{O} - 2 < \text{K}_2\text{O}$ e razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} < 2$, classificando-as como shoshonitos neste diagrama. Apenas a amostra 217 apresenta valor de $\text{Na}_2\text{O} - 2$ levemente superior (0,1) ao de K_2O .

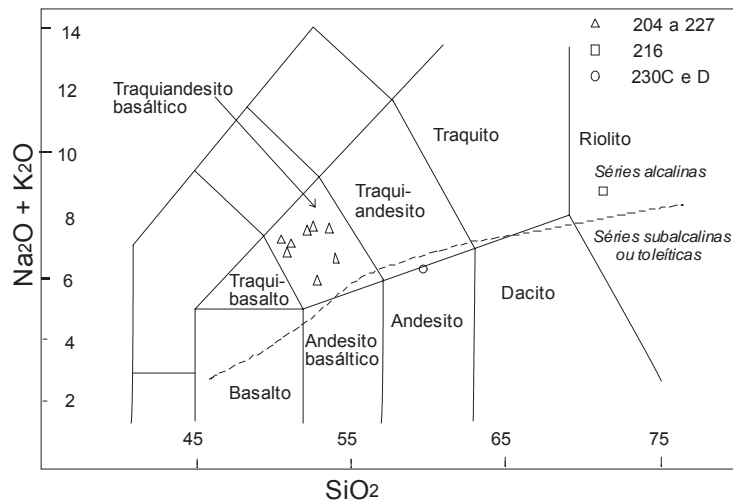


Figura 3 – Diagrama TAS (álcalis total *versus* sílica) segundo Le Bas *et al.*, (1986), com a classificação das amostras de rochas vulcânicas e hipabissais analisadas da área do Depósito Cerro dos Martins. Os dados, em peso % foram recalculados para 100% em base anidra. A linha tracejada separa campo alcalino do subalcalino (Kuno, 1966). Símbolos: triângulos = vulcânicas intermediárias a básicas (nove amostras com numeração entre 204 e 227, Tab. 1); quadrado = vulcânica ácida; círculos = hipabissais intermediárias a básicas.

Quanto aos elementos traço e terras raras, observou-se que os intervalos de valores dos elementos litófilos de baixo potencial iônico indicam também uma afinidade shoshonítica para as amostras estudadas, como por exemplo: o Sr (276 a 918 ppm); o Ba (892 a 1950 ppm); o Rb (34 a 121 ppm); e os teores relativamente elevados de terras raras leves (La, Ce, Nd). A ausência de anomalia de Eu (ver adiante Fig. 6) e conteúdos relativamente altos de Al_2O_3 (até 15,31%) corroboram a tendência shoshonítica.

Entretanto, os altos valores de elementos litófilos de elevado potencial iônico como o Zr (335 a 446 ppm), Nb (31 a 34 ppm), Y (42 a 50 ppm), aliados as altas concentrações de TiO_2 (2,02 a 2,64%), P_2O_5 (0,98 a 1,42%) e Fe_2O_3 (10,27 a 13,36%), somadas as razões baixas de Ce_N/Yb_N ($< 10,5$) sugerem uma afinidade moderadamente alcalina sódica para essas rochas. O caráter alcalino destas rochas foi sugerido previamente por Flores (1981).

A amostra classificada petrograficamente como dacito, posiciona-se no diagrama TAS (Fig. 3), no campo das rochas alcalinas saturadas em sílica, sendo classificada quimicamente como riolito; mostra relações $\text{Na}_2\text{O} - 2 < \text{K}_2\text{O}$ e $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} < 2$, que correspondem aos termos mais

diferenciados ($\text{SiO}_2 > 63\%$ em peso) da série shoshonítica. Entretanto, da mesma forma que o grupo anterior, os parâmetros geoquímicos a direcionam para a série alcalina sódica saturada em sílica.

Os quartzo-dioritos posicionam-se no diagrama TAS no campo das rochas cálcico-alcálicas alto K, sendo classificados como andesitos. Entretanto, os teores altos de elementos de elevado potencial iônico como o Zr, Nb, Y e os elementos terras raras (ETR), aliados as concentrações de TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_3 , considerando que as rochas são mais diferenciadas, sugere também uma afinidade moderadamente alcalina sódica.

A afinidade alcalina dos traqui-andesitos basálticos é observada no diagrama de Winchester e Floyd (1977) (Fig. 4), que relaciona SiO_2 com elementos traços de baixa mobilidade (Zr e Ti). Essas rochas, juntamente com as amostras de riolito e quartzo-dioritos lançadas no diagrama Zr x TiO_2 de Pearce (1982) (Fig. 5), localizam-se no campo das vulcânicas intra-placas. A presença de zircões herdados nessas rochas, no entanto, indica que o uso de diagramas que utilizam Zr deve ser feito com cautela.

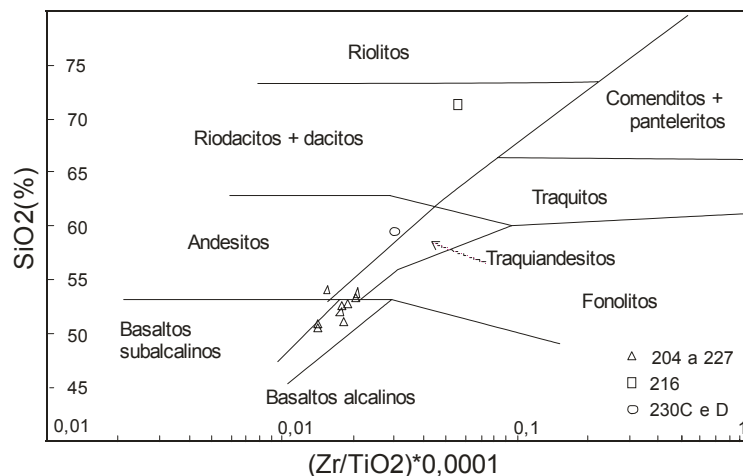


Figura 4 – Diagrama de classificação, sílica *versus* elementos incompatíveis das amostras analisadas da área do Depósito de Cu do Cerro dos Martins, segundo Winchester e Floyd (1977). Os símbolos utilizados são os mesmos da Figura 3.

Em nove amostras de andesito o padrão de distribuição dos ETR, segundo curvas paralelas, (n^{os} 1 - 9 na Tab. 2 e Fig. 6) indica que eles são cogenéticos. O grau de fracionamento dos ETR dessas rochas, expresso pelas razões $(\text{La/Lu})_N$ variáveis entre 10,7 - 14,14, corresponde ao intervalo dos andesitos continentais (1,5 - 21,5) de Henderson (1984), servindo para diferenciá-los dos andesitos oceânicos (1,0 - 8,6). Da mesma forma o ΣTR variável entre 379 - 453 ppm aponta para um intervalo mais elevado que a dos andesitos continentais (67 - 341 ppm), destacando-se ainda dos andesitos oceânicos (25 - 178 ppm).

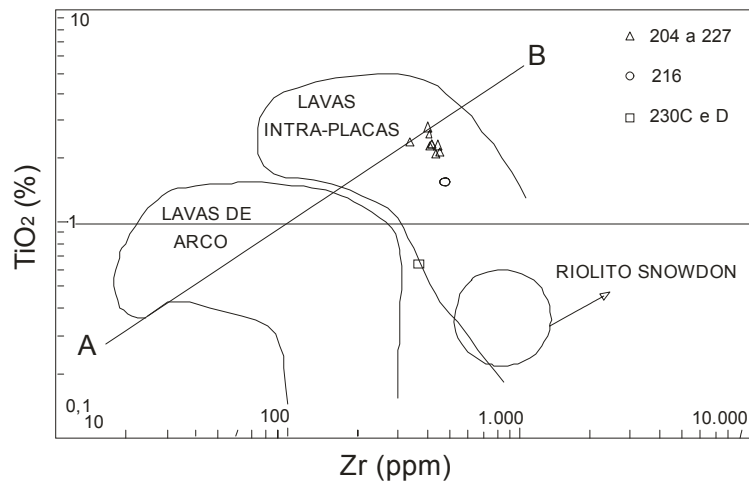


Figura 5 – Diagrama Zr (ppm) versus TiO₂ (peso %) mostrando campos de lavas de arco e intra-placas segundo Pearce (1982). A linha A-B separa rochas básicas das rochas intermediárias e ácidas. As rochas básicas posicionam-se acima da linha.

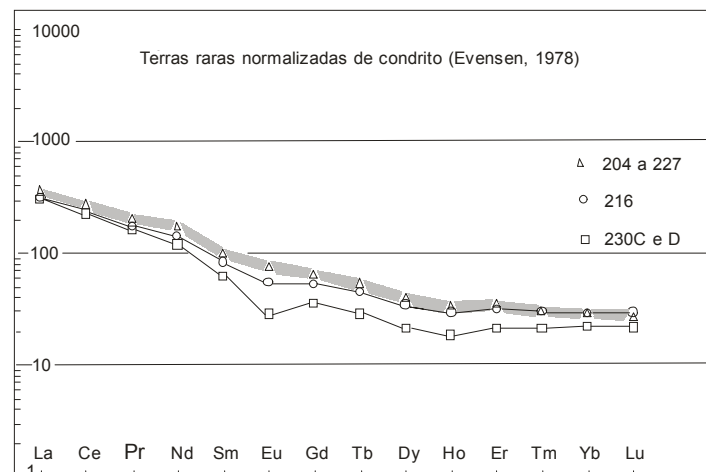


Figura 6 – Padrão de terras raras normalizadas ao condrito para as rochas vulcânicas e hipabissais da área do Depósito Cerro dos Martins. Os símbolos utilizados são os mesmos da Figura 3. As nove amostras de lavas intermediárias a ácidas, representadas por triângulos, mostram padrão similar e estão limitadas pela faixa de cor cinza.

Os padrões de distribuição dos ETR para as duas amostras de quartzo-diorito e para a de dacito indicam um padrão de fracionamento distinto. Essa diferença é refletida pelas razões $(La/Sm)_N$ maiores para o dacito (5,2) e quartzo-dioritos (3,9) quando comparadas aos andesitos (3,3 – 3,7). Da mesma forma, essas três amostras possuem leves anomalias negativas de Eu, ausentes nos andesitos. Entretanto, as razões $(La/Lu)_N$ apresentam sobreposições entre os valores encontrados nos andesitos (10,7 – 14,4) e nos quartzo-dioritos (11,2 - 11,4), ambas contrastantes com a razão do dacito (15,3). Estas razões podem representar magmas com características e origens distintas para os três tipos de rocha, conforme a interpretação estratigráfica.

Portanto, a composição química em rocha total das vulcânicas (maiores e traços, incluindo ETR) indicam uma afinidade alcalina para o vulcanismo relacionado à Formação Hilário na região

do Cerro dos Martins. Os dados geoquímicos das doze amostras estudadas, plotados nos diferentes diagramas (Winchester e Floyd, 1977; Pearce, 1982 e Evensen *et al.*, 1978), comparados com os dados de Wildner *et al.*, (1999) e Sommer *et al.*, (inédito) para os mesmos diagramas dos basaltos alto Ti-P do Platô Taquarembó e das lavas e diques básicos alto-Ti do Platô da Ramada respectivamente, apresentam posicionamento semelhantes. Esses autores posicionam as rochas dos platôs discutidos, como pertencentes ao Alogrupo Acampamento Velho (Paim *et al.*, 2000). Isto pode indicar que as três associações de rochas possuem o mesmo posicionamento estratigráfico. Entretanto, como veremos adiante, geocronologicamente apenas as amostras de quartzo-diorito da região do Cêrro dos Martins possuem idade similar à da unidade Acampamento Velho.

GEOCRONOLOGIA

As determinações geocronológicas pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão, foram efetuadas em quatro amostras de rochas vulcânicas e numa de rocha hipabissal. As análises foram executadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), Belém, PA. Três dessas quatro amostras foram coletadas em afloramentos na área do DCM enquanto que a outra foi coletada no leito do Arroio Mudador, situado ao sudoeste da área do DCM, (Fig. 1). Essa amostra, classificada petrograficamente como metabasalto, da fácies xisto verde inferior, ocorre associada aos mármore aflorantes na região do Mudador, cujos carbonatos foram analisados para C e O. Essas litologias, da Suíte Metamórfica Vacacaí, foram analisadas para comparação pois pertencem ao embasamento da seqüência vulcano-sedimentar encaixante do minério do DCM.

