

Universidade Federal do Paraná  
Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação  
Setor de Ciências da Terra  
Departamento de Geologia  
Programa de Pós-Graduação em Geologia Exploratória  
Área de Concentração: Geologia Exploratória

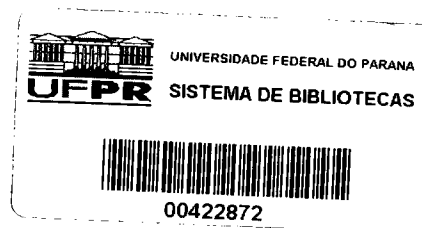
**DOLOMITIZAÇÃO MULTIFÁSICA EM BRECHA HIDRÁULICA DA  
MINA RIO BONITO – CAMPO LARGO – PR: IMPLICAÇÕES PARA O  
DESENVOLVIMENTO DE POROSIDADE E GERAÇÃO DE  
RESERVATÓRIOS**

**Relatório de Pós-Doutorado**

**CRISTINA VALLE PINTO-COELHO – M.Sc./ Dra.  
Supervisor: Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto**

**T  
11673**

Curitiba  
2007



BC | CT  
DOAÇÃO: autor  
R\$ 15.00  
02/08/2007

R/000090924

BC/MUFPR - MEMORIA DA UNIVERSIDADE F. DO PARANÁ  
AUTOR  
R\$ 10.00 - Doacao  
Termo No. 476/07 Registro:429,010  
07/08/2007

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

## SUMÁRIO

### AGRADECIMENTOS

### RESUMO

### ABSTRACT

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>6</b>
1.1 APRESENTAÇÃO DO TEMA .....	6
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....	8
1.3 OBJETIVOS.....	8
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS .....	10
1.5 O PROBLEMA DA DOLOMITIZAÇÃO .....	12
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO.....</b>	<b>17</b>
<b>3 A MINA RIO BONITO.....</b>	<b>21</b>
3.1 GENERALIDADES .....	21
3.2 UNIDADES LITOLÓGICAS .....	22
3.3 CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL.....	24
3.4 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA .....	25
<b>3.4.1 Rochas originais.....</b>	<b>25</b>
3.4.1.1 <i>Metamarga</i> .....	25
3.4.1.2 <i>Mármore calcítico</i> .....	27
<b>3.4.2 Rochas carbonáticas milonitizadas.....</b>	<b>28</b>
<b>3.4.3 Rochas dolomitizadas.....</b>	<b>44</b>
3.4.3.1 <i>Mármore dolomítico</i> .....	44
3.4.3.2 <i>Brecha dolomítica</i> .....	53
<b>3.4.4 Rocha intrusiva básica.....</b>	<b>72</b>
3.5 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA .....	73
<b>3.5.1 Rochas originais.....</b>	<b>73</b>
3.5.1.1 <i>Metamarga</i> .....	73
3.5.1.2 <i>Mármore calcítico</i> .....	74
<b>3.5.2 Rochas carbonáticas milonitizadas.....</b>	<b>75</b>
<b>3.5.3 Rochas dolomitizadas.....</b>	<b>76</b>
<b>4 DISCUSSÃO .....</b>	<b>85</b>
<b>5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>104</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>106</b>

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Professor José Manoel dos Reis Neto pela oportunidade que me concedeu de participar do Projeto PETROCAL e de me inserir em um novo e distinto horizonte de pesquisa.

À PETROBRAS, por intermédio do Gerente Geral de Interpretação e Avaliação Dr. Paulo de Tarso Martins Guimarães pela oportunidade gerada com a iniciativa de pesquisa na área de rochas carbonáticas na Universidade Federal do Paraná; ao Coordenador do Projeto PETROCAL, Almério Barros França pelo apoio, incentivo, sugestões e troca de idéias, aos demais membros da equipe, os geólogos Ricardo Jahnert e Nilo S. Matsuda, pelo apoio, incentivo e encorajamento. Ao geólogo Nilo Matsuda sou grata, ainda, pela realização das análises isotópicas, pelas proveitosas discussões e pela cessão das mais belas imagens obtidas na Mina Rio Bonito. Ao geólogo Gerson Terra, agradeço pelo vasto conhecimento transmitido acerca da complexidade das rochas carbonáticas fanerozóicas. Agradeço, ainda, aos demais colegas da PETROBRAS que contribuíram nessa pesquisa, os geólogos Marcos Bueno, Nuno Poumar Couto e Maria Dolores Carvalho.

À Companhia de Cimentos Itambé, na pessoa do engenheiro de minas Osvaldo Lameiras Claus, pela liberação das visitas à Mina Rio Bonito, pela gentileza e pela troca de idéias.

Aos colegas do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, professores Rubens Nadalin, Fernando Mancini, Sidnei Pires Rostirolla e Carlos Eduardo de Mesquita Barros, pelo apoio e incentivo. Os dois últimos aportaram, ainda, sugestões preciosas a este relatório. À professora Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos, por tudo e também pela leitura criteriosa e infalível do texto, às críticas e sugestões apresentadas.

À Professora Valesca Brasil Lemos, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo conhecimento transmitido durante o curso de rochas carbonáticas em Porto Alegre, pela gentileza e simpatia.

Ao Professor Michael Grammer, da Universidade de Western Michigan, pela troca de idéias e cessão de referências bibliográficas.

À Eliane Maria Stroparo, bibliotecária da UFPR, pela disposição em tornar conforme às normas técnicas o meu texto e pela eterna simpatia e boa vontade com que vem me auxiliando desde a minha remota fase como acadêmica; à Angela Pereira de Farias Mengatto, Keteli Wizenffat e Selma Regina Ramalho Conte, pela revisão do texto e, sobretudo, pela gentileza que sempre mostraram na busca da referência bibliográfica mais distante.

Ao pessoal técnico do LAMIR, Rodrigo Secchi, pela ajuda na interpretação dos difratogramas de raios X; Luciane Prado e Elisiane Hopper, pelas análises de fluorescência de raios X; ao Seu Carlos Lara Ribeiro, pelo esmero na preparação das amostras; aos estagiários do Projeto PETROCAL, Alexandre da Silva Francisco, André Spisila, Karine F. Bahr e Salla T. Eeva pelo trabalho criterioso nas mais diversas tarefas referentes à geração de resultados analíticos e pela convivência agradável; à Mestranda Anelize M. Bahniuk pelo companheirismo e discussões a respeito do complexo universo das rochas carbonáticas. Agradeço a Edenilson R. do Nascimento pela confecção do mapa de localização; ao colega Antônio Manuel de Almeida Rebello pelas proveitosas trocas de idéias.

Ao técnico em laminação do DEGEOL, Adilson Dalagassa, pela confecção das lâminas delgadas e seções polidas. Ao técnico em microscopia eletrônica de varredura do Centro de Microscopia da UFPR, geólogo Sérgio Tokunaga, pelo esmero na realização das análises. Ao técnico Paulo Henrique Brixel, do LACTEC - Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – pela sessão de MEV.

## RESUMO

As rochas carbonáticas da Mina Rio Bonito estão representadas por metamargas, rochas milonitizadas, mármore calcítico, dolomítico e brecha dolomítica. A dolomitização que afetou o mármore teve origem em ambiente de soterramento. O processo ocorreu durante o Mesoproterozóico, sendo do tipo substituição, onde a rocha calcítica pretérita teve a matriz substituída em grande parte por dolomita em cristais com granulação fina à média, distribuição unimodal, secundariamente polimodal, em indivíduos com aspecto turvo e onde a estilolitização e o fraturamento constituíram os condutos principais para a circulação das soluções ricas em Mg. A brecha dolomítica teve origem durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico), em condições de fraturamento hidráulico originado a partir da devolatilização ocorrida durante o metamorfismo de fácies xisto verde. A dolomitização foi do tipo preenchimento, responsável pela precipitação do material micrítico (Dp1), de composição dolomítica, rico em Fe, originado a partir de fluido em desequilíbrio químico com o fluido responsável pela dolomitização anterior. No Paleozóico, ocorreu nova fase de dolomitização, gerando o cimento do tipo Dp2, em consequência da reativação de falhas crustais profundas ou intrusões ígneas (diques de diabásio). Esse cimento dolomítico está constituído por dolomita do tipo em sela, com indivíduos não-planares, granulação grossa, forte extinção ondulante, que ocorre, ainda, no preenchimento de fraturas, tanto na brecha, quanto no mármore dolomítico. Processos superficiais no Paleógeno, relacionados à evolução do relevo, promoveram a percolação de fluidos em baixa temperatura, ocasionando o processo de dedolomitização, por meio de dissolução e posterior preenchimento de cavidades. O processo de dedolomitização ocorreu na brecha dolomítica, com a precipitação de calcita tardia como preenchimento de cavidades em associação à dolomita da geração Dp2. Quartzo completa a última fase de preenchimento dessas cavidades.

## ABSTRACT

The carbonate rocks of Mina Rio Bonito mine are represented by metamarls, mylonized rocks, calcite and dolomite marbles and dolomite breccia. The dolomitization which affected the marbles had its origin in a burial environment. The process occurred during Mesoproterozoic, being characterized as a replacement type, where a precedent calcitic rock had its matrix widely replaced by fine to medium sized dolomite crystals of unimodal distribution, secondarily polymodal, with cloudy aspect, and where the stylolitization and fracturing formed the principal conduits for the circulation of Mg-rich solutions. The dolomite breccia was formed during Brazilian Cycle (Neoproterozoic), in conditions of hydraulic fracturing, originated by devolatilization which occurred during the metamorphism of green schist facies. The dolomitization, of void-filling type, caused the precipitation of micritic material (Dp1), of dolomitic composition and Fe-rich, originated through a fluid at chemical disequilibrium with the fluid responsible for the former dolomitization. In the Paleozoic occurred a new phase of dolomitization, developing the Dp2-type cement, as the consequence of reactivation of deep crustal faults or igneous intrusions (dykes of microgabbro). This dolomitic cement is constituted by saddle dolomite, with non-planar and coarse crystals, strong undulate extinction, which also fills fractures in breccias as well as in dolomitic marbles. Superficial processes at the Paleogene, related to the topographic evolution, promoted the percolation of low-temperature fluids, occasioning the process of dedolomitization via dissolution and posterior filling of cavities. The process of dedolomitization occurred in dolomitic breccia with precipitation of late calcite, which filled the cavities, associated to dolomite of generation Dp2. Quartz completes the final phase of the cavity-filling process.

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO DO TEMA

Rochas carbonáticas são consideradas importantes fontes armazenadoras de hidrocarbonetos em função da porosidade e permeabilidade apresentadas, sendo alvos potenciais de empresas prospectoras de petróleo. Uma das grandes dificuldades na caracterização dessas seqüências de rochas, nas bacias marginais brasileiras, é o recobrimento por espessa lâmina d'água, além da profundidade da coluna sedimentar. Esses dois fatores oneram sobremaneira o estudo e a modelagem das seqüências sedimentares passíveis de armazenar hidrocarbonetos. A alternativa que surge para contornar esses obstáculos é o estudo de seqüências carbonáticas superficiais, propondo-se, assim, modelos análogos para posterior transposição para as bacias marginais profundas.

Em ambientes subaéreos as rochas carbonáticas representam excelente potencial para atuar como laboratório de pesquisa, favorecendo o desenvolvimento de métodos e técnicas que facilitem a prospecção em subsuperfície em bacias marginais, visando a caracterização de paragêneses mineralógicas indicativas das condições físico-químicas de deposição dos sedimentos e posterior dissolução, com geração de porosidade. Essas rochas são submetidas a inúmeros processos responsáveis pelo aumento de temperatura e pressão, seja durante a diagênese, seja devido à intrusão posterior de rochas ígneas, resultando na formação de paragêneses minerais específicas e na modificação da petrotrama. As transformações mineralógicas podem favorecer a formação de bens minerais, além de possibilitarem a neoformação de minerais em diferentes intervalos de temperaturas e pressão, constituindo-se, assim, em minerais farejadores de estruturas de dissolução nessas rochas.

Em todo o mundo, cerca de 50% das reservas de petróleo em rochas carbonáticas são encontradas em dolomitos (Warren 2000) e o maior campo petrolífero do mundo – Ghawar, na Arábia Saudita, com produção diária de 5

milhões de barris, associa-se a calcários calcíticos e dolomíticos (Swart *et al.* 2005). Nas últimas duas décadas, dois campos supergigantes (Tengiz e Kashagan, no Cazaquistão) foram descobertos em rochas carbonáticas e os recordes mundiais de produção individual de óleo são igualmente associados a essas rochas. Na América do Norte, aproximadamente 80% dos reservatórios de óleo e gás em rochas carbonáticas são encontrados em dolomitos; proporções significativas de reservas de hidrocarbonetos na ex-União Soviética, NW e Sul da Europa, assim como no Norte e Oeste da África são igualmente encontradas nessas rochas; (Warren 2000). Além de hidrocarbonetos, rochas carbonáticas hospedam, comumente, depósitos do tipo Mississippi Valley (MVT), com ocorrências econômicas de Pb e Zn (Gregg 2004; Boni *et al.* 1992; Rhodes *et al.* 1984), bem como depósitos do tipo *skarn*.

No Brasil, nos últimos anos, a descoberta de óleo pela PETROBRAS em rochas carbonáticas em bacias marginais abriu um novo horizonte prospectivo, o que tem levado a empresa a investir em pesquisas em outros alvos além daqueles já conhecidos em rochas siliciclásticas. Assim, os carbonatos têm-se mostrado excelentes rochas reservatórios também em bacias marginais brasileiras e a compreensão das características deposicionais, da diagênese e do desenvolvimento de porosidade secundária é indispensável para a definição desses reservatórios.

Nesse contexto, a dolomitização – que será abordada em detalhes no item 1.5 - surge como uma das variáveis mais complexas envolvidas no processo, uma vez que o desenvolvimento de porosidade à ela associado tem sido amplamente reconhecido como fundamental para a geração de rochas reservatórios. Atualmente, diversos autores (*e.g.* Gasparrini 2003; Qing e Mountjoy 1994; Smith 2004) suportam que a dolomitização pode gerar, preservar ou destruir porosidade, dependendo da trama e da textura dos carbonatos a serem substituídos, além da composição do fluido, da taxa de substituição e da duração do processo. Os fatores responsáveis pelo efeito positivo ou negativo da dolomitização sobre o desenvolvimento de porosidade são: i) a dissolução durante a dolomitização e ii) a precipitação do cimento dolomítico. A porosidade em rochas dolomíticas via dissolução ocorre freqüentemente, mas sua origem não é, obrigatoriamente, contemporânea ou geneticamente associada à dolomitização, podendo pré-datá-la ou lhe ser posterior.

Em ambos os casos, a dolomitização não é responsável pela geração de porosidade (GASPARRINI 2003). O cimento dolomítico tem, por definição, efeito negativo sobre a geração de porosidade, uma vez que obstrui os espaços porosos (CONIGLIO *et al.* 1994; PURSER *et al.* 1994).

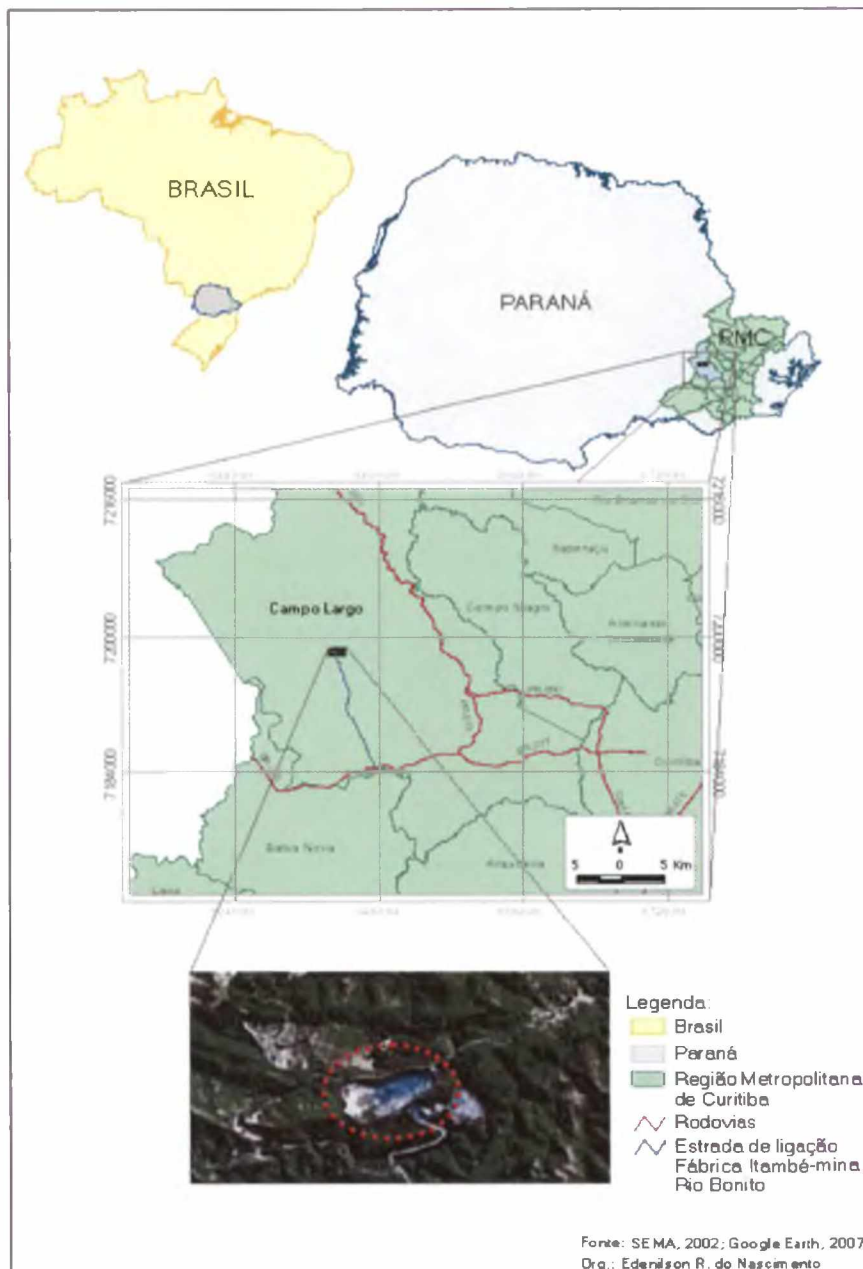
A identificação de rochas dolomitizadas e de brechas na Mina Rio Bonito, no Estado do Paraná (Gallina 2005) levou à escolha da área como um dos alvos a serem pesquisados com objetivo de analisar o *fabric* e a textura dessas rochas, visando à caracterização petrográfica e geoquímica do processo de dolomitização aí atuante.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área alvo desta pesquisa – a Mina Rio Bonito – situa-se no município de Campo Largo – PR, a aproximadamente 55 Km de Curitiba (Figura 1). A principal via de acesso é a BR 277, também conhecida como *Rodovia do Café*, que liga a capital ao município de Ponta Grossa. A 32 Km a NW do município de Campo Largo situa-se a fábrica da Companhia de Cimentos Itambé, proprietária da Mina Rio Bonito, e em estrada secundária com revestimento de concreto, num percurso aproximado de 22 Km, atinge-se a mina.

## 1.3 OBJETIVOS

A pesquisa ora apresentada insere-se no projeto Petrocal – *Desenvolvimento e aplicação de metodologia para caracterização de minerais exóticos associados a processos modificadores em rochas carbonáticas*, convênio firmado entre a PETROBRAS – Petróleo Brasileiro S.A., o LAMIR – Laboratório de Análises de Minerais e Rochas do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná e a FUNPAR – Fundação da Universidade Federal do Paraná. Este projeto é constituído por três sub-projetos, sendo que o que é aqui apresentado tem como objetivo principal a caracterização petrográfica e geoquímica de rochas carbonáticas,



FONTE: Companhia de Cimentos Itambé (2007)

FIGURA 1 - Mapa de localização da Mina Rio Bonito no município de Campo Largo. Na imagem de satélite, a mina encontra-se na porção central indicada pela linha pontilhada.

sobretudo dolomíticas, com vistas à avaliação de porosidade e caracterização de minerais indicadores de estruturas e texturas de dissolução, possíveis armazenadoras de hidrocarbonetos e geradoras de rochas reservatórios.

A origem da brecha dolomítica associada aos mármores calcíticos da Mina Rio Bonito, bem como a evolução do processo de dolomitização, serão igualmente abordados. A proposição de modelos análogos com critérios prospectivos, aplicáveis a bacias marginais brasileiras, surge como contribuição desta pesquisa à caracterização de rochas reservatórios.

#### 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

O planejamento de aquisição de dados e amostragem da Mina Rio Bonito baseou-se em informações previamente obtidas em Gallina (2005). Assim, com base em dados geológicos apresentados pela autora (*op. cit.*), o foco desta pesquisa passou a se concentrar, prioritariamente, na brecha dolomítica aflorante.

Para a caracterização petrográfica das rochas carbonáticas da mina, incluindo-se a brecha, foram coletadas, descritas e interpretadas 76 (setenta e seis) amostras. As lâminas delgadas e as seções polidas para análise dos minerais opacos foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (LAMIN) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná e analisadas em microscópio petrográfico binocular do Laboratório de Mineralogia e Petrologia (LAPEMIN) dessa Universidade. Testes colorimétricos, efetuados segundo recomendações de Dickson (1966) e Lindholm e Finkelman (1972) foram efetuados em 50 (cinquenta) lâminas delgadas no LAMIR. A avaliação do espaço poroso foi feita em 18 (dezoito) lâminas delgadas impregnadas a vácuo com resina azul de Ceres, no laboratório do CENPES – Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, na PETROBRAS.

A caracterização geoquímica dos litotipos foi feita por fluorescência de raios X em 36 (trinta e seis) amostras, incluindo-se a brecha dolomítica, amostrada a

intervalos regulares em função da heterogeneidade mineralógica e/ou textural, ao longo da sua extensão total de 60 metros. Nesta última foram analisados, separadamente, fragmentos e cimentos. As amostras foram preparadas e analisadas no LAMIR, empregando-se equipamento Philips, modelo PW 2400, com tubo de Rh, onde foram dosados elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), perda ao fogo e elementos traço (Sr, Ba e S).

Difração de raios X foi realizada no LAMIR em 25 (vinte e cinco) amostras da brecha dolomítica, empregando-se equipamento Philips, modelo PW 1830, ânodo de Cu ( $\text{CuK}\alpha$ ), gerador de tensão e corrente ajustados para 40 KW e 30 mA e banco de dados JCPDS em software High Score Panalytical. Para a interpretação dos difratogramas e para os cálculos de estequiometria e grau de ordenamento, foram utilizados os padrões de referência JCPDS números 71-1662 e 73-209 para a dolomita e 86-2334 para a calcita.

Microscopia eletrônica de varredura foi realizada em 5 (cinco) amostras de brecha dolomítica e metamargas, com o intuito de investigar porosidade, identificar estruturas nodulares presentes nas rochas carbonáticas primárias da Mina Rio Bonito e proceder ao mapeamento químico de Ca, Mg e Fe nos minerais da brecha. As análises foram efetuadas no LACTEC - Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, empregando-se equipamento Philips XL 30 e no Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Paraná, por meio de equipamento Jeol JSM 6360 LV.

Análise de isótopos estáveis ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) foi realizada no Laboratório de Isótopos do CENPES - PETROBRAS em uma amostra de brecha dolomítica, empregando-se o método *off line*. Foram obtidos valores isotópicos em 5 (cinco) pontos da amostra, sendo 3 (três) sobre cimento e 2 (dois) sobre fragmentos.

## 1.5O PROBLEMA DA DOLOMITIZAÇÃO

Por dolomitização entende-se o processo pelo qual o carbonato de cálcio original é transformado, total ou parcialmente, em carbonato de cálcio e magnésio (WARREN 2000). A água do mar é a única fonte abundante de  $Mg^{2+}$  capaz de formar grandes e extensos volumes de dolomita sedimentar (Land 1980, citado por Warren 2000), contendo 1290 ppm Mg e 411 ppm Ca, com razão Mg/Ca = 3,14; a água doce contém razão molar Mg/Ca = 0,44, com 4 ppm Mg e 15 ppm Ca (Warren 2000). A reação é definida como sendo:  $2 CaCO_3 + Mg^{2+} = CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+}$  (HSU 1967, citado por WARREN 2000).

O mineral dolomita tem atraído a atenção de especialistas há quase dois séculos e as incertezas que cercam a sua origem, bem como a complexidade geológica do seu processo de formação, levaram McKenzie (1991, citado por Gasparrini 2003) a considerar a dolomitização um *problema*, onde as questões se acumulam ao longo dos anos e a caracterização físico-química do processo continua sem explicações cineticamente plausíveis. A importância desse *problema* reside no fato de que, juntamente com a calcita, a dolomita é um dos carbonatos mais abundantes e, uma vez que a sua formação se dá sob condições físicas e químicas diversas, o mineral pode ocorrer num amplo domínio ambiental.

O cerne da questão diz respeito ao aparente paradoxo causado pela abundância da dolomita em plataformas carbonáticas antigas e a sua escassez em ambientes marinhos modernos. Apesar de a água do mar ser atualmente supersaturada em dolomita, esse mineral raramente precipita em condições marinhas (Gasparrini 2003). Como problema adicional tem-se, ainda, o fato de que sem a mediação de bactérias, torna-se impossível a precipitação de dolomita em laboratório a temperaturas de superfície (WARREN 2000; ROGERS *et al.* 2004), o que faz com que o controle químico da precipitação desse carbonato seja extrapolado a partir de experimentos em temperaturas elevadas (USDOWSKI 1994).

O nome do mineral deve-se a Saussure que, em 1792, homenageou o geólogo francês Deodat Guy de Dolomieu (1750-1801), e foi primeiramente utilizado

para descrever rochas carbonáticas dos Alpes tiroleses (Warren 2000). A dolomita ideal exibe estrutura cristalina constituída por camadas alternadas de Ca e Mg, separadas por camadas de  $\text{CO}_3$ , tendo composição química estequiométrica representada por  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , onde cálcio e magnésio encontram-se em iguais proporções. Não obstante, a dolomita compreende um grupo de minerais com razões Mg/Ca semelhantes, mas não idênticas, o que gera diferenças com relação à composição química e estrutura cristalina ideais. Rara é a dolomita sedimentar verdadeiramente estequiométrica, sendo melhor representada por:

$\text{Ca}_{(1+x)}\text{Mg}_{(1-x)}(\text{CO}_3)_2$ , com composições variando de  $\text{Ca}_{(1.16)}\text{Mg}_{(0.94)}(\text{CO}_3)_2$  a  $\text{Ca}_{(0.96)}\text{Mg}_{(1.04)}(\text{CO}_3)_2$ , constituindo o espectro de dolomita cálcica a magnesiana (WARREN 2000). Dolomita mais antiga é, em geral, mais rica em Ca, uma vez que se forma lentamente e, após a cristalização, é menos solúvel que os equivalentes não dolomitizados. Em resumo, não há um único mineral dolomita, mas um grupo, com propriedades termoquímicas distintas em função do grau de ordenamento do retículo e da estequiometria. As diferenças geoquímicas entre os tipos de dolomita resultam das variáveis interrelacionadas como taxa de sedimentação, quantidade de carbono orgânico, quantidade de carbonato pretérito, profundidade de formação da dolomita, conteúdo de minerais detríticos, taxa de redução de sulfato, taxa de difusão de íons  $\text{Mg}^{2+}$  e estequiometria da reação de dolomitização (Burns e Baker 1987), discutidas resumidamente mais adiante.

No passado, as discussões sobre o tema voltavam-se sobre a origem *primária* (precipitação direta) ou *secundária* (substituição) da dolomita. Atualmente, acredita-se que a dolomita primária é rara e no registro geológico predomina a dolomita originada por substituição (GASPARRINI 2003). Não obstante, é amplamente aceito o fato de que o cimento dolomítico seja precipitado diretamente a partir de fluidos circulando nos poros durante as fases diagenéticas iniciais e tardias.

O processo de dolomitização envolve variáveis termodinâmicas (temperatura, química mineral, grau de ordenamento e pressão), cinéticas (tempo, temperatura e presença ou ausência de catalisadores e inibidores das reações de precipitação direta ou substituição), de transferência de massa (sistema de circulação responsável pela remoção de Mg, Ca e  $\text{CO}_3$  envolvidos na dolomitização, ou seja,

concentração iônica e composição do fluido) e natureza da rocha encaixante (porosidade, permeabilidade, recristalização/neomorfismo, granulometria e composição mineralógica) (VAHRENKAMP *et al.* 1991; DAVIES 1979; HARDIE 1987; ZENGER 1987; NADER *et al.* 2004).

Vários modelos de dolomitização têm sido propostos e a literatura especializada é farta e exaustiva com relação ao tema. Na Figura 2 são mostrados os principais modelos aceitos atualmente e a compilação das pesquisas realizadas nessa área pode ser encontrada em GASPARRINI (2003). Esses modelos subdividem-se em três grandes grupos:

i) dolomitização evaporítica (*sabkha*) e por refluxo de escoamento (*seepage reflux*):

considera a formação de dolomita maciça a partir de fluidos hipersalinos. No modelo evaporítico (Figura 2A), dolomita penecontemporânea forma-se pela precipitação direta em ambiente evaporítico e lagos costeiros. O modelo por refluxo de escoamento (Figura 2B) requer a percolação e circulação de água do mar a partir de lagunas costeiras através de carbonatos sotopostos. A dinâmica da circulação ocorre pelo contraste de densidade entre a água do mar saturada e a água subterrânea;

ii) dolomitização por mistura de águas meteórica e marinha (*mixing zone*): baseada

na hipótese de que fluidos altamente saturados não são obrigatoriamente exigidos para a ocorrência de dolomitização e que o processo pode ocorrer em presença de água do mar normal ou, ainda, diluída. Neste modelo (Figura 2C) soluções hipossalinas são originadas pela mistura da água do mar e água meteórica. A razão Mg/Ca diminui com relação à razão da água do mar, mas permanece elevada o suficiente para causar dolomitização. Esses fluidos podem circular por meio de mecanismos diversos, sendo propostos vários sistemas hidrológicos: convecção térmica da água do mar (Figura 2D) ou modelo Kohout; convecção térmica da água do mar combinada com refluxo ou evaporação; ou, ainda, circulação de água do mar em zona mista em resposta à exposição parcial da plataforma;

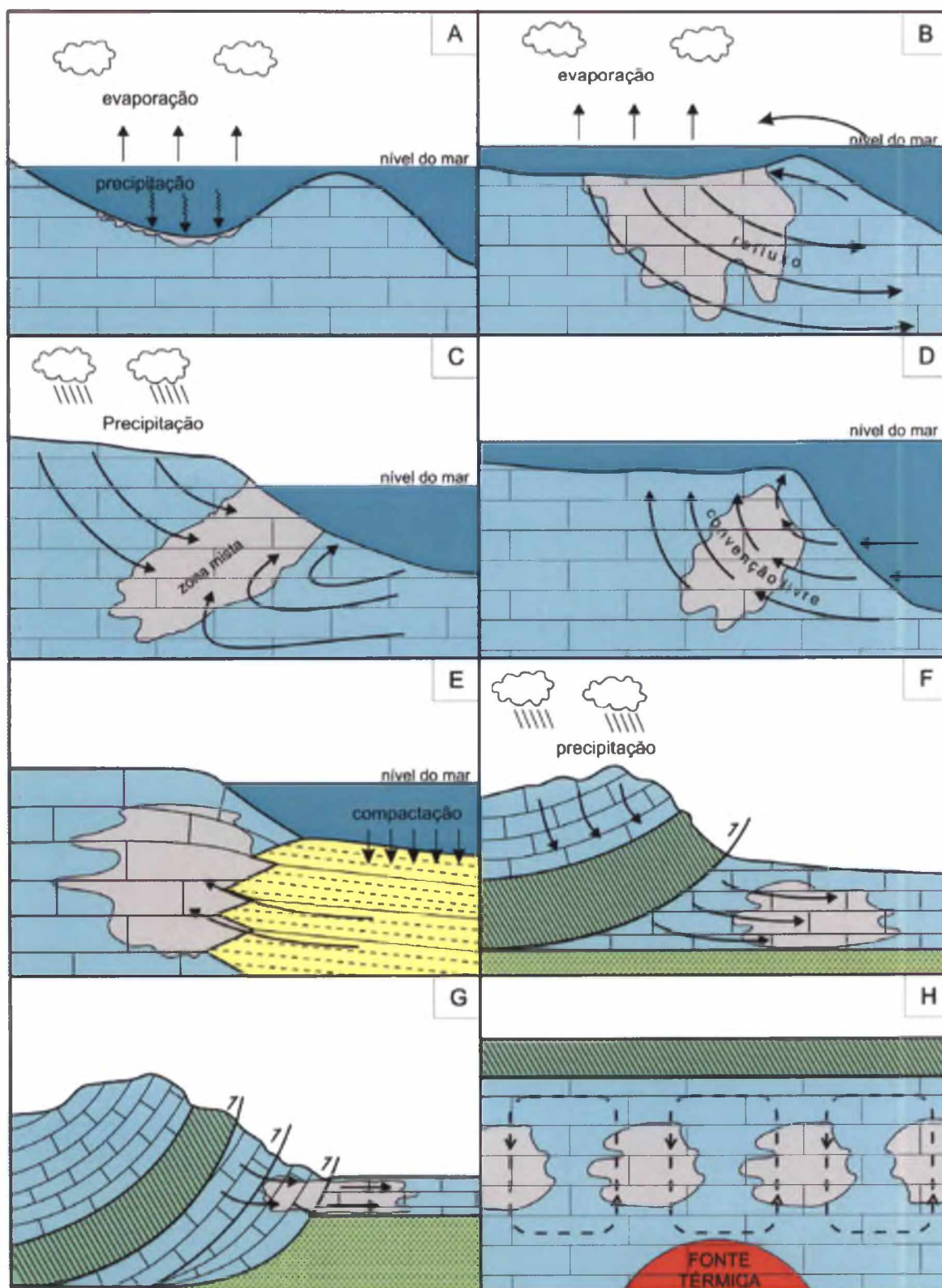


Figura 2 – Modelos de dolomitização. As áreas em cinza correspondem à dolomita. A: Modelo evaporítico; B: Modelo por refluxo de escoamento; C: Modelo de zona mista; D: Modelo por convecção Kohout; E: Modelo de fluxo por compactação; F: Modelo de fluxo com controle topográfico; G: Modelo de fluxo com controle tectônico; H: Modelo por convecção térmica. (Modificado de GASPARRINI 2003).

iii) dolomitização por soterramento (*burial*): baseia-se na evidência de que sob condições de soterramento moderado a profundo as exigências cinéticas para a formação de dolomita são mais facilmente satisfeitas do que sob condições superficiais, uma vez que o aumento da temperatura com a profundidade reduz a proporção de  $Mg^{2+}$  hidratado e aumenta a taxa de dolomitização. De acordo com o regime hidrológico e o fluxo do fluido, são estabelecidos quatro tipos principais de modelos de dolomitização por soterramento: a) fluxo por compactação; b) fluxo com controle topográfico; c) fluxo com controle tectônico e d) fluxo por convecção térmica. O modelo de fluxo por compactação (Figura 2E) origina-se pela compactação de sedimentos com conseqüente liberação e circulação de fluidos. O modelo de fluxo com controle topográfico (Figura 2F) ocorre em cinturões de empurrão expostos à recarga meteórica, onde a água circula através da bacia, enriquecendo-se em Mg o suficiente para originar dolomitização. O modelo de fluxo com controle tectônico (Figura 2G) tem início com movimentos tectônicos compressionais durante o desenvolvimento de cinturões orogênicos, causando a expulsão de fluidos metamórficos e/ou basinais ao longo de bacias marginais. A convecção do fluido é gerada pelo gradiente térmico na crosta e, em muitos casos, uma fonte térmica, como uma intrusão magmática, é invocada para explicar o surgimento das células de convecção (CONIGLIO *et al.* 1994; QING e MOUNTJOY 1994b).