Os grãos de zircão da amostra de metabasalto são prismáticos, pouco ou moderadamente arredondados, transparentes e translúcidos, de cor marrom claro e quebrados (Fig. 7). Foram analisados 11 cristais, sendo sete selecionados e utilizados no cálculo da idade da amostra; quatro grãos foram eliminados por fornecerem poucos blocos ou elevado valor do Pb comum. Os sete zircões utilizados, identificados com os n^{os} 2, 3, 5, 7, 10, 13 e 14 podem ser observados na figura 8 e indicam uma idade média de 1529 ± 9 Ma (USD = 5,0) que, embora apresente alto valor para USD (raiz quadrada do MSWD), mostra coerência no conjunto.

O valor de 1529 ± 9 Ma representa a idade mais antiga possível para as rochas metavulcânicas do Arroio Mudador, da Suíte Metamórfica Vacacaí. Idade semelhante foi encontrado num grão de zircão (1538 ± 7 Ma; U-Pb SHRIMP) do Gnaiss Arroio dos Ratos na região de Encruzilhada do Sul (Silva *et al.*, 1999). Contudo, a observação dos grãos de zircões analisados, apesar de serem prismáticos, apresentam desgaste nas extremidades indicando arredondamento devido a sua passagem pelo ciclo sedimentar. Assim, os zircões dos metabasaltos

são herdados e provenientes do embasamento mais antigo, tendo sido incorporados no magma básico durante a sua ascensão, possivelmente no Neoproterozóico. Alternativamente, o arredondamento dos zircões poderia ter sido ocasionado pela dissolução de suas extremidades pelo magma básico (Watson, 1996) e, desta forma, a idade de 1,5 Ga representaria a idade de cristalização do basalto.

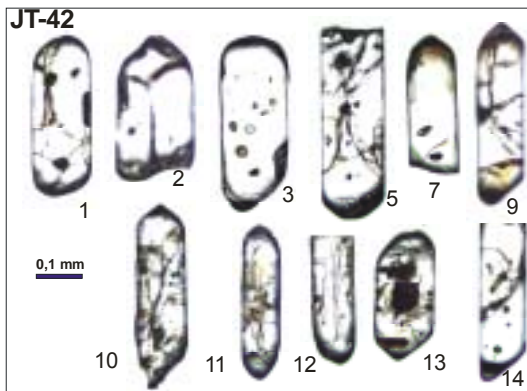


Figura 7 – Zircões analisados provenientes da amostra de rocha metavulcânica (nº 42) coletada no leito do Arroio Mudador, pertencentes a Suíte Metamórfica Vacacaí, representando parte do embasamento da sequência vulcano-sedimentar da área do Depósito Cerro dos Martins.

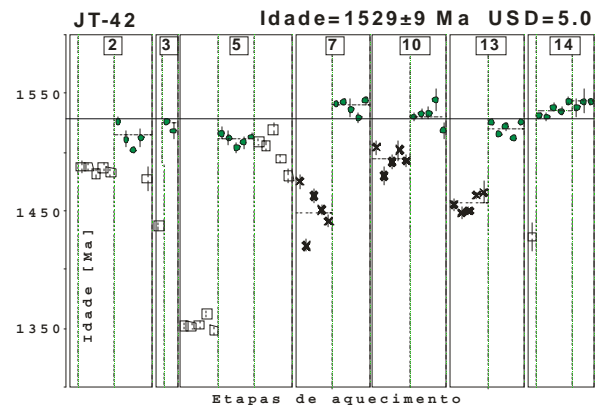


Figura 8 – Diagrama relacionando a idade dos zircões da amostra de metavulcânica estudada (nº 42) com as etapas de aquecimento. Círculo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; x = bloco descartado devido a razão de Pb^{204}/Pb^{206} ser maior do que 0.0004; quadrado = bloco descartado subjetivamente.

O posicionamento estratigráfico das rochas vulcânicas encaixantes do DCM possui diversas interpretações. Robertson (1966) considerou-as como pertencentes a Formação Santa Bárbara, enquanto Ribeiro *et al.* (1966) posicionou-as no Membro Hilário da Formação Crespos. Porcher e Lopes (2000) incluíram esta unidade na Formação Hilário do Grupo Bom Jardim. Na tentativa de estabelecer o posicionamento estratigráfico dessas rochas, separou-se zircões da amostra de rocha 213b, classificada petrograficamente como andesito. Os zircões desta amostra são muito pequenos, prismáticos, translúcidos, transparentes e na sua maioria quebrados pela metade, contendo inclusões (Fig 9). Estes zircões liberaram pouco Pb e dificultaram a análise durante a etapa de evaporação. Dois grãos (3 e 9) foram analisados na etapa de ionização. Os 4 grãos usados para o cálculo da idade média (Fig. 10), apesar do pequeno número de blocos, indicam um valor de 1538 ± 6 Ma, muito próximo do resultado obtido nos zircões da amostra 42 do Arroio Mudador. Esta idade, na região do DCM, também é interpretada como derivada de zircões herdados do embasamento Mesoproterozóico. Assim, a idade em torno de 1535 Ma, juntamente com a forma

prismática dos zircões, sugerem a ocorrência de um evento magmático durante o Mesoproterozóico no ESRG.

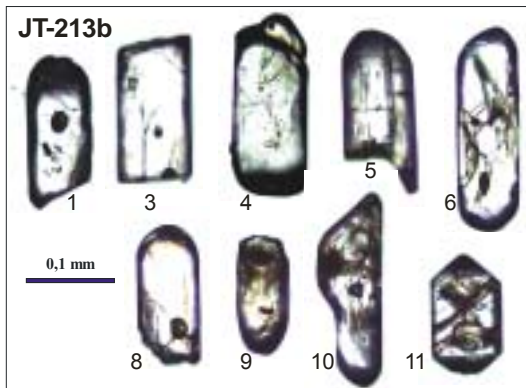


Figura 9 – Zircões analisados provenientes de amostra de andesito (nº 213) coletada na Formação Hilário, encaixante do minério do Depósito Cerro dos Martins.

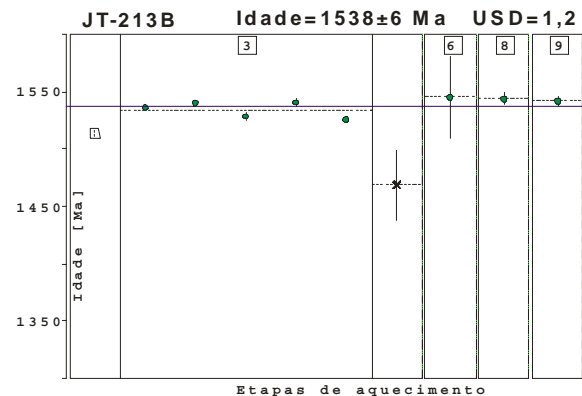


Figura 10 - Diagrama relacionando a idade dos zircões do andesito estudado (nº 213) com etapas de aquecimento. Circulo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; x = bloco descartado devido a razão de Pb^{204}/Pb^{206} ser maior do que 0.0004; quadrado = bloco descartado subjetivamente.

A morfologia dos grãos de zircão da amostra 213b, observados na Figura 9, destaca o desgaste dos mesmos durante o ciclo sedimentar e sua interpretação como grãos herdados, não sendo possível à determinação da idade do vulcanismo da sequência vulcano-sedimentar encaixante do DCM. Portanto, estas rochas foram consideradas como pertencentes a Formação Hilário, de acordo com a proposição de Porcher & Lopes (2000), em que pese sua afinidade moderadamente alcalina, à semelhança da Formação Acampamento Velho.

A amostra 216, classificada petrograficamente como dacito, ocorre de forma restrita ao longo de uma falha com direção nordeste (Fig. 2) e é posicionada estratigraficamente na Formação Acampamento Velho. Os grãos de zircões obtidos são muito pequenos, transparentes e translúcidos, prismáticos e fraturados, contendo algumas inclusões (Fig. 11). Em 13 tentativas de análise apenas duas obtiveram sucesso, mesmo juntando vários grãos em uma análise. O grão de nº 10 resultou em uma idade de 2.262 ± 5 Ma (a $1500^{\circ}C$) que é interpretada como representante de grãos herdados, possivelmente do Gnaisses Encantadas aflorante no embasamento adjacente, a leste. Por outro lado, o conjunto de 4 grãos de zircão referente a análise de nº 12 (Fig. 11) forneceu apenas um bloco de resultados com Pb comum acima do admitido, indicando a idade de 525 ± 128 Ma. Esta última idade apresenta elevado erro não permitindo um posicionamento estratigráfico preciso para esta unidade.

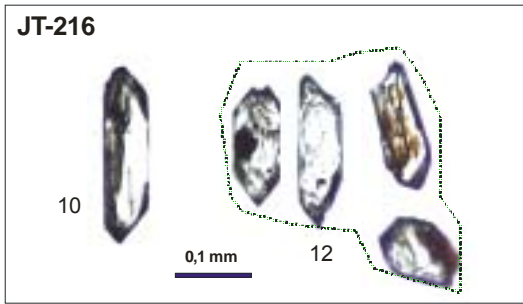


Figura 11 – Zircões analisados provenientes da amostra de rocha dacítica (n° 216) da Formação Acampamento Velho, coletada na área do Depósito Cerro dos Martins. O zircões agrupados sob o número 12 foram analisados conjuntamente devido ao pequeno tamanho.

A amostra 230d classificada petrograficamente como quartzo-diorito aflora como um corpo alongado na direção noroeste e é intrusiva nas rochas vulcânicas e sedimentares encaixantes do DCM tendo sido mapeada por Santos *et al.* (1978) e posicionada na Formação Acampamento Velho. Esta rocha apresenta os grãos de zircões predominantemente prismáticos, transparentes a translúcidos, castanho claro, apresentando fraturas, quebramentos nas bordas e algumas inclusões (Fig. 12). Treze grãos foram analisados, sendo que apenas um cristal não forneceu resultados satisfatórios. De um modo geral, o Pb comum foi alto para os zircões desta amostra. Usando o corte adotado na rotina do laboratório ($204/206 > 0,0004$), restaram os grãos 2, 6 e 12, indicando uma idade média de 550 ± 5 Ma com $USD = 1,4$ (Fig. 13). Esta idade confirma a posição estratigráfica desta rocha na Formação Acampamento Velho e fornece uma idade mínima para as rochas vulcano-sedimentares encaixantes do DCM. Idades semelhantes foram obtidas para a Formação Acampamento Velho: 546 ± 13 Ma para os riolitos da região do Cerro do Bugiu pelo método Rb-Sr (Almeida *et al.*, 1996) e de 549 ± 5 Ma para amostra de riolito, hipabissal do Platô da Ramada, pelo método U-Pb em zircão via SHRIMP (Sommer *et al.*, inédito).

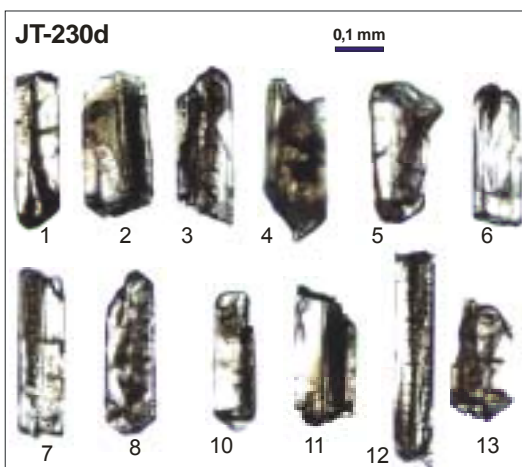


Figura 12 – Zircões analisados provenientes da amostra de quartzo-diorito (n° 230) da Formação Acampamento Velho, coletada na área do Depósito Cerro dos Martins.

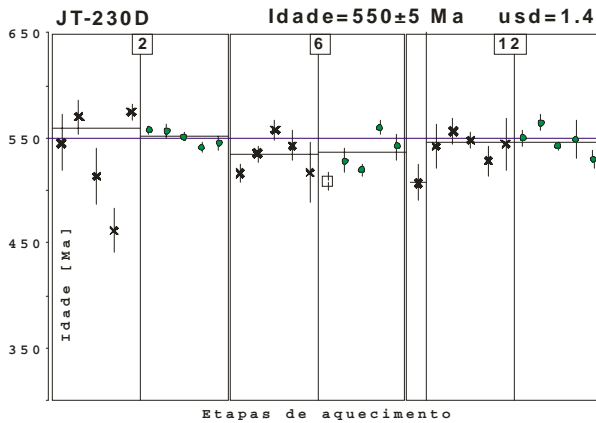


Figura 13 – Diagrama relacionando a idade dos zircões do quartzo-diorito (nº 230) com as etapas de aquecimento. Circulo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; x = bloco descartado devido à razão Pb^{204}/Pb^{206} ser maior do que 0.0004; quadrado = bloco descartado subjetivamente.

MINERALIZAÇÃO E CRONOLOGIA DE DEPOSIÇÃO

O depósito possui dois estilos de mineralização: um filoneano, formado por um conjunto de veios que preenchem fraturas de direção NW e o outro estratiforme, consistindo de disseminações nos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim

Os filões atravessam as rochas sedimentares e continuam em parte nos andesitos (Leinz e Barbosa, 1941). Esses são formados de brechas tectônicas, silicificadas com preenchimento de barita e sulfetos. Alinham-se segundo uma direção preferencial $N40^{\circ}-60^{\circ}W$ com mergulhos dominantes para SW. A grande maioria dos filões apresenta baixos teores, pequenas possanças e reduzida continuidade em superfície, acunhando-se após poucos metros ou mesmo centímetros de extensão. Dois filões de brecha silicificada com calcosina foram estudados por Eckert e Fabrício (1970). Um dos filões, corresponde a ocorrência de Cu2 (Fig. 2) com mais de 400 m de extensão, possança de até 10 m, encaixado em falha inversa $N40^{\circ}W$; $60^{\circ}W$ e profundidade de 100 m determinada em sondagem (Figs. 14A e B). O outro filão, corresponde a ocorrência Cu3, com 170 m de extensão e possança média de 3,5 m, com atitude $N60^{\circ}W$; $70^{\circ}NE$ e 155 m de profundidade. Trabalhos posteriores indicam que os filões alcançam até 200 m de profundidade (CBC, 1978).

Os minerais do minério filoneano são: calcosina e bornita com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas. Digenita, covelita, malaquita, cuprita e azurita ocorrem como minério secundário em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita. Os teores de Ag alcançam até 70 ppm nas amostras deste minério (CBC, 1978). As texturas dos minerais de minério mostram que os sulfetos de Cu ocorrem nas fases principal e tardia na seqüência deposicional, indicando enriquecimento de cobre nos estágio finais de deposição do fluido mineralizador .

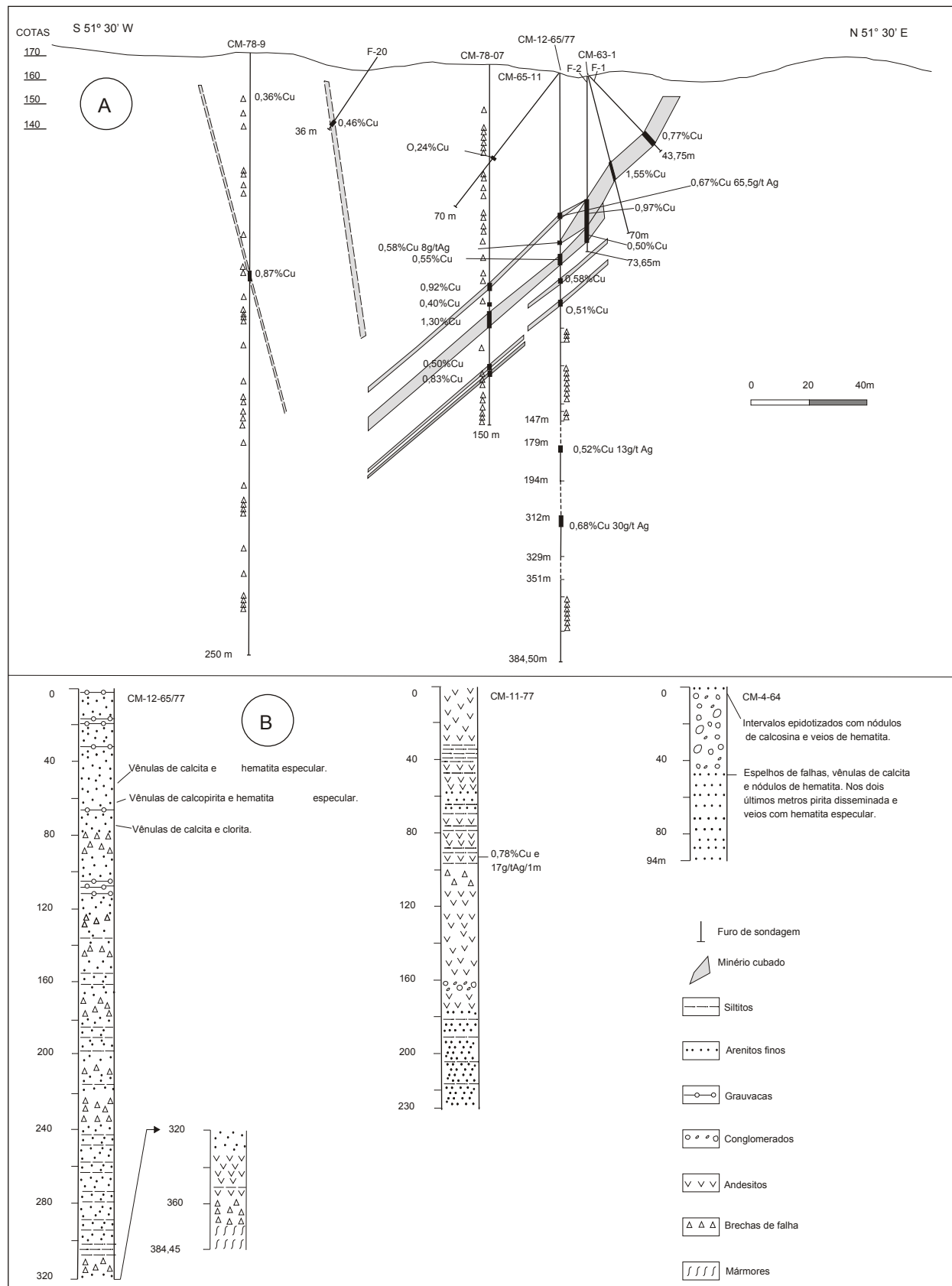


Figura 14A : Perfil transversal à ocorrência Cubaseado em furos de sondagem, tendo como referência o furo CM-12-65/77 mostrado na figura 2. Observa-se a morfologia e teores de Cu e Ag do minério cubado. B :Perfis descritivos simplificados de furos de sondagem selecionados da ocorrência Cu. Observa-se a intercalação das rochas vulcano-sedimentares e intersecções com minério (modificado de CBC, 1978).

O minério estratiforme constitui-se de duas camadas com minério de Cu e Ag com espessuras que alcançam entre 3 a 5 m, variando lateralmente ao longo de 700 m e desaparecendo para norte (Chaban *et al.*, 1978). Estas corrências foram interpretadas, pelos últimos autores, como Cu de origem sedimentar do tipo *red beds* não associada a falha. O minério apresenta-se como pontuações finas ou leitos finos de calcosina e bornita, paralelas ao acamamento de siltitos e arenitos finos de cor escura, sempre carbonáticos nas faixas com minerais de minério mais abundante. A calcita substitui a matriz de argila e sericita. Calcopirita, neodigenita, covelita e pirita ocorrem de maneira subordinada,. Estes horizontes mineralizados são recortados por um fraturamento, por vezes denso, com deslocamentos centimétricos. Os minerais de minério não são homoganeamente distribuídos, mostrando alternância com faixas estéreis. Os minerais de alteração supergênica são a malaquita e secundariamente a azurita, que ocorrem permeando as fraturas e planos de aleitamento.

A ordem de deposição do minério foi determinada neste trabalho através de estudos petrográficos das amostras de filões e veios mineralizados, incluindo a ganga. Os primeiros minerais depositados são a pirita seguida da calcopirita (Figs. 15 e 16). As relações texturais indicam ainda a contemporaneidade entre a calcopirita e bornita, associados ou não com a galena (Fig. 16H) ou esfalerita. A galena, de ocorrência subordinada, pode ser simultânea a bornita e a calcopirita, depositando-se até o estágio tardio. A calcosina é o sulfeto mais tardio na ordem de deposição, aparecendo no final do estágio principal, ocorrendo nas bordas dos outros sulfetos ou associado com a barita. Associações de sulfetos com zonação concêntrica, iniciam com pirita, passando a calcopirita e bornita e finalizando circundados por calcosina ou galena (Fig. 16F e G). Esta ordem de deposição indica enriquecimento de Cu e empobrecimento de S e Fe dos fluidos com a evolução da deposição ao longo do tempo.

ORDEM DE DEPOSIÇÃO				
Minerais	Precoce	Principal	Tardio	Supergênico
Pirita	—————	—————		
Calcopirita	- - -	—————	- - -	
Bornita		—————	—————	
Calcosina		- - -	—————	
Galena		—————	—————	
Esfalerita		—————	—————	
Hematita		- - -	—————	
Quartzo	—————	—————	—————	
Calcita	—————	—————	—————	
Barita		—————	—————	
Malaquita				—————
Azurita				—————
Covelita				—————
Cuprita				—————
Digenita				—————

Figura 15 – Cronologia de deposição do minério e ganga do Depósito Cerro dos Martins. Os sulfetos de baixa sulfetação dominam nos estágios tardios de deposição.

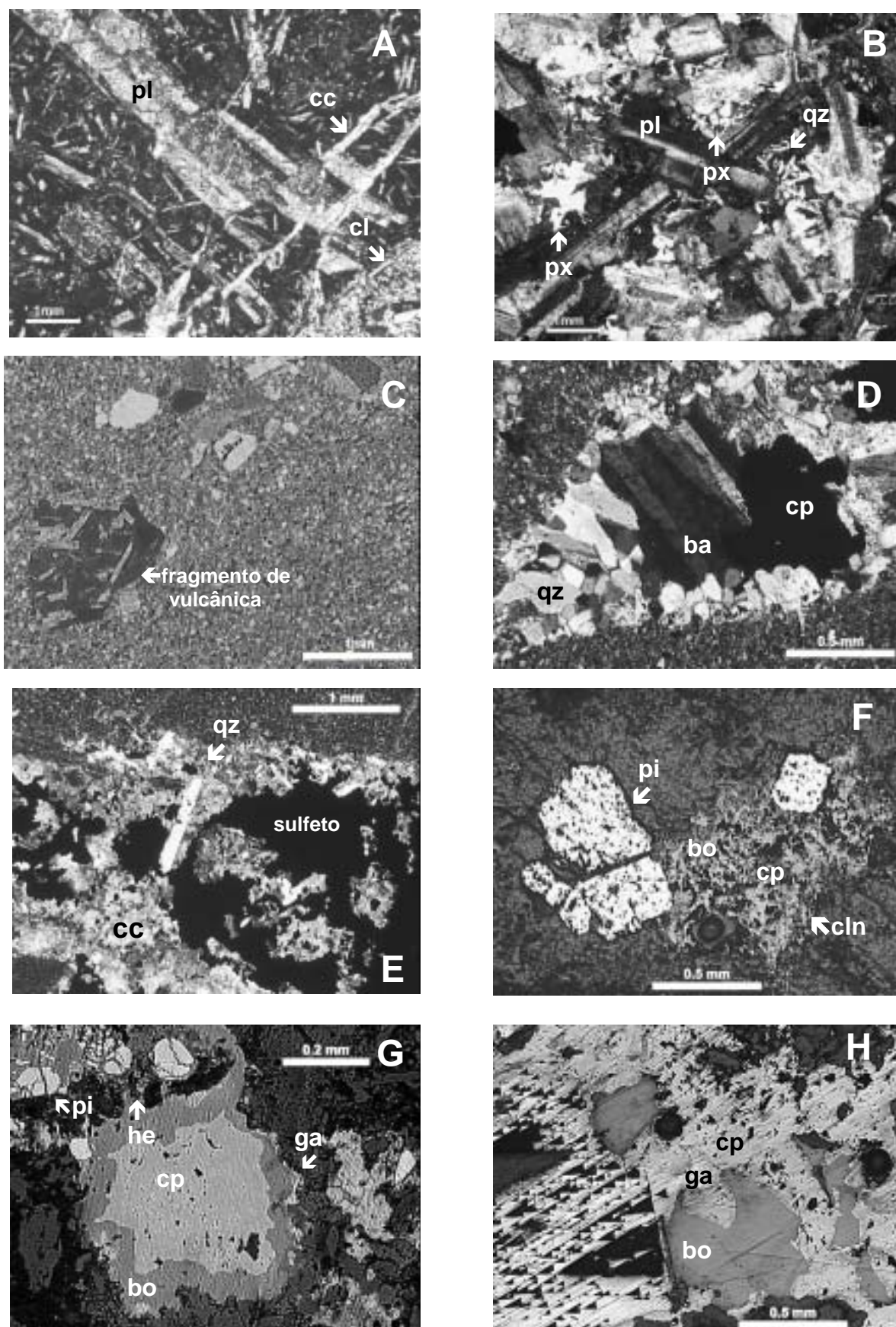


Figura 16 – Fotomicrografia das rochas e do minério do DCM. Legenda explicativa na página seguinte.