A gênese de dolomita de alta temperatura, comumente chamada *dolomita hidrotermal*, é atribuída ao modelo de convecção térmica mostrado na Figura 2H. A origem hidrotermal normalmente invocada para essa dolomita é objeto de controvérsias, uma vez que a terminologia apresenta definições contraditórias (Machel e Lonnee 2002). De acordo com esses autores, o termo *hidrotermal* deve ser aplicado apenas no caso de a dolomita ter se formado em temperaturas superiores às da rocha encaixante durante a dolomitização, independentemente da temperatura original. Essa questão será novamente abordada em detalhes no item Discussão (item 4).

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

O arcabouço geológico-geotectônico do Pré-Cambriano Paranaense tem sido objeto de diversas pesquisas de cunho acadêmico e prospectivo desde o início da década de 40. A partir daí, uma série de empilhamentos estratigráficos e modelos geotectônicos foram propostos para a região. Um panorama completo da evolução dos conceitos e das pesquisas é encontrado em Heilbron *et al.* (2004) e Reis Neto (1994); informações referentes à área da Mina Rio Bonito são fornecidas em GALLINA (2005). Será feito aqui um breve resumo, baseado em compilação obtida em Heilbron *et al.* (2004), sobre a evolução geológica e geotectônica das unidades litológicas relacionadas à mina e ao seu entorno. O mapa geológico da Figura 3 mostra os principais litotipos encontrados na região da Mina Rio Bonito.

A Província Mantiqueira, desenvolvida durante a orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana, representa um sistema orogênico situado nas porções Sul e Sudeste do Brasil, cujo segmento central é constituído pelos terrenos Apiaí, São Roque e Embu. As unidades metassedimentares aflorantes a SW do Terreno Apiaí vinham sendo englobadas sob a designação de Grupo Açungui e, modernamente, esse grupo está sendo considerado como formado por três megasseqüências estratigráficas discordantes (ver créditos bibliográficos em Heilbron *et al.* 2004). As seqüências mesoproterozóicas englobam faixas alternadas e orientadas NE/SW, controladas por zonas de cisalhamento laterais. A unidade basal metavulcano-sedimentar corresponde à Formação Perau, constituída por quartzitos, mármore, rochas calciossilicáticas, xistos grafitosos, cálcio-filitos, formações ferríferas bandadas, com intercalações de basaltos toleíticos subalcalinos.

A Formação Votuverava, considerada extensa unidade turbidítica, representa o topo das seqüências metavulcano-sedimentares e compõe-se de metarritmitos, metassiltitos, metarenitos e filitos grafitosos; subordinadamente ocorrem metaconglomerados, anfíbolitos, turmalinitos, formações ferríferas bandadas e gonditos.

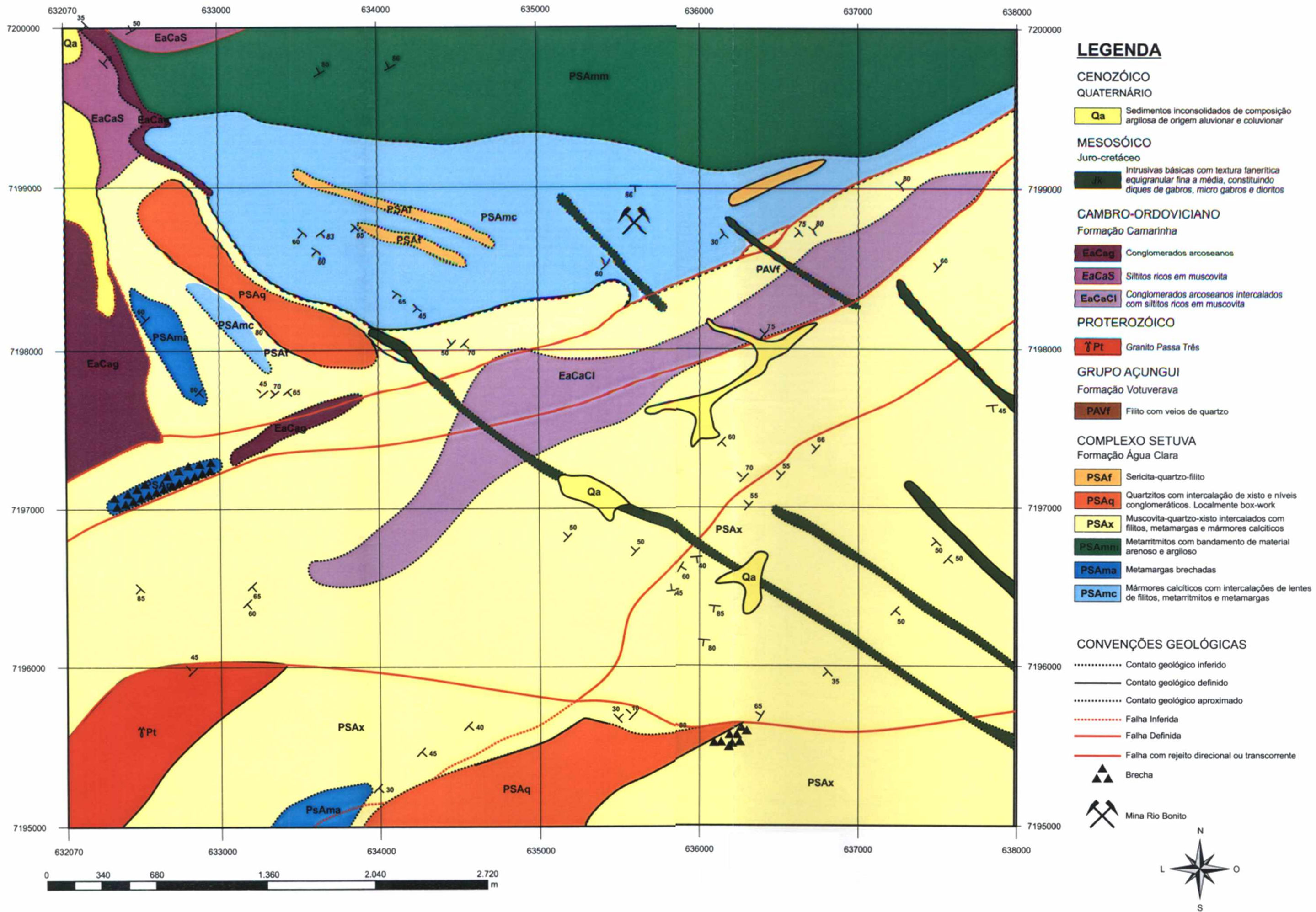


Figura 3 - Mapa geológico do entorno da Mina Rio Bonito (modificado de Gallina 2005)

A Formação Água Clara, na porção Norte, constitui-se pelas unidades mesoproterozóicas supramencionadas, tendo caráter essencialmente carbonático. Os litotipos estão representados por mármore, rochas cálcio-silicáticas, cálcio-filitos, quartzitos e metacherts, em associação com anfibólio-xistos, granada-clorita-biotita xistos, metatufos básicos e intermediários, e anfibolitos.

As seqüências neoproterozóicas representam sucessões carbonáticas plataformais, com zonas de cisalhamento laterais, onde, na porção Norte, encontra-se o Grupo Itaiacoca, limitado pelos sedimentos da Bacia do Paraná e pelo batólito Três Córregos. Nesse grupo, afloram metassiltitos, metarritmitos, filitos e metavulcânicas na porção basal, sendo sobrepostos por quartzitos ortoderivados e metadolomitos. Na porção Sul ocorre o Grupo Capiuru com três conjuntos litológicos: i) filitos e quartzitos; ii) mármore estromatolíticos e brechas intraformacionais, subordinadamente com filitos e quartzitos; iii) alternância entre filitos, quartzitos e mármore.

A implantação da bacia Açungui teve início no Neoproterozóico, por volta de 1.000 – 800 Ma, sobre margem litosférica adelgada (FIORI 1990). Os depósitos iniciais têm evidências de atividade glacial, gradando para seqüências turbidíticas de águas profundas. Posteriormente, em condições deposicionais marinhas rasas e quentes, ocorre intensa atividade biológica, testemunhada por estromatólitos em mármore do Grupo Capiuru. Estabilidade tectônica gerou subsidência da bacia, com a deposição de espessos pacotes carbonáticos e intercalações de quartzitos e filitos, testemunhando variações no nível do mar. Entre 650 – 700 Ma ocorreu o fechamento da bacia.

O intenso tectonismo que afetou a bacia é indicado por vastos cavalgamentos, originados pela colisão continente – arco – continente (FIORI 1994). No estágio final da colisão continental e com o fechamento da bacia de retroarco, ocorreram dobramentos, falhamentos transcorrentes e/ou rotação horizontal de blocos. A principal falha transcorrente aí observada é a Lancinha, associada a falhas sintéticas (N60-80E), antitéticas (N-20W), empurrões e dobras (N30-40E). A movimentação

das falhas transcorrentes propiciou a intrusão de corpos granitóides alojados em dobras escalonadas, por volta de 550 Ma (FIORI 1994).

Os sedimentos carbonáticos foram, durante o Neoproterozóico/Paleozóico e após a diagênese, metamorfisados, recristalizados e submetidos a dobramentos e falhamentos. Eventos magmáticos diversos estão representados por intrusões batolíticas granodioríticas e graníticas (Três Córregos e Cunhaporanga) entre 650-700 Ma, seguidas por suítes quartzo-monzoníticas (600 Ma) e sienogranítica (550 Ma); a fase pós-orogênica (480-550 Ma) está representada por intrusões de corpos graníticos com filiação alcalina a peralcalina. Na região estudada, esta fase é representada pelo granito Passa Três, de composição quartzo-sienítica e filiação híbrida crosta-manto (SOARES e GÓIS 1987; citado por GALLINA 2005).

No Cambro-Ordoviciano deu-se a estabilização da área e a deposição da Formação Camarinha, constituída por conglomerados, brechas, arenitos, siltitos e ritmitos imaturos, médio a mal selecionados, característicos de leques progradantes e retrogradantes de ambientes costeiros (FIORI 1994).

No Eo-Cretáceo, novos fenômenos tectônicos e magmáticos afetaram a região, gerando a intrusão de diques de composição básica, pertencentes à Formação Serra Geral, com reativação de falhas pré-cambrianas e geração de novos falhamentos, com direção preferencial NW.

### **3 A MINA RIO BONITO**

#### **3.1 GENERALIDADES**

A Mina Rio Bonito (MRB) tem como proprietária a Cia. de Cimentos Itambé, empresa fundada em março de 1968, então denominada Empresa Itambé de Mineração Ltda., passando a portar a designação atual após a aprovação, em 1970, da homologação, pelo Ministério das Minas e Energia, para extração de mármore para produção de cimento. A expedição do primeiro saco de cimento ocorreu em 1976. A empresa fornece cimentos Portland e cimentos especiais para construtoras, fabricantes de artefatos de concreto, pré-moldados, indústrias de fibrocimento, concreteiras e empreiteiras de obras (Companhia de Cimentos Itambé 2007).

A mina tem reserva lavrável até o nível 600 de 67 milhões de toneladas e capacidade instalada de 1 milhão e 400 mil ton/ano em regime de 10 horas/dia. A relação estéril/minério é de 13%; a vida útil prevista para a MRB é de 55,8 anos (Claus, informação verbal).

Atualmente, a produção média da mina é de 80 mil ton/mês de cimento, sendo que são extraídas 100 mil ton/mês de matéria-prima, com igual quantidade de estéril (decapeamento + mármore com elevado teor em MgO). O mármore empregado na fabricação do cimento tem teores de CaO entre 35 e 50%.

Na Figura 4 é mostrada uma visão geral da MRB.



FIGURA 4 – Vista da Mina Rio Bonito. Imagem obtida em 26/01/06.

### 3.2 UNIDADES LITOLÓGICAS

Serão abordados nesta pesquisa apenas os litotipos carbonáticos que afloram na MRB, bem como o dique de rocha básica que corta essas rochas; os demais, representados por filitos e quartzitos, são descritos em GALLINA (2005).

As rochas carbonáticas da mina foram subdivididas, de acordo com critérios petrográficos, geoquímicos e estruturais, em três grupos: (i) rochas originais, onde encontra-se preservado acamamento sedimentar e a deformação é pouco acentuada ou ausente, constituídas por metamargas e mármore calcíticos; (ii) rochas carbonáticas milonitizadas e (iii) rochas dolomitizadas (mármore e brecha dolomítica).

As rochas originais e o mármore dolomítico apresentam cor cinza médio a escuro, granulação variando de muito fina à fina e, comumente, preservação de

acamamento sedimentar primário (So) e desenvolvimento de foliação paralela (Sn). A foliação Sn+1 apresenta-se perpendicularmente à anterior, com desenvolvimento de clivagem de fratura com preenchimento por calcita, quartzo e mica branca. Pirita encontra-se freqüentemente disseminada em planos subparalelos à So. Nos mármores calcíticos é intensa a venulação, com direções ortogonais a subortogonais entre si e constituídas por calcita com cores variando de branco a róseo.

As rochas carbonáticas milonitizadas mostram foliação milonítica vertical, com foliação do tipo flaser, onde os macrólitos podem atingir 10 cm. Intercalação de níveis paralelos, com cores distintas, evidenciam estrutura primária nesses macrólitos, o que poderia indicar que a milonitização se deu paralelamente ao acamamento primário (So).

A brecha ocorre associada ao mármore dolomítico, em contato abrupto com o mármore calcítico, numa extensão aproximada de 60 metros. Apresenta cor castanha intensa, distinguindo-a facilmente dos demais litotipos da MRB. Constitui-se por fragmentos de mármore dolomítico com formas e dimensões variadas, cimentadas por material carbonático castanho, róseo e branco.

No extremo Sudeste da mina observa-se dique de rocha básica, com espessura aproximada de 3 metros, direção NW, disposto perpendicularmente à So e exibindo deslocamento de 30 cm, em função da presença de zona de falha com direção EW/45N. Essa zona apresenta marcante foliação cataclástica, o que ocasiona estruturas anastomosadas.

À exceção dos diques de diabási, essas rochas foram submetidas a metamorfismo com idade neoproterozóica em condições de fácies xisto verde.

Os litotipos da MRB serão descritos detalhadamente nos itens 3.4 e 3.5, referentes à caracterização petrográfica e geoquímica, respectivamente.

### 3.3 CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL

O regime de deformação dúctil que afetou as rochas da MRB encontra-se evidenciado por uma foliação principal ( $S_n$ ) que nas rochas originais é paralela ao acamamento sedimentar. Tem, por vezes, caráter heterogêneo, mostrando-se penetrativa e anastomosada, e não raramente, está obliterada pelo sistema de fraturas superimposto. Os planos da foliação  $S_n$  possuem atitudes médias N30E/50-60 NW, subordinadamente N60W/20-30 NE. A moda situa-se na direção NE/NW, secundariamente NW/NE. Essa foliação tende ao fechamento de uma dobra aberta, com o ângulo interflancos de 75°. As dobras têm eixos subhorizontalizados, sendo abertas a suaves, onde um segundo padrão desenvolve amplitudes maiores, com eixos subverticalizados.

Na frente Norte da mina a foliação  $S_n$  tem atitude média N10W/55SW; na porção Sul, essa foliação mostra atitudes N10E/60NW. Na porção Leste, predominam atitudes N35E/30NW, subordinadamente N57W/25NE; na frente Oeste a foliação  $S_n$  mostra atitudes N15W/45SW.

A foliação  $S_{n+1}$  é pouco evidente, sendo não pervasiva, heterogênea, ocorrendo como clivagem de fratura, perpendicular a  $S_n$  e com venulações preenchidas por calcita.

O sistema rúptil é marcado por zonas de cisalhamento subverticalizadas, oblíquas à foliação principal, anastomosadas e com *boudinage*, o que mascara a deformação dúctil. A presença de estrias indica movimento horário para as falhas, que têm direção preferencial NW/SW; as juntas dispõem-se NE/NW.

O contato entre o mármore calcítico e a brecha dolomítica é abrupto, por meio de sistema de fraturas oblíquo à foliação principal. Nas bancadas Norte da MRB a foliação  $S_n$  tem atitude N10W/SW, com a direção preferencial da brecha dolomítica posicionando-se N70-80W; na porção Sul da mina,  $S_n$  tem direção preferencial N10E/NW, onde a brecha dispõe-se segundo EW, subordinadamente N15E e N15W.

### 3.4 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

#### 3.4.1 Rochas originais

##### 3.4.1.1 *Metamarga*

No extremo Sul da MRB foram descritas rochas com cor cinza claro a médio - N3 a N5 (Rock-Color Chart 1984), granulação variando de muito fina à fina, onde se observa preservação de acamamento primário (So) e vênulas preenchidas por calcita de cor branca, rósea ou ligeiramente amarela, com espessuras variáveis (milimétricas a centimétricas) e direções perpendiculares a subperpendiculares entre si e ortogonais a So. Nota-se foliação (Sn) paralela ao acamamento primário e foliação perpendicular à foliação principal (Sn+1). É notável a variação de cor e de granulometria nestas rochas, disposta segundo nível paralelo ao acamamento sedimentar primário (Figuras 5A e 5B). A deformação é mais acentuada nos estratos mais ricos em quartzo. Pirita, em diminutos cristais milimétricos, ocorre freqüentemente disseminada ao longo de planos subparalelos a So e dispersa na rocha.

Microscopicamente, esse litotipo exibe textura granoblástica, localizadamente granolepidoblástica, constituída por carbonato (porcentagens modais estimadas visualmente variando entre 35 – 70%), quartzo (5 – 15%), mica branca (5 – 20%), opacos (5 – 15%); turmalina e K-feldspato ocorrem sob forma de traços.

Os estratos mais grossos são constituídos preferencialmente por quartzo, em indivíduos subidioblásticos a xenoblásticos, e mica branca em cristais idioblásticos alongados; subordinadamente observa-se K-feldspato e turmalina de cor verde. Nos níveis mais finos, carbonato predomina em distribuição preferencialmente unimodal, com cristais planares-e a planares-s (segundo a classificação de Sibley e Gregg 1987), com contatos lobados entre os indivíduos; observa-se, localizadamente, variação (deposicional?) marcada pela intensidade da impregnação ferruginosa desse mineral. O contato entre esses dois níveis se faz por intermédio de estilólitos com baixa amplitude (Figura 5C e 5D).

Os estilólitos nas metamargas foram gerados em episódios distintos, uma vez que mostram amplitudes variadas e relações temporais com as vênulas de calcita que variam de pré a pós-formacionais. Em alguns casos, são posteriores às vênulas, deslocando-as (Figura 5E), e podem, ainda, ser cortados pelas mesmas (Figura 5F). A orientação dos picos dos estilólitos tem amplitudes que variam desde inclinadas, paralelas a sub-paralelas ao acamamento primário (Figura 6A) até suaves, paralelas a  $S_0$  (Figura 5D). Gerações perpendiculares entre si são comumente observadas (Figura 6B). A largura dos picos e altura dos eixos também é variável ao longo de um mesmo estilólito (Figura 6C).

As vênulas preenchidas por calcita, por vezes em associação a quartzo, originaram-se em episódios distintos, apresentando-se em direções variadas, comumente subortogonais entre si (Figura 6D), com espessuras igualmente variáveis (Figura 6E). A granulação do carbonato também varia, desde muito fina à média. Forte impregnação por material castanho ferruginoso é observada comumente no carbonato de preenchimento das vênulas; na geração tardia de vênulas a calcita apresenta aspecto límpido.

Nas metamargas são observadas estruturas nodulares com formas variando de arredondadas a subangulosas e estiradas, constituídas por material de cor castanho escuro em luz natural, com interior mostrando reação com os minerais da matriz, e com formação anterior aos episódios de venulação (Figuras 7A, 7B e 7C). Ocorrem em porcentagens modais significativas, podendo, em algumas amostras, atingir 15%, sendo comuns tanto nos níveis quartzosos, quanto naqueles onde predominam carbonatos. Essas estruturas foram analisadas ao microscópio eletrônico de varredura de baixo vácuo, em condições de aceleração de voltagem de 15 kV e tempo de contagem entre 3366 e 4472, para identificação de sua composição química (Figuras 7D e E). O espectro EDS, não obstante, revelou a presença de Si, Al, K, Na, Mg, C e O, ou seja, elementos constituintes dos minerais da rocha (quartzo, mica branca, carbonatos e K-feldspato). Tal fato poderia dever-se à espessura extremamente delgada dessas estruturas nodulares, que são atravessadas diretamente pelo feixe de elétrons e os resultados obtidos são aqueles referentes ao material subjacente, neste caso, a matriz quartzo-carbonática argilosa

### 3.4.1.2 Mármore calcítico

Em contato, aparentemente gradacional, com as metamargas foram descritos mármores calcíticos com cor cinza claro a médio - N3 a N5 (Rock-Color Chart 1984), granulação variando de muito fina à fina, com acamamento primário bem preservado, definido por diferenças na granulação e na cor, e intensa venulação, sobretudo nos estratos de granulação mais grossa, com preenchimento por calcita de cor branca a rósea. As vênulas têm espessuras e direções variáveis, sendo milimétricas a centimétricas, anastomosadas e são, majoritariamente, paralelas a So (Figuras 8A, 8B e 8C). Por vezes são observadas concentrações de material de cor preta, composição argilosa e sem estruturação interna, que poderia corresponder a variações deposicionais, onde o aporte de material argiloso foi mais acentuado (Figura 8D). Dobras do tipo *échelon* são comumente observadas nos mármores calcíticos da MRB.

Microscopicamente, os estratos mais finos dos mármores calcíticos exibem textura granoblástica, onde o carbonato (porcentagem modal estimada visualmente de 95%) apresenta distribuição unimodal e indivíduos planares-e a planares-s com contatos lobados entre si. Diminutas palhetas de mica branca ocorrem dispersas na rocha; opacos ocorrem sob forma de traços. Vênulas ocorrem com espessuras e direções variáveis, assim como o carbonato do preenchimento possui granulação mais grossa que os da rocha (Figura 9A). Nas vênulas de cristalização tardia a calcita apresenta aspecto límpido. Comumente, no contato da vênula com a rocha observa-se a presença de estilólitos (Figura 9B). Estruturas nodulares são raras e, quando presentes, têm dimensões e graus de arredondamento inferiores aos daquelas encontradas nas metamargas anteriormente descritas. Não obstante, foram observadas superfícies retilíneas que poderiam corresponder a fraturas, preenchidas por material de granulação fina, semelhante ao material constituinte dessas estruturas nodulares (Figura 9C).

Nos estratos com granulação mais grossa, o carbonato ocorre em indivíduos planares-e a planares-s, distribuição preferencialmente unimodal, podendo ser localizadamente polimodal. A estilolitização parece ser menos abundante do que nos

estratos mais finos, assim como a venulação que, quando presente, encontra-se preenchida por carbonato finamente recristalizado (Figura 9D). Estilólitos ocorrem em episódios diversos de formação, uma vez que, como nas metamargas, a sua posição temporal com relação às vênulas e às demais fraturas da rocha mostram temporalidades distintas. Na Figura 9E nota-se a presença de estilólito de baixa amplitude, bem desenvolvido e disposto subparalelamente à foliação  $S_n$  marcada pela recristalização do carbonato.

Localizadamente, essas rochas encontram-se deformadas, onde se observam veios de calcita deslocados e intenso sistema de fraturamento, deslocando porções da rocha (Figura 9F). Nessas porções mais deformadas é comum, ainda, a presença acentuada de material castanho escuro, de composição provavelmente ferruginosa, disposto ao longo de superfícies anastomosadas.

#### **3.4.2 Rochas carbonáticas milonitizadas**

Na MRB ocorrem rochas carbonáticas intensamente deformadas, ao longo de uma zona de falha que se estende por aproximadamente 2 metros de espessura, com desenvolvimento de foliação milonítica vertical disposta segundo a direção N12E/85NW. A foliação do tipo flaser preserva macrólitos com até 10 cm de comprimento, onde, no interior dos mesmos, nota-se preservação de estrutura primária, representada pela intercalação de estratos com diferentes granulações e cores, indicando que o desenvolvimento da milonitização deu-se paralelamente a  $S_0$  (Figura 10A). Pirita é comum ao longo de planos de fraturas. Por vezes, observa-se que a rocha submetida à milonitização é um metaconglomerado com clastos de carbonato centimétricos (Figura 10B).

Microscopicamente, essas rochas são marcadas por deformação e venulação intensas, acompanhadas por silicificação acentuada. O carbonato (em porcentagem modal média de 80%) mostra cristais planares-s a não-planares, em distribuição polimodal. As vênulas preenchidas por carbonato, geradas em episódios distintos e com granulações diversas, assumem padrão anastomosado, onde esse mineral

apresenta forte impregnação por material ferruginoso; nas vênulas geradas tardiamente, o carbonato tem aspecto límpido e forte extinção ondulante. Estilólitos são abundantes (Figura 10C) e as estruturas nodulares raramente observadas. Quartzo ocorre desde indivíduos microcristalinos até cristais maiores, marcados por acentuada extinção ondulante. Em algumas amostras é possível observar que o “front” de deformação se desenvolveu sobre a metamarga (Figura 10D). Minerais opacos ocorrem entre 5-10%, quartzo em torno de 10%; mica branca e K-feldspato ocorrem sob forma de traços.

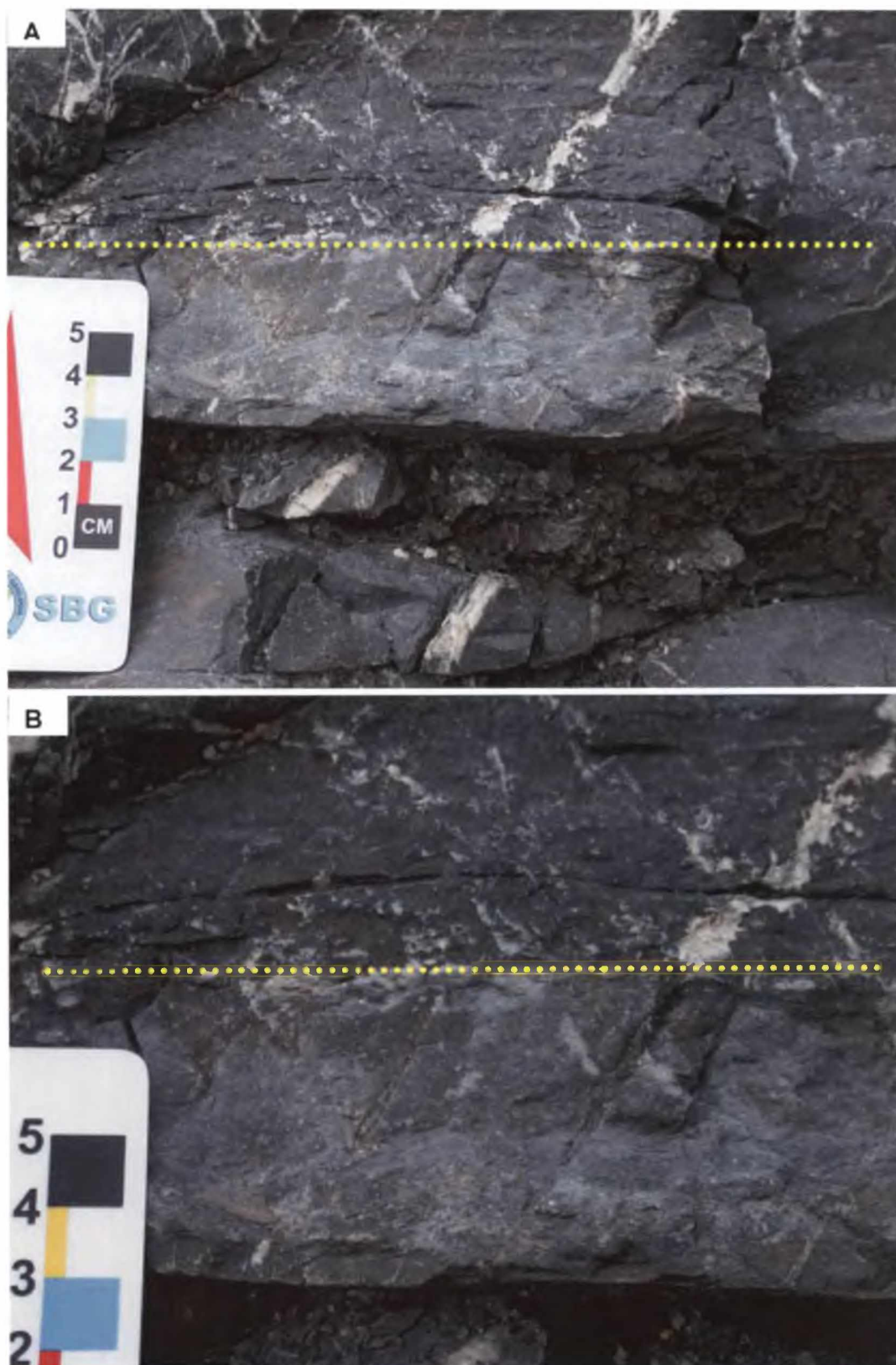


FIGURA 5 - A e B - Metamarga com variação de cor e granulação segundo acamamento sedimentar primário (linha pontilhada).



FIGURA 5 – (Cont.) – (C) Detalhe da variação granulométrica, onde se observam vênulas cortando a rocha e estilólitos marcando o contato entre os níveis mais ricos em quartzo e mica branca (granulação mais grossa) e aqueles mais ricos em carbonatos (granulação mais fina).N//. (D) Variação entre os níveis nas metamargas e o contato entre os mesmos marcado por estilólito de baixa amplitude (seta). NX

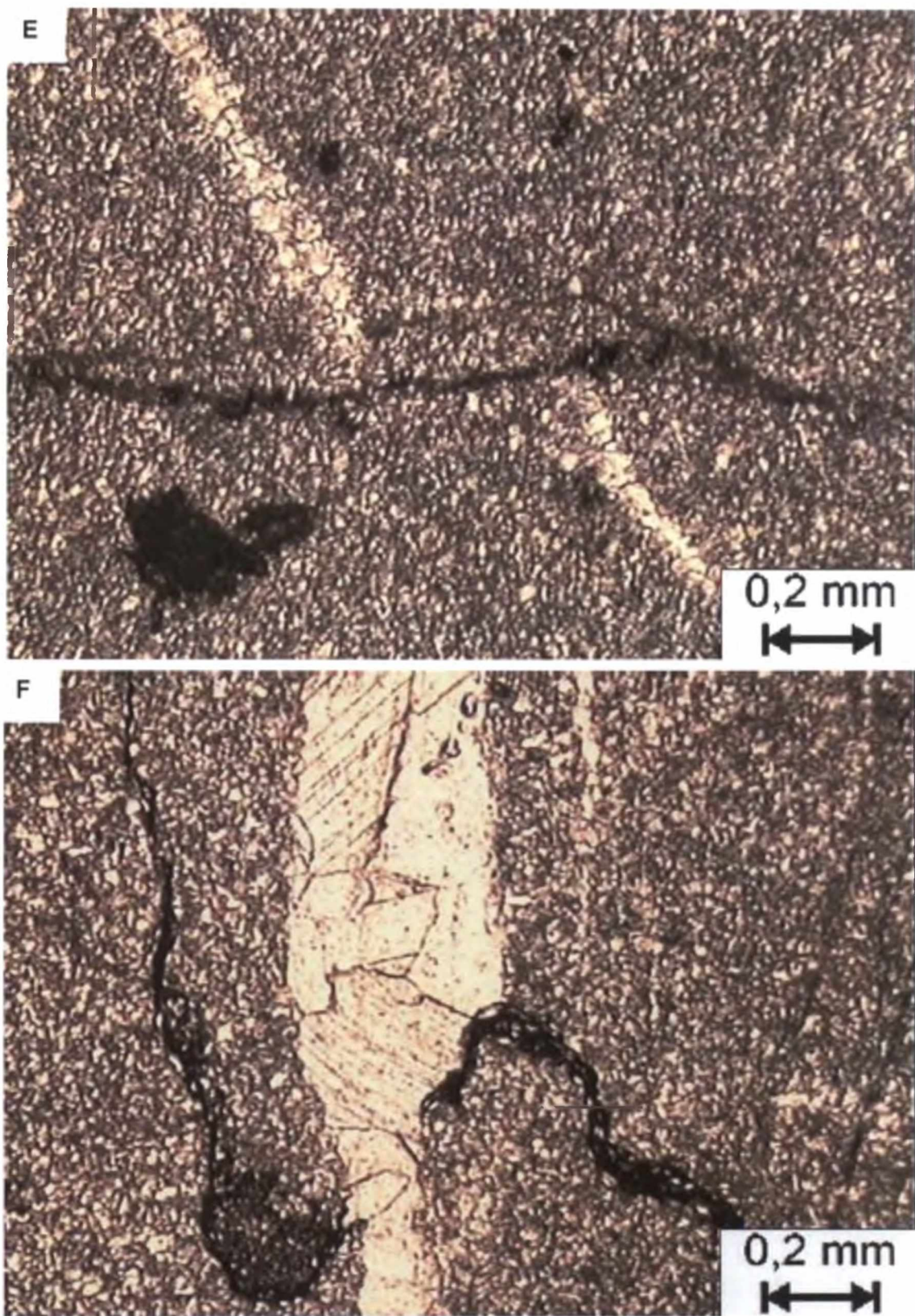


FIGURA 5 – (Cont.) – (E) Vênula preenchida por calcita deslocada por estilólito. NX. (F) Estilólito cortado por vênula preenchida por calcita em metamarga. NX.

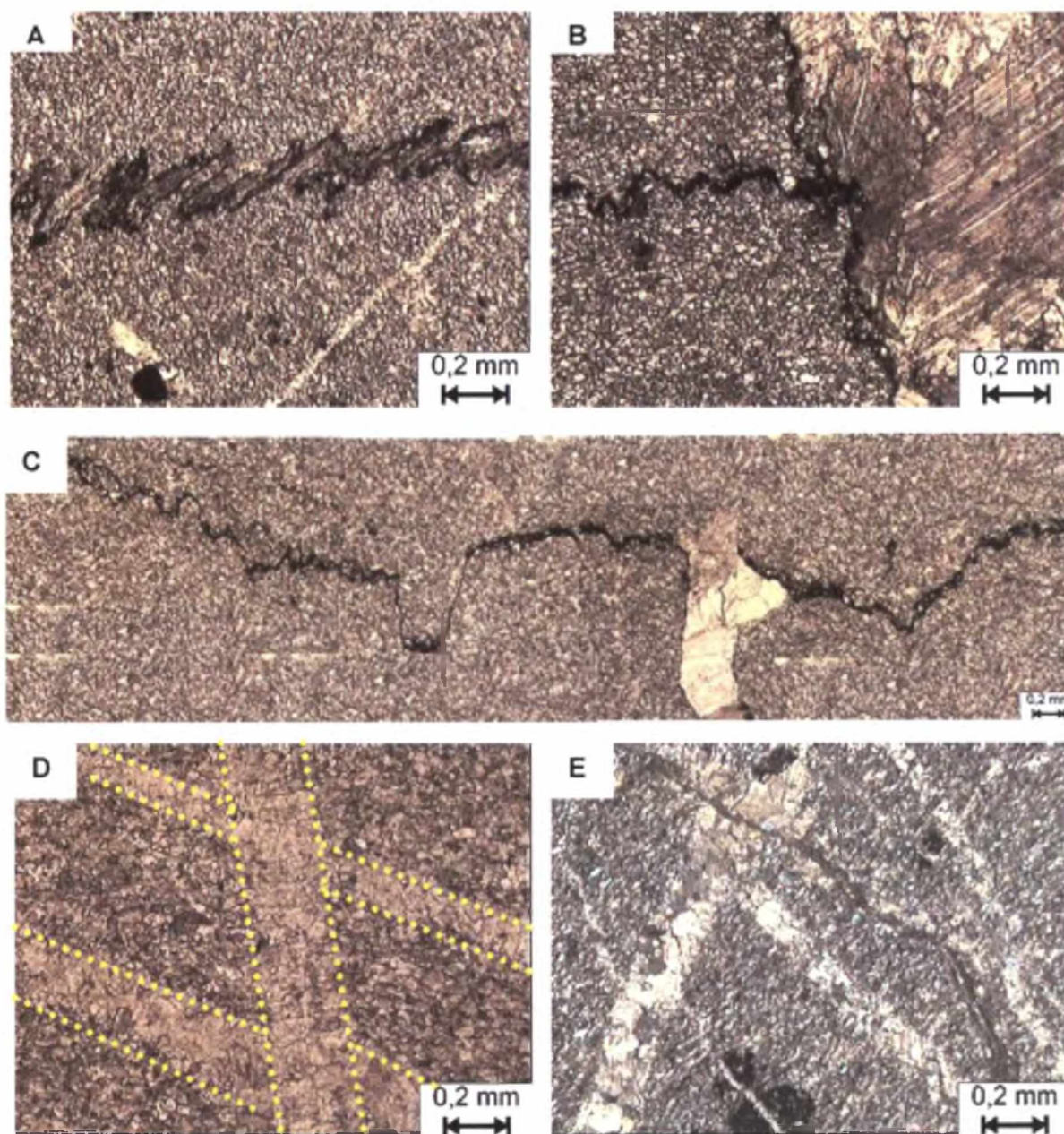


FIGURA 6 - Estilólitos em metamargas da Mina Rio Bonito. (A) Dispostos sub-paralelamente ao acamamento sedimentar primário (So). NX. (B) Estilólitos dispostos sub-perpendicularmente entre si; à direita observa-se veio preenchido por calcita, cuja borda é marcada por estilólito. NX. (C) Variação da largura e altura do eixo de um estilólito associado a metamarga. Nota-se veio preenchido por calcita. NX. (D) Vênulas preenchidas por calcita dispostas em direções sub-ortogonais entre si. NX. (E) Vênulas preenchidas por calcita dispostas em direções sub-ortogonais entre si, onde a granulação do carbonato é variável, assim como a espessura da vênula. Observar estrutura nodular recortada por vênula. NX.

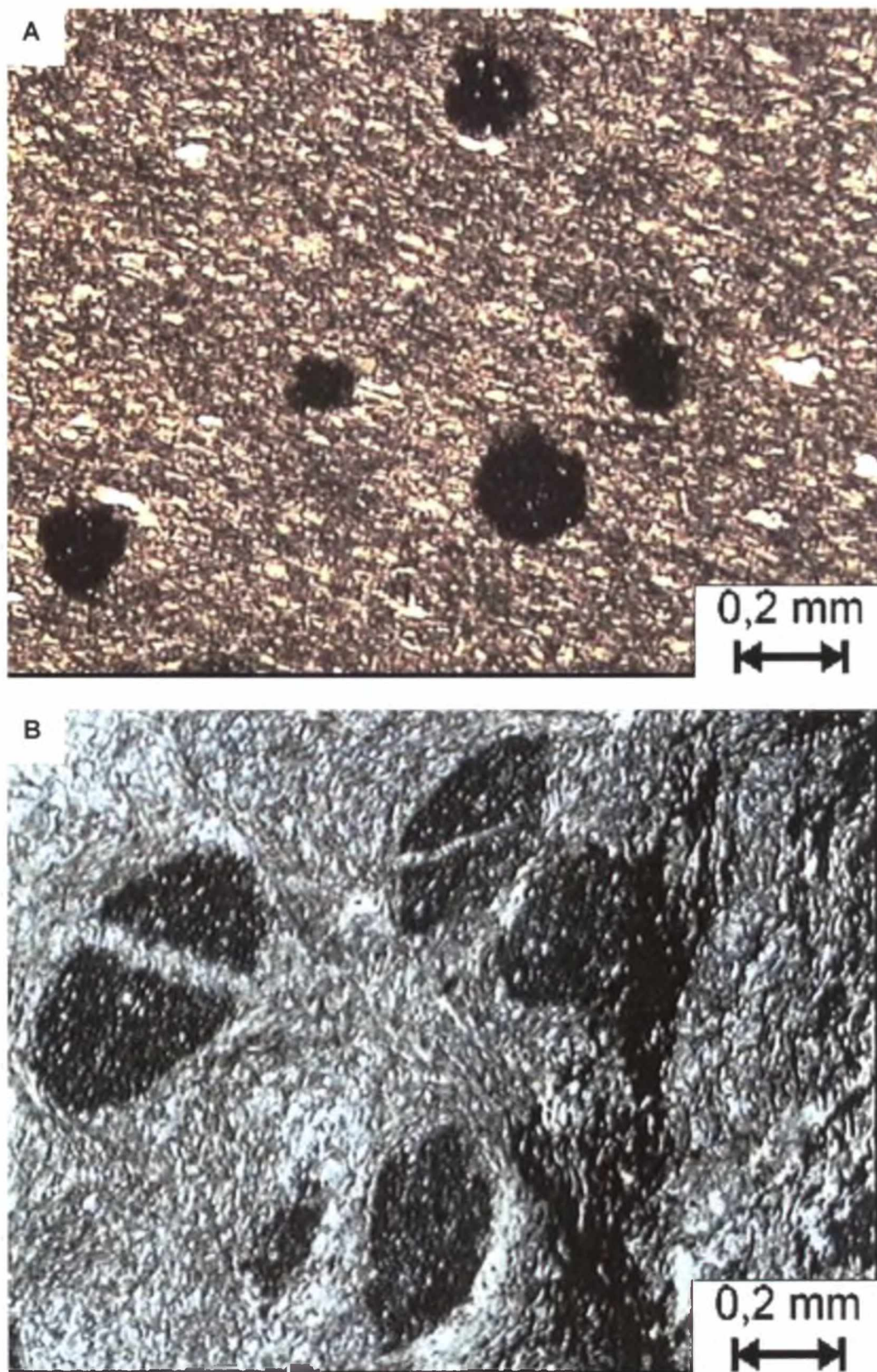


FIGURA 7 - (A) Estruturas nodulares associadas às metamargas da Mina Rio Bonito.NX. Em (B) nota-se vênula preenchida por carbonato recortando a estrutura nodular com formato alongado. NX.

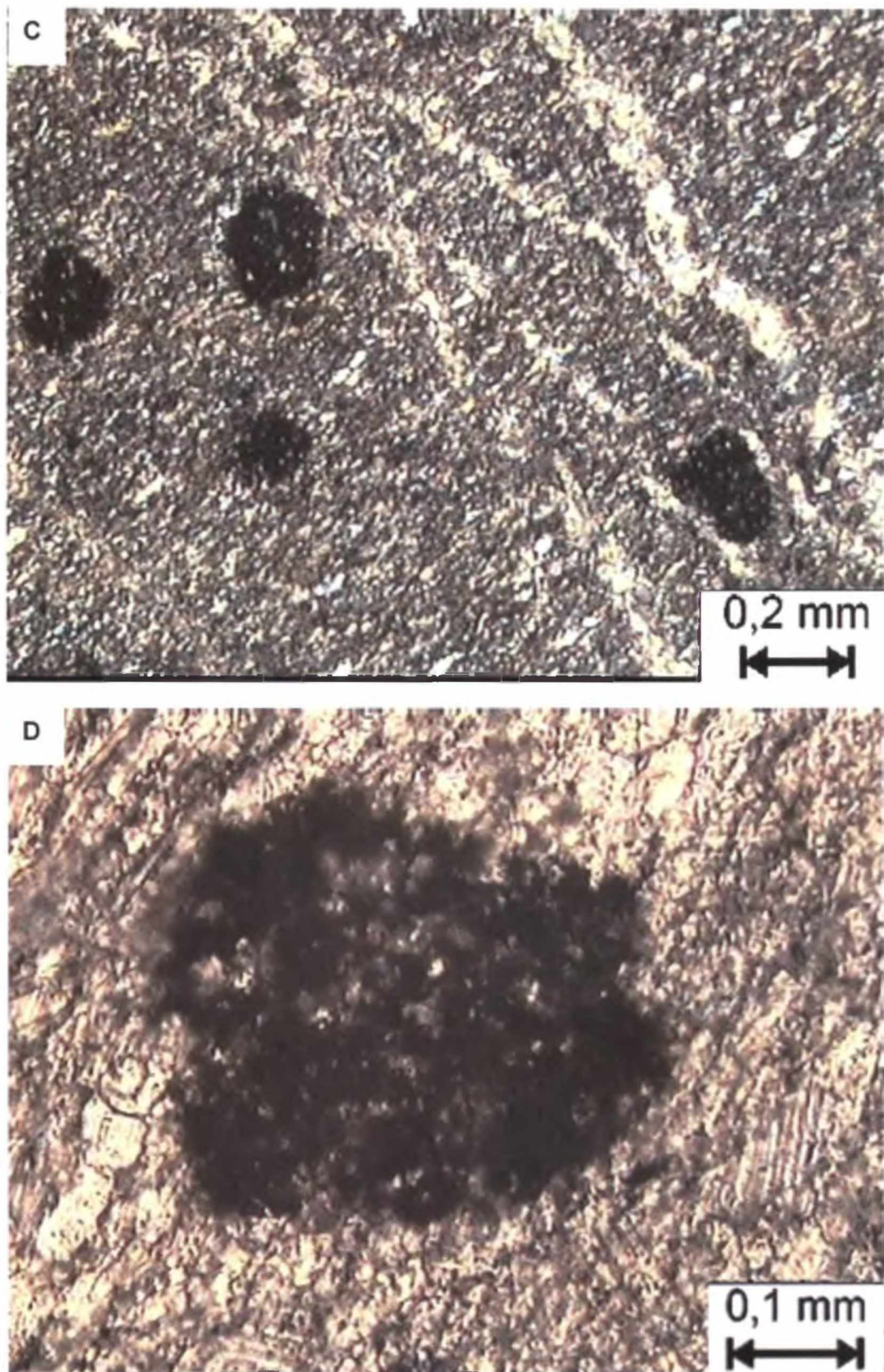


FIGURA 7 (Cont.) - (C) Vênulas preenchidas por carbonato de formação posterior às estruturas nodulares. NX. (D) Detalhe da estrutura em N//.

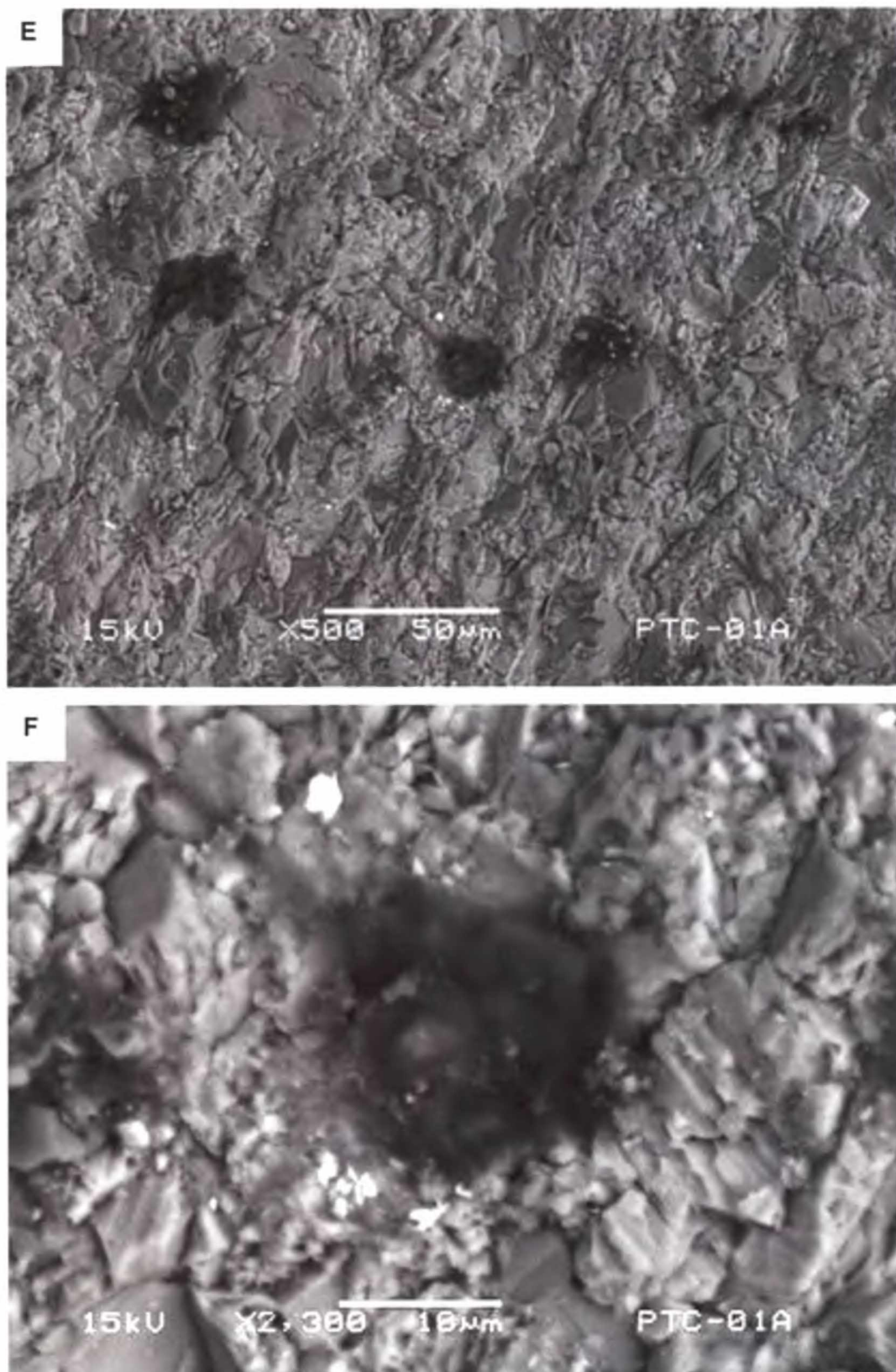


FIGURA 7 (Cont.) - (E) Imagem MEV, em BSE, de estrutura nodular. Aumento: 500 x.  
(F) Mesma imagem anterior. Aumento: 2.300 x.

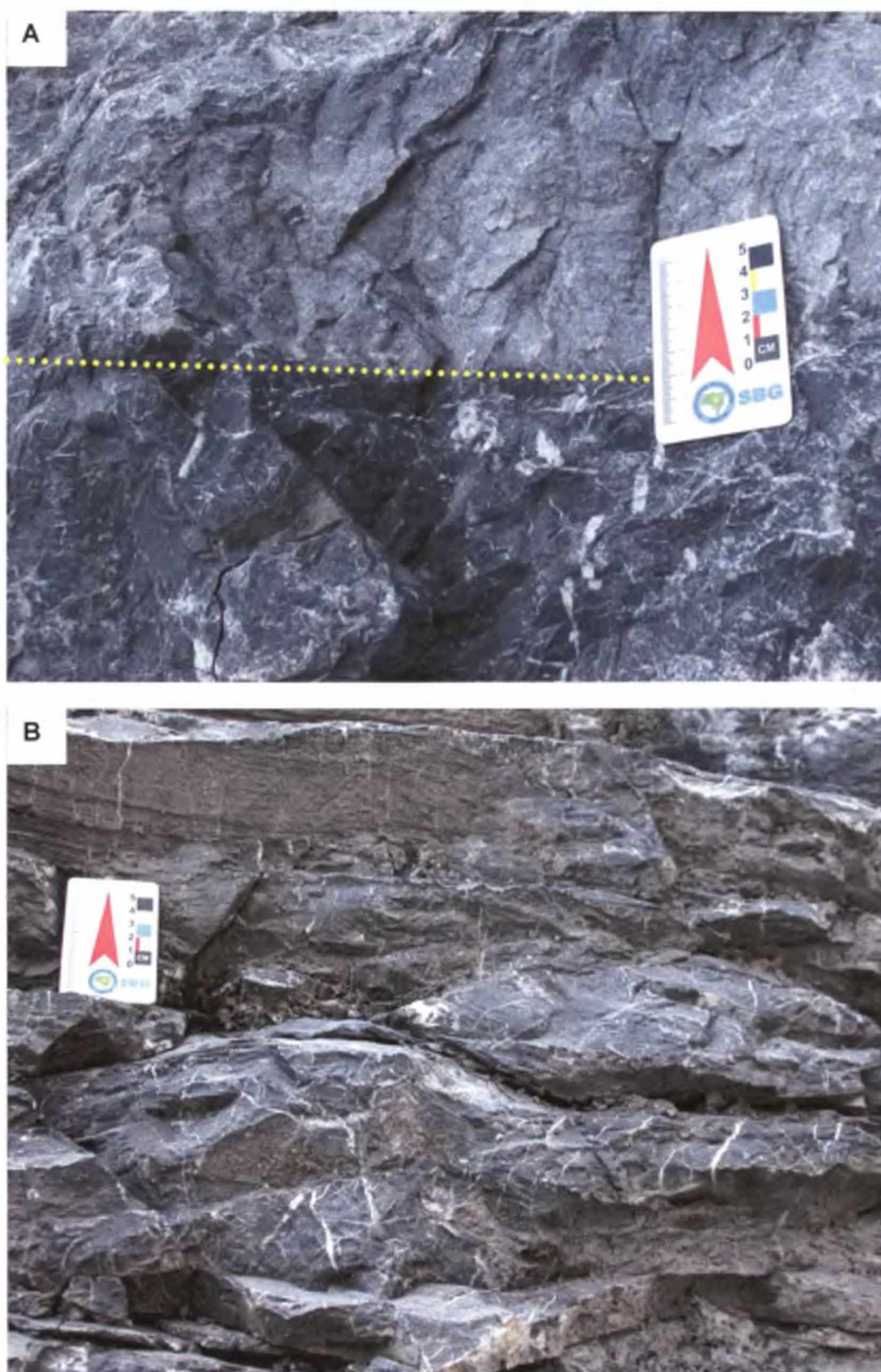


FIGURA 8 – (A e B) - Mármore calcítico da Mina Rio Bonito mostrando diferenças de cor e granulação. Intensa venuação paralela ao acamamento sedimentar primário (So - linha pontilhada) com preenchimento por calcita.

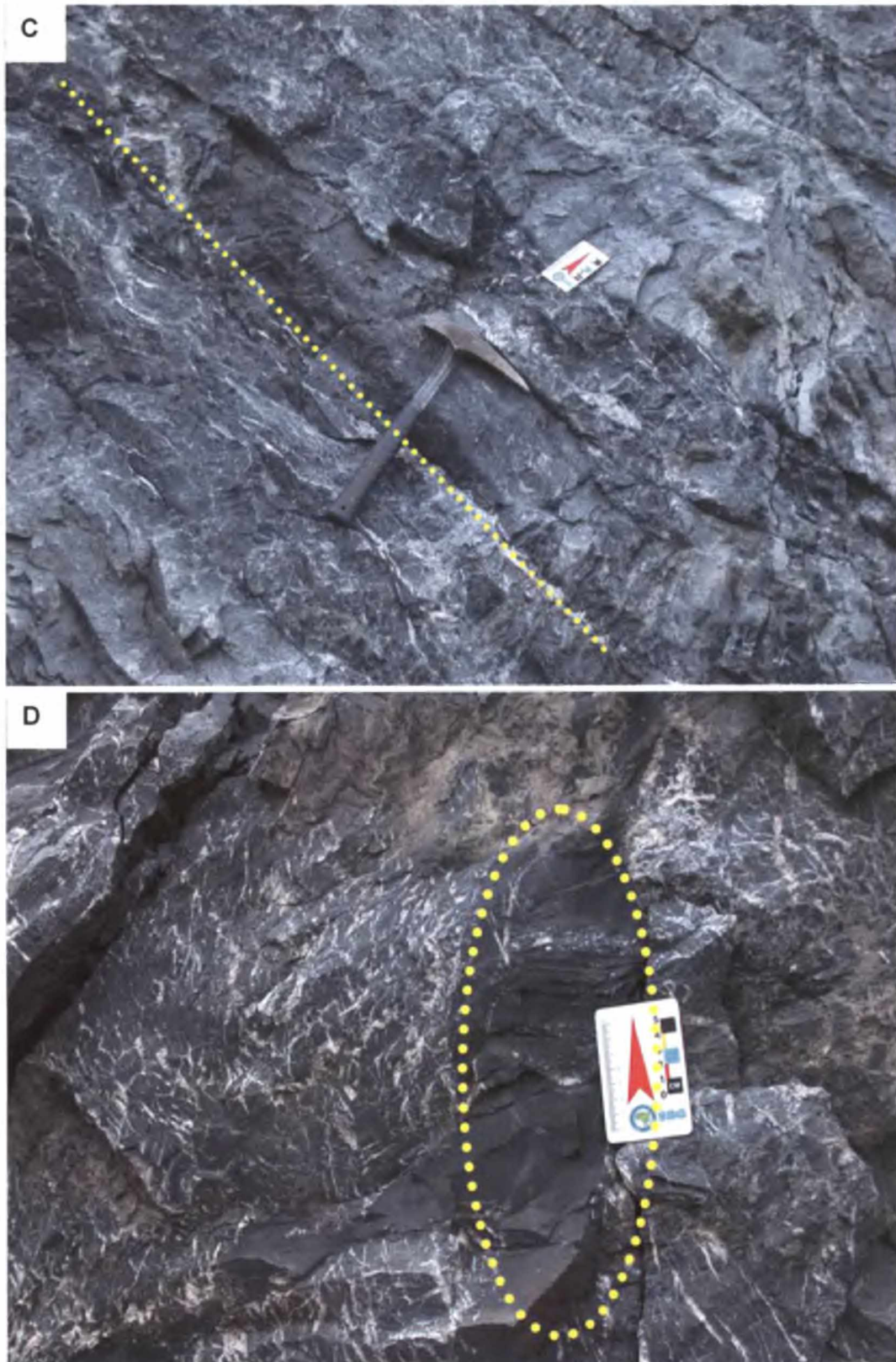


FIGURA 8 – (Cont.) (C) Intensa venulação paralela ao acamamento sedimentar primário (So – linha pontilhada) com preenchimento por calcita.(D) Porção de material mais argiloso associado aos estratos com maior intensidade de venulação.

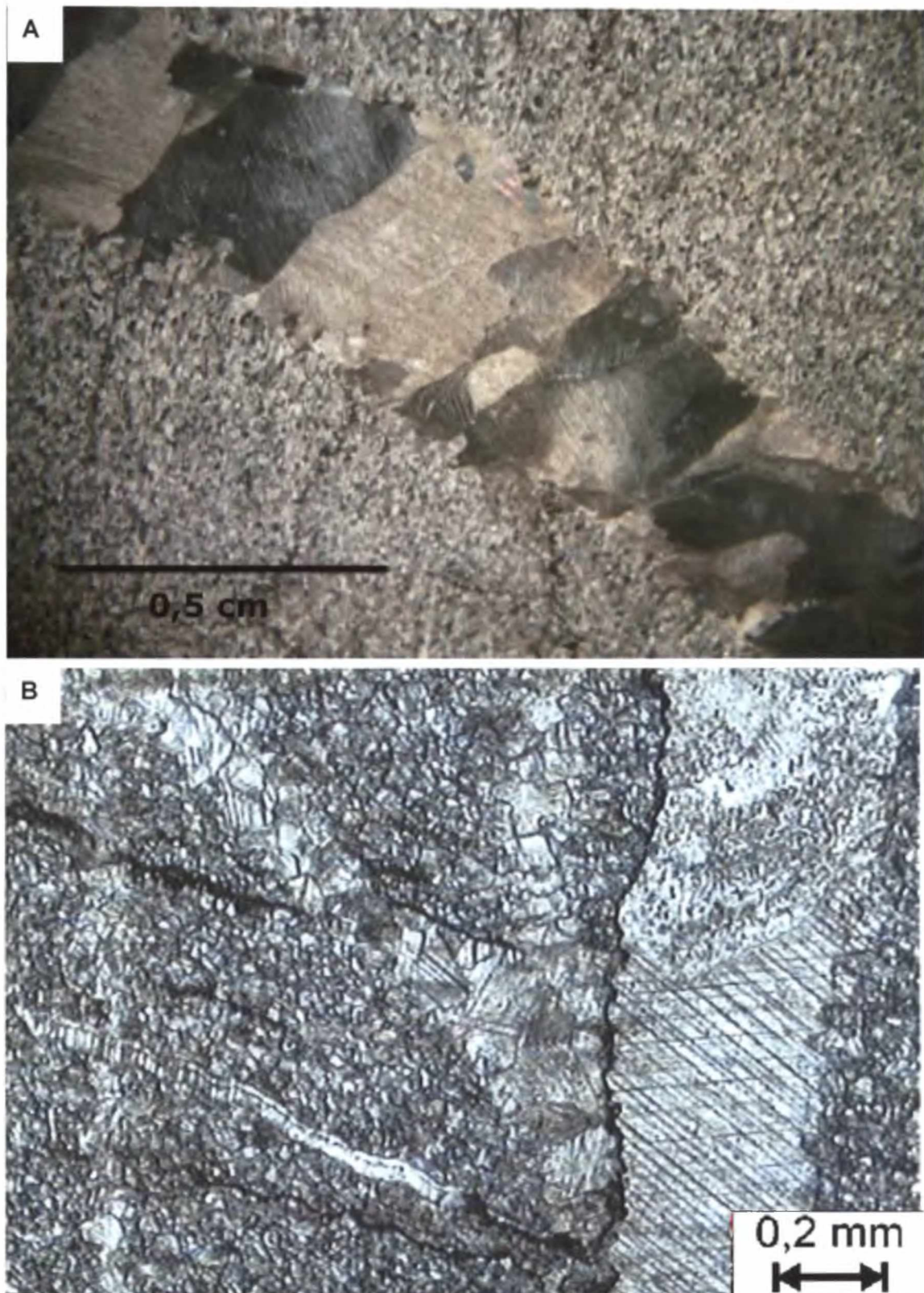


FIGURA 9 - (A) Veio preenchido por calcita de granulação mais grossa que o carbonato da matriz da rocha. NX. (B) Episódios distintos de venulação preenchida por carbonato em mármore calcítico da Mina Rio Bonito. Observar presença de estilólito no contato com a vênula com granulação mais grossa e um segundo episódio de estilolitização sub-perpendicular ao anterior. NX.

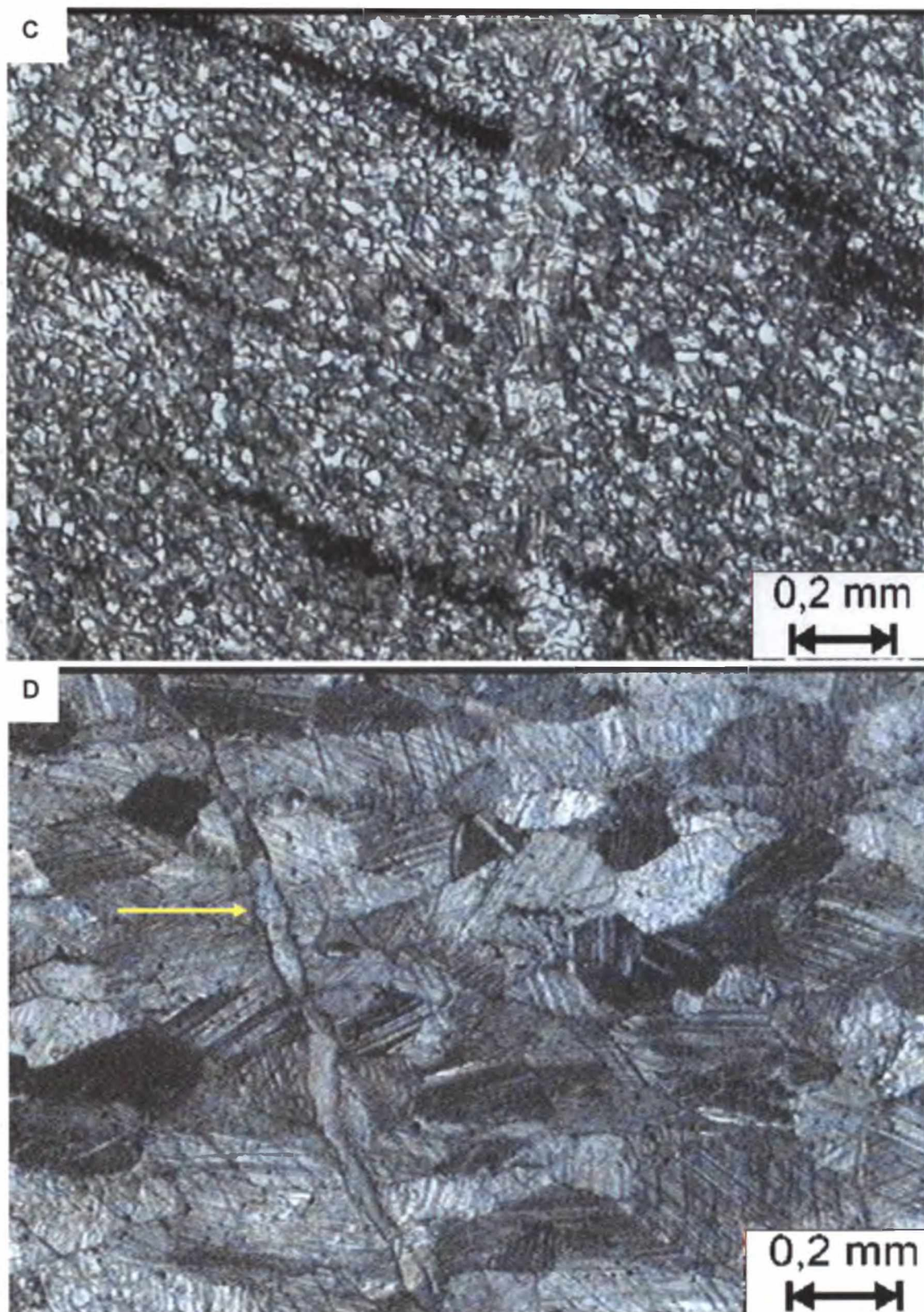


FIGURA 9 – (Cont.) - (C) Sistema de fraturas retilíneas deslocadas preenchidas por material de granulação fina semelhante às estruturas nodulares observadas nas metamargas. Presença de vênula preenchida por calcita. NX. (D) Estrato no mármore calcítico com granulação mais grossa, recortado por vênula preenchida por calcita com granulação fina (seta). NX.