Figura 16 – Fotomicrografias das rochas encaixantes e do minério do Depósito Cerro dos Martins : **A.** Andesito com textura seriada contendo fenocristais de plagioclásios (pl) deslocados por falhas, em matriz de cristais finos e cristálitos de plagioclásios. Cavidades com clorita (cl), quartzo microcristalino e calcita (cc). Ocorrem também, vênulas com calcita, quartzo microcristalino e opacos. LP. Amostra 154. **B.** Quartzo-diorito com textura intergranular, mostrando augita (px) e hornblenda alojadas nos interstícios de prismas de plagioclásio. Os fenocristais de plagioclásio suportam crescimentos granofíricos (qz). LP. Amostra 230. **C.** Litarenito fino com estratificação marcada pela concentração de fragmentos, predominantemente vulcânicos, de tamanho areia grossa. LP. Amostra 231. **D.** Veio de minério cortando siltito, preenchido das bordas para o centro, por quartzo (qz), barita (ba) e calcopirita (cp). Técnica de LP. Amostra 34. **E.** Siltito com fratura preenchida por veios mostrando zonação mineralógica das bordas para o centro, iniciando com calcita, quartzo prismático e finalizando com sulfeto (ver fotomicrografia H). LP. Amostra 150. **F.** Conglomerado polimítico com sulfetos disseminados: pirita (pi), calcopirita (cp), bornita (bo) e calcosina (cln). Luz refletida. Amostra 233. **G.** Arenito brechado com sulfetos disseminados identificados no MEV-CME (Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS): pirita (pi), calcopirita (cl), bornita (bo), galena (ga) e hematita (he). Luz refletida. Amostra 168. **H.** Detalhe dos sulfetos que preenchem as fraturas do siltito mostrado na fotomicrografia E. Observa-se: bornita cercada por calcopirita e galena. Luz refletida. Amostra 150.

O carbonato dominante é a calcita, identificada em estudos de microscópio eletrônico de varredura (Tab. 2). A calcita precipita precocemente, antes dos sulfetos, continuando durante a etapa principal e prolongando-se até a fase tardia. A calcita precoce ocorre nas paredes dos veios (Fig. 16E) e como inclusão na calcopirita, enquanto que a calcita tardia corta os sulfetos. O quartzo mostra comportamento similar ao da calcita na cronologia de formação, depositando-se juntamente com a calcita nas paredes dos veios, ocorrendo como inclusão na calcopirita e raramente cortando os sulfetos (Fig. 16D-E).

A barita inicia sua deposição no final da fase principal, acompanhando os estágios finais da calcopirita e contemporânea a calcosina (Fig. 16D), e segue pelos estágios tardios do quartzo e calcita. A hematita precipita após a calcopirita, contemporaneamente a fase tardia da galena (Fig. 16G), indicando oxidação dos fluidos nas fases tardias de deposição do minério.

Grupo	Proveniência	Nº Amostra	Tipo de amostra	Mineral	$\delta^{13}C_PDB$	$\delta^{18}O_PDB$	$\delta^{18}O_SMOW$	87Sr / 86Sr	Erro (1 sigma)	Rocha Encaixante	Unidade Estratigráfica
A	Mudador	121d (F)	Afloramento	Calcita	-1,90	-6,65	23,15	na	na	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai
A	Mudador	121C	Afloramento	Calcita*(Mg-Fe)	-1,37	-8,77	20,97	na	na	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai
A	Mudador	121A	Afloramento	Calcita em mármore	0,02	-19,87	9,52	na	na	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai
A	Mudador	121A.1(F)	Afloramento	Calcita	0,17	-19,85	9,55	na	na	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai
A	Mudador	121A.2(F)	Afloramento	Calcita*	0,28	-18,43	11,01	na	na	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai
B	Volta Grande	86 (F)	Afloramento	Calcita	-8,43	-34,30	-5,35	na	na	Basalto brechado	Formação Hilário
B	Volta Grande	146B (F)	Afloramento	Calcita	-8,40	-30,44	-1,37	na	na	Andesito hidrotermalizado	Formação Hilário
B	Vauthier	84A (F)	Afloramento	Calcita	-7,68	-19,63	9,77	na	na	Granito hidrotermalizado	Suíte subvulcânica Vauthier
B	Volta Grande	145A (F)	Afloramento	Calcita*	-6,52	-15,52	14,01	na	na	Andesito	Formação Hilário
B	Vauthier	84C (F)	Afloramento	Calcita	-6,30	-24,65	4,60	na	na	Quartzito latito	Suíte subvulcânica Vauthier
B	Picada Grande	46B (F)	Afloramento	Calcita	-5,15	-16,17	13,34	na	na	Andesito brechado	Formação Hilário
B	Volta Grande	146A (F)	Afloramento	Calcita	-4,864	-18,210	11,24	na	na	Andesito brechado	Formação Hilário
B	Picada Grande	46A (F)	Afloramento	Calcita	-4,86	-18,21	11,24	na	na	Andesito brechado	Formação Hilário
B	Mina Aurora	148B (F)	Afloramento	Calcita	-4,80	-13,37	16,23	na	na	Granito hidrotermalizado	Granito Lavras do Sul
B	Mudador	41B (F)	Afloramento	Calcita	-4,60	-17,95	11,50	na	na	Andesito	Formação Hilário
C	Cerro das Ovelhas	161 (F)	Furo CO-77-02 aos 94,10m	Calcita	-5,24	-17,84	11,62	na	na	Veio brechado	Formação Hilário
C	Cerro das Ovelhas	159 (F)	Furo CO-77-02 aos 134,00m	Calcita*	-5,11	-19,16	10,26	na	na	Anfibolito	Suíte Metamórfia Vacacai
C	Cerro das Ovelhas	160 (F)	Furo CO-77-02 aos 114m	Calcita*	-4,83	-18,29	11,16	na	na	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai
C	Cerro das Ovelhas	170 (F)	Furo CO-77-02 aos 60,00m	Calcita	-3,90	-15,40	14,13	na	na	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	157(F)	Furo CM-77-06 aos 36,15m	Calcita	-4,45	-13,66	15,92	na	na	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	164 (D)	Furo CM-12-65/77 aos 177,80m	Calcita*	-3,83	-17,10	12,38	0,707321	0,000090	Brecha de falha	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	166 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 383,00m	Calcita*	-3,41	-18,06	11,39	0,707215	0,000064	Metamarga	Suíte Metamórfia Vacacai
D	Ciocari	09(F)	Afloramento	Calcita*	-3,00	-16,10	13,41	na	na	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai
D	Cerro dos Martins	150 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 313,10m	Calcita	-2,92	-14,22	15,35	na	na	Siltito brechado	Formação Hilário
D	Ocorrência Carajá	60B (F)	Afloramento	Calcita	-2,89	-9,10	20,63	na	na	Olivina minete	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	168 (D)	Furo CM-12-65/77 aos 75,00m	Calcita*	-2,89	-14,26	15,31	na	na	Arenito fino	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	155 (F)	Furo CM-77-11 aos 155,55m	Calcita*	-2,87	-14,86	14,69	0,706842	0,000038	Andesito	Formação Hilário
D	Mina Uruguai	81A (F)	Afloramento	Calcita	-2,47	-12,99	16,62	na	na	Siltito	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	169 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 78,00m	Calcita	-2,45	-13,52	16,08	na	na	Filonetes de quartzo e sulfetos	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	171 (F)	Furo CM-04-64 aos 62,00m	Calcita	-2,45	-17,37	12,10	0,707878	0,000039	Arenito brechado	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	152 (F)	Furo CM-77-11 aos 258,00m	Calcita*	-2,25	-13,10	16,50	na	na	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	158 (F)	Furo CM-77-11 aos 16,40m	Calcita	-2,21	-11,84	17,81	na	na	Granófiro	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	172(F)	Furo CM-12-65/77 aos 313,00m	Calcita	-2,20	-10,72	18,96	na	na	Siltito brechado	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	167.2(F)	Furo CM-12-65/77 aos 73,60m	Calcita	-2,10	-15,27	14,27	0,708541	0,000070	Arcóseo	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	167.1(F)	Furo CM-12-65/77 aos 73,60m	Calcita*	-2,07	-11,85	17,79	na	na	Arcóseo	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	154 (F)	Furo CM-77-11 aos 156,50m	Calcita	-2,05	-13,50	16,09	0,708788	0,000088	Andesito brechado	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	151 (F)	Furo CM-04-64 aos 56,80m	Calcita	-2,04	-16,00	13,52	0,708768	0,000046	Litarenito	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	34 (F)	Afloramento	Calcita	-2,00	-7,58	22,20	0,707662	0,000076	Siltito/conglomerado brechados	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	156 (F)	Furo CM-77-06 aos 37,75m	Calcita	-1,93	-12,75	16,87	0,707500	0,000034	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário
D	Cerro dos Martins	153 (D)	Furo CM-77-11 aos 157,60m	Calcita	-1,90	-11,82	17,83	0,708192	0,000040	Conglomerado brechado	Formação Hilário

Calcita : identificada em lâmina petrográfica e testada com HCl diluído

Calcita*: confirmada no Microscópio Eletrônico de Varredura - Centro de Microscopia Eletrônica - UFRGS

F : Filão / Filonete

D : Disseminada

na : não analisada

Tabela 2 - Dados da composição isotópica do C e O das calcitas do minério da área do Depósito Cerro dos Martins e de outras ocorrências minerais do Escudo Sul Rio-grandense. As análises da composição isotópica de Sr são oriundas das calcitas do minério do Depósito Cerro dos Martins. Análises efetuadas pelo Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso da UFPA, Belém, Pará.

INCLUSÕES FLUIDAS

Foram analisados cristais milimétricos de quartzo piramidado, encontrados na paragênese da ganga da mineralização. Neste mineral foram identificadas inclusões fluidas bifásicas aquosas, com tamanho variando entre >1 e $10 \mu\text{m}$ (média de $4,8 \mu\text{m}$) e grau de preenchimento pouco variável ($F = 0,9$), apresentando morfologias tubulares, cúbicas e oblatas. Essas inclusões são de natureza primária, distribuindo-se em planos de crescimento do mineral, perpendiculares ao eixo c. Ocorrem ainda, com menor frequência, inclusões com morfologias amebóides e vermiformes.

Verificou-se, ainda, a presença de algumas inclusões monofásicas gasosas, porém o tamanho diminuto das mesmas não permitiu sua definição: se pertencem a um grupo distinto, ou se são devidas aos efeitos de vazamento. Em função do pequeno tamanho das inclusões não foram realizadas análises por crioscopia, para a estimativa da salinidade equivalente do fluido, devido à dificuldade de observar as mudanças de fase (fusão do gelo).

Nos ensaios por aquecimento verificou-se a predominância (constância) da homogeneização do fluido no estado líquido ($L+V \rightarrow L$). As temperaturas de homogeneização total (T_h), em 45 medidas, variaram entre $157,1^\circ$ e $273,0^\circ \text{C}$ com média de $213,7^\circ \text{C}$ e mediana de $214,9^\circ \text{C}$ (Fig. 17). Tais temperaturas são compatíveis com aquelas encontradas em depósitos epitermais (Hedenquist, 1996).

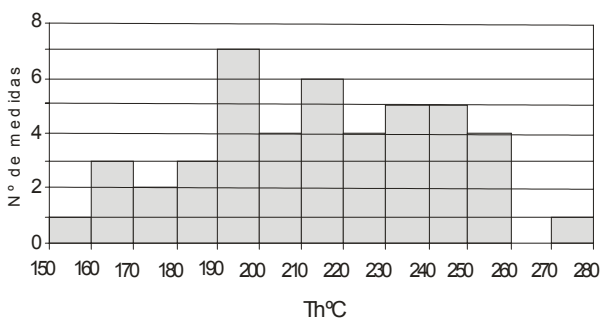


Figura 17 - Histograma de frequências das temperaturas de homogeneização ($n=45$) das inclusões fluidas bifásicas aquosas em quartzo microcristalino ($n=1$) e em cristais milimétricos de quartzo piramidado ($n=44$).

Os valores de T_h não podem ser utilizados diretamente como temperatura de formação do mineral, sendo requerido para isso a correção devida aos efeitos da pressão (Roedder, 1984). Entretanto, em depósitos relativamente rasos esses valores de correção são pouco significativos. Desta forma, a temperatura de 215°C , correspondente a mediana, foi utilizada como valor de referência para a deposição do minério. A ausência de sais de saturação nas inclusões, embora não tenham sido realizadas medidas de fusão do gelo, indicam a participação de água de natureza meteórica no fluido mineralizante.