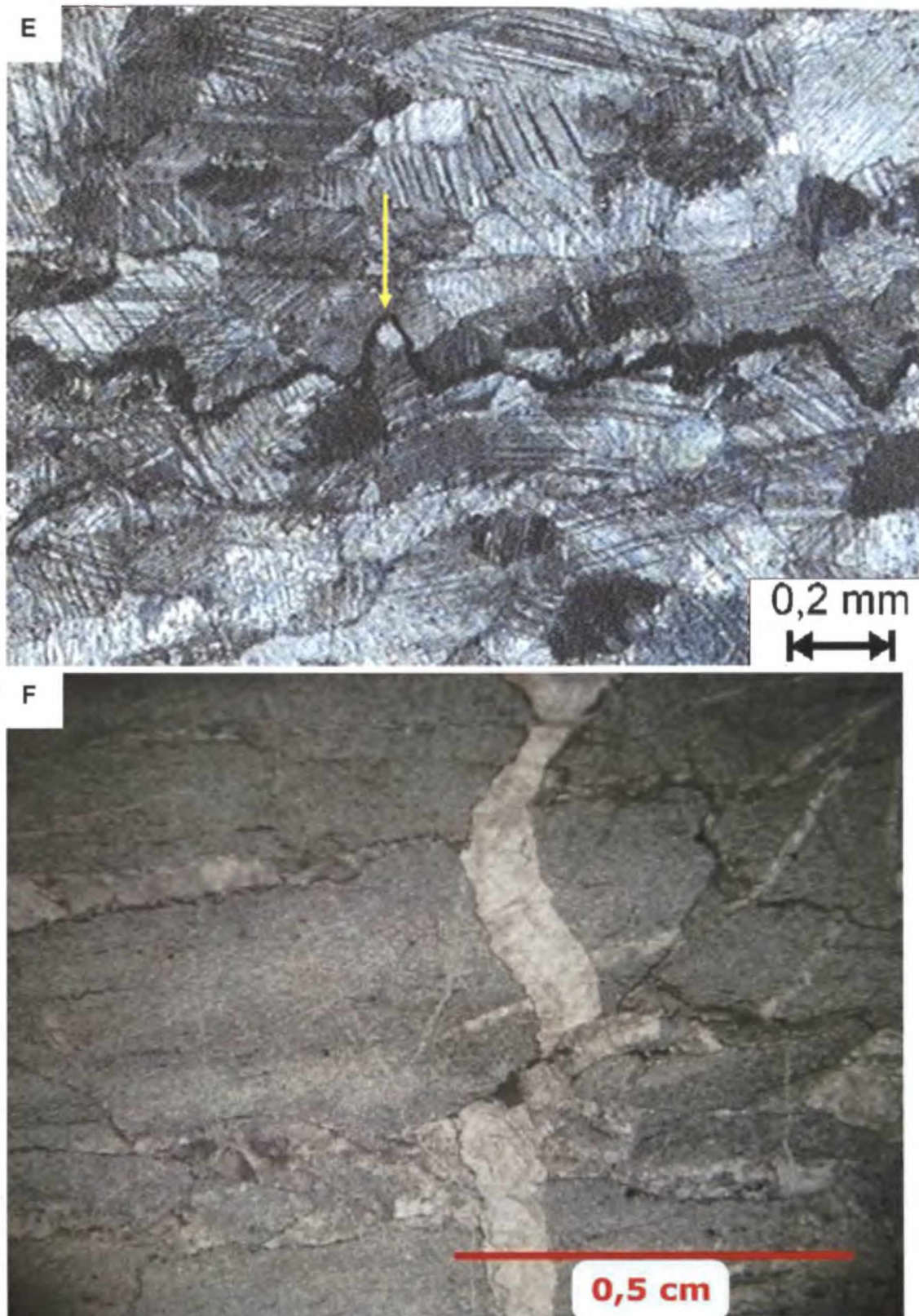


FIGURA 9 – (Cont.) - (E) Estilólito de baixa amplitude (seta), disposto sub-paralelamente à foliação em mármore calcítico. NX. (F) Detalhe da deformação que afetou os mármore calcíticos da Mina Rio Bonito. N//.

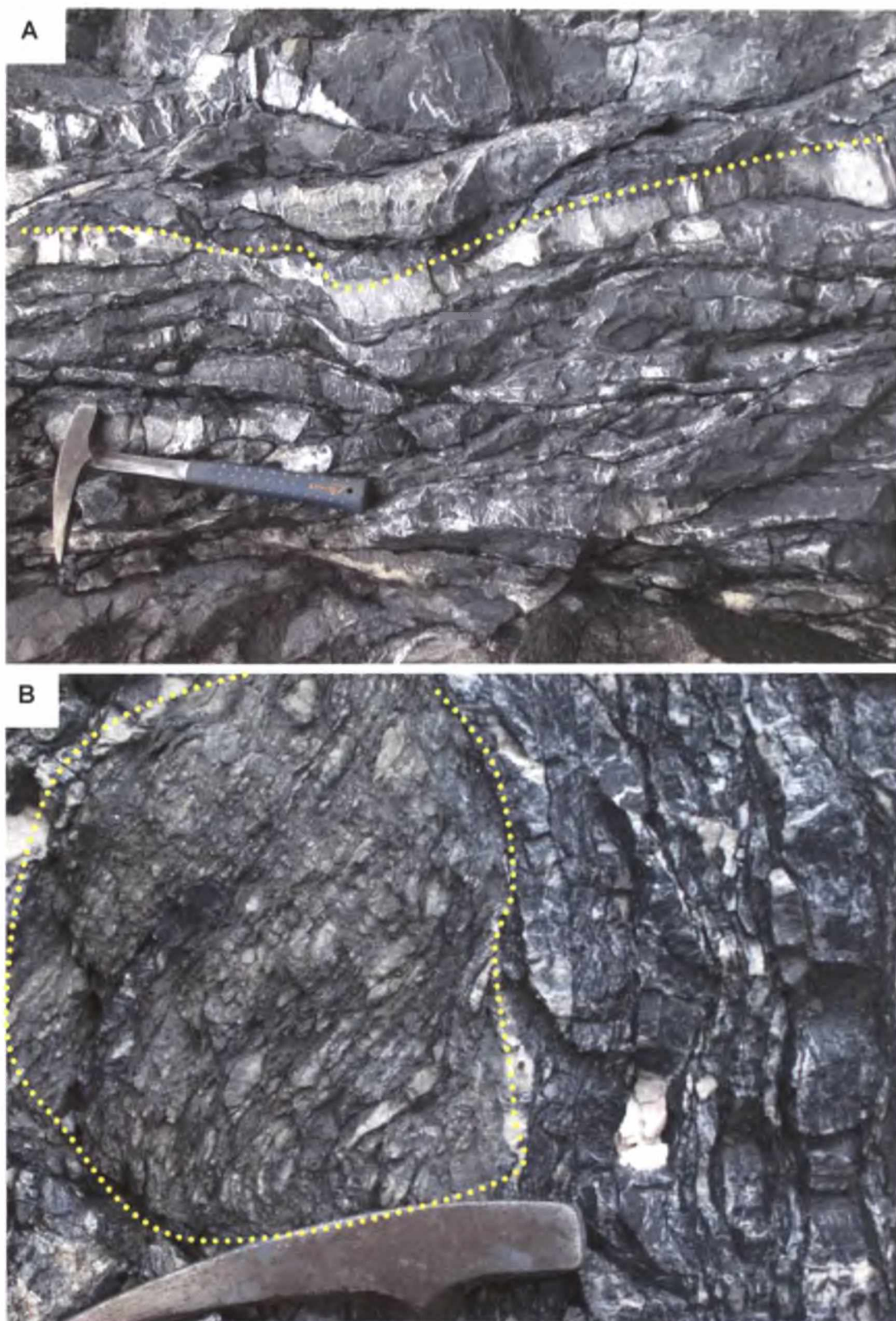


FIGURA 10 - Rochas carbonáticas milonitizadas da Mina Rio Bonito, onde se observa em (A) desenvolvimento de milonitização paralelamente a So (linha pontilhada); em (B) Clastos centimétricos de metaconglomerado milonitizado (linha pontilhada).

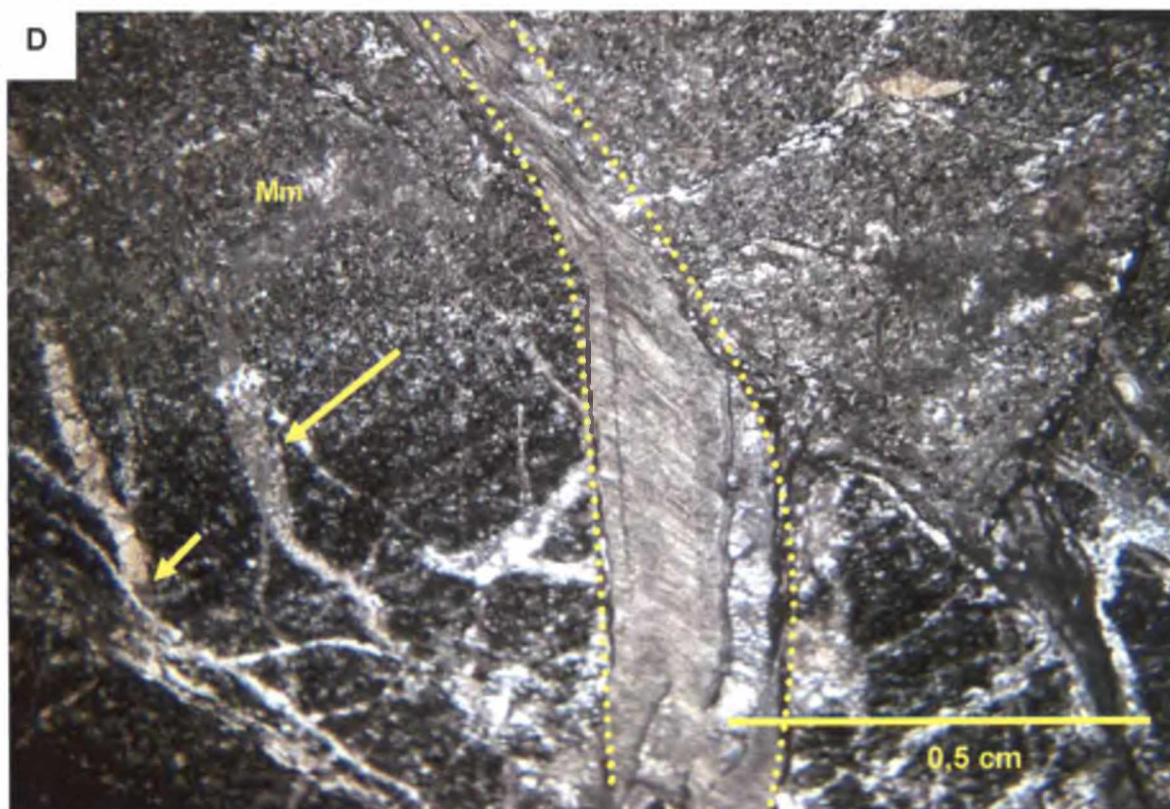
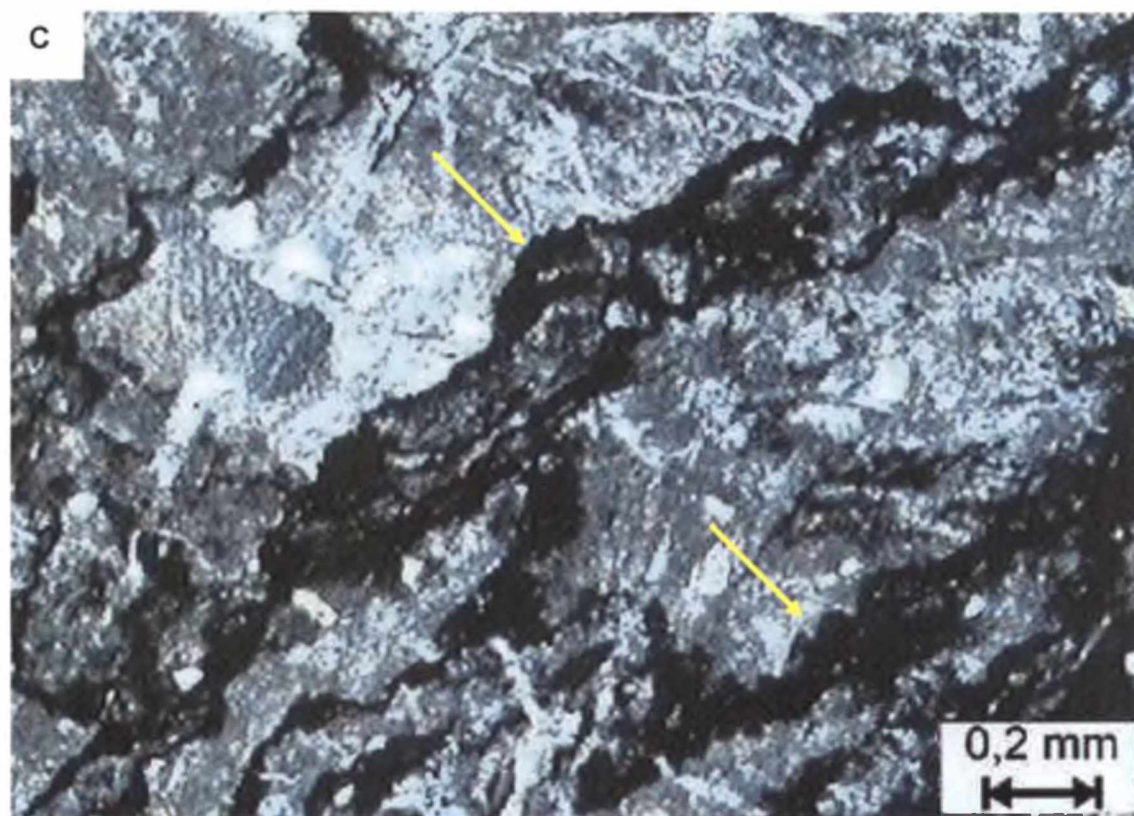


FIGURA 10 – (Cont.) (C) Abundantes estilólitos (setas) associados à milonitização. NX. (D) *Front* de milonitização (linha pontilhada e setas) desenvolvido sobre metamarga (Mm). N//.

### 3.4.3 Rochas dolomitizadas

#### 3.4.3.1 Mármore dolomítico

Em contato abrupto com o mármore calcítico e oblíquas à foliação principal, são observadas na MRB rochas de cor cinza escuro a cinza escuro médio N3 – N4 (Rock-Color Chart 1984), granulação fina à média, intensamente venuladas, definidas como mármore dolomítico. Essas rochas encontram-se localizadamente brechadas, o que as confere coloração castanho-amarelada característica, em função da percolação por água meteórica rica em Fe, e se transforma em critério visual para a distinção entre os dois tipos de mármore (Figuras 11A a 11E). O conjunto mármore/brecha dolomítica se estende ao longo de 60 metros, com direção preferencial N70-80W, subsidiariamente N60-70E, N80-90E e N50-60W.

O mármore dolomítico apresenta granulação variando de muito fina à fina, secundariamente média, com acamamento primário bem preservado e intensa venulação. As vênulas têm espessuras e direções variáveis, sendo milimétricas a centimétricas, anastomosadas e apresentam-se, predominantemente, paralelas a So, com preenchimento por calcita de cor branca, rósea e levemente amarela (Figuras 12A e 12B); estrutura do tipo em zebra (Nielsen *et al.* 1998; Nadjiwon e Morrow 2001) é freqüente, constituída pela repetição rítmica de dolomita de cor branca e granulação fina, disposta ao longo de uma rede horizontal, interceptada por fraturas verticais a sub-verticais que ocasionam deslocamento (Figura 12C). São comuns superfícies de dissolução abertas (Figura 12D) e vazios preenchidos por material carbonático e porções brechadas, descritas detalhadamente no próximo item.

Microscopicamente, foram identificados dois tipos texturais distintos de dolomita nessas rochas: i) dolomita de substituição, designada Ds e ii) dolomita de preenchimento de fraturas e vazios, denominada Dp.

A dolomita do tipo substituição, ou matricial, ocorre em indivíduos não-planares, de acordo com a classificação de Sibley e Gregg (1987), dispostos sob forma de mosaico, com distribuição predominantemente unimodal, por vezes polimodal,

cuja granulação varia de fina à média (Figuras 13A e B). A cor situa-se entre castanho claro e castanho escuro, em função da intensidade da turbidez e da presença de material ferruginoso e/ou inclusões fluidas. O contato entre os cristais é irregular e o aspecto turvo é freqüente, assim como a extinção ondulante; as bordas são comumente límpidas. Por vezes, nota-se que o sistema de fraturamento atuou como conduto para o fluido dolomitizante, uma vez que os cristais assumem aspecto turvo intenso ao longo das superfícies de fraturas (Figura 13C). Não foi observado, ao microscópio petrográfico convencional, qualquer tipo de zoneamento nessa geração de dolomita de substituição.

A geração de dolomita de preenchimento de vazios (dolomita Dp) ocorre nos mármores dolomíticos da MRB em indivíduos de granulação mais grossa, com forte extinção ondulante, aspecto turvo pouco acentuado, sendo, por vezes, límpidos, e ocorrendo com mais freqüência como preenchimento de superfícies de fraturas que seccionam a dolomita matricial (Figura 13D). Os indivíduos têm distribuição polimodal, secundariamente unimodal, sendo planares-s a não-planares; não raramente preenchem superfícies de fraturas ortogonais entre si, exibindo aspecto límpido e indivíduos com dimensões inferiores aos anteriormente citados (Figura 13E). De acordo com critérios texturais e ópticos, essa geração de dolomita tardia tem características de dolomita do tipo em sela (Radke e Mathis 1980; Searl 1989) e será descrita em detalhe no item 3.4.3.2 e no capítulo 4. A dolomita associada à estrutura em zebra tem granulação mais grossa do que a da matriz do mármore (geração Ds) e turvação menos intensa.

A dolomita do mármore dolomítico foi analisada em difração de raios X com a finalidade de determinar a estequiometria e o grau de ordenamento desse mineral. Conforme mencionado anteriormente, a dolomita *ideal* possui igual número de cátions de Ca e Mg, dispostos em camadas separadas por planos ocupados por  $\text{CO}_3^{2-}$ . Assim sendo, a dolomita *ideal* tem uma razão molar Ca:Mg = 50:50 e é estequiométrica; a não-estequiometria, expressa em mol %  $\text{CaCO}_3$ , é a medida da razão molar obtida a partir do retículo cristalino desse mineral e traduz o desvio em relação à razão ideal esperada (GASPARRINI 2003). Dolomita natural é não estequiométrica, uma vez que tem excesso de Ca e, menos comumente, excesso de

Mg. O efeito da substituição do Ca por Mg aumenta o espaçamento do retículo em virtude da diferença de raios iônicos (Ca = 0,99 Å e Mg = 0,80 Å) e esse desvio é detectado pela difração de raios X, uma vez que as reflexões surgem em baixos valores de  $2\theta$  à medida em que aumenta o conteúdo de Ca (LUMSDEN 1979).

A estequiometria da dolomita pode ser, então, determinada medindo-se o deslocamento da reflexão  $d_{104}$  e comparando-o ao valor da mesma reflexão da dolomita ideal (2,886 Å). Quanto maior o deslocamento desse pico, gerando maiores valores de  $d$ , maior a quantidade de Ca presente na dolomita (GOLDSMITH e GRAF 1958). A presença de  $Fe^{2+}$  influencia igualmente o espaçamento  $d_{[104]}$  e a intensidade do pico (LUMSDEN 1979).

O excesso de Ca na dolomita pode ser calculado pela equação proposta por Lumsden (1979), que relaciona a porcentagem molar de  $CaCO_3$  e o espaçamento  $d_{104}$ , medido em Angstrom, como segue:

$$N_{CaCO_3} = Md + B \quad \therefore \quad M = 333,333 \quad B = - 911,99$$

A análise por difração de raios X fornece, igualmente, informações sobre o grau de ordenamento do cristal de dolomita, por meio das medidas das reflexões correspondentes de  $d_{021}$ ,  $d_{015}$  e  $d_{101}$ , cujas intensidades relativas dos picos refletem o ordenamento dos cátions no cristal. A razão entre o pico (015) e o pico (101) é calculada para a determinação do grau de ordenamento (G.O.), sendo que quanto maior essa razão, maior o ordenamento. A dolomita *ideal* tem razão igual a 1 (Hardy e Tucker 1988, citado por Gasparini 2003).

A dolomita dos mármorees da Mina Rio Bonito mostra-se não-estequiométrica, cujas porcentagens molares de  $CaCO_3$  situam-se entre 47,70 e 54,67 (Tabela 4), não tendo sido observada qualquer relação entre a não-estequiometria e o tipo textural e genético da dolomita. O grau de ordenamento varia entre 0,59 e 0,64 (Tabela 4); não há, igualmente, nenhuma relação direta estabelecida entre o ordenamento e as gerações de substituição e de preenchimento. Essa discussão será retomada detalhadamente no item 4.

Nos mármore dolomíticos da MRB ocorrem, ainda, em porcentagens modais estimadas visualmente variando entre 5 e 20%, minerais opacos (pirita) dispostos intersticialmente na dolomita, como preenchimento de fraturas ou associados a estilólitos, diminutas palhetas de mica branca intersticial e quartzo no preenchimento de fraturas, em associação à dolomita da geração Dp. Nas amostras com maior intensidade de deformação observa-se um aumento de material ferruginoso, bem como da venulação; algumas vênulas são posteriores aos estilólitos. Esses últimos são menos freqüentes do que nas metamargas e mármore calcíticos descritos nos itens precedentes e apresentam, na maior parte das vezes, baixa amplitude.



FIGURA 11 - Vista geral do conjunto de rochas carbonáticas da Mina Rio Bonito, incluindo-se mármore calcítico e rochas dolomitizadas.

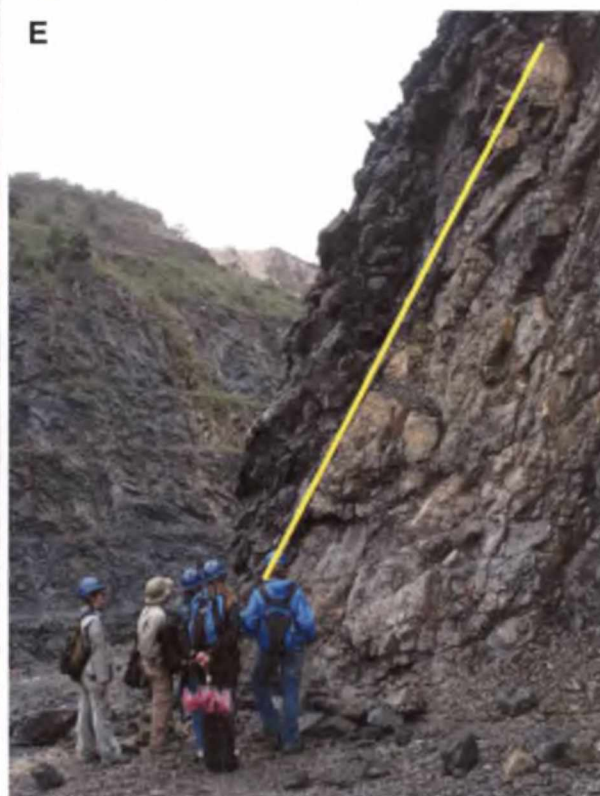
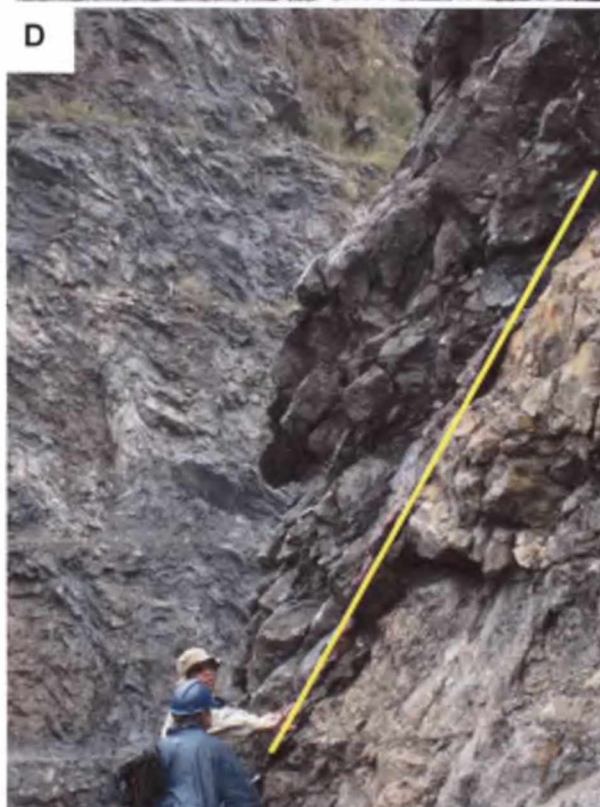


FIGURA 11 – (Cont.) – (C a E) - Contato abrupto entre o mármore calcítico e as rochas dolomitizadas (mármore e brecha dolomítica).

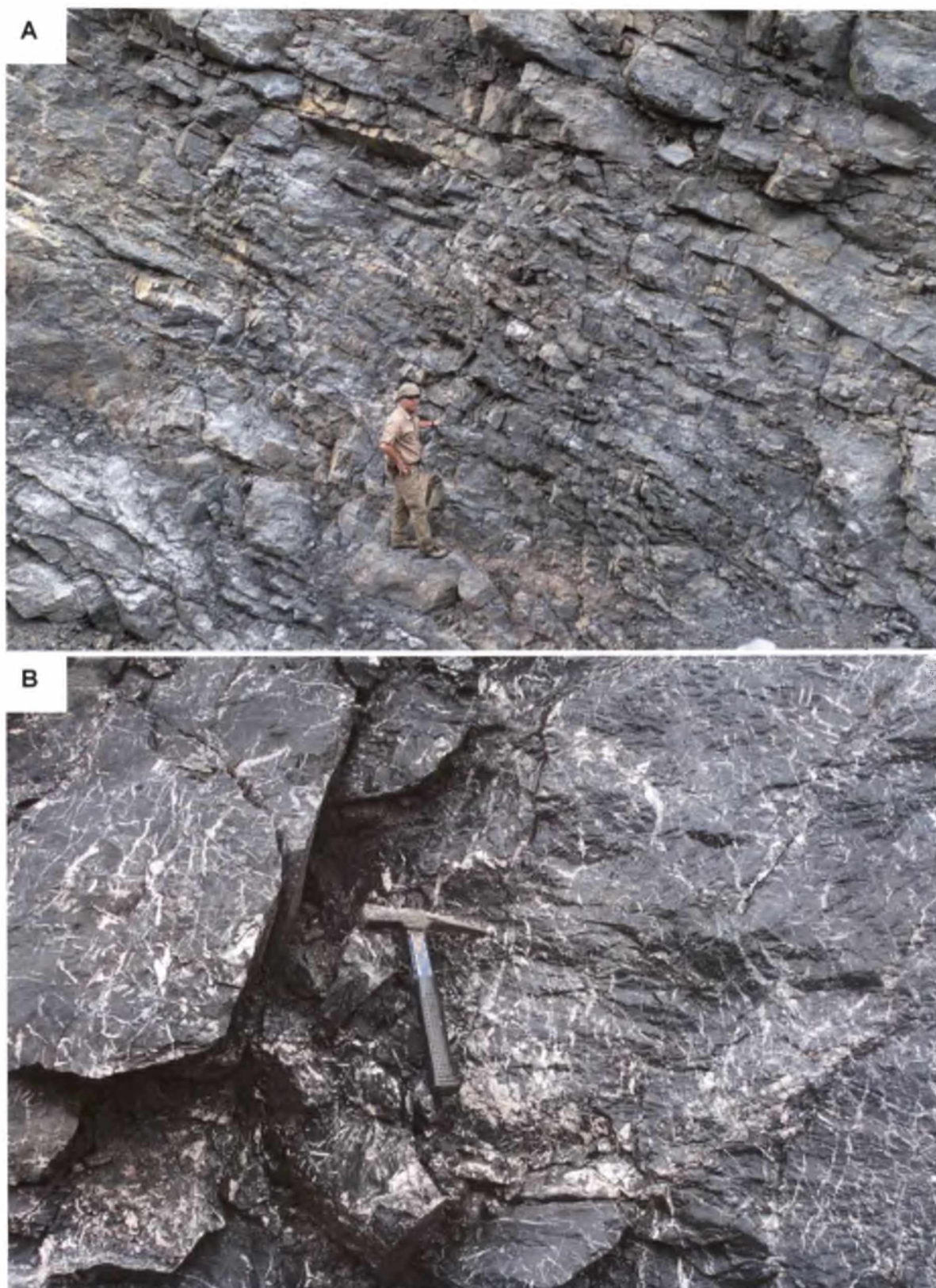


FIGURA 12 - Mármore dolomítico onde se observa acamamento primário bem preservado (A) e intensa venulação com preenchimento por calcita de cor branca e rosa (B)

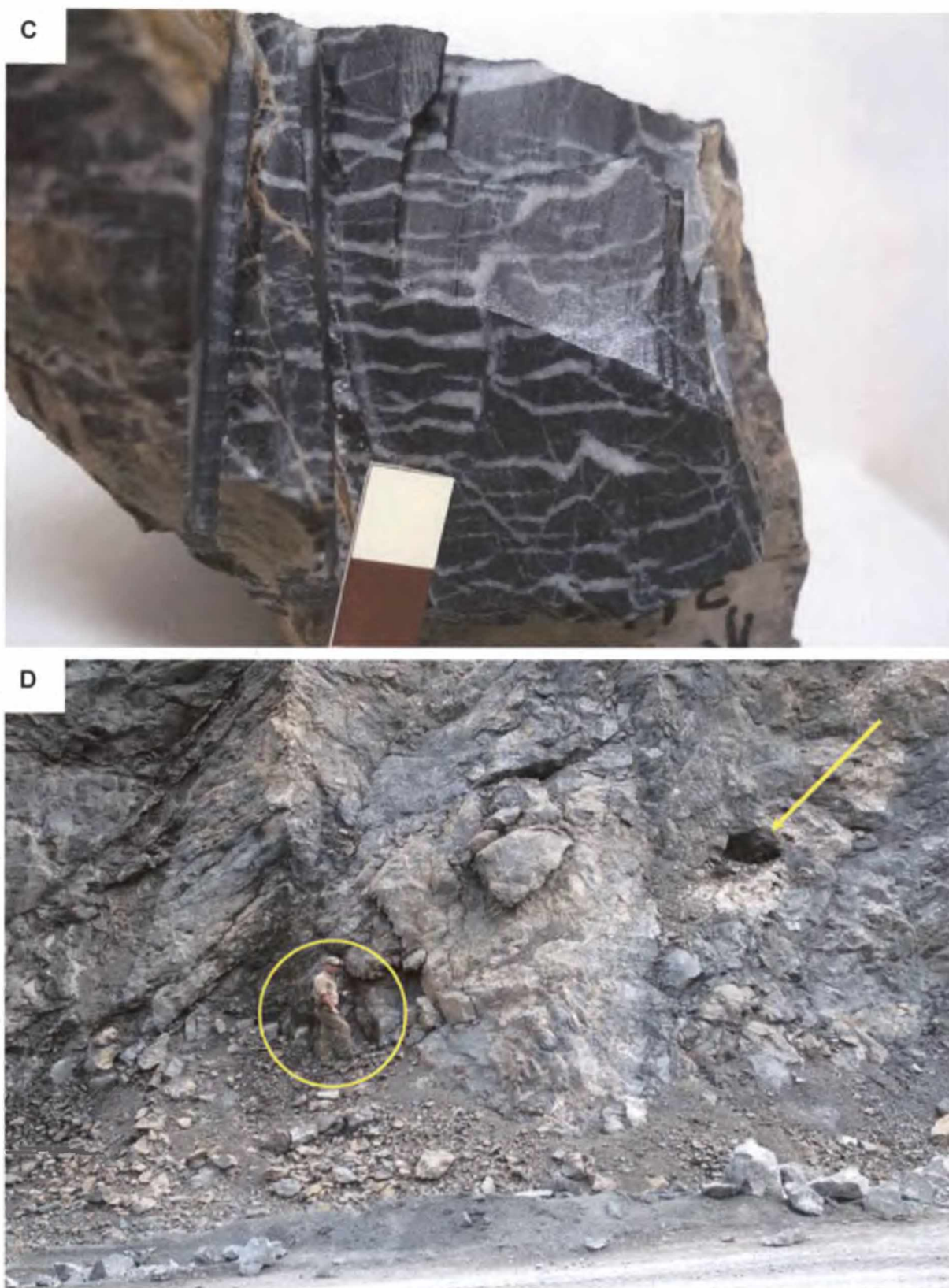


FIGURA 12 – (Cont.) - (C) Textura do tipo zebra em mármore dolomítico. Escala em cm. (D) Cavidade de dissolução disposta sub-paralelamente ao contato entre o mármore dolomítico e as porções brechadas. O círculo indica a escala.

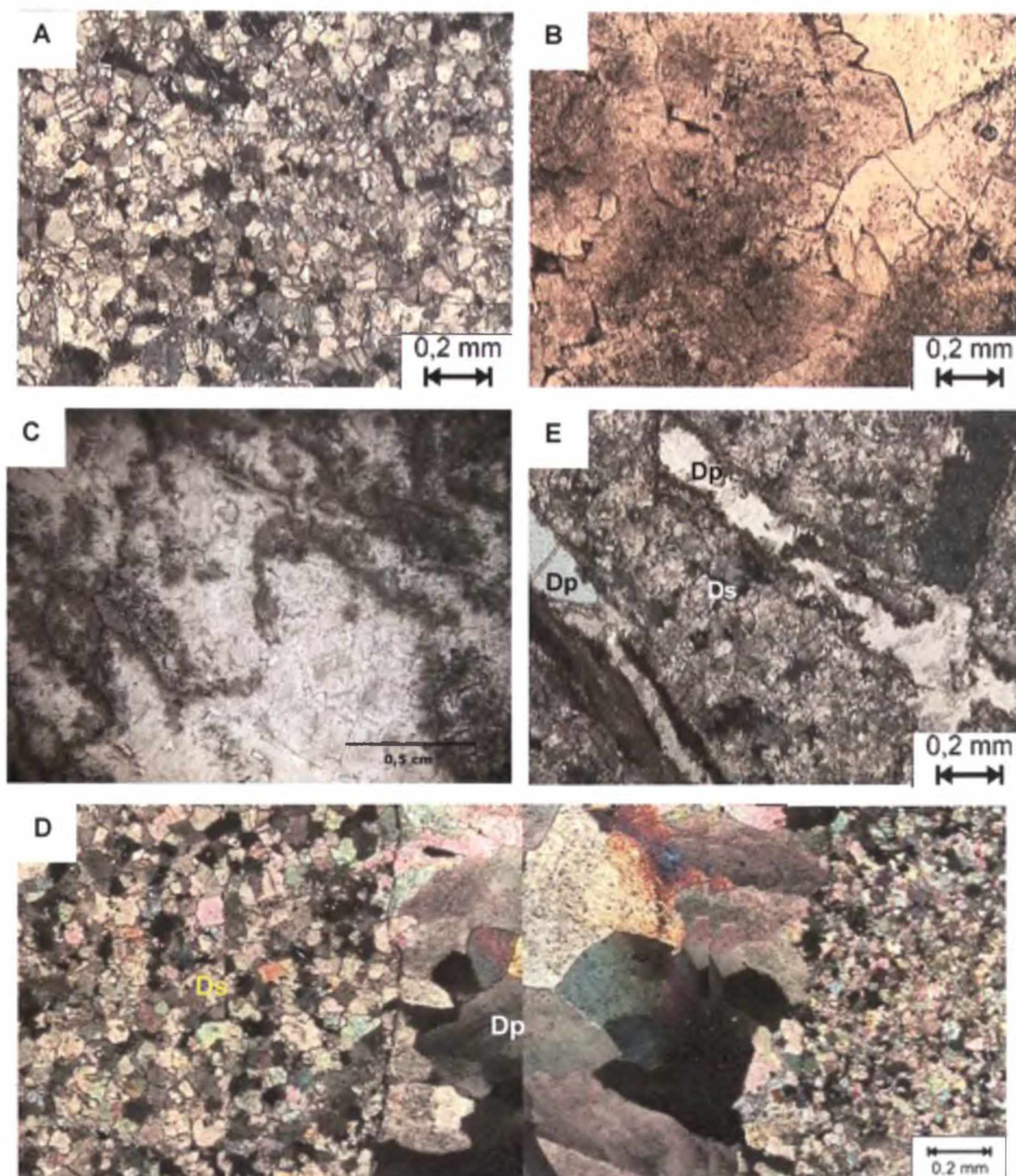


FIGURA 13 - (A) Dolomita do tipo substituição (Ds) em indivíduos não-planares, em distribuição unimodal, em mármore dolomítico da Mina Rio Bonito. NX. (B) Idem anterior, em N//. Notar o aspecto turvo dos cristais. (C) Aspecto turvo em dolomita Ds desenvolvido a partir de estilólito. N//. (D) Dolomita do tipo Dp, com acentuada extinção ondulante, em indivíduos não-planares, em distribuição polimodal, preenchendo fratura em mármore dolomítico fino, constituído por dolomita do tipo substituição (Ds). NX. (E) Fraturas sub-perpendiculares preenchidas por dolomita da geração de preenchimento (Dp) cortando mármore dolomítico constituído por dolomita do tipo Ds. NX.

### 3.4.3.2 Brecha dolomítica

No mármore dolomítico são encontradas porções intensamente brechadas, nas quais são observados fragmentos de mármore com granulometrias e formas variadas, cimentadas por material carbonático gerado em episódios distintos. A cor castanho-amarelada característica da brecha dolomítica (Figura 11B) é verificada, sobretudo, sobre o material de preenchimento dos vazios (*vugs*) e dos interstícios entre os fragmentos de mármore; mais raramente esses mostram impregnação por tal material ferruginoso.

A brecha está constituída por fragmentos de mármore dolomítico de cor cinza, granulação muito fina à fina, que variam desde angulosos a subangulosos, com dimensões médias variando entre sub-centimétricas a até 10 cm (Figura 14A), sem evidências de deslocamento, nem deformação intensa (Figura 14B), sendo, todavia, cortados por intenso sistema de fraturas preenchidas por material ferruginoso e por vênulas preenchidas por carbonatos. O conjunto dessas características, juntamente com o desenvolvimento de foliação cataclástica sobre a brecha, é indicativo de gênese por fraturamento hidráulico e será discutido detalhadamente no item 4.

Macroscopicamente, observa-se que o preenchimento das cavidades faz-se de forma completa ou parcial, por meio de cristais de dolomita dispostos em *clusters*, com cor castanho-clara, associados secundariamente a calcita e quartzo (Figuras 14 C e D), configurando textura semelhante à de dolomita geódica mencionada em Boni *et al.* (2000), onde, nesses casos, as cavidades têm controle estrutural, uma vez que dispõem-se, na maioria dos casos, paralelamente à direção de xistosidade (Figura 12D)

Ao microscópio nota-se que, além da heterogeneidade textural, os fragmentos exibem intensidades distintas de turvação do material carbonático e granulações variadas (Figura 14E), estas últimas possivelmente em função de o processo de dolomitização ter se desenvolvido sobre rochas calcíticas originais com diferentes granulações. Observa-se que alguns fragmentos mostram indícios de corrosão como

resposta à reação com o líquido responsável pela formação do cimento (Figura 14F). Nestes fragmentos foi observada apenas a presença de dolomita do tipo Ds, ou seja, formada por substituição de material calcítico pretérito, descrita anteriormente no mármore dolomítico.

Minerais opacos, finamente disseminados, associam-se comumente aos fragmentos de mármore dolomítico da brecha.

Além da dolomita Ds, foram identificados na brecha dolomítica dois tipos de dolomita preenchendo cavidades e fraturas, designados Dp1 e Dp2, assim nomeados com base em critérios texturais e mineralógicos. A dolomita Dp1 corresponde, macroscopicamente, ao material de granulação muito fina à fina e cor castanha descrito anteriormente. Em lâmina delgada, esse material tem aspecto micrítico e cor castanha intensa, em tons variando do amarelo ao cinza (Figura 15A). A análise por difração de raios X, feita após separação manual por broca elétrica, revelou a presença predominante de dolomita, além de calcita, muscovita, goethita e quartzo (Tabela 4). Observa-se que, em algumas amostras, esse material micrítico apresenta cor castanho acinzentado a cinza, com porcentagens de Fe, aparentemente, inferiores às do cimento acima citado, não tendo sido possível separá-lo manualmente para análises químicas e difratométricas. Mica branca ocorre associada ao cimento micrítico em porcentagens modais pouco significativas.

A partir da fase carbonática intercrystalina do tipo Dp1 desenvolve-se material de granulação média à grossa, constituído por cristais planares-s a não-planares de dolomita com distribuição polimodal, onde o núcleo comumente exibe aspecto turvo e bordas límpidas, além de exibir com frequência hábito em ponta de lança, característico da dolomita em sela (Figuras 15A a F). Esse material constitui a dolomita designada como Dp2. Nota-se que essa geração de dolomita desenvolve-se a partir da borda do fragmento cimentado pela dolomita Dp1, na qual é possível identificar germes de cristal dessa última geração de dolomita precipitada como preenchimento de espaço intersticial.

A dolomita do tipo Dp2, quando exhibe o hábito em ponta de lança, mostra-se intensamente turva, em função da presença de inclusões fluidas, muitas delas crepitadas, além de exsoluções de goethita ao longo das linhas de crescimento do cristal e dos planos de clivagem (Figuras 15C a E) o que, segundo Radke e Mathis (1980) seria indicativo de processo de dedolomitização (vide item 4). Essa geração de dolomita mostra zoneamento acentuado. Extinção ondulante é igualmente característica da dolomita em sela presente no cimento Dp2 encontrado na brecha dolomítica associada aos mármore da Mina Rio Bonito. Essa característica é notável, sobretudo em indivíduos com granulação mais grossa e que exibem aspecto límpido, sem exsoluções de goethita (Figura 15 F).

Estilólitos, com amplitudes variadas, são encontrados apenas nos fragmentos de mármore dolomítico, constituídos por dolomita da geração Ds. Na geração de preenchimento de vazios (Dp1 e Dp2) não há evidências da atuação do processo de estilolitização.

A análise por difração de raios X do material de preenchimento Dp2, separado manualmente com o auxílio de broca elétrica, revelou a presença de dolomita, goethita, calcita, quartzo e, secundariamente, muscovita (Tabela 4). Assim como para as gerações de dolomita encontradas no mármore, na brecha não há evidências de variações na estequiometria, nem no grau de ordenamento da dolomita dos tipos Dp1 e Dp2, variando, sistematicamente, entre 49,67 e 51,00 mol %  $\text{CaCO}_3$ , ou seja, não-estequiométricas, e com graus de ordenamento entre 0,61 e 0,63.

Nos testes colorimétricos realizados sobre mármore dolomíticos e brechas nota-se que a dolomita da geração de preenchimento (Dp1 e Dp2) assume uma coloração azul mais intensa do que a geração de substituição (Ds), possivelmente em função dos teores mais elevados em Fe (ver discussão no item 3.5.3).

A última fase de precipitação de material carbonático de preenchimento de vazios na brecha dolomítica está representada por calcita de cor rósea, granulação fina à média, microscopicamente constituída por indivíduos planares-s a não-

planares, distribuição unimodal em mosaico e aspecto límpido (Figura 16A a F). Essa associação é atribuída a processo de dedolomitização (Fu e Qing 2006; Vierek 2005; Groot 1967; Evamy 1967) e será discutida em detalhes no item 4. A análise desse material ao microscópio eletrônico de varredura mostrou, por meio do mapeamento químico feito em EDS, a distribuição dos principais cátions presentes (Fe, Mg e Ca). A Figura 16A mostra a lâmina delgada da brecha dolomítica, onde se nota fragmento de mármore dolomítico intensamente venulado, com vênulas preenchidas por dolomita límpida de cor branca, correspondendo à geração de preenchimento de fraturas (Dp2), além da presença do cimento do tipo Dp1, micrítico e de cor castanha. A cavidade observada na lâmina é preenchida pela associação entre dolomita em sela e calcita (Figura 16B). Na Figura 16C tem-se imagem em MEV, obtida por elétrons retroespalhados, onde os pontos analisados correspondem à calcita (ponto 1), dolomita (ponto 2), dolomita com pico de Fe bem evidenciado (ponto 3) e dolomita + calcita (ponto 4). O mapeamento químico do Mg (Figura 16D) revela a distribuição desse elemento ao longo da fase mineral correspondente à dolomita, onde os maiores teores coincidem com a extremidade do cristal que exhibe o hábito em ponta de lança.

A distribuição do Ca, presente em todas as fases minerais analisadas, apresenta-se homogênea ao longo da amostra e o Fe concentra-se, preferencialmente, ao longo da dolomita; a presença desse elemento associado às porções constituídas por calcita pode se dever à presença de diminutos cristais de minerais opacos (pirita?) presentes.

Quartzo foi identificado em porcentagens modais pouco significativas em associação à dolomita do tipo Dp2, como preenchimento de vazios (Figura 15D). Calcita com aspecto límpido ocorre, ainda, como preenchimento de fraturas que cortam os fragmentos de mármore dolomítico.

O preenchimento de cavidades associadas às porções brechadas do mármore dolomítico da MRB se dá, comumente, de acordo com padrões texturais semelhantes à repetição rítmica denominada geódica (Figuras 14D, 17A e B). Estatisticamente, esses vazios mostram controle estrutural, uma vez que se

encontram em disposição paralela à subparalela aos contatos com o mármore dolomítico. A Figura 17C mostra imagem da lâmina delgada de porção do material carbonático do preenchimento dessas cavidades, onde se nota a gradação do fragmento de mármore dolomítico até a porção de topo da cavidade; na Figura 17 D encontra-se a amostra que foi submetida à difração de raios X para identificação das fases carbonáticas. Na porção interna da cavidade, denominada DG-1 (Tabela 4) foi identificada a presença de dolomita e proporções subordinadas (< 5%) de calcita; na porção de topo da cavidade, designada DG-2, predomina a calcita com cor amarelo clara, granulação grossa e cristais bem formados, com teor de MgO extremamente baixo (0,34%), identificado por meio de fluorescência de raios X (Tabela 4). Essa disposição mineralógica das fases carbonáticas no preenchimento de vazios é a mesma que foi observada em lâminas delgadas e já comentada anteriormente (Figuras 16A a F) e é indicio de processo de dedolomitização. O contato entre as fases carbonáticas faz-se por meio de material ferruginoso de cor castanha, com cristalização anterior à da calcita, uma vez que invade, por meio de superfícies de fraturas, apenas o fragmento de mármore dolomítico e a dolomita. O teste colorimétrico realizado sobre amostra de dolomita geódica confirma os elevados teores em Fe nesse mineral, sobretudo nas bordas do cristal (Figura 17E).

A associação entre a fase final de cristalização tardia de calcita e de dolomita é observada, também, nas Figuras 18A a D, onde ambas as fases carbonáticas exibem cor rosa claro e hábitos descritos como maciço e tabular. O material de hábito maciço (Figura 18B) apresenta efervescência a HCl nos espaços intersticiais e a difração de raios X (Tabela 4 – amostra PTC-60M) revela a presença predominante de dolomita, secundariamente calcita. Essa amostra apresenta o maior valor de mol % de  $\text{CaCO}_3$  e o maior grau de ordenamento da dolomita (0,64), em função do maior deslocamento da reflexão  $d_{104}$  em relação ao da dolomita *ideal* (valor de 2,913 Å, em comparação ao de 2,886 Å).

O material carbonático róseo e hábito tabular (Figura 18B) apresenta teste negativo em HCl; a difração de raios X identificou a presença de dolomita (Tabela 4 amostra PTC – 60T), também não-estequiométrica (57,67 mol %  $\text{CaCO}_3$ ) e com grau

de ordenamento semelhante à média das demais dolomitas das brechas e do mármore dolomítico (0,63).

É importante observar nessa amostra a presença de fragmentos de mármore dolomítico em meio ao material carbonático tardio (Figuras 18A e B), assim como a existência de sistemas de fraturas ortogonais a sub-ortogonais entre si, preenchidos pelo mesmo material (Figuras 18C e D). Tal estruturação pode indicar que o mecanismo de fraturamento hidráulico é o responsável pela gênese do processo de brechação (discussão a ser detalhada no item 4).

Não obstante a variedade de disposições texturais, hábitos e granulometrias relacionados à dolomita do tipo preenchimento (Dp2) não foi possível, no atual estágio de dados e informações obtidos nesta pesquisa, separá-las em mais de uma geração de cristalização. Informações obtidas por meio de catodoluminescência, microtermometria de inclusões fluidas e microsonda eletrônica serão de extrema valia para que esse mineral seja mais detalhadamente analisado, no que diz respeito à estratigrafia do cimento dolomítico.

Considerando-se a importância da geração de porosidade em reservatórios petrolíferos, procedeu-se à análise detalhada por meio de microscopia eletrônica de varredura em amostras da brecha dolomítica da MRB. A análise detalhada das lâminas delgadas confeccionadas com resina azul de Ceres revela a baixa porcentagem de espaço poroso nessas rochas, mesmo onde se deu a precipitação do cimento dolomítico do tipo Dp2 (Figura 19A).

Na microscopia eletrônica de varredura, nota-se que o cimento micrítico Dp1 tem baixo percentual de espaço poroso (Figura 19B), sendo que apenas localizadamente é possível notar desenvolvimento de porosidade intergranular (Figuras 19C e D). No cimento do tipo Dp2 – dolomita em sela – observa-se desenvolvimento de espaço poroso ao longo das exsoluções de goethita e das clivagens (Figura 19E). A Figura 19F mostra romboedros ligeiramente deformados de dolomita com porosidades inter e intragranular medianamente desenvolvidas.

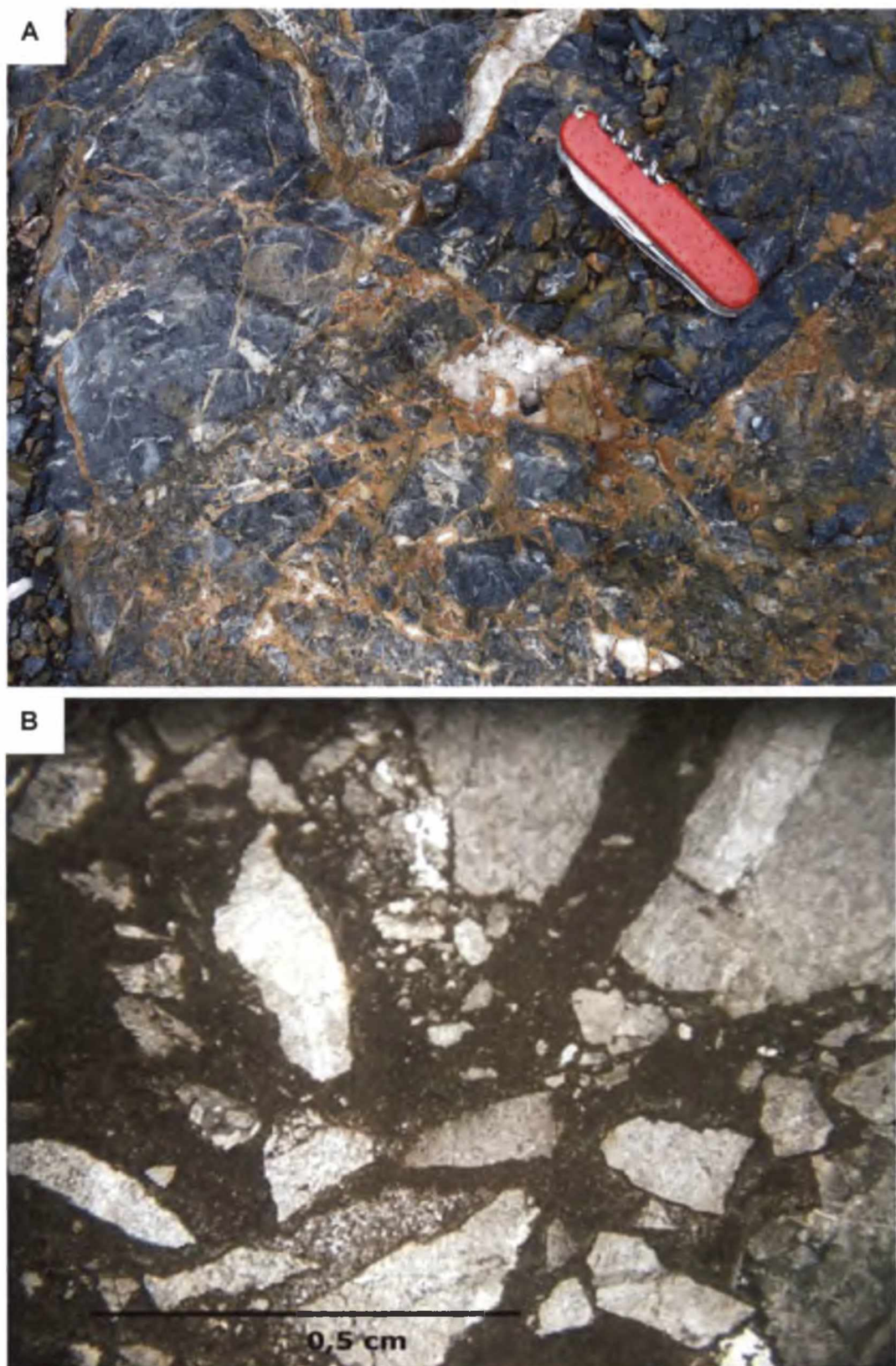


FIGURA 14 - (A) Brecha dolomítica constituída por fragmentos de mármore de granulação fina, cimentados por material carbonático de cor castanha. A porção branca no centro da foto refere-se a preenchimento de cavidade por quartzo. (B) Detalhe das formas e dimensões dos fragmentos de mármore dolomítico na brecha. N//.



FIGURA 14 – (Cont.) - (C) Cristais de dolomita dispostos em *clusters* (seta) no preenchimento de cavidades na brecha dolomítica. (D) Dolomita geódica em brecha, com preenchimento de vazios por dolomita de cor castanha, associada à calcita e quartzo.

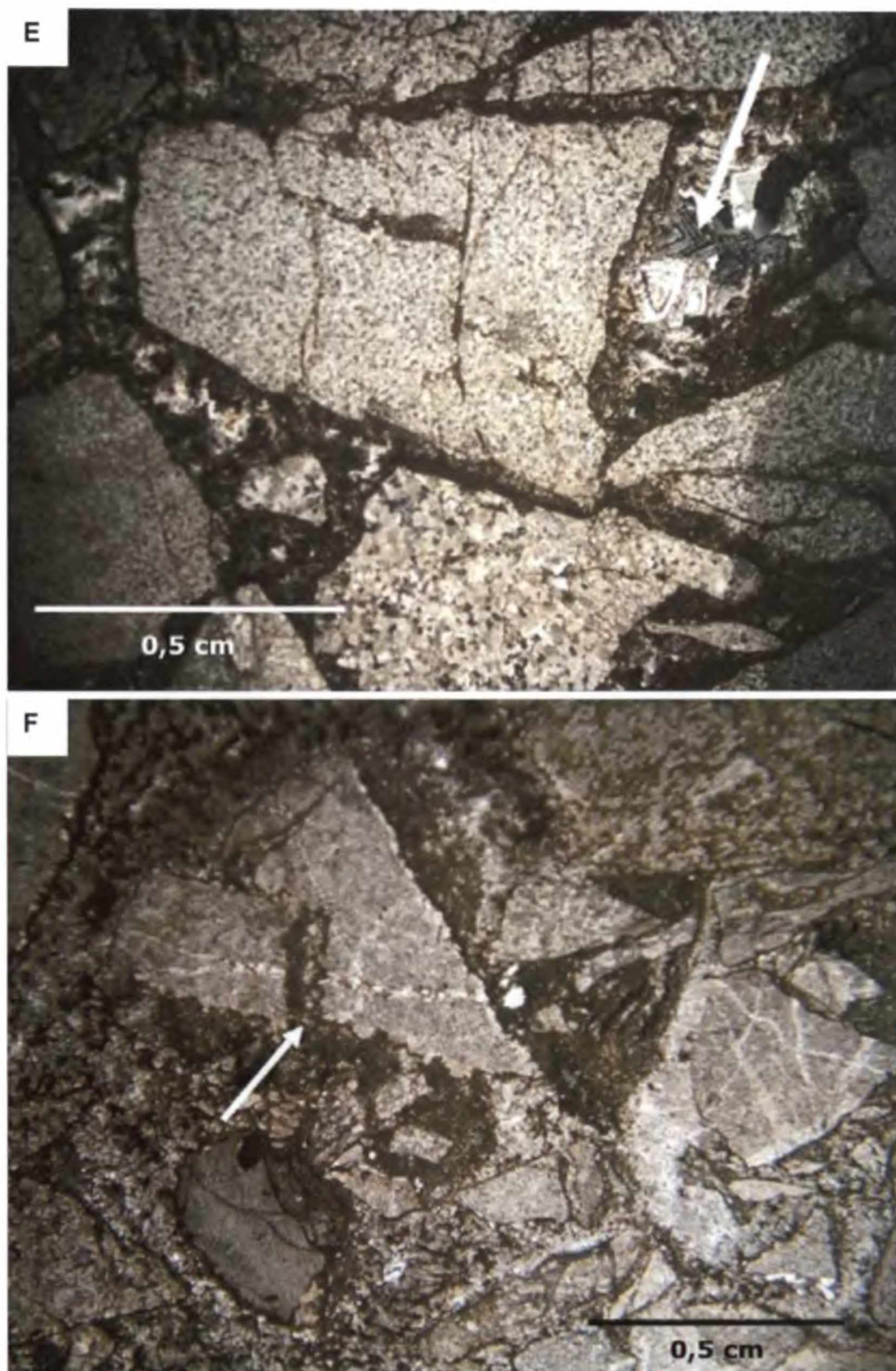


FIGURA 14 – (Cont.) - (E) Variações granulométricas do mármore dolomítico observadas como fragmentos na brecha. Os fragmentos encontram-se fraturados e não deformados. A seta indica cavidade preenchida por dolomita em sela (ver texto). N//. (F) Fragmentos de mármore dolomítico com indício de corrosão (seta) em função da reação com o líquido responsável pela cristalização do cimento do tipo Dp1. N//.

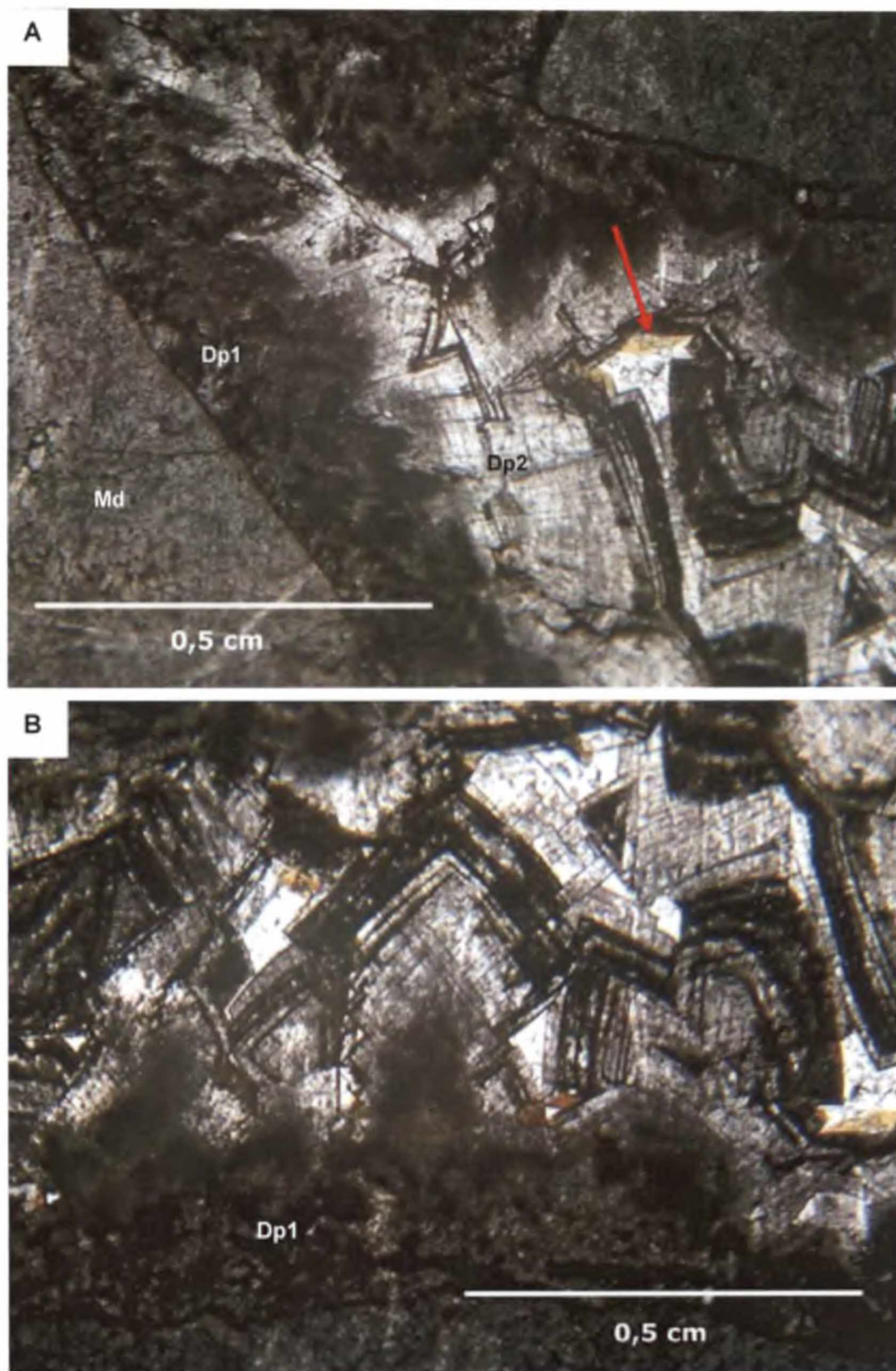


FIGURA 15 - (A) Cimento dolomítico do tipo Dp1, micrítico, em contato com fragmento de mármore dolomítico (Md). A seta indica cavidade preenchida por quartzo. Dp2 = dolomita em sela (ver texto). N//. (B) Detalhe do cimento dolomítico do tipo preenchimento (dolomita em sela Dp2) desenvolvido a partir do cimento micrítico Dp1. N//

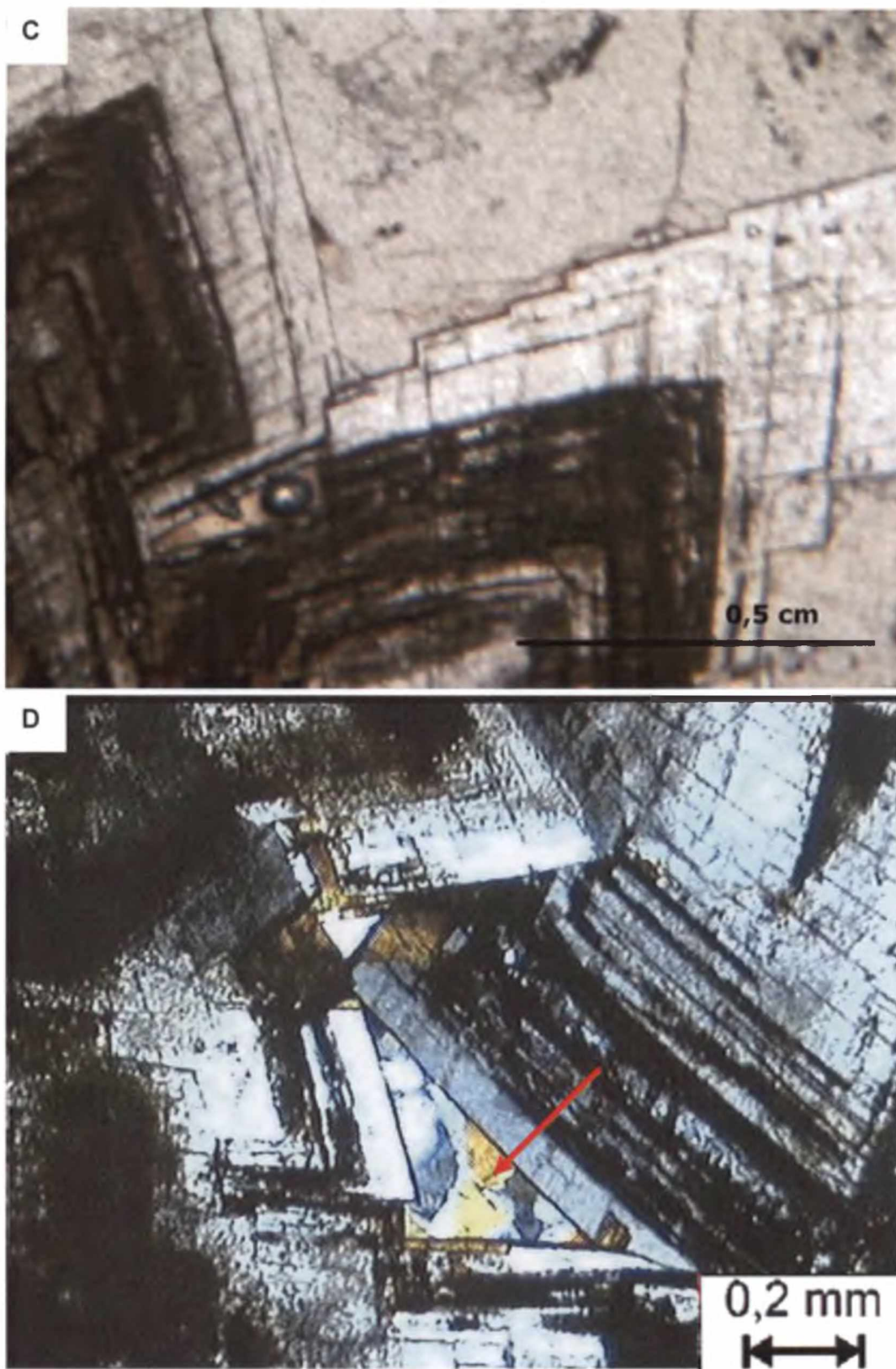


FIGURA 15 – (Cont.) – (C) Detalhe da dolomita em sela (Dp2), com hábito em ponta de lança, bordas límpidas e exsolução de goethita ao longo de superfícies de clivagem, N//. (D) Idem anterior, com preenchimento de interstícios por quartzo (seta). NX.

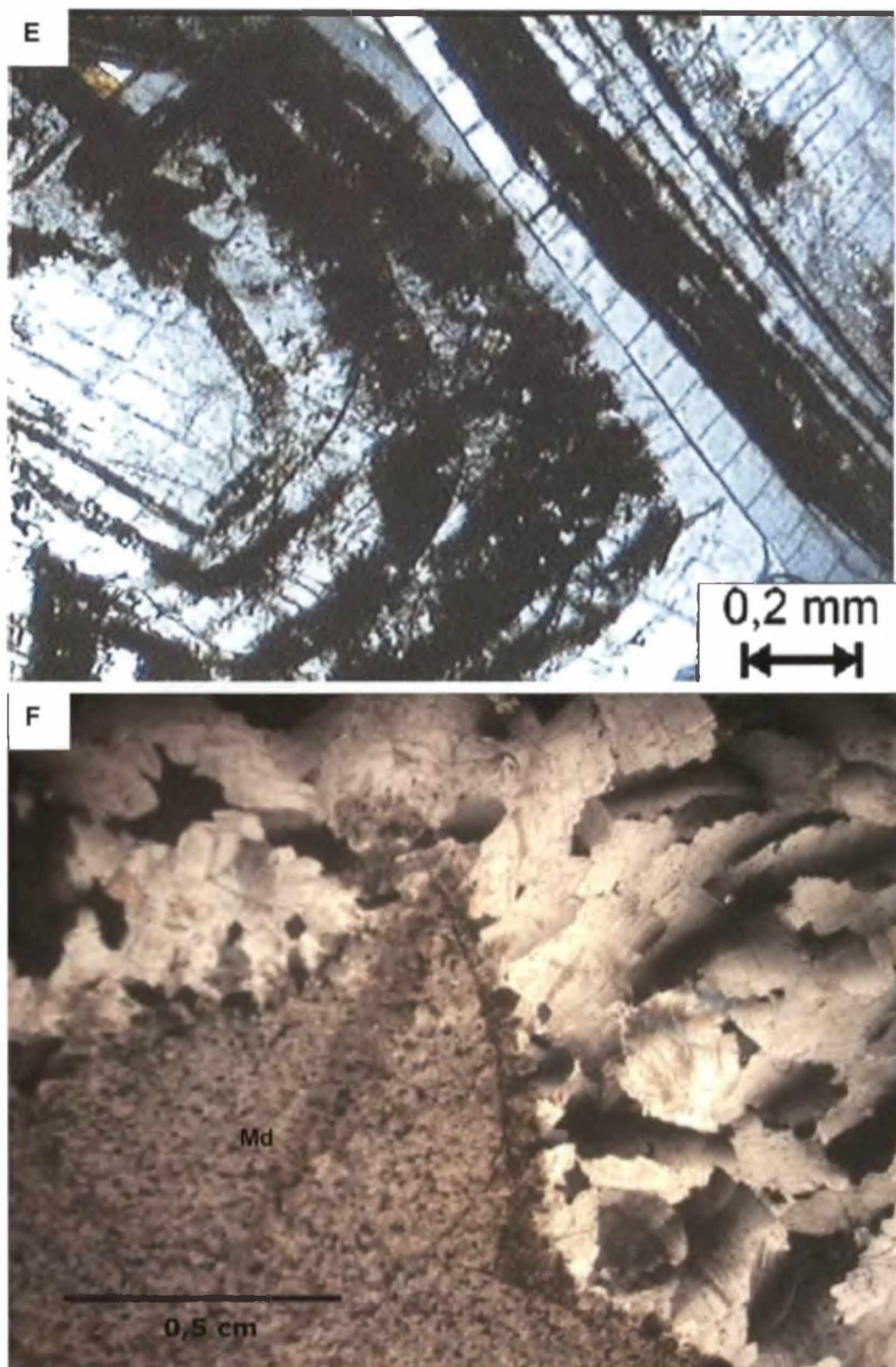


FIGURA 15 – (Cont.) – (E) Detalhe da dolomita em sela, com aspecto turvo na porção interna do cristal, bordas lípidas e exsolução de goethita ao longo de superfícies de clivagem. NX. (F) Cristais de dolomita em sela, com acentuada extinção ondulante, indivíduos não-planares, em distribuição polimodal. Md = fragmento de mármore dolomítico. NX.