As 5 leituras de medidas de T_h obtidas de inclusões fluidas com $3 \mu\text{m}$ de tamanho em baritas, registraram $115,2^\circ$; $121,4^\circ$; $124,1^\circ$; $124,1^\circ$; e $125,4^\circ \text{C}$. Esses valores indicam que as baritas

amostradas de veios do minério, são dos estágios finais do processo hidrotermal, o que está de acordo com as observações petrográficas, discutidas na seção Mineralização e Cronologia da Deposição.

ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Os isótopos estáveis representados pelos elementos leves C, O, H e S, são constituintes dos fluidos envolvidos nos processos geológicos formadores de minério. O estudo de sua composição auxilia no entendimento dos efeitos das interações fluido/rocha, bem como nas determinações da fonte dos elementos. Em situações favoráveis, auxilia na determinação da paleotemperatura do fluido, além dos mecanismos de difusão e reação envolvidos no processo (Rollinson, 1995; Hoefs, 1997). Para melhorar o entendimento dos processos geológicos geradores do minério do DCM foram determinados os valores da composição isotópica do S, C, O em sulfetos do minério e carbonatos da ganga do depósito, e de C e O de outras ocorrências de minério do ESRG para comparação. As análises da composição isotópica do C e O dos carbonatos foram executadas no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará, Belém, PA. Os isótopos de S foram determinados no Activation Laboratories Ltd. (Ancaster, Otario, Canada).

ISÓTOPOS DE ENXOFRE

Os minerais sulfetados analisados foram extraídos de veios do minério e posteriormente separados manualmente com o auxílio de lupa binocular. Os dados da composição isotópica do S das amostras analisadas e as informações geológicas pertinentes aparecem na figura 18 e na tabela 3. Os resultados das análise de sulfetos do DCM mostram $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ com valores relativamente homogêneos entre - 6.2 e + 0.9‰ (n= 7), similar aos dados obtidos anteriormente (Remus *et al.*, 1999). As baritas analisadas apresentam valores mais restritos com $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ entre +9.25 e +10.65‰ (n=4).

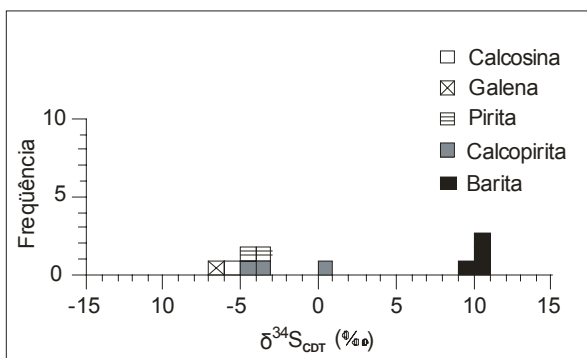


Figura18 – Composição isotópica $\delta \text{S}^{34} \text{‰}_{\text{CDT}}$ de sulfetos e sulfatos do Depósito Cerro dos Martins. Os sulfetos possuem composição isotópica magmática com variações para valores negativos devido a deposição em condições oxidantes.

Grupo	Proveniência	Amostra	Rocha Encaixante	Unidade Estratigráfica	Mineral	$\delta^{34}\text{S}\%$
E	Furo CM-77-11 aos 156,50m	JT-154	Andesito brechado	Formação Hilário	Calcopirita	-5,00
E	Furo CM-12-65/77 aos 313,10m	JT-150	Siltito brechado	Formação Hilário	Calcopirita	-3,75
E	Furo CM-12-65/77 aos 177,80m	JT-164	Brecha de falha	Formação Hilário	Calcopirita	0,86
F	Furo CM-12-65/77 aos 383,00m	JT-166	Metamarga	Suíte Metamórfica Vacacaí	Pirita	-4,71
F	Furo CM-12-65/77 aos 313,10m	JT-150	Siltito brechado	Formação Hilário	Pirita	-3,46
G	Furo CM-12-65/77 aos 313,00m	JT-172	Siltito brechado	Formação Hilário	Galena	-6,16
H	Afloramento	JT-209	Andesito brechado	Formação Hilário	Calcosina	-5,95
I	Afloramento	JT-247B	Arenito muito fino	Formação Hilário	Barita	9,25
I	Afloramento	JT-213	Andesito/Arenito fino	Formação Hilário	Barita	10,27
I	Afloramento	JT-214B	Andesito	Formação Hilário	Barita	10,58
I	Afloramento	JT-215D	Andesito brechado	Formação Hilário	Barita	10,65

Tabela 3 - Dados da composição isotópica ($\delta^{34}\text{S}\%$ CDT) de S de sulfetos e sulfatos do minério do Depósito Cerro dos Martins. Análises efetuadas por Activation Laboratories Ltd., Ontário, Canadá.

O valor de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ da calcopirita, levemente positivo (+0.9‰), indica uma origem magmática para o S. Os valores negativos de outros sulfetos, incluindo amostras de calcopirita, podem indicar o envolvimento de outras fontes com enxofre reduzido. Entretanto, a presença de hematita nas paragêneses minerais e as texturas indicativas de deposição progressiva de sulfetos com menores teores de enxofre, indica empobrecimento do S reduzido, com a evolução da deposição sulfetada. Este fato é observado na zonação composicional concêntrica, onde os sulfetos ricos em S aparecem no núcleo das estruturas (pirita e calcopirita) e são, progressivamente, empobrecidos neste elemento em direção a borda (galena, calcosina). Isto pode estar relacionado a incorporação deste elemento na estrutura da barita devido a oxidação progressiva do fluido mineralizador (Figs. 16D, F, G e H). O ferro disponível deposita-se, em parte, como hematita. Os sulfetos estáveis, em condições de fugacidade de oxigênio relativamente elevado, são a calcosina e a galena. Nessas condições de deposição, o S originalmente magmático ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \sim 0\%$), muda para valores negativos (Fig. 18 e Tab. 3). Assim, a composição isotópica do S dos sulfetos (especialmente galena e calcosina) com valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ negativos, indicam precipitação em condições oxidantes.

A presença de barita, com valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ positivos (+ 9.25 to + 10.65‰) sugerem o envolvimento de fontes marinhas para o S. Entretanto, os valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ em equilíbrio com a água do mar, no intervalo de idade entre 450-600 Ma, são bem mais elevados (> 25‰ segundo Claypool *et al.*, 1980) que os encontrados nas baritas do DCM. Assim, as composições isotópicas das baritas do DCM também podem indicar deposição em condições oxidantes, originadas pela mistura de um fluido magmático quente com água meteórica.

ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

As calcitas estudadas foram agrupadas conforme o tipo dominante de rocha encaixante (grupos A e B) e mineralizações selecionadas (grupos C e D). Obteve-se quatro grupos que mostram consistência de valores da composição isotópica do carbono. A maioria das calcitas estudadas distribuem-se, no diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (Fig. 19), ao longo de uma faixa formando um *trend* aproximadamente linear subparalelo ao carbono de carbonatos observados em depósitos hidrotermais de sistemas magmáticos. O grupo A consiste de calcitas com valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos de zero, relacionadas a carbonatos de ambiente marinho, provenientes de rochas metacalcárias do embasamento (Suite Metamórfica Vacacaí), de ocorrência abundante no ESRG. As calcitas do Grupo B são constituintes de filonetes/filões encaixados em rochas andesíticas e graníticas pertencentes a Formação Hilário, Granito Lavras, Granito Vauthier e mostram assinatura isotópica de carbono magmático (mantélico) ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ com valores entre -8,43 até -4,60). Ao grupo C pertencem as calcitas da ocorrência de Cu do Cerro das Ovelhas (Badi & Kolling, 1978), encaixadas em anfibolitos e mármores do embasamento e siltitos e arenitos relacionados a Fm. Hilário. Estas calcitas mostram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ que se superpõem ao campo magmático. O grupo D corresponde as calcitas da ganga do DCM e inclui uma amostra da Mina do Camaquã-Setor Uruguai e outra da ocorrência de Cu denominada Ciocari, encaixada em mármore do embasamento. Este grupo mostra valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ variáveis entre -4,45 até -1,90.

A composição isotópica do carbono das calcitas do grupo A sugere uma origem marinha como fonte predominante do carbono. As amostras com valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ negativos deste grupo, podem indicar uma pequena participação de carbono orgânico, consistente com a identificação de matéria orgânica em micritos (Tab. 2). A composição isotópica do carbono das calcitas do grupo B representa um fluido de origem magmática (mantélico), precipitado em temperaturas relativamente elevadas, com pouca ou nenhuma contaminação com carbono de outra origem. A fonte do carbono das calcitas do grupo B está relacionada a processos magmático-hidrotermais proximais. Assim, a composição isotópica do carbono das calcitas dos grupos A e B registram duas fontes distintas de carbono, representando dois polos composicionais importantes, relacionados a reservatórios primários no ESRG.

As calcitas do Grupo C possuem composição isotópica de carbono resultante de fluidos de origem profunda (mantélico) com pequena interação do fluido primário (magma) com as rochas encaixantes (Tab. 2). Isto reflete uma pequena influência da composição isotópica do carbono da rocha encaixante nas calcitas, devido à baixa relação fluido/rocha durante a percolação dos fluidos mineralizantes.

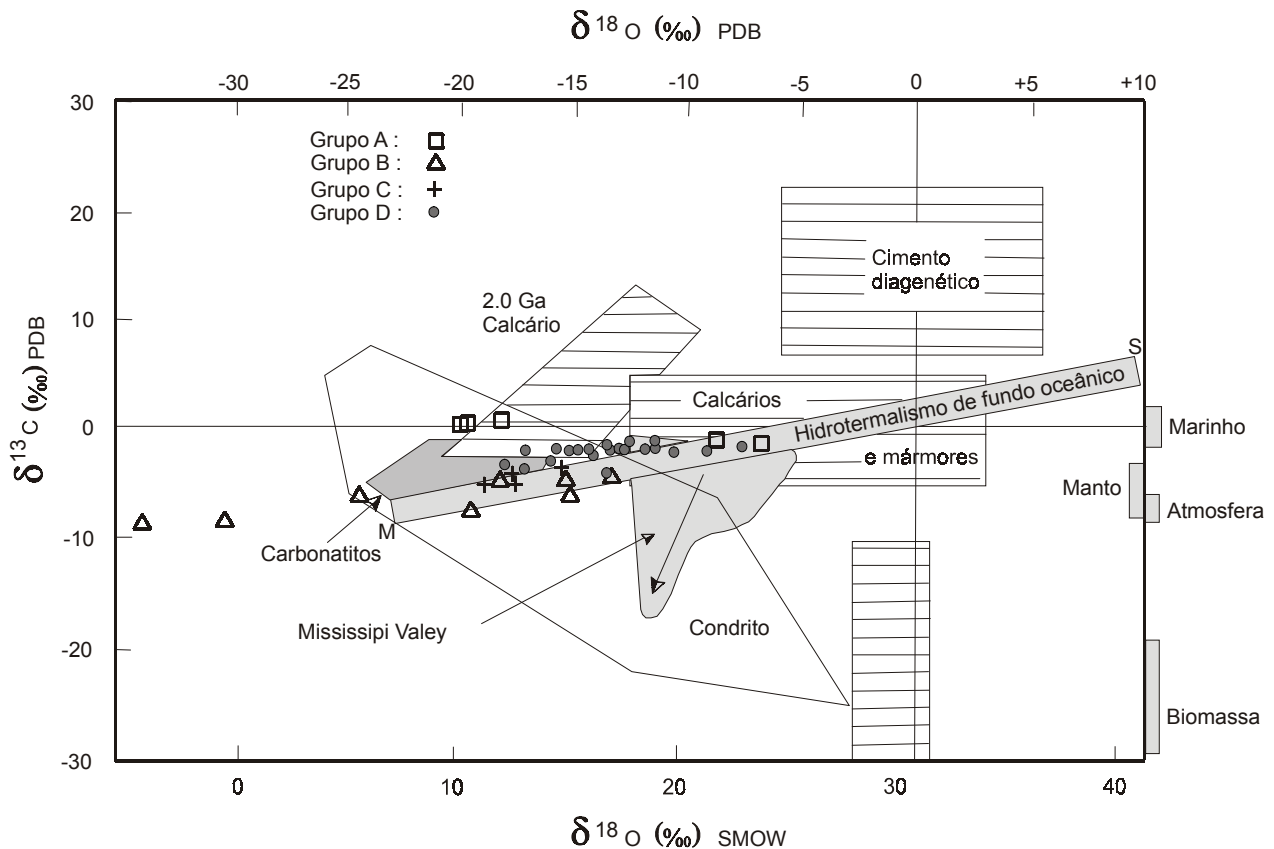


Figura 19 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos do Depósito Cerro dos Martins comparados com os carbonatos de ambientes diversos (modificado de Rollinson, 1993). As calcitas do grupo A pertencem aos mármore da Suite metamórfica Vacacaí e mostram composição isotópica de carbono marinho. As calcitas do grupo B coletadas em veios encaixados em rochas magmáticas, possuem composição isotópica de carbono de fontes magmáticas. As calcitas dos grupos C e D dos depósitos Cerro das Ovelhas e Cerro dos Martins, respectivamente representam a mistura de fluidos magmático- hidrotermais com carbono derivado dos mármore do embasamento.