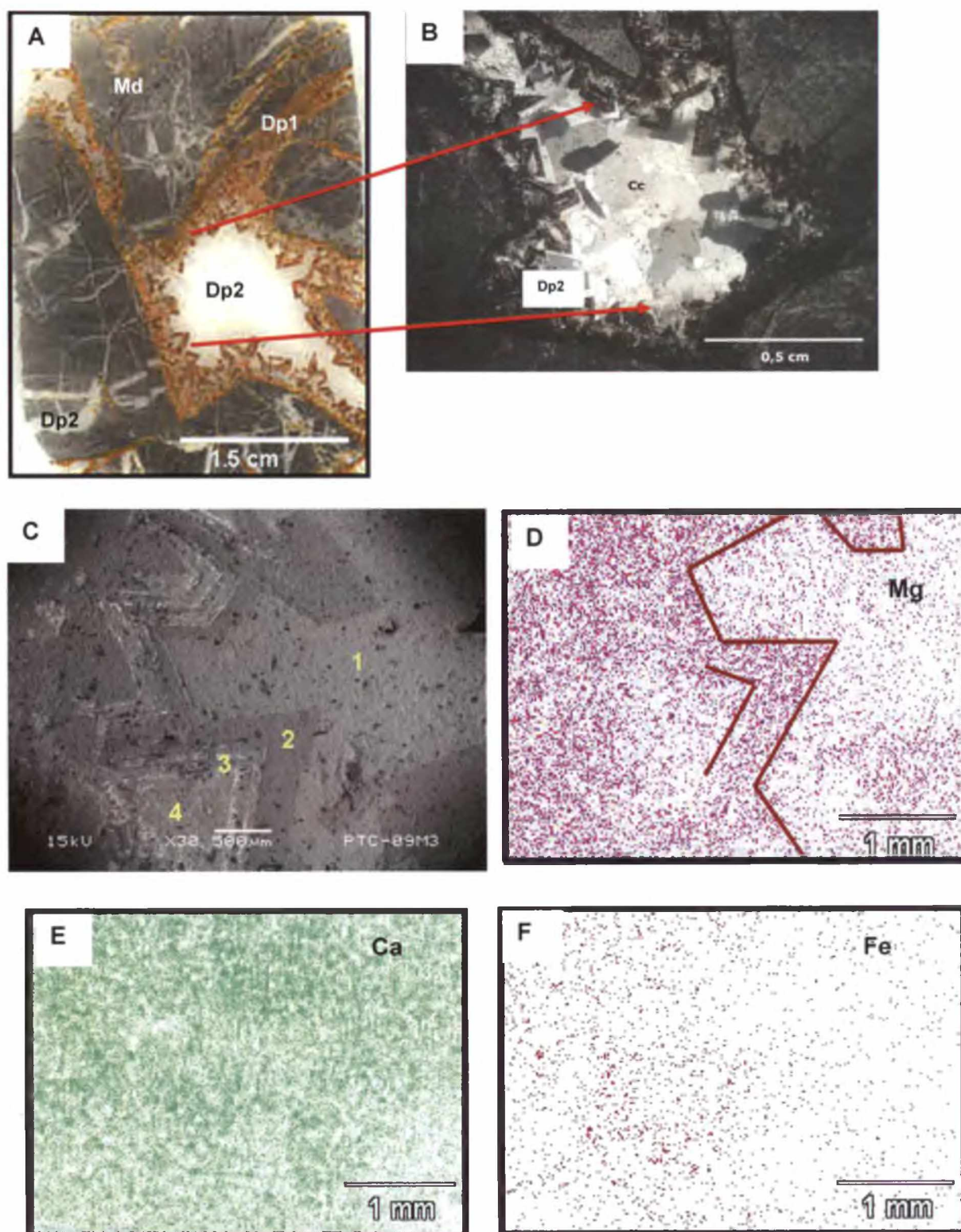


FIGURA 16 - (A) Fotografia de lâmina delgada da brecha dolomítica, mostrando fragmento de mármore dolomítico (Md), cimento micrítico Dp1, cavidade e fraturas preenchidas por dolomita do tipo Dp2. (B) Detalhe da cavidade da fotografia anterior, mostrando o preenchimento por dolomita em sela (Dp2) e calcita tardia (Cc). NX. (C) Imagem em microscópio eletrônico de varredura, em BSE, da cavidade anterior. Aumento: 30x. Os pontos 1 a 4 foram analisados em EDS, sendo 1=calcita; 2=dolomita; 3=dolomita + Fe; 4=dolomita + calcita. (D) Mapeamento químico de Mg, por EDS, da imagem anterior. (E) Idem para Ca; (F) Idem para Fe.

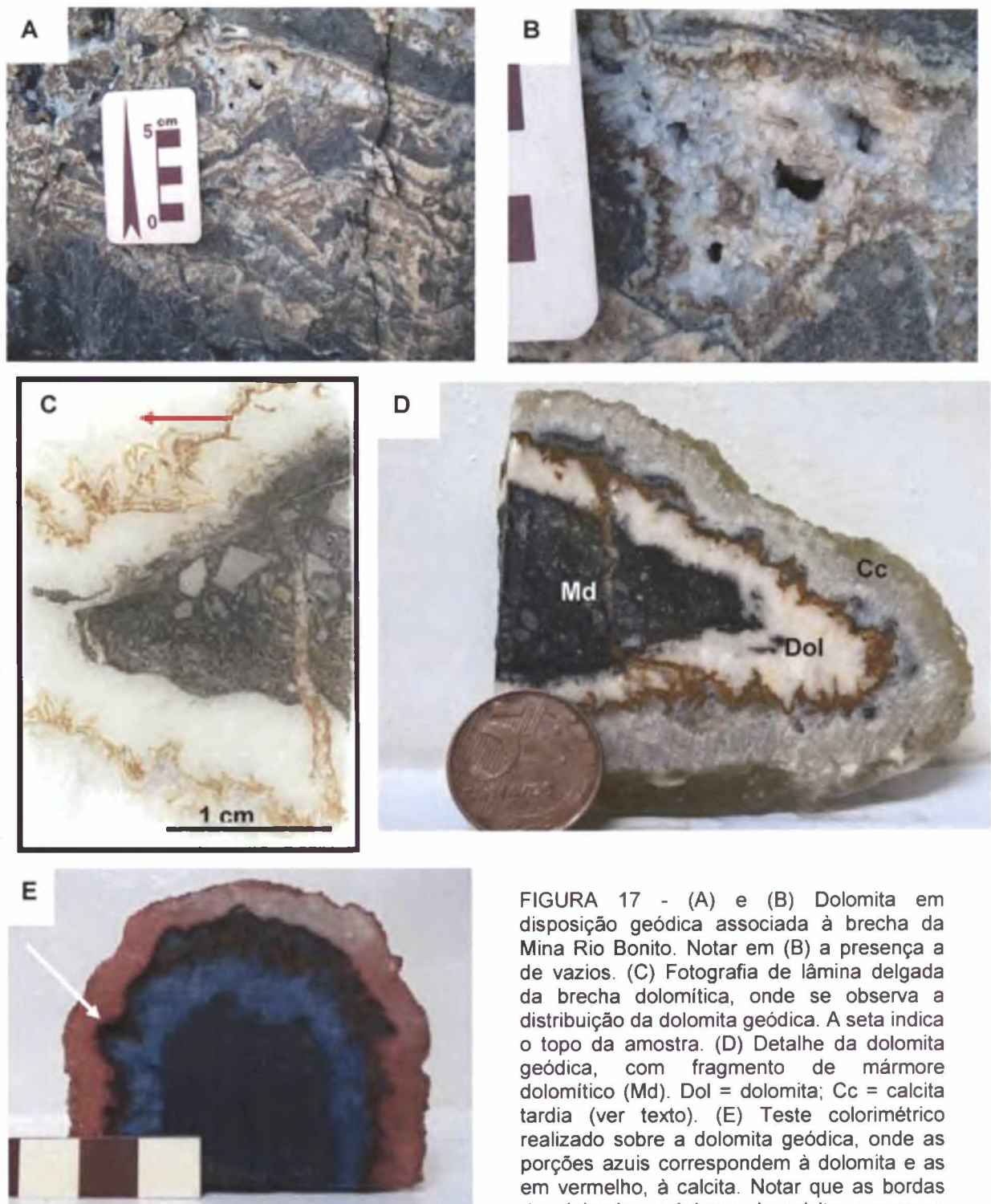


FIGURA 17 - (A) e (B) Dolomita em disposição geódica associada à brecha da Mina Rio Bonito. Notar em (B) a presença a de vazios. (C) Fotografia de lâmina delgada da brecha dolomítica, onde se observa a distribuição da dolomita geódica. A seta indica o topo da amostra. (D) Detalhe da dolomita geódica, com fragmento de mármore dolomítico (Md). Dol = dolomita; Cc = calcita tardia (ver texto). (E) Teste colorimétrico realizado sobre a dolomita geódica, onde as porções azuis correspondem à dolomita e as em vermelho, à calcita. Notar que as bordas da dolomita próximas à calcita assumem coloração azul mais intensa em função dos maiores teores em Fe (seta). Escala em cm.

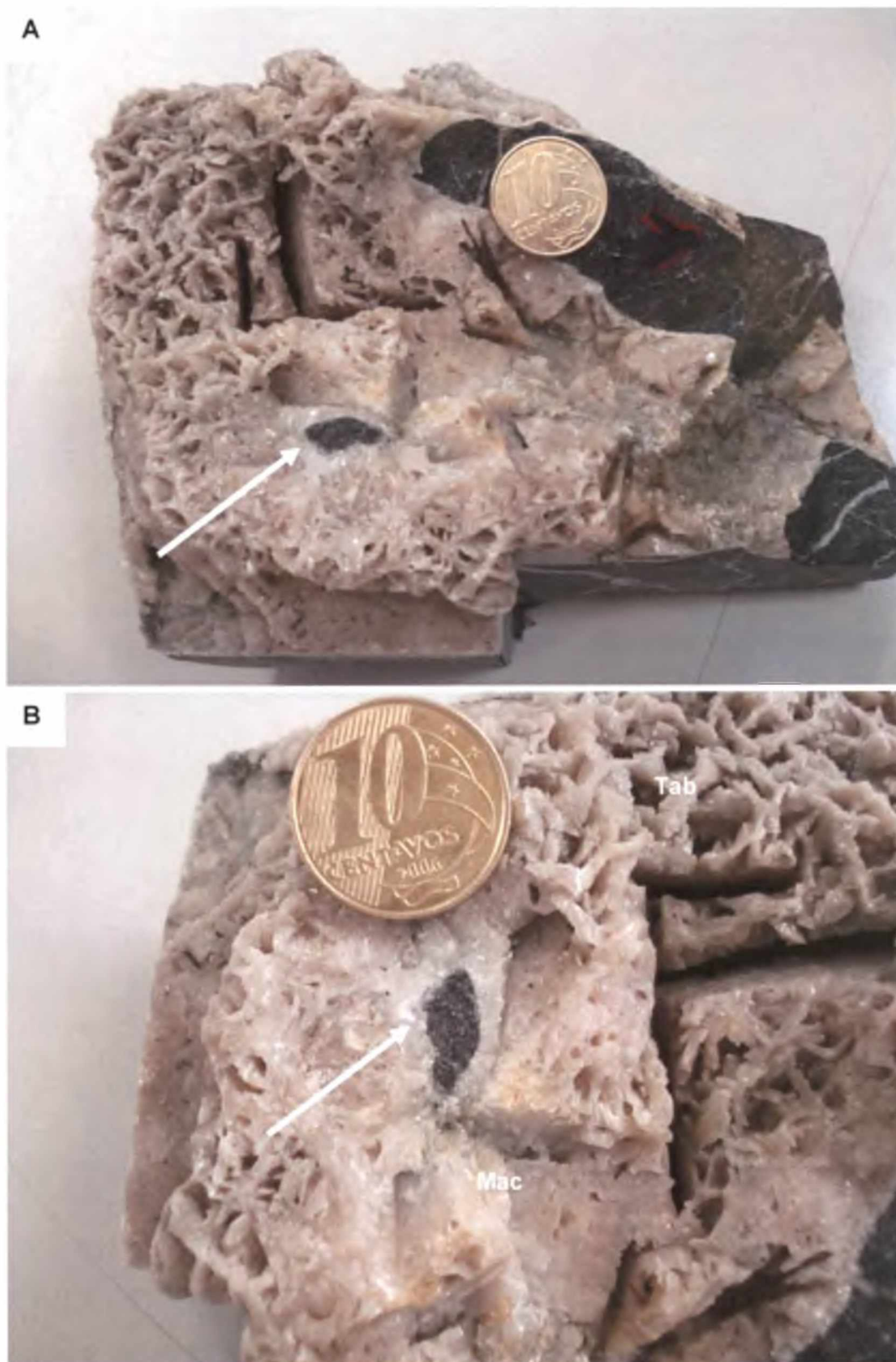


FIGURA 18 - (A) e (B) Dolomita de cor rósea, associada à calcita, no preenchimento de cavidades na brecha dolomítica. O hábito varia de maciço (Mac) a tabular (Tab). As setas mostram fragmentos de mármore dolomítico.

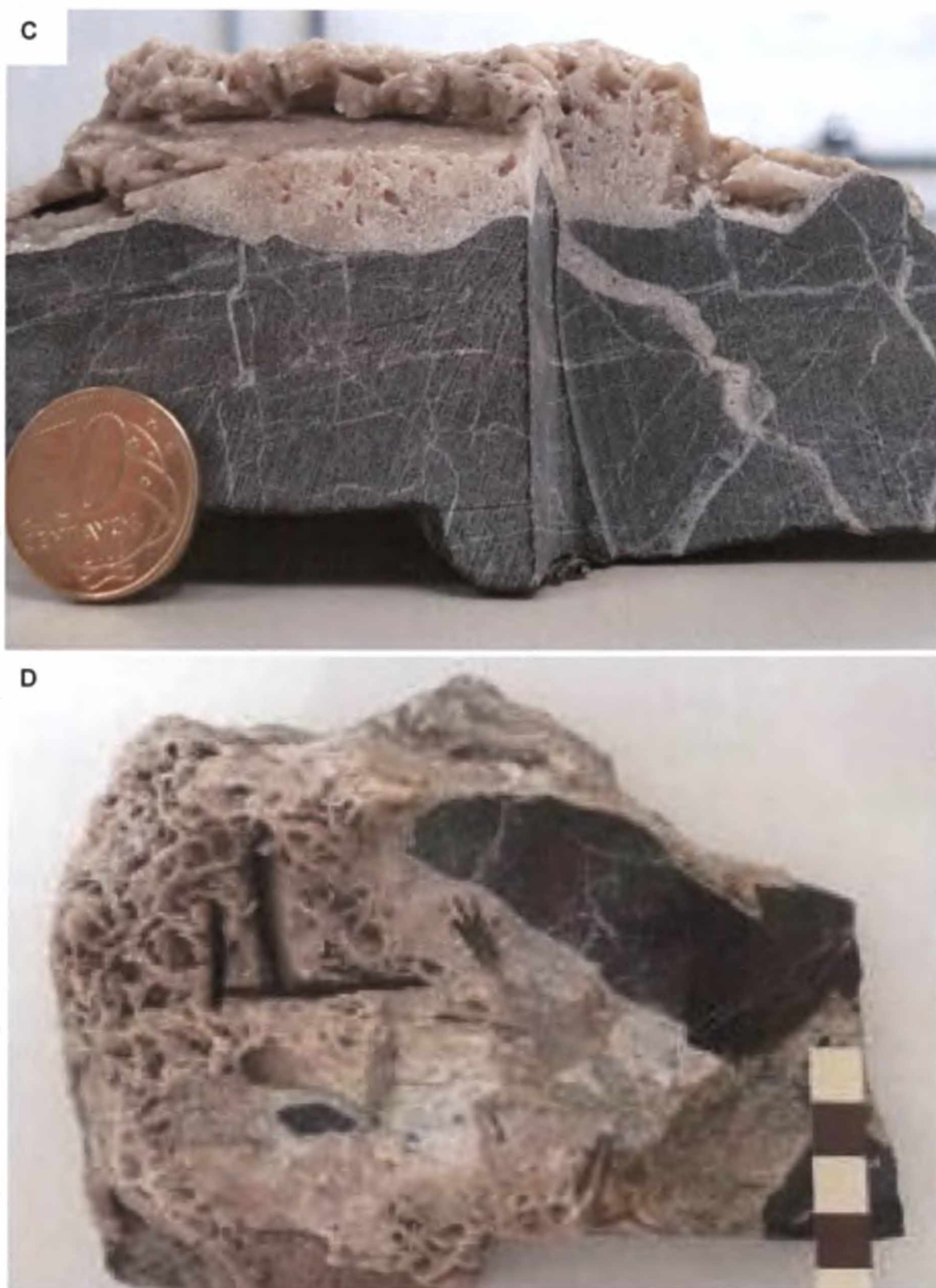


FIGURA 18 – (Cont.) – (C) e (D) Detalhe da amostra anterior, mostrando sistema de fraturamento preenchido pela associação carbonática, onde predomina a dolomita (ver texto). Escala em cm.

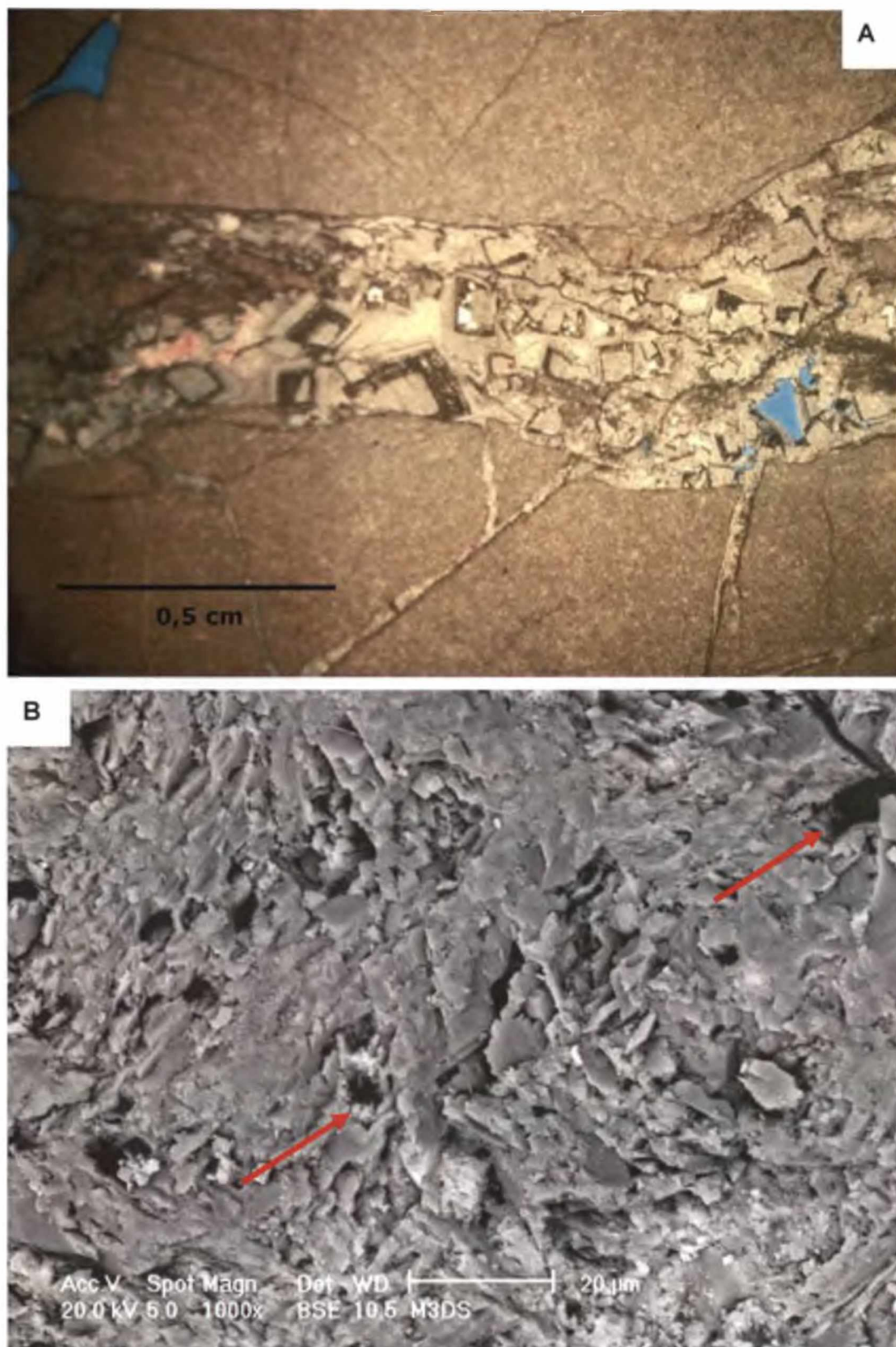


FIGURA 19 - (A) Fratura preenchida por dolomita da geração Dp2 em mármore dolomítico com granulação fina. As porções azuis indicam a presença de espaço poroso. N//. (B) Imagem em MEV, BSE, de cimento micrítico, do tipo Dp1, com baixa porcentagem de espaço poroso. Os poros intergranulares são indicados pelas setas. Aumento: 1000x

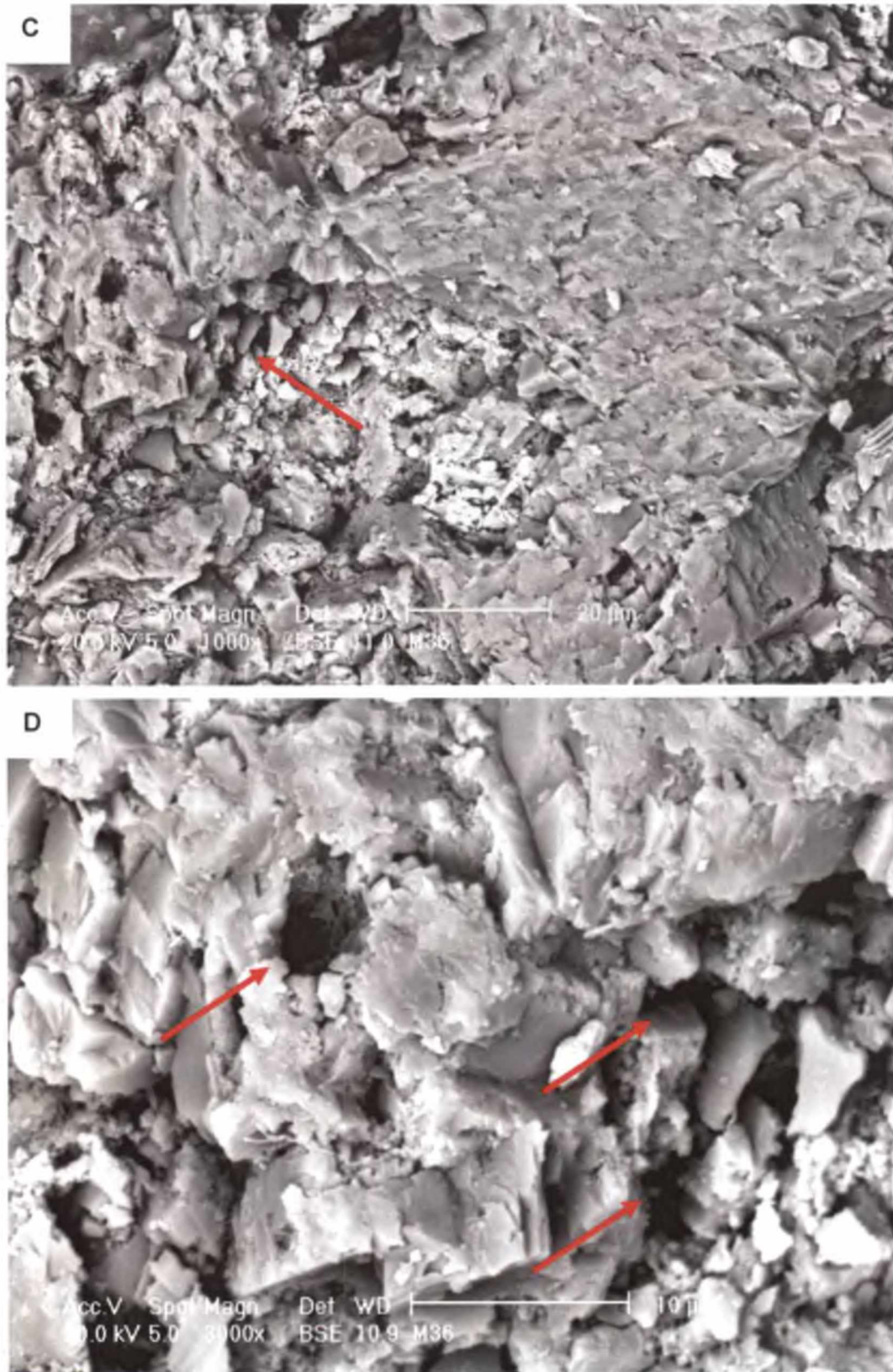


FIGURA 19 – (Cont.) – (C) Idem Figura 19B. (D) Idem anterior. Aumento: 3000 x.

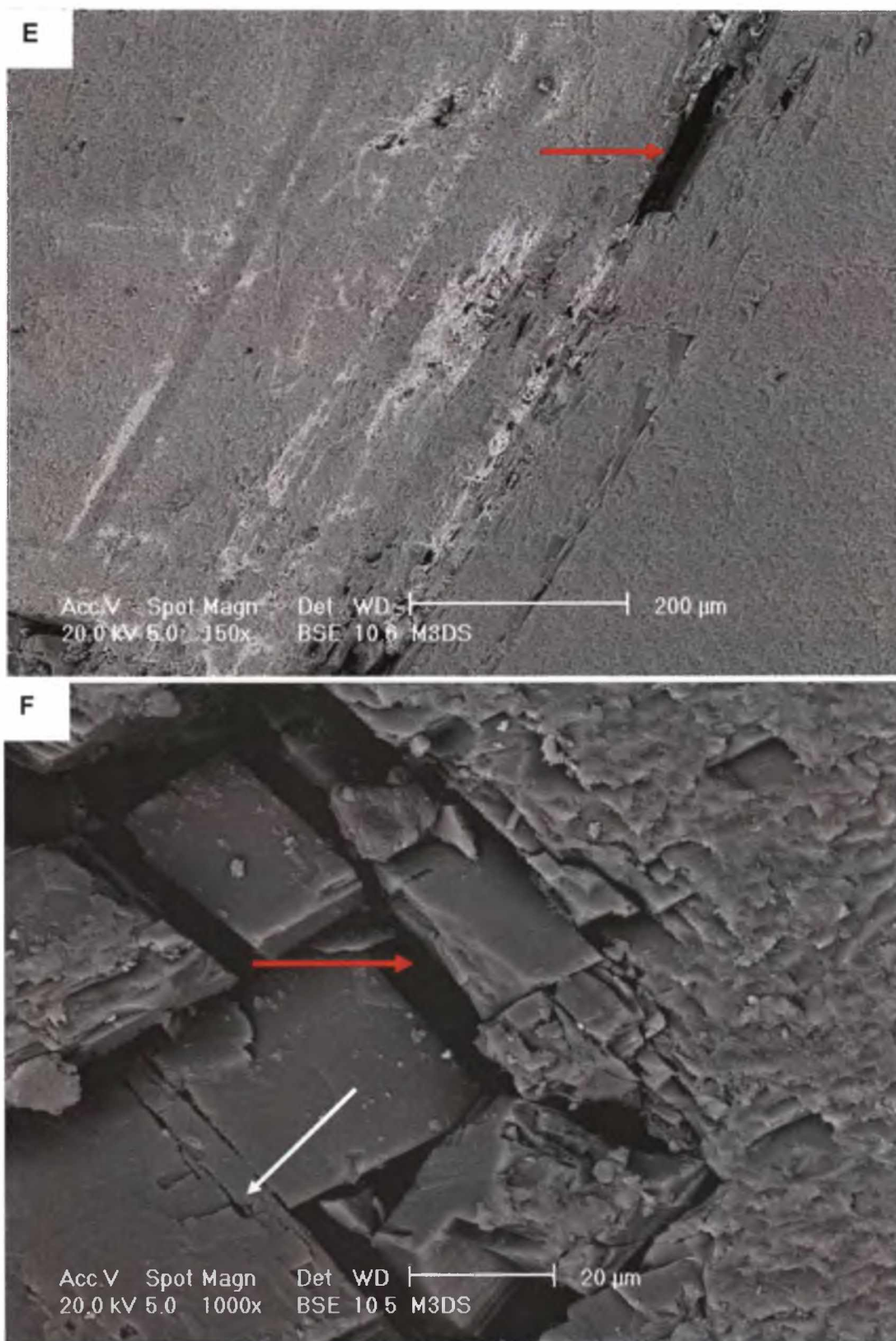


FIGURA 19 – (Cont.) – (E) Detalhe da dolomita do tipo Dp2 (dolomita em sela), com exsoluções de goethita e porosidade intergranular desenvolvida a partir de superfície de clivagem (seta). MEV/BSE, aumento 150x. (F) Detalhe da imagem anterior onde se observam romboedros de dolomita, com porosidade intragranular (seta branca). Aumento 1000x.

### 3.4.4 Rocha intrusiva básica

Na porção Sudeste da MRB foi identificado um dique de rocha básica, com espessura média em torno de 2 metros, cortando as metamargas, dispendo-se perpendicularmente a So (Figura 20). Possui cor cinza escuro N3 (Rock-Color Chart 1984), estrutura maciça e granulação fina; material ferruginoso preenche superfícies de fratura. Além de apresentar fraturas penetrativas, essa rocha exibe deslocamento médio de 40 cm, gerado por zona de falha orientada EW/45N, onde se observa marcante foliação cataclástica nas encaixantes, gerando estruturas anastomosadas (Figura 20).

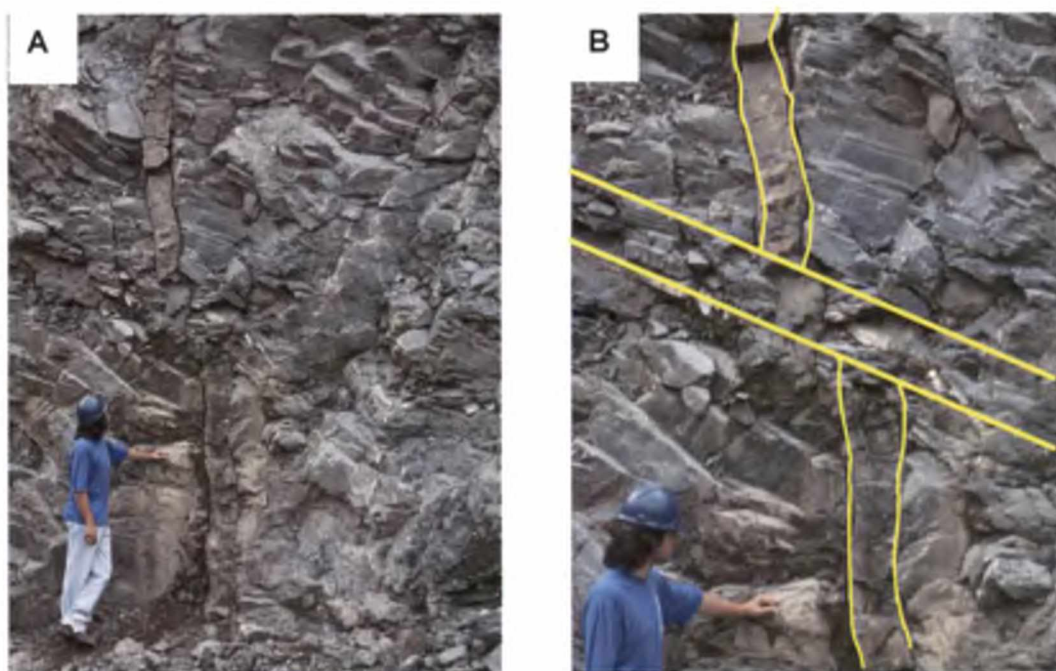


FIGURA 20 – Dique de rocha básica cortando metamargas da Mina Rio Bonito (A). Em (B), notar o deslocamento gerado por zona de falha com orientação EW/45N.

Microscopicamente, essas rochas são constituídas por cristais ripiformes de plagioclásio de composição andesina-labradorita, comumente apresentando zoneamento, e cristais anédricos de clinopiroxênio (diopsídio-augita), dispostos de maneira a configurar textura subofítica, localizadamente ofítica. São comuns, ainda, minerais opacos (magnetita?) e material filossilicático de cor verde (celadonita?); são observadas fraturas preenchidas por carbonato de granulação fina.

### 3.5 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

#### 3.5.1 Rochas originais

##### 3.5.1.1 Metamarga

A caracterização geoquímica das metamargas foi feita por intermédio de análise por fluorescência de raios X, onde os resultados analíticos são mostrados na Tabela 1.

TABELA 1 – Análise por fluorescência de raios X de metamargas da Mina Rio Bonito.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sr	P.F.	Total
PTC - 01A	23,59	7,47	2,28	0,47	34,93	0,90	0,24	1,67	0,08	0,16	28,17	99,80
PTC - 01B	9,53	1,30	3,42	0,00	47,18	0,42	0,00	0,35	0,00	0,43	37,36	99,56
PTC - 01C	3,90	1,43	3,77	0,00	49,38	0,43	0,00	0,38	0,00	0,51	39,77	99,06
PTC - 03	16,91	4,40	0,97	0,17	44,48	0,43	0,22	0,90	0,11	0,25	31,17	99,76
PTC - 04	16,16	4,21	4,71	0,00	40,86	0,43	0,00	1,17	0,11	0,39	31,72	99,37
PTC - 11	2,83	0,78	1,64	0,00	52,33	0,00	0,00	0,20	0,00	0,52	41,51	99,29

Os valores mais elevados em sílica referem-se às amostras onde os níveis mais grossos, constituídos por quartzo e mica branca (*muscovita s.l.*), encontram-se bem evidenciados, com teores variando entre 16 – 24% SiO<sub>2</sub>, sendo, também aqueles que exibem os maiores valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O; a presença de mica branca e K-feldspato nestas amostras é responsável por esses teores, bem como pelos de Na<sub>2</sub>O. Baixas concentrações em MgO são compatíveis com a ausência de dolomita nessas rochas, onde calcita é a única fase carbonática presente. Teores elevados em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, entre 1–5%, originam-se pela presença abundante de material ferruginoso em algumas das amostras analisadas, de origem secundária, remobilizado em preenchimento de superfícies de fraturas, como impregnação de carbonato e, ainda, presente nos minerais opacos (pirita).