A oxidação dos fluidos mineralizantes, discutido na seção dos isótopos de S, não poderia produzir modificações importantes na composição isotópica do carbono (Rye & Ohmoto, 1974). Assim, os valores da composição isotópica do carbono das calcitas do grupo D é produto da mistura de carbono magmático e de carbono de fonte marinha dos reservatórios primários discutidos anteriormente. O fluido originalmente magmático, proveniente de intrusões, possivelmente epizonais, percola o embasamento contendo associações de rochas constituídas por uma significativa parcela de mármore e contamina-se, em grau variável, com o carbono de origem marinha dessas rochas. A composição isotópica final do carbono depende da intensidade da interação entre o fluido e a rocha, sendo função da razão fluido/rocha. Assim os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ das calcitas do DCM são interpretados como o resultado desta mistura. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ dos carbonatos do Cerro das Ovelhas representam essa mistura, porém em menor intensidade. Essas

variações composicionais, comparadas com a composição isotópica de carbono de outros depósitos hidrotermais, estudados por Rye & Ohmoto (1974), podem ser observadas na figura 20.

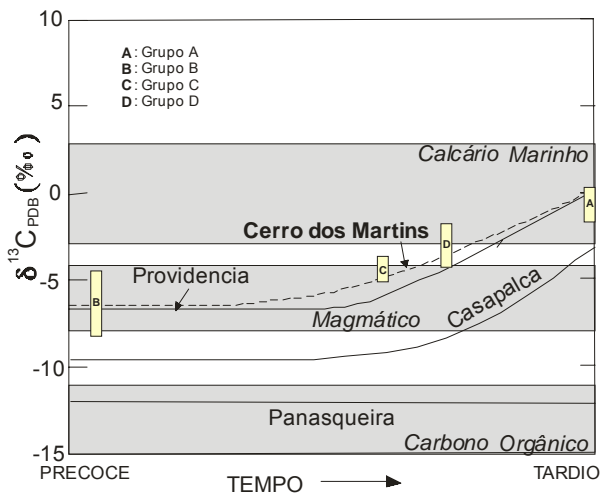


Figura 20 – Diagrama mostrando a evolução da composição isotópica do $\delta^{13}C_{PDB}$ no decorrer do tempo de depósitos hidrotermais selecionados, modificado de Rye e Ohmoto (1974). Os diferentes grupos de calcitas analisadas neste trabalho foram plotados para comparação. As calcitas dos grupos C e D provenientes das mineralizações do Cerro das Ovelhas e Cerro dos Martins, respectivamente foram geradas pela mistura de carbono derivado de fluidos magmático-hidrotermais (grupo B) com carbono originado de rochas do embasamento (mármore da Suíte Metamórfica Vacacaí – grupo A).

O cimento carbonático diagenético das rochas siliciclásticas encaixantes do DCM pode ter modificado a composição isotópica do carbono do fluido mineralizador, tendo em vista que os veios de minério contendo calcita ocorrem como *stockworks* de veios de reduzida espessura. Este processo pode ter adicionado carbono de composição marinha devido a dissolução da calcita do cimento dos arenitos/conglomerados, causando modificações para valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ que se aproximam de zero (Tab. 2). Embora a composição isotópica do carbono do cimento diagenético dos arenitos encaixantes da DCM não tenha sido analisado neste trabalho, sugere-se que sua composição tenha sido herdada dos mármore do embasamento, devido à incorporação de detritos destas rochas carbonáticas na seqüência sedimentar precursora dos sedimentitos.

A composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita do fluido hidrotermal, calculado para uma temperatura de 215 °C (mediana), de acordo com a equação proposta por O'Neil *et al.* (1969), mostra valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ entre 3 e 14, indicando H₂O derivada de fonte magmática, com contribuição de água meteórica.

ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO

A composição isotópica do Sr foi obtida em dez amostras de calcitas selecionadas, separadas do minério do DCM (Tab. 2) e em 4 amostras de rocha total do quartzo-diorito, Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), Belém, PA. As calcitas analisadas possuem razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ variáveis entre 0,70684 e 0,70878. Esses valores são assumidos como representantes das razões iniciais da época da formação desses minerais, refletindo as razões

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos fluidos hidrotermais, homogeneizados isotopicamente durante o período que antecedeu a incorporação do estrôncio pelos carbonatos.

As amostras do minério mostram valor médio da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7078 ($n = 10$). Nove amostras analisadas registram valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiores a 0,7070 e indicam inicialmente origem a partir de fontes relacionadas a crosta superior (Rollinson, 1993). Apenas uma amostra (155) apresentou valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menor (0,7068), mas muito próximo daqueles considerados como típicos da crosta superior. O contexto geológico regional e local indica que os mármores da Suíte Metamórfica Vacacaí (Grupo A, Tab. 2) podem ter contribuído como fonte importante da crosta superior para o Sr das soluções hidrotermais geradoras do minério do DCM. A composição isotópica de mármores da região do Batovi, pertencentes a Suíte Metamórfica Vacacaí (porção oeste do ESRG), mostram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7121 para a idade de 669 ± 13 Ma (Schmit, 1995). Assim, fluidos inteiramente derivados das rochas carbonáticas do embasamento - Suíte Metamórfica Vacacaí ou do cimento carbonático dos sedimentitos encaixantes, produziriam razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ próximas ou ligeiramente superiores aos encontrados nos mármores. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das calcitas do minério estudado são inferiores as dos mármores do embasamento, indicando que processos diagenéticos isoladamente não poderiam produzir as composições isotópicas encontradas nas calcitas do minério do DCM.

Análises Rb-Sr em quatro amostras de rocha total do quartzo-diorito mostraram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, corrigidos para a idade de 550 Ma, entre 0,70405 e 0,70445 ($n=3$). A quarta amostra apresentou valor de Rb baixo (17 ppm) e mostra razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevada (0,70587). Estas razões mostram que o quartzo-diorito poderia ser a fonte para os fluidos magmático-hidrotermais formadores das calcitas, necessitando da mistura de um componente mais radiogênico. Outras rochas candidatas a fonte e que mostram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores próximos aos das calcitas do DCM, consistem de associações vulcânicas alcalinas ácidas com idades entre 545 ± 12 e $546 \pm 12,9$ Ma e com valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais de 0,7067 e 0,7093, registradas por Almeida *et al.* (1996) e Gastal & Lafon (1998) no ESRG.

Rochas intrusivas alcalinas na Bacia do Camaquã, como por exemplo o Granito São Sepé, portador de ocorrências de ouro e cassiterita em endo e exogreisens (Porcher *et al.*, 1995), mostram o envolvimento de fontes crustais heterogêneas e mais antigas na sua gênese (Remus *et al.*, 1997, Gastal e Lafon, 1998). Este granito, possui valores variáveis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,706 – 0,710 (Sartori, 1978) ou de 0,7101 conforme recálculos efetuados (Gastal e Lafon, 1998) utilizando as idades U-Pb, SHRIMP em zircão de 559 ± 7 Ma e 542 ± 6 Ma obtidos por Remus *et al.* (1997).

Assim, a ocorrência de vulcanismo e plutonismo alcalino bimodal entre 545 e 559 Ma, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7040-0,7101, e que se superpõe aos valores determinados nas calcitas

(0,70684 e 0,70878) associadas ao minério do DCM, indica que os fluidos magmáticos deste evento podem ter participado na geração do minério deste depósito.

Alternativamente rochas shoshoníticas e alcalinas de cerca de 595 ± 5 Ma (Remus *et al.*, 2000) mostram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores entre 0,7041-0,7053 (Babinski *et al.*, 1996 ; Gastal *et al.*, 2003) também são candidatas a fonte dos fluidos das mineralizações. Entretanto, estes fluidos magmático-hidrotermais necessitariam também de um componente mais radiogênico para atingir a composição das calcitas anteriormente mencionadas. Tal componente pode relacionar-se aos mármore do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí.

CONCLUSÕES

A combinação dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos aponta para uma origem hidrotermal-magmática para as mineralizações de metais-base do DCM. Os fluidos de origem magmática lixiviaram metais-base e carbono (e Sr) do embasamento e da pilha vulcano-sedimentar e depositaram o minério em estruturas de alívio – fraturas e vazios, devido as variações nas condições físico-químicas.

A caracterização geoquímica (diagrama TAS) das vulcânicas encaixantes do Depósito de Cu do Cerro dos Martins indica sua classificação como traqui-andesito basáltico, andesito e apenas uma como riolito. A composição química em rocha total das vulcânicas (elementos maiores e traços, incluindo ETR) indicam uma afinidade alcalina para o vulcanismo relacionado à Formação Hilário na região do Cerro dos Martins. Os dados geoquímicos das amostras estudadas, plotados em diagramas discriminantes selecionados, indicaram uma semelhança geoquímica com as rochas do Alogrupo Acampamento Velho. Entretanto, geocronologicamente apenas as amostras de quartzo-diorito da região do Cêrro dos Martins possuem idades similares as da unidade Acampamento Velho.

O corpo de quartzo-diorito, intrusivo nas rochas vulcânicas e sedimentares encaixantes das mineralizações mostrou uma idade de 550 ± 5 Ma (zircões pelo método Pb-Pb via evaporação), indicando uma idade mínima para a geração do minério do DCM, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70405 e 0,70445. Esta idade confirma a posição estratigráfica desta rocha na Formação Acampamento Velho e também fornece uma idade mínima para a deposição da seqüência vulcano-sedimentar encaixante do DCM.

As mineralizações de Cu sulfetadas são predominantemente filões encaixados em rochas vulcano-sedimentares, controlados por estruturas brechadas de direção $N40^{\circ}-60^{\circ}$ W, SW e, subordinadamente, com morfologia estratiforme, consistindo de disseminações nos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário. Os minerais do minério filoneano são a calcosina

e bornita com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas. Digenita, covelita, malaquita cuprita e azurita ocorrem como minério secundário em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita. As texturas dos minerais de minério mostram que os sulfetos de Cu ocorrem nas fases principal e tardia na seqüência deposicional, indicando enriquecimento de cobre nos estágio finais de deposição do fluido mineralizador .

As temperaturas de homogeneização total (Th), em 45 medidas em cristais de quartzo, variaram entre 157,1° e 273,0° C com média de 213,7° C e mediana de 214,9° C. Estas temperaturas são compatíveis com aquelas encontradas em depósitos epitermais.

A composição isotópica do enxofre dos sulfetos do minério do DCM indicam sua origem magmática. Os valores negativos encontrados nos sulfetos, incluindo amostras de calcopirita, poderiam indicar o envolvimento de outras fontes com enxofre reduzido. Entretanto, a presença de hematita nas paragêneses minerais e as texturas indicativas de deposição progressiva de sulfetos com menores teores de enxofre, evidenciam o empobrecimento do S reduzido com a evolução da deposição sulfetada. Portanto, o S originalmente magmático ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \sim 0 \text{ ‰}$), muda para valores negativos devido a oxidação progressiva da solução mineralizadora.

A composição isotópica do carbono das calcitas do DCM é o resultado da mistura de duas fontes de carbono: uma fonte magmática relacionada a fluidos de intrusões epizonais de afinidade alcalina e outra de carbono de composição marinha, originada dos mármorees do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí. O carbono das calcitas do cimento carbonático dos arenitos encaixantes do DCM também pode ter participado do fluido mineralizador. A composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita do fluido hidrotermal (T= 215 °C) mostra valores de $\delta \text{O}^{18}_{\text{SMOW}}$ entre 3 e 14, indicando derivação de fonte magmática, com contribuição de água meteórica

As calcitas associadas ao minério do DCM mostram razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ média de 0,7078. Este valor sugere uma origem a partir de fontes relacionadas a crosta superior. A ocorrência de vulcanismo e plutonismo alcalino bimodal entre 545 e 559 Ma, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7040-0,7101, e que se superpõem aos valores determinados nas calcitas (0,7068 e 0,7087), associadas ao minério do DCM, indicam que os fluidos magmáticos deste evento participaram na geração do minério do depósito. Alternativamente, rochas shoshoníticas e alcalinas, plutônicas e vulcânicas com idade de 595 ± 5 Ma, mostram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores entre 0,7041-0,7053, e também são candidatas a fonte dos fluidos das mineralizações. Estes fluidos magmático-hidrotermais, necessitariam de um componente mais radiogênico para atingir a composição das calcitas anteriormente mencionadas. Tal componente pode estar relacionado aos mármorees do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, D. del P. M. & Zerfass, H. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG. v. 2. p. 19-21.
- Almeida, D. del P. M. de; Zerfass, H.; Basei, M. A. ; Petry, K. & Gomes, C. H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package : geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). **Gondwana Research**, **5** (3) : 721-733.
- Babinski, M.; Chemale Jr.; Hrtmann, L. A.; Van Schmus, W. R.; Silva, L. C. da. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, **24** (5) : 439-442.
- Badi, W. S. & Kolling, S. L. 1978. Mineralizações cupríferas no Cerro das Ovelhas, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v. 4 , p. 1392-1405.
- Beckel, J.; Gonzales Fº, F. G.; Macedo, P. M. de ; Santos, E. L. dos & Chaban, N. 1978. Ocorrência de cobre nativo em fanglomerados eo-paleozóico no município de Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife , 1978. **Anais...** Recife, SBG. v. 4, p. 1406-1418.
- Chaban, N.; Santos, E. L. dos; Macedo, P. M.; Gonzales Fº, F. G. & Beckel, J. 1978. Ocorrência de cobre sedimentar no Cerro dos Martins Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG, v. 4, p. 1445-1456.
- Claypool, G. E.; Holser, W.T.; Kaplan, I. R.; Sakai, H. & Zak, I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. **Chemical Geology**, **28** : 199-260.
- Companhia Brasileira de Cobre - CBC. 1978. **Relatório de reavaliação na área do decreto nº 70.926 (DNPM 7566/64) , Cerro do Martins, município de Caçapava do Sul** : relatório preliminar. Porto Alegre. 2 v. (Inédito)
- Dias, A. de A . 2003. Síntese tectono-estrutural do RS. In: TONIOLO, J. A. et al. **Metalogênese da Bacia do Camaquã** : fase preliminar. Porto Alegre, CPRM. p. 4 Fig. 1. (Inédito)
- Eckert, R. M. & Fabrício, J. A. C. 1970. **Prospecção final da jazida do Cerro dos Martins, município de Caçapava do Sul , RS.** Porto Alegre, DNPM. 1 v. (Inédito)
- Evensen, N. M.; Hamilton, P. J.; O’Nions, R. K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **42** : 1199-1212.
- Flores J. A. 1981. **Contribuição à gênese das ocorrências cupríferas estratiformes de Cerro de Minas, RS.** Porto Alegre. 1 v. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gastal, M. C. P. & Lafon, J. M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-riograndense : geoquímica e isótopos de Rb-Sr. **Revista Brasileira de Geociências**, **28** (1) : 11-28.
- Gastal, M. C. P.; Lafon, J. M. & Koester, E. 2003. Sr-Nd-Pb isotopes for minettes and granitoids from the Lavras do Sul intrusive Complex, RS. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador, CBPM/SSAGI/IRD. v. 2 p. 564-567.
- Hartmann, L. A. ; Leite, J. A. D.; Silva, L. C. da; Remus, M. V. D.; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I.; Fletcher , I. R.; Santos, J. O. S.; Vasconcellos, M. A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and theri impact on understanding the tectonic and metallogenetic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, **47** : 829-844.
- Hedenquist, J. W.; Izawa, E.; Arribas, A.; White, N. C. 1996. **Epithermal gold deposits** : styles, characteristics, and exploration. Tokyo ,Komiyama. 1 v. (Resources Geology Special Publication, n. 1).

- Henderson, P. (ed.) 1984. **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. 510 p. (Developments in Geochemistry, 2)
- Hoefs, J. 1997. **Stable isotope geochemistry**. Berlin, Springer . 201 p.
- Kuno, H. 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. **Bulletin of Volcanology**, **29** : 195-222.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W; Streickeisen, A.& Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, **27** : 745-750.
- Leinz, V. & Almeida, S. C. de. 1941. **Gênese da jazida de cobre “Camaquã” , município de Caçapava, Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Secretaria de Estado dos Negócios da Agricultura Indústria e Comércio , 58 p. (Boletim n. 88)
- Leinz, V. & Barbosa, A. 1941. A jazida de cobre “Cerro dos Martins” Caçapava, Rio Grande do Sul. **Mineração e Metalurgia**, **5** (3) : 252-258.
- O’Neil J.R., Clayton R.N. & Mayeda, T. K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. **J. Chem. Phys.**, : 5547-5558.
- Paim, P. S. G.; Chemale Jr., F. & Lopes, R. da C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, UFRGS/CIGO. p. 231-274.
- Paim, P. S. G.; Faccini, U. F.; Netto, R.G. & Nowatski, C.H. 1992. Estratigrafia de sequências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eo-Paleozóico do RS (Brasil). **Serie Correlacion Geologica, Universidad Nacional de Tucumán**,(9) : 41-55.
- Pearce, J. A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In :Thorpe, R. S. (Ed.) **Andesites : orogenic andesites and related rocks**. New York , John Wiley & Sons. p. 525-546.
- Porcher, C. A. & Lopes, R.da C. 2000. **Cachoeira do Sul, folha SH.22-Y-A , escala 1: 250.000, estado do Rio Grande do Sul** : Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio de Janeiro, CPRM. 1 CD ROM
- Porcher, C. A. ; Leites, S. R.; Ramgrab, G. E. & Camozzato, E.; (Orgs.) 1995. **Passo do Salsinho , folha SH.22-Y-A-I-4 ,escala 1:50.000 , estado do Rio Grande do Sul**: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio de Janeiro, CPRM. 352 p. mapas.
- Remus, M. V.D. 1999. **Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS**. Porto Alegre. 1 v. Tese de Doutorado em Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Remus, M. V.D.; Hartmann, L. A ; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I. & Reischl, J. L.. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. **Gondwana Research**,**3** (2) : 155-174.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J.; Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. **Boletim de Resumos...** Gramado, SBG. p. 83.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A .; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I. & Fletcher, I. R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasileiro Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Science**, **13** : 191-216.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A .; Reischl, J. L. & Dorneles, N.. 2000 The Camaquã (Cu) and Santa Maria (Pb-Zn) deposits, southern Brazil : a review. In: Misi, A. & Teixeira, J. B. (Orgs) **Proterozoic Base Metal Deposits of Africa And South America**. Belo Horizonte, IUGS/UNESCO. p. 88-90.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L. A.;McNaughton, N. J.; Groves, D. I.; Reischl, J. L.; Dornelles, N. T. 1998. The CamaquãCu(Au-Ag) and Santa Maria mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrothermal? In: WORKSHOP ; DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS DE METAIS BASE, Salvador.,1997. p. 58-67.

- Remus, M.V.D.; Menaughton, N. J.; Hartmann, L. A. & Fletcher, I. R. 1997. Zircon SHRIMP U/Pb dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil : evidence for an Archean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITE ASSOCIATED MINERALOGIST, 2., 1997, Salvador. **Extended Abstracts...** Salvador, ISGAM. p. 271-272.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P. R.; Figueiredo F^o, P. M. & Tessari, R. I. 1966. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre, DNPM. 58 p.(Boletim DFPM, n^o 127)
- Ribeiro, M. J. 1978. **Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Riograndense** : nota explicativa. Porto Alegre, DNPM. 104 p. (Série Geologia, n. 3, Seção Geologia Econômica, n.1)
- Rio Doce Geologia e Mineração S. A. – DOCEGEO. 1978. **Relatório preliminar de pesquisa alvarás 2496/77 , 3050/77 , 3052/77 e 3051/77**. Porto Alegre. 1 v. (Inédito)
- Robertson, J. F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos**, 1 (2) : 41-54.
- Roedder, E. 1984. **Fluid Inclusions**. New York, Mineralogical Society of América, 644 p. (. Reviews in Mineralogy, v. 12)
- Rollinson, H. 1993. **Using geochemical data** : evaluation presentation, interpretation. Essex, Longman. 352 p.
- Rye, R. O. & Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and genesis : a review. **Economic Geology**, 69 : 826-842.
- Santos, E. L. dos; Beckel, J.; Macedo, P. M. de; Gonzales F^o, F. & Chaban, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v.2, p. 670-684.
- Sartori, P.L. P. 1978. **Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do sul do Brasil**. São Paulo. 195 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Schmitt, R. da S. 1995. Evolução tectono-metamórfica do complexo metavulcano-sedimentar Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS. Porto Alegre. 159 p. Dissertação de Mestrado Curso de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, L. C. da; Hartmann, L. A.; Menaughton, N. J.; Fletcher, I. 1999. U-Pb SHRIMP Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. **International Geology Review**, 41:531 – 551
- Sommer, C. A.; Lima, E. F. de; Nardi, L. V. S.; Figueiredo, A. M. G. F. & Pierosan, R. **Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil**. s.n.t. (Inédito)
- Toniolo, J. A.; Dias, A. de A.; Gil, C. A. A.; Sander, A.; Remus, M. V. D.; Macambira, M. 2003. **Metalogênese da Bacia do Camaquã** : fase preliminar. Porto Alegre, CPRM. 1 v. (Inédito)
- Watson, E. B. 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion : kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. In: Brown, M.; Candela, P. A.; Peck, D. L.; Stephens, W. E.; Walker, R. J.; Zen, E-Na (Eds.) **The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks**. Edinburgh, The Royal Society of Edinburgh. p. 43-56 (Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences, v. 87 , 1996).
- Wildner, W.; Nardi, L.V.S. & Lima, E.F.de. 1999. Post collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau : a well-preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic association in southern Brazil. **International Geology Review**, 41(12) : 1082-1098.
- Winchester, J. A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20 : 325-343.

IV. CONCLUSÕES

As diversas hipóteses de origem do minério elaboradas para o DCM anteriormente, e apresentadas no Capítulo II, utilizaram dados que podem ser explicados por processos geológicos pertencentes a dois ou mais modelos metalogenéticos. A morfologia estratiforme de parte da mineralização, por exemplo, pode ser explicada por modelos singenéticos ou epigenéticos. Neste trabalho a adição de novos dados, considerados diagnósticos (isótopos estáveis e inclusões fluidas), permite definir um modelo mais adequado para a geração do minério do DCM.

A combinação dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos aponta para uma origem hidrotermal-magmática para as mineralizações de metais-base do DCM. Os fluidos de origem magmática lixiviaram metais-base e carbono (e Sr) do embasamento e da pilha vulcano-sedimentar e depositaram o minério em estruturas de alívio – fraturas e vazios, devido as variações nas condições físico-químicas.

A caracterização geoquímica (diagrama TAS) das vulcânicas encaixantes do Depósito de Cu do Cerro dos Martins indica sua classificação como traqui-andesito basáltico, andesito e apenas uma como riolito. A composição química em rocha total das vulcânicas (elementos maiores e traços, incluindo ETR) indicam uma afinidade alcalina para o vulcanismo relacionado à Formação Hilário na região do Cerro dos Martins. Os dados geoquímicos das amostras estudadas, plotados em diagramas discriminantes selecionados, indicaram uma semelhança geoquímica com as rochas do Alogrupo Acampamento Velho. Entretanto, geocronologicamente apenas as amostras de quartzo-diorito da região do Cêrro dos Martins possuem idades similares as da unidade Acampamento Velho.

O corpo de quartzo-diorito, intrusivo nas rochas vulcânicas e sedimentares encaixantes das mineralizações mostrou uma idade de 550 ± 5 Ma (zircões pelo método Pb-Pb via evaporação), indicando uma idade mínima para a geração do minério do DCM, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70405 e 0,70445. Esta idade confirma a posição estratigráfica desta rocha na Formação Acampamento Velho e também fornece uma idade mínima para a deposição da seqüência vulcano-sedimentar encaixante do DCM.

As mineralizações de Cu sulfetadas são predominantemente filões encaixados em rochas vulcano-sedimentares, controlados por estruturas brechadas de direção N40°–60° W, SW e, subordinadamente, com morfologia estratiforme, consistindo de disseminações nos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário. Os minerais do minério filoneano são a calcosina e bornita com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas. Digenita, covelita, malaquita cuprita e azurita ocorrem como minério secundário em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita. As texturas dos minerais de minério mostram que os

sulfetos de Cu ocorrem nas fases principal e tardia na seqüência deposicional, indicando enriquecimento de cobre nos estágio finais de deposição do fluido mineralizador .

As temperaturas de homogeneização total (Th), em 45 medidas em cristais de quartzo, variaram entre 157,1° e 273,0° C com média de 213,7° C e mediana de 214,9° C. Estas temperaturas são compatíveis com aquelas encontradas em depósitos epitermais.