No diagrama triangular da Figura 21, que considera os teores em SiO<sub>2</sub> versus MgO e CaO, observa-se o comportamento desses óxidos nas metamargas em comparação com os mármore calcíticos e as rochas dolomitizadas, descritos nos próximos itens.

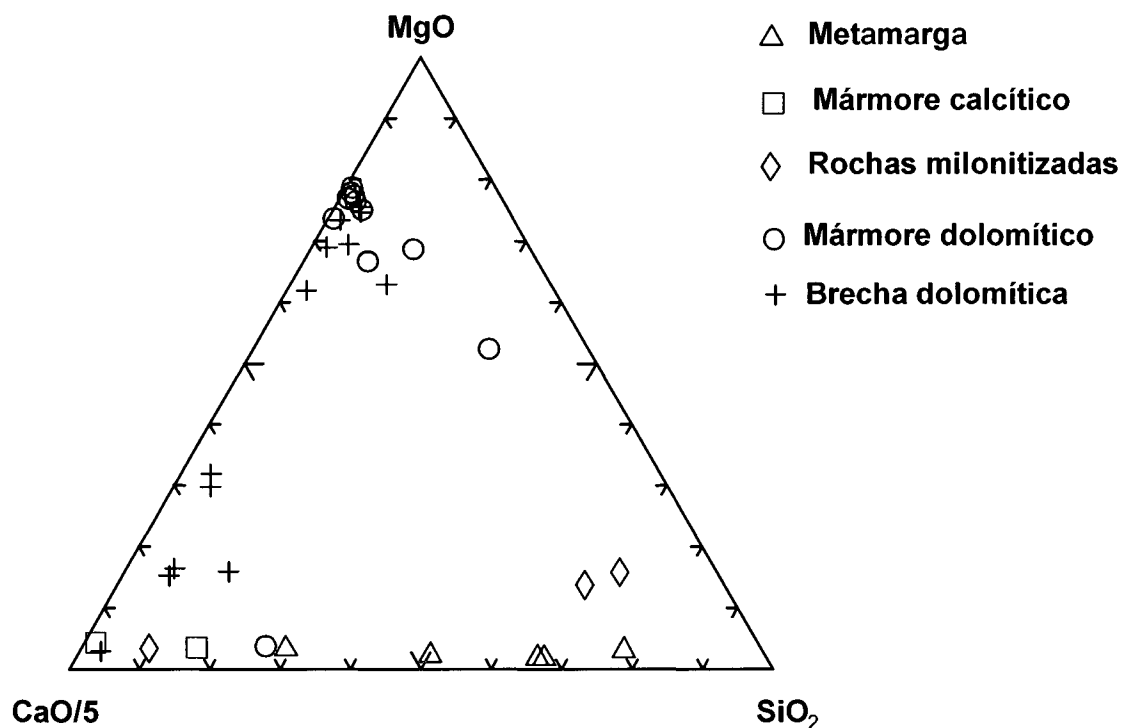


FIGURA 21 – Diagrama triangular  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{MgO}$  para as rochas primárias, carbonáticas milonitizadas e dolomitizadas da Mina Rio Bonito.

### 3.5.1.2 Mármore calcítico

A caracterização geoquímica dos mármore calcíticos foi feita por intermédio de análise por fluorescência de raios X, onde os resultados analíticos são mostrados na Tabela 2. Foram analisadas apenas amostras que não apresentam importantes variações mineralógicas, nem texturais.

TABELA 2 - Análise por fluorescência de raios X de mármore calcíticos da Mina Rio Bonito.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sr	P.F.	Total
PTC - 05A	0,16	0,00	0,00	0,00	54,37	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	44,48	99,48
PTC - 05B	0,45	0,00	0,00	0,00	55,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	43,62	99,08
PTC - 10	2,04	1,25	2,68	0,00	51,43	0,45	0,00	0,35	0,00	0,00	0,41	40,97	99,17

O valor mais elevado em sílica refere-se à amostra que apresenta porcentagem modal estimada visualmente de mica branca em torno de 8%, sendo, também a que exibe os maiores valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$ . Esta amostra apresenta, ainda, maiores concentrações de opacos disseminados na rocha, ao longo de

superfícies de fraturas ou como impregnação de carbonato, o que justifica os teores mais elevados em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Baixas concentrações em  $\text{MgO}$  são compatíveis com a ausência de dolomita nessas rochas, onde a calcita é a única fase carbonática presente.

No diagrama triangular da Figura 21, que considera os teores em  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$ , observa-se o comportamento desses óxidos nos mármore calcíticos em comparação com os demais litotipos presentes na MRB.

### 3.5.2 Rochas carbonáticas milonitizadas

A caracterização geoquímica das rochas carbonáticas milonitizadas da MRB foi feita por intermédio de análise por fluorescência de raios X, onde os resultados analíticos são mostrados na Tabela 3. Na Figura 21 nota-se que o processo de deformação das rochas carbonáticas da MRB faz-se acompanhar por um aumento nos teores em sílica. A amostra PTC-08, apesar da intensa deformação, conserva ainda porções de mármore calcítico não afetados por esse processo. Os teores em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  das demais amostras analisadas confirmam que a milonitização deu-se sobre metamargas; valores elevados em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  na amostra PTC-07 atestam a forte impregnação observada sobre o carbonato, assim como a presença de minerais opacos e de material ferruginoso ao longo de superfícies de fraturas.

TABELA 3 - Análise por fluorescência de raios X das rochas carbonáticas milonitizadas da Mina Rio Bonito.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sr	P.F.	Total
PTC - 06	20,08	3,86	2,03	0,17	34,02	4,14	0,00	0,83	0,16	0,14	0,14	33,77	99,20
PTC - 07	25,36	1,82	8,31	0,00	25,91	5,69	0,00	0,62	0,79	0,00	0,11	31,13	99,63
PTC - 08	1,11	0,26	1,62	0,00	53,06	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	42,95	99,39

### 3.5.3 Rochas dolomitizadas

As rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito foram analisadas por fluorescência de raios X e os resultados analíticos estão mostrados na Tabela 4. As amostras foram separadas manualmente, por meio de broca elétrica, onde havia material heterogêneo (veios e fraturas) e nas amostras texturalmente homogêneas o material foi submetido à preparação convencional (britagem, moagem e pulverização em panela de carbeto de tungstênio).

Nas amostras de brecha dolomítica, foram analisados separadamente os fragmentos e os diversos tipos de cimentos. Esses resultados encontram-se em vermelho na Tabela 4. Foi realizada, ainda, amostragem ao longo dos 60 metros de extensão do conjunto mármore dolomítico / brecha (Figura 11A), com coleta sistemática a cada 5 metros, ou quando havia variação textural e/ou mineralógica da rocha aflorante. A amostra PTC 13 - 0,0, ponto inicial da amostragem, representa mármore calcítico em contato com o mármore dolomítico, no lado Leste do conjunto de rochas dolomitizadas. Nas amostras PTC 13 – 30,0; 34,0; 60,0 M e 60,0 T foi analisado apenas o material correspondente ao preenchimento de cavidades (dolomita do tipo Dp2). Na amostra PTC – 09 foram separados manualmente os fragmentos e os cimentos dolomíticos do tipo Ds (nos fragmentos), Dp1 (cimento micrítico) e Dp2 (dolomita em sela), este último em preenchimento parcial e total de cavidades.

Nos gráficos das figuras que se seguem as rochas dolomitizadas serão tratadas conjuntamente e, sempre que necessário, são comentadas separadamente. A Figura 22A mostra que os maiores teores em SiO<sub>2</sub> relacionam-se às amostras correspondentes ao mármore calcítico do contato (PTC 13-0,0), onde a presença de quartzo é abundante (em torno de 10%) e ao mármore dolomítico (amostras PTC 13-25,0 e 48B) que exhibe vênulas de quartzo em associação à dolomita do tipo Dp2 no preenchimento tardio de cavidades.

TABELA 4 - Análises químicas por fluorescência de raios X e mineralógicas por difração de raios X de mármore dolomítico e brechas da MRB cujas amostras foram coletadas em perfil lateral ao longo de 60 metros de extensão (ver texto). A amostra PTC 13 - 0,0, ponto inicial da amostragem, representa mármore calcítico no contato com o mármore dolomítico. As análises em vermelho referem-se à brecha dolomítica; nas amostras PTC-30,0; PTC- 34,0; PTC - 60,0 M e PTC - 60,0 T foi analisado apenas o material de preenchimento de vazios. M = hábito maciço; T = hábito tabular. Frag = fragmento de mármore dolomítico = dolomita tipo substituição Ds. Dp1 = cimento micrítico; Dp2 PT = dolomita em sela com preenchimento completo; Dp2 PP = dolomita em sela com preenchimento parcial. NCaCO3 = mol% de CaCO3 na dolomita (ver texto); G.O. = grau de ordenamento da dolomita. DG = dolomita geódica. (\*) = a baixa concentração de dolomita na amostra não permitiu a exata individualização dos picos no difratograma. n.a = não analisado.

Amostra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	CaO	MgO	Na2O	K2O	MnO	P2O5	Ba	S	Sr	P.F.	Total	DRX	NCaCO3	G.O.
PTC 13 - 0,0	3,70	1,36	0,56	0,06	51,12	0,54	0,02	0,55	0,02	0,09	273,00	696,00	1804,00	39,78	97,80	Cal - qtz - musc	-	-
PTC 13 - 1,5	1,04	0,42	0,83	0,02	31,32	21,66	0,02	0,12	0,04	0,01	274,00	284,00	0,00	46,00	101,48	Dol - qtz - cal	51,00	0,63
PTC 13 - 2,0	0,51	0,13	0,59	0,02	31,50	22,47	0,02	0,02	0,03	0,01	273,00	132,00	73,00	46,56	101,87	Dol - cal	50,67	0,63
PTC 13 - 5,0	1,17	0,58	1,21	0,04	30,75	21,73	0,01	0,20	0,08	0,05	276,00	194,00	139,00	45,89	101,71	Dol - cal - musc	50,67	0,63
PTC 13 - 10,0	0,68	0,23	0,66	0,03	31,34	21,90	0,02	0,06	0,04	0,02	275,00	185,00	67,00	46,62	101,60	Dol - qtz	47,67	0,63
PTC 13 - 15,0	0,29	0,06	0,63	0,01	31,51	22,30	0,02	0,00	0,05	0,01	275,00	166,00	163,00	46,55	101,43	Dol	49,33	0,63
PTC 13 - 25,0	4,38	1,81	2,04	0,09	28,03	20,76	0,01	0,70	0,03	0,08	281,00	771,00	99,00	42,36	100,29	Dol - qtz - musc	53,33	0,63
PTC 13 - 30,0	0,49	0,23	8,36	< 0,01	34,84	10,55	<0,01	<0,01	0,66	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	44,77	99,90	Cal - dol - goeth	54,33	0,61
PTC 13 - 34,0	0,22	0,17	0,27	< 0,01	30,33	23,10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	45,84	99,93	Dol	52,33	0,63
PTC 13 - 40,0	1,20	0,59	0,91	0,05	30,93	21,25	0,02	0,20	0,02	0,02	275,00	331,00	31,00	45,73	100,92	Dol	49,67	0,63
PTC 13 - 45,0	2,23	1,38	6,56	0,08	30,41	16,62	0,02	0,51	0,62	0,12	278,00	565,00	253,00	42,89	101,43	Dol - cal - qtz	48,00	0,63
PTC 13 - 48,0 A	2,23	1,38	6,56	0,08	30,44	16,61	0,02	0,51	0,62	0,12	277,00	566,00	253,00	42,89	101,46	Dol - musc - cal	52,00	0,63
PTC 13 - 48,0 B	9,48	5,54	6,34	0,35	23,56	14,93	0,10	1,91	0,39	0,40	298,00	676,00	119,00	37,45	100,45	Dol - musc - cal	53,00	0,63
PTC 13 - 50,0	0,25	0,05	2,10	0,01	31,92	21,12	0,02	0,00	0,17	0,01	274,00	125,00	159,00	46,45	102,10	Dol - cal	50,00	0,63
PTC 13 - 55,0	0,48	0,20	2,17	0,02	31,93	17,89	0,02	0,03	0,11	0,03	274,00	274,00	77,00	46,42	99,30	Dol	50,33	0,63
PTC 13 - 60,0 M	0,13	< 0,01	11,08	<0,01	28,66	14,46	<0,01	<0,01	0,74	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	44,86	99,93	Dol - cal	59,00	0,64
PTC 13 - 60,0 T	0,25	0,11	6,91	<0,01	29,44	17,57	<0,01	<0,01	0,46	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	45,17	99,91	Dol	57,67	0,63
PTC - 09	3,55	0,71	3,56	< 0,01	31,28	16,17	<0,01	0,15	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	43,98	99,42	Dol - qtz	51,00	0,63
PTC - 09 Frag.	0,61	0,18	1,15	n.a	46,15	4,49	n.a	0,14	n.a	n.a	n.a	n.a	0,04	46,86	99,62	Dol - qtz	51,00	0,63
PTC - 09 Frag.	1,21	0,04	0,70	n.a	34,64	16,36	n.a	0,14	n.a	n.a	n.a	n.a	0,03	46,42	99,54	Dol - qtz	51,00	0,63
PTC - 09 Frag.	0,74	0,18	2,82	n.a	48,56	4,12	n.a	0,14	n.a	0,36	n.a	n.a	0,08	43,00	100,00	Dol - qtz	51,00	0,63
PTC - 09 Dp1	1,50	0,42	13,64	< 0,01	39,58	1,60	<0,01	0,34	<0,01	0,26	<0,01	<0,01	<0,01	41,39	98,73	Dol - Cal - Qtz - Musc - Goeth	54,33	0,63
PTC - 09 Dp2 - PT	0,69	0,08	11,34	< 0,01	41,72	1,55	<0,01	<0,01	<0,01	0,22	<0,01	<0,01	<0,01	43,28	98,88	Dol - Cal - Qtz - Goet	54,67	0,59
PTC - 09 Dp2 - PP	0,63	0,06	14,40	< 0,01	39,65	1,49	<0,01	<0,01	<0,01	0,21	<0,01	<0,01	<0,01	42,72	99,16	Dol - Cal - Qtz - Goeth	54,67	0,61
PTC - 09 Dp2 (*)	67,43	< 0,01	4,46	< 0,01	18,42	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,58	<0,01	<0,01	<0,01	8,84	99,73	Qtz - Cal - Dol	51,33	0,60
DG - 1	0,47	0,05	7,69	0,01	32,36	14,43	0,80	0,01	0,58	n.a	n.a	n.a	<0,01	44,32	100,72	Dol - cal	54,67	0,60
DG - 2	0,36	0,03	0,05	0,01	55,99	0,34	n.a	0,01	0,18	n.a	n.a	n.a	<0,01	43,47	100,44	Calc	-	-

CaO apresenta uniformidade ao longo de toda a extensão das rochas dolomitizadas, exibindo maiores concentrações apenas no mármore calcítico (Figura 22B).

MgO exibe concentrações igualmente uniformes, estando em valores mais baixos no mármore calcítico e nas amostras de mármore dolomítico onde a presença de calcita como preenchimento de vazios em associação à dolomita Dp2 faz-se em porcentagens ligeiramente inferiores às das demais amostras (Figura 23A). A Figura 23B mostra a correlação negativa existente entre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e MgO; os valores mais baixos para os dois óxidos são encontrados no mármore calcítico no contato com o conjunto de rochas dolomitizadas. Estatisticamente, em função do número de amostras analisadas, não parece existir uma tendência a que um ou outro tipo de rocha dolomitizada seja mais rico em um dos óxidos analisados. Dolomitas da geração Dp2 tem teores mais baixos em MgO (Tabela 4) e mais elevados em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , possivelmente como consequência do processo de dedolomitização. A correlação entre CaO e MgO é mostrada no gráfico da Figura 24, onde o valor mais elevado de CaO corresponde ao mármore calcítico amostrado no contato, havendo um aumento dos teores de MgO e relação inversa para CaO em direção ao mármore dolomítico.

Para o cálculo das concentrações em ppm dos principais elementos indicadores de processos diagenéticos (Fe, Mn e Na), fornecidos na Tabela 4 sob forma de óxidos, empregaram-se fatores de correção, a saber: 1,42974; 1,29122 e 1,34798, respectivamente. Os teores em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total das rochas dolomitizadas, sobretudo nas brechas, são, por vezes, extremamente elevados (Tabela 4), fornecendo teores em Fe que variam entre 1.900 ppm e 100.000 ppm (amostra PTC 09 – Dp2), compatível com a cor azul intensa obtida nos resultados dos testes colorimétricos (Figura 17E). As concentrações em MnO são mais elevadas nos mármore dolomíticos, cujos teores atingem 5.000 ppm Mn (amostras PTC 13-45 e 48A). Na brecha, os teores em Mn são mais elevados na amostra PTC 13-30 (5.111 ppm), nas amostras onde a calcita de precipitação tardia é abundante (amostras PTC 13-60M e T) e na dolomita geódica (DG-1). O gráfico da Figura 25 mostra a correlação positiva existente entre esses dois elementos.

O conteúdo em Sr, excetuando-se o mármore calcítico, é sistematicamente mais elevado nos mármore dolomíticos, variando entre 67 e 250 ppm. A brecha é praticamente desprovida desse elemento e a maior concentração nas amostras analisadas foi obtida no mármore calcítico do contato com as rochas dolomitizadas (Tabela 4).

Teores em Na<sub>2</sub>O são baixos em todas as amostras analisadas (Tabela 4), sendo que o maior valor de Na foi obtido em mármore dolomítico (PTC 13-48B), com 70 ppm Na. Os demais valores situam-se em torno de 150 ppm.

A interpretação petrogenética dos resultados geoquímicos das rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito será discutida em detalhes no item 4.

Uma amostra de brecha dolomítica foi analisada para isótopos estáveis de carbono e oxigênio pelo Dr. Nilo Matsuda, no Laboratório de Isótopos do CENPES-PETROBRAS. Utilizou-se o método *off line*, no qual a separação do CO<sub>2</sub> da calcita e da dolomita é feita manualmente. As análises isotópicas foram precedidas por análises difratométricas nos cinco pontos analisados na brecha dolomítica.

Para o método *off line* empregam-se 100mg de amostra, acidificadas com ácido (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) em 100%, em vácuo de 40 (quarenta) a 65 (sessenta e cinco) militor. A separação do CO<sub>2</sub> da calcita necessita de aproximadamente 1 (uma) hora de reação e o da dolomita de 48 (quarenta e oito) horas. O carbonato presente nas amostras é transformado em CO<sub>2</sub> e subprodutos (água, CO e compostos de nitrogênio, dentre outros). Em seguida a água é congelada com gelo seco e álcool, ficando retida. O gás de dióxido de carbono é solidificado, sendo que apenas o CO<sub>2</sub> permanece e é congelado por nitrogênio líquido. O gás da dolomita foi analisado em espectrômetro de massa da marca *Finnigan*, modelo Mat 252, sendo assim obtidas as razões de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ . A análise da razão isotópica do carbono e oxigênio é feita em relação ao padrão CO<sub>2</sub> calibrado internacionalmente. Os resultados são emitidos em relação ao padrão internacional PDB em parte por mil (BAHNIUK 2007).

Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 5 e no gráfico da Figura 26 são mostrados os valores isotópicos obtidos sobre a amostra da brecha dolomítica. Os pontos 1 e 5 correspondem a fragmentos de mármore dolomítico e os demais pontos (2, 3 e 4) representam material de cimento micrítico Dp1 (ponto 2) e Dp2 (pontos 3 e 4). A difração de raios X realizada sobre esses pontos mostra a presença de:

- a) 100% de dolomita no ponto 1;
- b) aproximadamente 40% de calcita, 60% de dolomita e traços de quartzo no ponto 2;
- c) 70% de calcita e 30% de dolomita no ponto 3;
- d) 90% de calcita e 10% de dolomita no ponto 4;
- e) 100% de dolomita no fragmento de mármore amostrado no ponto 5.

As análises realizadas sobre o cimento dolomítico, tanto Dp1, quanto Dp2, revelam a origem “hidrotermal” dessa dolomita (Figura 26), enquanto as amostras referentes ao mármore dolomítico (pontos 1 e 5) encontram-se próximos à zona de transição. Entretanto, um maior número de análises isotópicas deve ser realizado para que os dados sejam estatisticamente significativos, além de estudo microtermométrico de inclusões fluidas sobre as duas gerações de dolomita da brecha, bem como dos mármore, para que as temperaturas de formação sejam estabelecidas e a relação entre elas possa confirmar a origem hidrotermal s.s desse mineral.

TABELA 5 – Valores isotópicos (em PDB por mil)  $^{18}\text{O}$  e  $^{13}\text{C}$  para amostras de brecha dolomítica

	$^{18}\text{O}$ - calcita	$^{13}\text{C}$ - calcita	$^{18}\text{O}$ - dolomita	$^{13}\text{C}$ - dolomita
<b>Amostra 1</b>			-8,79	1,38
<b>Amostra 2</b>	-7,58	-5,67	-10,76	-125
<b>Amostra 3</b>	-6,86	-4,32	-12,13	-1,47
<b>Amostra 4</b>	-6,33	-2,36	-11,30	-1,64
<b>Amostra 5</b>			-8,11	1,25

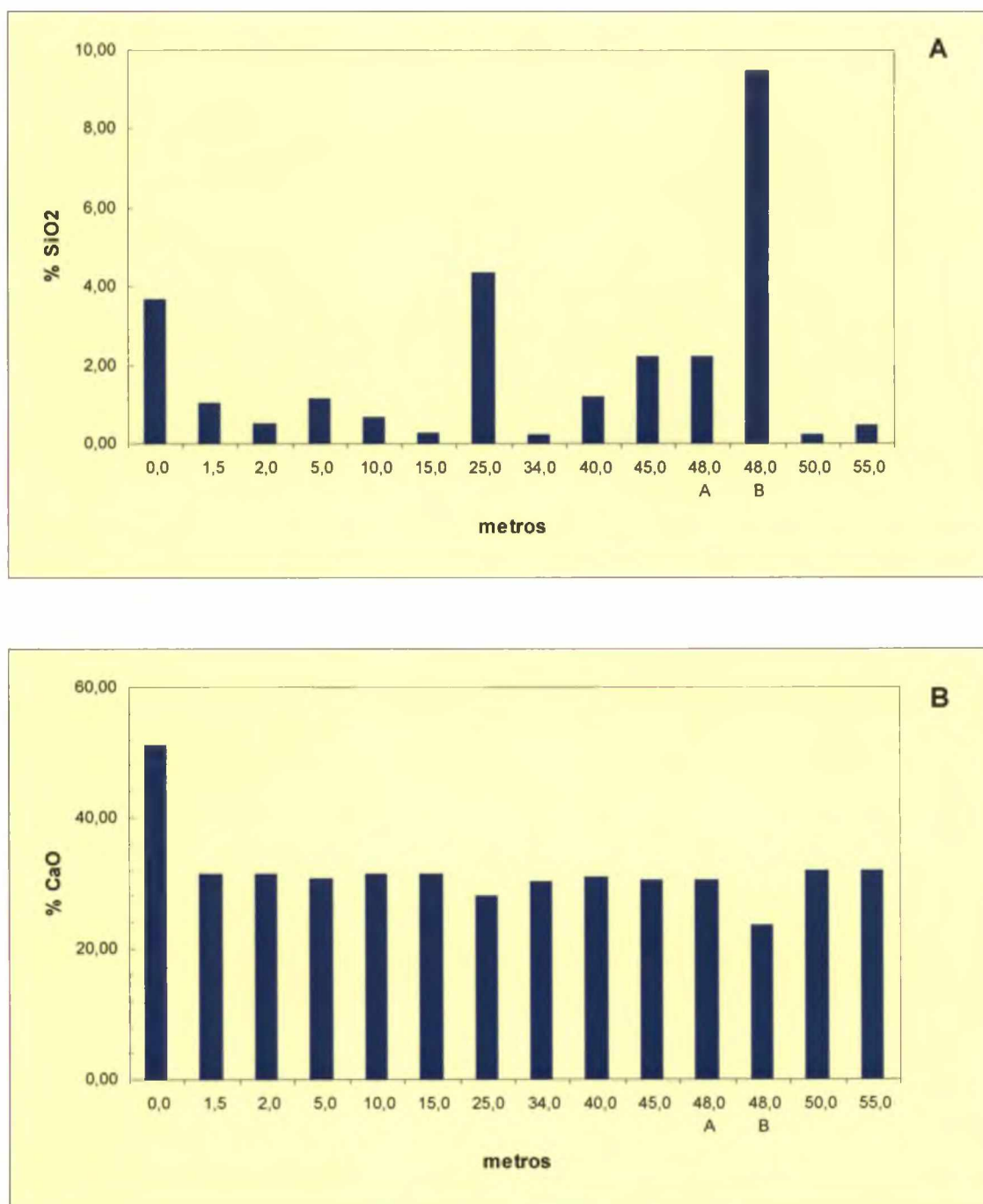


FIGURA 22 – Gráfico da variação de SiO<sub>2</sub> (A) e CaO (B) ao longo da extensão das rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito. Para as amostras, ver Tabela 4.

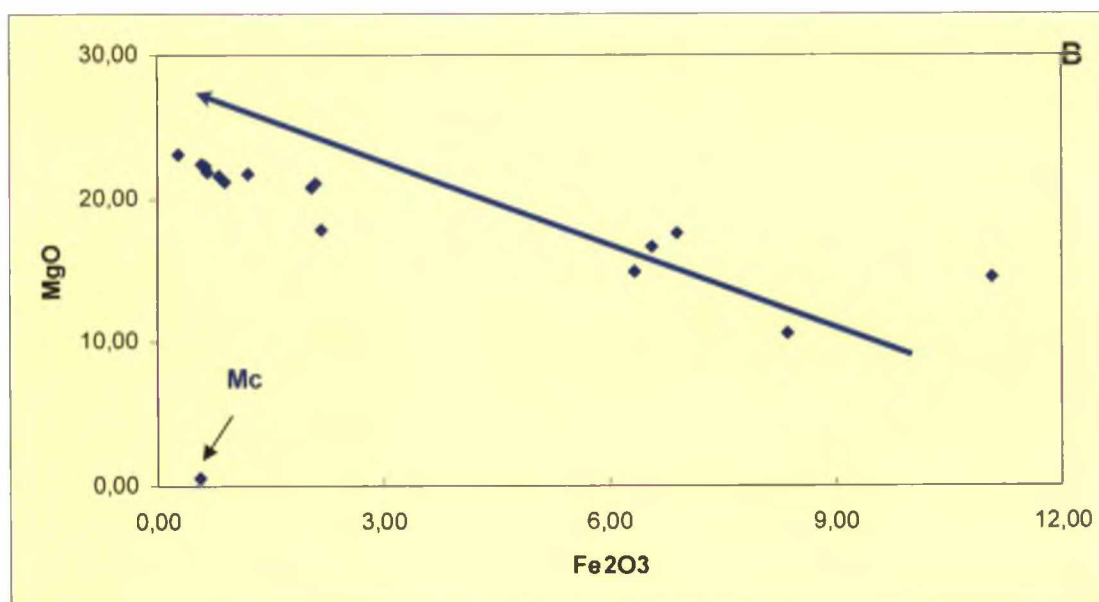
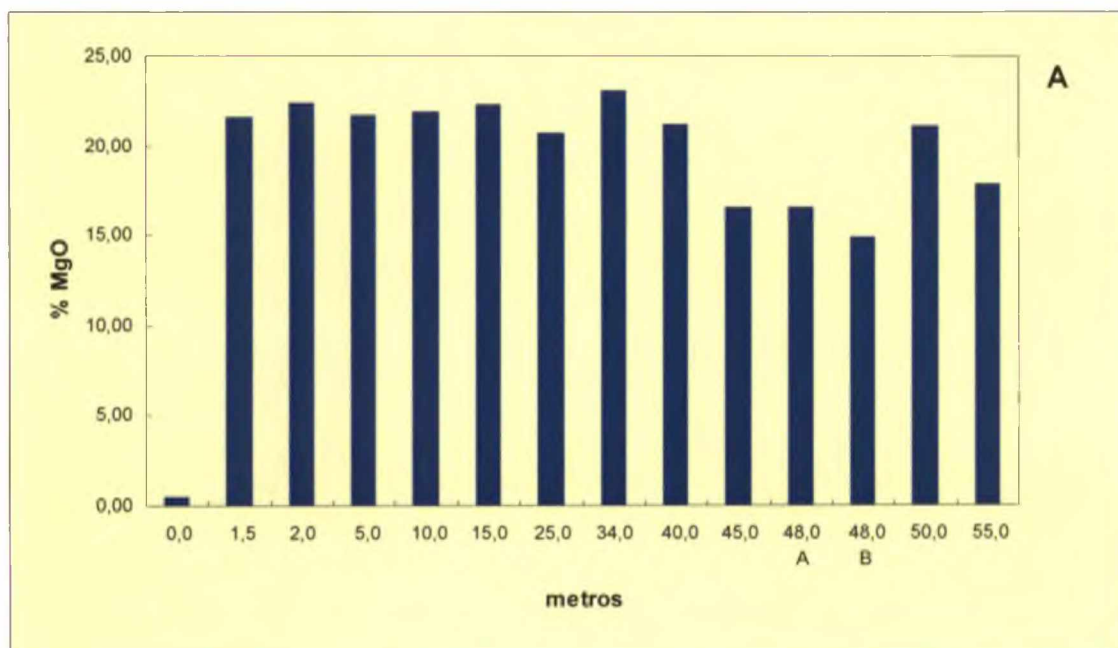


FIGURA 23 – Gráfico da variação de MgO (A) ao longo da extensão das rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito. Para as amostras, ver Tabela 4. Em (B), observa-se a variação MgO versus Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Mc = mármore calcítico.

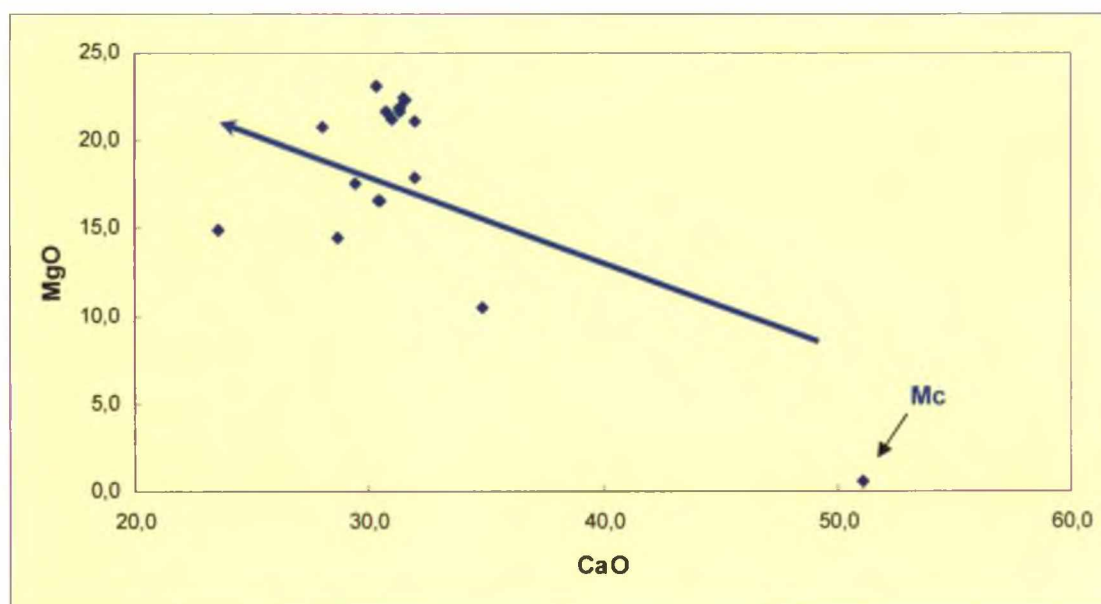


FIGURA 24 – Variação MgO *versus* CaO para as rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito.  
Mc = mármore calcítico

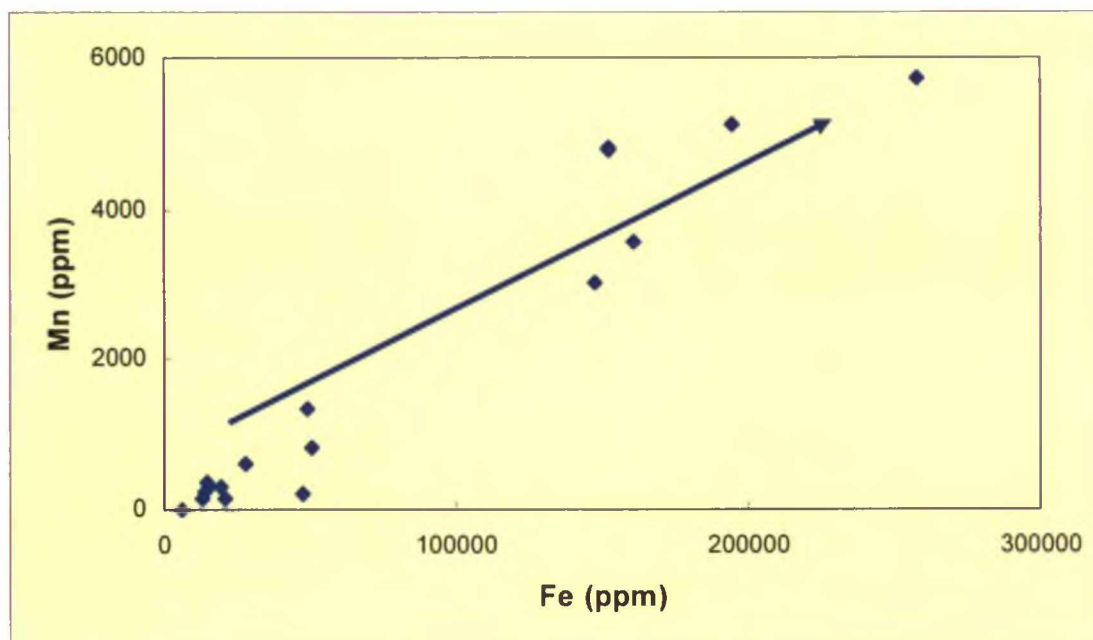


FIGURA 25 – Correlação entre Mn e Fe para rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito.