A composição isotópica do enxofre dos sulfetos do minério do DCM indicam sua origem magmática. Os valores negativos encontrados nos sulfetos, incluindo amostras de calcopirita, poderiam indicar o envolvimento de outras fontes com enxofre reduzido. Entretanto, a presença de hematita nas paragêneses minerais e as texturas indicativas de deposição progressiva de sulfetos com menores teores de enxofre, evidenciam o empobrecimento do S reduzido com a evolução da deposição sulfetada. Portanto, o S originalmente magmático ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \sim 0 \text{ ‰}$), muda para valores negativos devido a oxidação progressiva da solução mineralizadora.

A composição isotópica do carbono das calcitas do DCM é o resultado da mistura de duas fontes de carbono: uma fonte magmática relacionada a fluidos de intrusões epizonais de afinidade alcalina e outra de carbono de composição marinha, originada dos mármorees do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí. O carbono das calcitas do cimento carbonático dos arenitos encaixantes do DCM também pode ter participado do fluido mineralizador. A composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita do fluido hidrotermal (T= 215 °C) mostra valores de $\delta \text{O}^{18}_{\text{SMOW}}$ entre 3 e 14, indicando derivação de fonte magmática, com contribuição de água meteórica

As calcitas associadas ao minério do DCM mostram razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ média de 0,7078. Este valor sugere uma origem a partir de fontes relacionadas a crosta superior. A ocorrência de vulcanismo e plutonismo alcalino bimodal entre 545 e 559 Ma, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7040-0,7101, e que se superpõem aos valores determinados nas calcitas (0,7068 e 0,7087), associadas ao minério do DCM, indicam que os fluidos magmáticos deste evento participaram na geração do minério do depósito. Alternativamente, rochas shoshoníticas e alcalinas, plutônicas e vulcânicas com idade de 595 ± 5 Ma, mostram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores entre 0,7041-0,7053, e também são candidatas a fonte dos fluidos das mineralizações. Estes fluidos magmático-hidrotermais, necessitariam de um componente mais radiogênico para atingir a composição das calcitas anteriormente mencionadas. Tal componente pode estar relacionado aos mármorees do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, D. del P. M. & Zeffass, H. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG. v. 2. p. 19-21.
- Almeida, D. del P. M. de; Zeffass, H.; Basei, M. A. ; Petry, K. & Gomes, C. H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package : geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). **Gondwana Research**, **5** (3) : 721-733.
- Babinski, M.; Chemale Jr.; Hrtmann, L. A.; Van Schmus, W. R.; Silva, L. C. da. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, **24** (5) : 439-442.
- Badi, W. S. & Kolling, S. L. 1978. Mineralizações cupríferas no Cerro das Ovelhas, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v. 4 , p. 1392-1405.
- Beckel, J.; Gonzales Fº, F. G.; Macedo, P. M. de ; Santos, E. L. dos & Chaban, N. 1978. Ocorrência de cobre nativo em fanglomerados eo-paleozóico no município de Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife , 1978. **Anais...** Recife, SBG. v. 4, p. 1406-1418.
- Chaban, N.; Santos, E. L. dos; Macedo, P. M.; Gonzales Fº, F. G. & Beckel, J. 1978. Ocorrência de cobre sedimentar no Cerro dos Martins Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,30.,1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG, v. 4, p. 1445-1456.
- Claypool, G. E.; Holser, W.T.; Kaplan, I. R.; Sakai, H. & Zak, I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. **Chemical Geology**, **28** : 199-260.
- Companhia Brasileira de Cobre - CBC. 1978. **Relatório de reavaliação na área do decreto nº 70.926 (DNPM 7566/64) , Cerro do Martins, município de Caçapava do Sul** : relatório preliminar. Porto Alegre. 2 v. (Inédito)
- Dias, A. de A . 2003. Síntese tectono-estrutural do RS. In: TONIOLO, J. A. et al. **Metalogênese da Bacia do Camaquã** :fase preliminar. Porto Alegre, CPRM. p. 4 Fig. 1. (Inédito)
- Eckert, R. M. & Fabrício, J. A. C. 1970. **Prospecção final da jazida do Cerro dos Martins, município de Caçapava do Sul , RS.** Porto Alegre, DNPM. 1 v. (Inédito)
- Evensen, N. M.; Hamilton, P. J.; O’Nions, R. K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **42** : 1199-1212.
- Flores J. A. 1981. **Contribuição à gênese das ocorrências cupríferas estratiformes de Cerro de Minas, RS.** Porto Alegre. 1 v. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gastal, M. C. P. & Lafon, J. M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-riograndense : geoquímica e isótopos de Rb-Sr. **Revista Brasileira de Geociências**, **28** (1) :11-28.
- Gastal, M. C. P.; Lafon, J. M. & Koester, E. 2003. Sr-Nd-Pb isotopes for minettes and granitoids from the Lavras do Sul intrusive Complex, RS. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador, CBPM/SSAGI/IRD. v. 2 p. 564-567.
- Gavronski, E. F.; Lowatzki, R.; Almeida, E. S. de; Formoso, M. L. L.; Bittencourt, B. 1964. **Relatório da primeira etapa dos trabalhos de prospecção geoquímica para cobre na área de Caçapava-Lavras, realizados em 1962 e 1963 pelo setor do Rio Grande do Sul da Divisão de Fomento da Produção Mineral do Departamento Nacional da Produção Mineral do Ministério das Minas e Energia.** Porto Alegre, DNPM. 1 v. . (Inédito)
- Hartmann, L. A. ; Leite, J. A. D.; Silva, L. C. da; Remus, M. V. D.; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I.; Fletcher , I. R.; Santos, J. O. S.; Vasconcellos, M. A.Z. 2000. Advances in SHRIMP

- geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenetic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, **47** : 829-844.
- Hedenquist, J. W.; Izawa, E.; Arribas, A.; White, N. C. 1996. **Epithermal gold deposits** : styles, characteristics, and exploration. Tokyo, Komiyama. 1 v. (Resources Geology Special Publication, n. 1).
- Henderson, P. (ed.) 1984. **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. 510 p. (Developments in Geochemistry, 2)
- Hoefs, J. 1997. **Stable isotope geochemistry**. Berlin, Springer . 201 p.
- Kuno, H. 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. **Bulletin of Volcanology**, **29** : 195-222.
- Leinz, V. & Almeida, S. C. de. 1941. **Gênese da jazida de cobre “Camaquã” , município de Caçapava, Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Secretaria de Estado dos Negócios da Agricultura Indústria e Comércio , 58 p. (Boletim n. 88)
- Leinz, V. & Barbosa, A. 1941. A jazida de cobre “Cerro dos Martins” Caçapava, Rio Grande do Sul. **Mineração e Metalurgia**, **5** (3) : 252-258.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W; Streickeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, **27** : 745-750.
- O’Neil J.R., Clayton R.N. & Mayeda, T. K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. **J. Chem. Phys.**, : 5547-5558.
- Paim, P. S. G.; Chemale Jr., F. & Lopes, R. da C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, UFRGS/CIGO. p. 231-274.
- Paim, P. S. G.; Faccini, U. F.; Netto, R.G. & Nowatski, C.H. 1992. Estratigrafia de sequências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eo-Paleozóico do RS (Brasil). **Serie Correlacion Geologica, Universidad Nacional de Tucumán**, (9) : 41-55.
- Passos, N. & Ribeiro, M 1966. **Geologia da Folha da Mina Camaquã**, Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre, DNPM/PROSPEMIG. (Relatório Interno)
- Pearce, J. A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In :Thorpe, R. S. (Ed.) **Andesites** : orogenic andesites and related rocks. New York , John Wiley & Sons. p. 525-546.
- Porcher, C. A. & Lopes, R. da C. 2000. **Cachoeira do Sul, folha SH.22-Y-A , escala 1: 250.000, estado do Rio Grande do Sul** : Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio de Janeiro, CPRM. 1 CD ROM
- Porcher, C. A. ; Leites, S. R.; Ramgrab, G. E. & Camozzato, E.; (Orgs.) 1995. **Passo do Salsinho , folha SH.22-Y-A-I-4 ,escala 1:50.000 , estado do Rio Grande do Sul**: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio de Janeiro, CPRM. 352 p. mapas.
- Remus, M. V.D. 1999. **Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS**. Porto Alegre. 1 v. Tese de Doutorado em Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Remus, M. V.D.; Hartmann, L. A ; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I. & Reischl, J. L.. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. **Gondwana Research**, **3** (2) : 155-174.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J.; Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. **Boletim de Resumos...** Gramado, SBG. p. 83.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A .; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I. & Fletcher, I. R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasileiro Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Science**, **13** : 191-216.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A .; Reischl, J. L. & Dorneles, N.. 2000 The Camaquã (Cu) and Santa Maria (Pb-Zn) deposits, southern Brazil : a review. In: Misi, A. & Teixeira, J. B. (Orgs)

- Proterozoic Base Metal Deposits of Africa And South America.** Belo Horizonte, IUGS/UNESCO. p. 88-90.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L. A.;McNaughton, N. J.; Groves, D. I.; Reischl, J. L.; Dornelles, N. T. 1998. The CamaquãCu(Au-Ag) and Santa Maria mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrothermal? In: WORKSHOP ; DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS DE METAIS BASE, Salvador.,1997. p. 58-67.
- Remus, M.V.D.; Mcnaughton, N. J.; Hartmann, L. A. & Fletcher, I. R. 1997. Zircon SHRIMP U/Pb dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil : evidence for a Archean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITE ASSOCIATED MINERALOGIST, 2., 1997, Salvador. **Extended Abstracts...** Salvador, ISGAM. p. 271-272.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P. R.; Figueiredo Fº, P. M. & Tessari, R. I. 1966. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil.** Porto Alegre, 1966.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações petrotectônicas do escudo sul-riograndense : I tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia**, Série Geologia, Porto Alegre , (5) :19-54.
- Ribeiro, M. J. 1978. **Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Riograndense** : nota explicativa. Porto Alegre, DNPM. 104 p. (Série Geologia, n. 3, Seção Geologia Econômica, n.1)
- Rio Doce Geologia E Mineração S. A. – DOCEGEO. 1978. **Relatório preliminar de pesquisa alvarás 2496/77 , 3050/77 , 3052/77 e 3051/77.** Porto Alegre. 1 v. (Inédito)
- Robertson, J. F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos**, 1(2): 41-54.
- Roedder, E. 1984. **Fluid Inclusions.** New York, Mineralogical Society of América, 644 p. (Reviews in Mineralogy, v. 12)
- Rollinson, H. 1993. **Using geochemical data** : evaluation presentation, interpretation. Essex, Longman. 352 p.
- Rye, R. O. & Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and genesis : a review. **Economic Geology**, 69 : 826-842.
- Santos, E. L. dos; Beckel, J.; Macedo, P. M. de; Gonzales Fº, F. & Chaban, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-riograndense. In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v.2, p. 670-684.
- Sartori, P.L. P. 1978. **Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do sul do Brasil.** São Paulo, 195 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Schmitt, R. da S. 1995. Evolução tectono-metamórfica do complexo metavulcano-sedimentar Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS. Porto Alegre, 159 p. Dissertação de Mestrado Curso de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, L. C. da; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J.; Fletcher, I. 1999.U-Pb SHRIMP Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. **International Geology Review**, 41:531 – 551.
- Sommer, C. A. ; Lima, E. F. de ; Nardi, L. V. S. ; Figueiredo, A. . M. G. F. & Pierosan, R. **Potassic and low- and high-Ti middle alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil.** s.n.t. (Inédito)
- Teixeira, G.; Gonzales, A. P.; Gonzales, M, A.; Licht, O. A. B. 1978. Situação das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife,. **Anais...** Recife, SBG. v. 4 , p. 1893-1905.
- Toniolo, J. A.; Dias, A. de A.; Gil, C. A. A.; Sander, A.; Remus, M. V. D.; Macambira, M. 2003. **Metalogênese da Bacia do Camaquã** :fase preliminar. Porto Alegre, CPRM. 1 v. (Inédito)

- Watson, E. B. 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion : kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. In: Brown, M.; Candela, P. A.; Peck, D. L.; Stephens, W. E; Walker, R. J.; Zen, E-Na (Eds.) **The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks**. Edinburgh, The Royal Society of Edinburgh. p. 43-56 (Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences, v. 87 , 1996).
- Wildner, W.; Nardi, L.V.S. & Lima, E.F.de. 1999. Post collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau : a well-preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic association in southern Brazil. **International Geology Review**, **41**(12) : 1082-1098.
- Winchester, J. A. & Floyd, P.A.1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, **20** : 325-343.