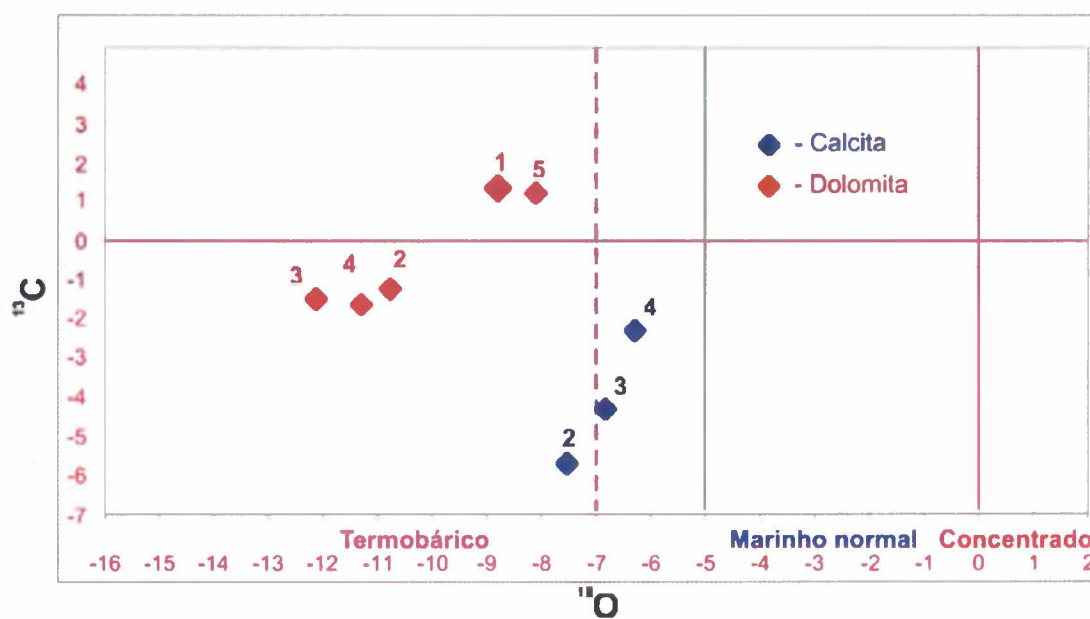


FIGURA 26 – Gráfico de dados isotópicos para amostra de brecha dolomítica. Pontos 1 e 5 representam fragmentos de mármore dolomítico, os demais foram obtidos sobre cimento micrítico (ponto 2) e sobre material de preenchimento do tipo Dp2 (pontos 3 e 4). Valores em PDB por mil. *Baixa temperatura*: entre  $-5$  e  $+2$ ; *zona de recobrimento*:  $-7$  a  $-5$ ; *alta temperatura*:  $-8$  a  $-16$ . Fonte: Matsuda (2006, não publicado).

## 4 DISCUSSÃO

A classificação de rochas dolomíticas é feita, predominantemente, levando-se em conta critérios texturais, desenvolvidos como resultado do processo cinético de nucleação e crescimento da dolomita (Sibley e Gregg 1987). Tal classificação baseia-se no tamanho dos cristais (conferindo à textura distribuição unimodal ou polimodal) e na forma de seus limites, surgindo, as classificações planares ou não-planares. Considerações genéticas são, então, estabelecidas a partir das evidências texturais. Não obstante, embora seja um importante indicador diagenético, o tamanho dos cristais não deve ser empregado isoladamente de outros critérios petrográficos e geoquímicos para a interpretação das condições de dolomitização.

A distribuição unimodal resulta de um único evento de nucleação desenvolvido sobre sítios homogêneos e com taxas de crescimento uniformes. A distribuição polimodal desenvolve-se a partir da distribuição heterogênea de sítios de nucleação, períodos múltiplos de nucleação ou variações na taxa de crescimento (Sibley e Gregg 1987).

Cristais classificados como planares têm limites bem definidos e retilíneos, ao contrário dos não-planares, que têm limites irregulares, como curvos, lobados, serrilhados, e exibem, comumente, extinção ondulante; são indicadores de crescimento sob condições de temperaturas superiores a 50<sup>0</sup>C. Planar-s e planar-e referem-se a formas subédricas ou euédricas, respectivamente, dos cristais.

No mármore dolomítico da Mina Rio Bonito observa-se a predominância de distribuição unimodal da dolomita do tipo substituição ou matricial (geração Ds), onde os indivíduos são não-planares, com granulação fina à média (Figura 13A). Na geração do tipo Dp nota-se, ao contrário, distribuição predominantemente polimodal, onde os indivíduos exibem forte extinção ondulante (Figura 13D).

Na brecha dolomítica o material de preenchimento de vazios, denominado Dp2, tem igualmente distribuição polimodal em cristais planares-s a não-planares e

acentuada extinção ondulante. Tanto no mármore, quanto na brecha dolomítica a dolomita observada corresponde à variedade designada como dolomita em sela, descrita detalhadamente mais adiante.

É importante salientar que no caso de rochas submetidas a metamorfismo, a recristalização metamórfica pode ser responsável pela modificação da textura da rocha original pretérita, seja calcário calcítico ou dolomitizado.

O tamanho dos cristais de dolomita correlaciona-se, de maneira direta, com a estequiometria e o grau de ordenamento, constituindo-se em critério classificatório. De acordo com Morrow (1978, citado por Gasparrini 2003), três grupos de dolomita são estabelecidos com base na estequiometria, tamanho e associação com seqüências evaporíticas:

- i) dolomita com granulação grossa, disposta em mosaico, com estequiometria próxima à da dolomita ideal (moda entre 50,0 – 51,0 mol %  $\text{CaCO}_3$ ); tem origem diagenética tardia, por soterramento;
- ii) dolomita com granulação fina, associada a evaporitos, igualmente com estequiometria próxima à da dolomita ideal (moda entre 51,0 – 52,0 mol %  $\text{CaCO}_3$ ); forma-se no estágio inicial da diagênese, em condições superficiais;
- iii) dolomita fina, não associada a evaporitos, rica em Ca (moda entre 54,0 – 56,0 mol %  $\text{CaCO}_3$ ); a gênese assemelha-se à do tipo anterior.

A dolomita analisada no mármore da Mina Rio Bonito tem estequiometria média de 51,97 mol %  $\text{CaCO}_3$  (Tabela 4) e grau de ordenamento médio de 0,63. Na brecha dolomítica, a estequiometria média é de 51,1 mol %  $\text{CaCO}_3$  (Tabela 4) e grau de ordenamento de 0,62. A Figura 27 mostra a correlação entre esses dois parâmetros. O exame da figura evidencia que a variação se dá, preferencialmente, na estequiometria, com o grau de ordenamento mantendo-se aproximadamente constante. Os valores mais elevados para a quantidade molar de  $\text{CaCO}_3$  nessas amostras são encontrados em dolomita do tipo preenchimento de vazios (Dp2–Tabela 4). Embora o número de amostras tenha baixa representatividade estatística, parece haver, a partir do valor de 51 mol %  $\text{CaCO}_3$ , uma separação entre a dolomita

gerada na brecha e aquela do mármore dolomítico (Figura 27), onde a primeira apresenta, em média, os valores mais elevados. Os valores anômalos podem dever-se a variações em nível de substituição catiônica na estrutura da dolomita, uma vez que os picos (015) e (101), empregados para o cálculo do grau de ordenamento, não estavam bem individualizados nos difratogramas dessas amostras.

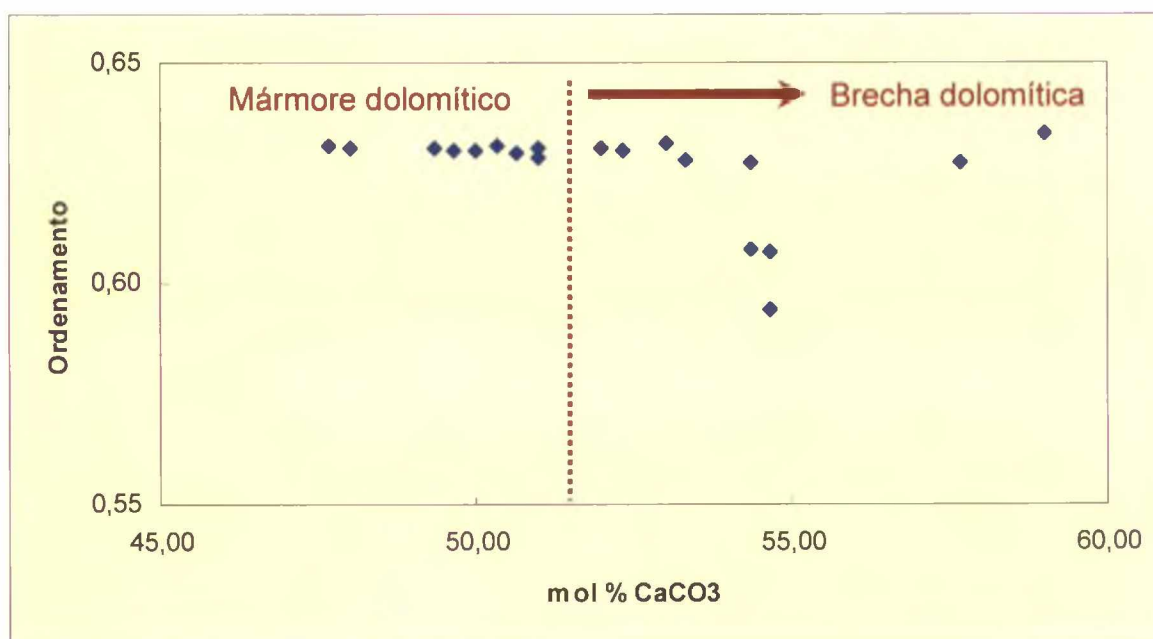


FIGURA 27 – Correlação entre o grau de ordenamento e a estequiometria para dolomita das rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito.

A hipótese de origem evaporítica para essa dolomita está descartada, uma vez que, no conjunto das rochas dolomitizadas da MRB, a granulação varia predominantemente de fina à média (no caso dos mármore) e grossa (no caso da brecha) e não foi encontrado, até o presente momento, qualquer indício de associação com evaporitos para essas rochas. Assim, embora os valores estabelecidos na classificação mencionada acima estejam ligeiramente afastados daqueles encontrados para a dolomita analisada nesta pesquisa, pode-se estabelecer que, pelo menos, a dolomita da geração Dp2 é classificada como o tipo genético do item (i). Outros indícios aqui encontrados favoráveis a essa gênese são:

a textura não-planar e a variedade designada como dolomita em sela, descrita a seguir.

A variedade de dolomita que exhibe deformação no retículo cristalino, conferindo ao mineral forma arqueada recebeu, de Radke e Mathis (1980), a designação de dolomita em sela. O mineral foi primeiramente descrito por Dana (1837, citado por Radke e Mathis *op. cit.*) com o nome de *espato perolado*, em função do aspecto lustroso conferido pela presença de inclusões. Outros sinônimos são encontrados na literatura especializada, tais como dolomita ferrosa, dolomita tardia ferrosa, dolomita barroca, dolomita hidrotermal, dentre outros.

A morfologia dos cristais euédricos da dolomita em sela varia de romboedros com faces ligeiramente curvas e, com o aumento da curvatura, atingem formas semelhantes à sela. O hábito em ponta de lança ou as formas ligeiramente curvas são função da orientação cristalográfica do mineral (Radke e Mathis 1980). A deformação no retículo cristalino ocorre como consequência da ocupação de sítios de Mg pelo Ca, causando distorção em função da diferença de raios iônicos; o Ca ocupa preferencialmente as bordas do cristal, causando expansão em relação às faces centrais. O crescimento do mineral se dá em taxa extremamente mais rápida quando comparada ao crescimento diagenético normal (SEARL 1989).

As principais características petrográficas e geoquímicas da dolomita em sela apontam para uma divergência com relação à dolomita “normal”. Além das propriedades cristalográficas já mencionadas, essa variedade de dolomita apresenta enriquecimento em Ca (50 – 60 mol %)  $\text{CaCO}_3$ ; Mg variando entre 31 – 49 mol %  $\text{MgCO}_3$  e Fe entre 1 e 33,5 mol %  $\text{FeCO}_3$ . A zona axial do cristal exhibe comumente aspecto turvo devido à abundância de inclusões fluidas e as inclusões sólidas de calcita e anidrita são freqüentes; os limites entre os cristais são normalmente difusos (Warren 2000). Exsoluções de goethita ao longo de superfícies de clivagens são comuns e indicativas de processo de dedolomitização, conforme será discutido posteriormente.

A dolomita em sela é considerada um produto comum da diagênese tardia e atividade hidrotermal, ocorrendo como preenchimento de poros ou veios ou ainda como produto de substituição em calcários calcíticos e dolomíticos. A presença em estilólitos e brechas tectônicas é freqüente (Searl 1989). Dados microtermométricos indicam temperatura de formação entre 60 – 150<sup>0</sup> C, podendo atingir 190<sup>0</sup> C, sendo, assim, empregada como geotermômetro (Radke e Mathis 1980; Qing e Mountjoy 1994, 1994b; Searl 1989; Matsumoto *et al.* 1988; Duggan *et al.* 2001). A associação entre a dolomita em sela e depósitos minerais do tipo MVT, SEDEX e hidrocarbonetos é amplamente aceita na literatura especializada (QING 1998, 1998a; ADAMS *et al.* 2000; WARREN 2000; AHR 2004; DAVIES 2004; LONNEE 2004; HITZMAN 2004; SAGAN 2004).

Recentemente, a origem hidrotermal da dolomita em sela vem sendo questionada, uma vez que as evidências de hidrotermalismo nem sempre podem ser obtidas, ou não são conclusivas (MACHEL e LONNEE 2002; LONNEE 2004; LONNEE e MACHEL 2004). De acordo com os autores (*op. cit.*) para ser considerado hidrotermal, um mineral deve ter sido formado a temperaturas superiores às da encaixante (> 5 – 10<sup>0</sup>C), não importando a temperatura na qual se deu a cristalização. Além disso a dolomita não requer, obrigatoriamente, fluxo de fluido para transportar Mg, uma vez que pode ocorrer redistribuição de dolomita precoce durante estilolitização ou, ainda, como subproduto de redução térmica de sulfatos.

Nas rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito a dolomita em sela ocorre sob a forma de preenchimento de fraturas no mármore dolomítico (Figura 13D) e no preenchimento de fraturas e cavidades na brecha (Figuras 15A a D), caracterizando o cimento do tipo Dp2. No primeiro caso, é notável a extinção ondulante dos cristais, bem como a distribuição polimodal, com indivíduos não-planares. Na brecha dolomítica, as características mais marcantes são o hábito em ponta de lança, as exsoluções de goethita desenvolvidas ao longo de planos de clivagens do cristal, as bordas límpidas e as porções centrais do cristal exibindo intenso aspecto turvo. Essa última característica é indicativa de neomorfismo ou recristalização (QING 1998; MACHEL 1997). A deformação no romboedro de dolomita é mostrada na Figura 19F.

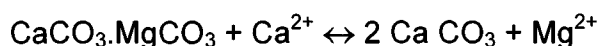
A precipitação de dolomita em sela como preenchimento de vazios, sobretudo nas proximidades de estilólitos, origina-se pela redistribuição local da dolomita matricial durante o soterramento, de acordo com dados isotópicos e distribuição espacial. Nestes casos, o cimento dolomítico não é hidrotermal, mas geotermal, ou seja, formado a temperaturas próximas às da encaixante (Machel e Lonnee 2002). Os dados isotópicos obtidos até o momento em amostras da brecha dolomítica da MRB são compatíveis com uma origem “hidrotermal” para o material de preenchimento do tipo Dp2. Entretanto, é necessária a obtenção de novos dados por isotopia de carbono e oxigênio, além de estudos microtermométricos de inclusões fluidas em todas as fases carbonáticas das rochas dolomitizadas para que essa hipótese seja confirmada ou refutada.

As terminações dos cristais da dolomita em sela do cimento Dp2 são enriquecidas em Fe, o que é confirmado pelos elevados teores em  $Fe_2O_3$  e pela presença de goethita evidenciada por difração de raios X (Tabela 4). Considerando-se que hidróxidos não se precipitam sob a forma de romboedros (Katz 1971) essas zonas enriquecidas em hidróxido podem ter se originado como pseudomorfos de zonas de dolomita rica em Fe, por meio de oxidação tardia. A presença de dolomita reliquiar dentro da zona de hidróxido (Figuras 15D e E), configurando um zoneamento concêntrico, pode ser indicativa da origem por pseudomorfose, em condições oxidantes, dessas zonas. Não obstante, a realização de análise por catodoluminescência torna-se imprescindível para a exata caracterização do zoneamento das fases carbonáticas matriciais e de preenchimento das rochas dolomitizadas da Mina Rio Bonito, uma vez que os elementos que causam tanto ativação (Mn), quanto inibição (Fe) da luminescência (Pierson 1981; Gregg e Karakus 1991; Ritcher *et al.* 2003; Sippel e Glower 1965) encontram-se presentes em teores importantes nessas rochas (Tabela 4) e mostram correlação fortemente positiva, conforme será comentado adiante. A utilização dessa técnica é, ainda, de extrema valia na confirmação da estratigrafia do cimento carbonático presente nessas rochas, assim como do material matricial de substituição.

A dolomita em sela é amplamente descrita na literatura especializada e as formas encontradas na MRB são semelhantes às aquelas descritas em outras localidades, conforme se observa na Figura 29. Pode-se notar, igualmente na Figura 29D, a relevância da catodoluminescência para definição de fases carbonáticas, bem como zoneamentos eventualmente existentes.

A dedolomitização, considerada o processo inverso da dolomitização, consiste na alteração de dolomita para calcita, em presença de soluções com elevada razão  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  (EVAMY 1967). Estudos experimentais mostram que a solubilidade da dolomita depende da pressão parcial do  $\text{CO}_2$ , onde elevada  $p\text{CO}_2$  (1 atm) é responsável por solubilidade congruente da dolomita, ou seja, o mineral é apenas dissolvido; ao contrário, em condições de baixa  $p\text{CO}_2$  ( $0,3 \times 10^{-3}$  atm), ocorre solubilidade incongruente, onde o mineral se decompõe em água para produzir carbonato de cálcio (EVAMY *op. cit.*; GROOT 1967).

O processo pode ser resumido como:



A dedolomitização não requer apenas soluções com elevada razão inicial  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ , mas igualmente elevado fluxo de fluido, suficiente para remover  $\text{Mg}^{2+}$ , garantindo e mantendo essa elevada razão inicial, pressão parcial de  $\text{CO}_2$  inferior a 0,5 atm e temperaturas inferiores a  $50^\circ\text{C}$  (GROOT 1967). Logo, é um processo que ocorre em condições superficiais.

Várias são as texturas indicativas de dedolomitização e aquela mais facilmente reconhecida consiste de romboedros formados por mosaico equicristalino de calcita anédrica, originada por precipitação direta (EVAMY 1967). Drusas de calcita preenchendo parcialmente poros em romboedros indicam origem secundária, com cimentação do espaço poroso (FU *et al.* 2006). A associação entre dolomita e calcita tardia é amplamente descrita na literatura, sobretudo na bacia sedimentar do Canadá (QING e MOUNTJOY 1994; 1994b).

Na brecha dolomítica associada aos mármore da Mina Rio Bonito, as principais evidências indicativas do processo de dedolomitização encontradas até o momento, são as exsoluções de goethita que acompanham as superfícies de clivagem da dolomita em sela (Figuras 15B a D), critério estabelecido por Radke e Mathis (1980), além da associação entre calcita e dolomita no preenchimento de vazios (Figuras 16B, 17D e 18A a D). A preservação de núcleos de dolomita com aspecto turvo, também indicativo de dedolomitização, é encontrada nos mármore dolomíticos da MRB (Figuras 13B e C). Entretanto, a análise por catodoluminescência torna-se imperativa para esclarecer essa questão, uma vez que a identificação das texturas associadas à dedolomitização pode ser facilmente realizada com essa técnica (VIEREK 2005). Brechação acompanhada por dedolomitização é descrita por Katz *et al.* (2004) em reservatório carbonático nos EUA e por Nadjiwon e Morrow (2001) e Duggan *et al.* (2001) no Canadá.

O estudo microtermométrico de inclusões fluidas, tanto em dolomita, quanto em calcita da fase tardia associada a essas brechas, é necessário para a caracterização da natureza dos fluidos responsáveis pela formação dessa associação carbonática, determinando-se as temperaturas e salinidade das soluções. A ausência de bordas de reação entre essas duas fases carbonáticas (Figuras 16B e C) pode sugerir que o fluido responsável pela precipitação da calcita estava em equilíbrio químico com aquele responsável pela precipitação da dolomita, caso tenha havido, efetivamente fluidos distintos.

A temperatura surge como um parâmetro extremamente importante e, apesar da possibilidade de mistura de fluidos (inclusive meteóricos) e considerando-se as condições físico-químicas exigidas para o processo de dedolomitização, é possível especular que o preenchimento dessas cavidades nas brechas da Mina Rio Bonito tenha se dado numa fase pós-metamórfica, em condições intempéricas.

A dolomita é um mineral metaestável, cujos cristais formados inicialmente podem ser substituídos, posteriormente, por fases mais estáveis, onde tais processos de substituição ocorrem repetidas vezes durante o soterramento e o metamorfismo. Cada nova fase que se forma pode corresponder à dissolução parcial

ou completa de dolomita previamente formada e esse constante reequilíbrio diminui a possibilidade de que os elementos traço se tornem indicadores das condições deposicionais originais, modificando a assinatura geoquímica e isotópica da dolomita originada em temperaturas elevadas (WARREN 2000; KRETZ 1982; FOLK e LAND 1975). Não obstante, a geoquímica de elementos traço, sobretudo Sr, Na, Fe e Mn tem sido amplamente empregada na literatura para a caracterização genética de dolomita.

O conteúdo em Sr é empregado como indicador da época da dolomitização e da composição do fluido, onde, como regra geral, dolomita formada nos estágios iniciais da diagênese mostra teores mais elevados do que a dolomita tardia (VEIZER e DEMOVIC 1974; BRAND e VEIZER 1980). Dolomita precipitada diretamente da água do mar tem teores em Sr da ordem de centenas de ppm; precipitação por fluidos hipersalinos origina dolomita com valores mais elevados nesse elemento (BANNER *et al.* 1988; GASPARRINI 2003; JOHNSON *et al.* 2004). Na dolomita analisada na MRB, os teores em Sr são elevados no mármore dolomítico (dolomita tipo Ds), variando entre 73 e 253 ppm (Tabela 4), o que poderia ser compatível com origem a partir da precipitação direta da água do mar. Contrariamente ao mencionado na literatura, a dolomita em sela associada ao material de preenchimento do tipo Dp2 mostra teores baixos em Sr, estando, na maior parte das amostras, abaixo do limite de detecção do método analítico (Tabela 4).

A exemplo do Sr, o Na também é usado como indicador genético para caracterização de diferentes tipos de dolomita, onde aquela formada nos estágios iniciais da diagênese apresenta teores mais elevados do que a dolomita tardia (BRAND e VEIZER 1980). Nielsen *et al.* (1988) reportam 314 ppm Na em dolomita do tipo preenchimento de vazios de origem tardia.

No mármore e brecha dolomíticos da MRB as concentrações em Na são extremamente baixas, onde os valores mais elevados são encontrados no mármore calcítico, cujo teor (148 ppm) é semelhante àqueles obtidos em mármore dolomítico (Tabela 4). A dolomita do tipo Dp2 é desprovida de Na.

Correlação positiva entre Fe e Mn é comumente observada em diversas fases dolomíticas reportadas na literatura (e.g. Pierson 1981; Burns e Baker 1987; Caja *et al.* 2006), o que reflete mudanças paralelas nas concentrações desses dois elementos no fluido dolomitizante. Condições redutoras favorecem a ocorrência de ambos os elementos no fluido, o que equivale a dizer que dolomita formada próximo à superfície apresenta baixas concentrações em Fe e Mn, uma vez que em condições superficiais os fluidos tornam-se oxidantes. Contrariamente, dolomita gerada por soterramento é enriquecida em Fe e Mn, em virtude de fluidos subsuperficiais atuarem em condições redutoras (LAND 1980, citado por GASPARRINI 2003).

A correlação entre Fe e Mn para as rochas dolomitizadas da MRB é mostrada na Figura 25. Os valores apresentados na Tabela 4 indicam valores mais elevados de Fe para a dolomita em sela do tipo preenchimento de vazios (Dp2), onde concentração superior a 14% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> foi obtida para uma amostra; as menores concentrações são encontradas no mármore dolomítico. Os dados sugerem, ainda, o caráter ferroso da dolomita Dp2, uma vez que, de acordo com Tucker e Wright 1990 (citado por Gasparrini 2003) dolomita ferrosa apresenta teores em Fe que ultrapassam 10.000 ppm. No gráfico da Figura 25, o valor mais elevado de Fe (77.500 ppm) foi encontrado para a amostra de dolomita tardia, de cor rósea em associação com calcita, a partir de processo de dedolomitização (Tabela 4 e Figuras 18A a D). A presença constante de goethita em associação à essa geração de dolomita, bem como a cor azul obtida na colorimetria (Figura 17E), também são indicativas de elevadas concentrações em Fe nesse mineral. Na dolomita geódica, a interface dolomita/calcita é marcada por um “nível” de material ferruginoso de cor castanha (Figura 17D).

A recristalização, e subsequente alteração química de dolomita precoce, são consideradas processos comuns durante o soterramento progressivo em plataformas carbonáticas (AL-AASM e PACKARD 2000). Assim, as variações químicas e texturais observadas em dolomita do mármore dolomítico da MRB podem ser atribuídas ao processo de soterramento.

A análise isotópica de carbono e oxigênio fornece, para a amostra de brecha dolomítica analisada, valores mais negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  (Tabela 5), o que é indicativo de temperaturas mais altas do ambiente diagenético, como soterramento, embora possa indicar, igualmente, interação de fluidos hidrotermais com os sedimentos (BANHIUK 2007). A mistura de fluidos nessa rocha é também indicada pela presença de bordas de corrosão observadas entre os fragmentos de mármore dolomítico e o cimento do tipo micrítico (Dp1), como mostrado na Figura 14F, indício de desequilíbrio químico entre os fluidos responsáveis pela geração desse material de preenchimento e aquele responsável pela dolomitização do tipo substituição. A esse respeito, a análise microtermométrica de inclusões fluidas torna-se imprescindível para o esclarecimento dessa questão.

A observação criteriosa da variação da amplitude e dos eixos dos estilólitos nas rochas carbonáticas aqui estudadas indica que há várias gerações dos mesmos, sendo que em alguns casos o eixo da deformação principal é perpendicular aos planos de acamamento primário (e.g. Figura 6B), sobretudo nos mármore calcíticos e metamargas, indicando que o processo de estilolitização não se relaciona a esforços tectônicos compressivos, mas a eventos de soterramento. Entretanto, o mais usual nas rochas carbonáticas da MRB é a presença de estilólitos com as mais variadas orientações, por vezes evidenciando a presença de pares conjugados. A dissolução por pressão em função de esforços tectônicos, responsável pela geração de estilólitos, mostra que a tensão máxima é paralela aos picos dos mesmos. Na MRB, a relação temporal dos estilólitos com os veios de calcita também pode evidenciar a atuação de esforços tectônicos com direções variadas (Figuras 5D a F e 6A a C), uma vez que esses veios tanto podem se mostrar anteriores, quanto posteriores à estilolitização. A associação entre estilólitos de baixa amplitude e dolomita do tipo substituição, como as encontradas no mármore dolomítico da MRB, indicam que o processo de dolomitização teve origem por soterramento em profundidades próximas a 500 metros (CHEN *et al.* 2004). Entretanto, a presença de cimento dolomítico sem evidências de corrosão em cavidades pode indicar que a dolomitização se deu em condições de pressões de fluidos suficientemente elevadas para manter o espaço poroso, num contexto de alta pressão litostática (Nielsen *et al.*, 1998; Boni *et al.* 2000); excluindo a possibilidade de dissolução como causa para a

gênese das cavidades (CHEN *et al.* 2004). Não foram encontrados estilólitos associados à dolomita do tipo preenchimento, o que pode indicarr que esforços tectônicos, assim como soterramento, não atuaram na fase final de preenchimento. A intensa estilolitização presente nas rochas da MRB, exceção feita à brecha dolomítica, indica a atuação de intenso *stress* tectônico, que pode, ainda, ter destruído evidências da origem sinsedimentar para essas estruturas.

Estruturas bandadas, tais como as observadas no mármore dolomítico da MRB, são designadas dolomita em zebra (Nielsen *et al.* 1998; Boni *et al.* 2000, Nadjiwon e Morrow 2001; Varol e Matsumoto 2005) e constituem-se pela repetição rítmica de dolomita de cor branca e granulação fina à média, disposta ao longo de uma rede horizontal, interceptada por fraturas verticais a sub-verticais que ocasionam deslocamento (Figura 12C). Tais estruturas são freqüentes em vários ambientes e têm origem controversa, variando de sin-sedimentar a sin-diagenética (Gasparrini 2003). A associação com sulfetos (depósitos do tipo MVT) é uma das características dessa estrutura. Na MRB, a orientação das zebras parece estar controlada por fissuras orientadas de maneira sub-horizontal, onde um dos sistemas é paralelo ao contato com o mármore calcítico. De acordo com Wallace *et al.* (1984 citado por Gasparrini 2003) a formação preferencial de estruturas em zebra ao longo de planos de fissuras pré-existentes implica que os mesmos tenham representado uma zona de fraqueza na rocha, ao longo da qual a circulação de soluções foi favorecida. Nesta pesquisa, optou-se pela classificação de dolomita em zebra onde não havia a presença de cavidades de dissolução com preenchimento em disposição geódica. Nesse caso, a classificação aqui empregada foi a de dolomita geódica, uma vez que a literatura consultada parece pouco esclarecedora na diferenciação entre essas duas estruturas, sendo, por vezes, empregadas como sinônimos (*e.g.* BONI *et al.* 2000).

A dolomita geódica associada à brecha da Mina Rio Bonito constitui-se por cavidade preenchida de maneira rítmica, por vezes concêntrica em função da forma da cavidade, onde alternam-se material de composição dolomítica e cor levemente amarela, níveis de cor castanha, constituídos por goethita, material calcítico, cuja cor varia de branca a rosa e, nos casos onde o preenchimento é completo, a última fase

está representada por quartzo incolor (Figuras 14D, 17A a D). Essa disposição rítmica de preenchimento foi aqui interpretada como indicativa de processo de dedolomitização. Nesses casos, predomina a geração de dolomita do tipo Dp2 e o preenchimento da cavidade pode ocorrer tanto de maneira parcial, quanto total.

Processos de dolomitização hidrotermal relacionados a falhamentos e brechação hidráulica são amplamente citados na literatura especializada, sobretudo ao facilitar a percolação de fluidos por meio de reabertura de descontinuidades na rocha, como superfícies de acamamento, estilólitos e fraturas, seguidas por migração de hidrocarbonetos e associação mineralógica a ela relacionada (COOKE *et al.* 2006; ESTEBAN 2005; ALTOBI *et al.* 2004; HIEMSTRA 2004; BOREEN e DAVIES 2004; ESTEBAN e TABERNER 2002; MOUNTJOY *et al.* 1991). A migração de fluidos ao longo de sistemas de fraturas pode ser responsável por importante cimentação em rochas carbonáticas (MUCHEZ *et al.* 1994; CANTRELL 2004).

O controle tectônico da dolomitização nas rochas da Mina Rio Bonito é indicado pela presença de falhas que marcam o contato entre essas rochas e o mármore calcítico encaixante (Figuras 11A a D). A direção principal do conjunto dolomitizado, N70–80W relaciona-se a fraturas de abertura/fraturas T de partição, enquanto as direções N80–90E e N50–60W correspondem aos pares conjugados de cisalhamento R e R'; a falha transcorrente dextral, componente da falha do Cerne, tem direção N60–70E (GALLINA 2005). A origem da brecha dolomítica por fraturamento hidráulico pode ser evidenciada pela presença de fragmentos de mármore dolomítico em meio às fases carbonáticas tardias e ao sistema de venulação presente nessas rochas (Figuras 18A a D), detalhados mais adiante.

A influência da dolomitização no desenvolvimento de porosidade tem sido amplamente debatida na literatura especializada em função da importância da dolomita em rochas reservatórios. Sucessivas mudanças nas condições de pressão, temperatura e composição promovem a substituição da matriz calcítica por dolomita (Smith 2004); a alteração hidrotermal relacionada a falhamentos aumenta e/ou destrói porosidade em reservatórios carbonáticos. Os processos favoráveis ao desenvolvimento de porosidade do reservatório são dolomitização, lixiviação e

desenvolvimento de microporosidade; os que a destroem incluem precipitação em poros e fraturas de dolomita, anidrita, calcita, quartzo, fluorita, barita, betume, minerais de argila autigênicos, sulfetos (ESTEBAN e SUN 2002, ESTEBAN e TABERNER 2002). Conforme comentado no item 1.1, a dolomitização pode gerar, preservar ou destruir porosidade, dependendo do *fabric* e da textura dos carbonatos a serem substituídos, bem como da composição do fluido, da taxa de substituição e da duração do processo. O aumento de porosidade pode não ser consequência direta da dolomitização, mas das características físicas e químicas que esse processo impõe às rochas, que, por sua vez, favorecem a percolação de soluções (SWART *et al.* 2005). Reações de dissolução a baixas temperaturas podem se constituir em mecanismo importante, também, para o aumento de permeabilidade de rochas metamórficas do embasamento (Mccaig *et al.* 2000).

Reservatórios carbonáticos caracterizam-se por grande heterogeneidade no que se refere à porosidade e permeabilidade (DAVIES 1979; SALLER e YARENKO 1994; SWART *et al.* 2005).

O desenvolvimento de espaço poroso em dolomita do tipo substituição depende principalmente do processo de dissolução que criou os vazios. No caso do mármore dolomítico da MRB, embora não se disponham de dados petrofísicos de detalhe, a baixa taxa de porosidade, conforme evidenciada por análise em lâmina delgada e em microscopia eletrônica de varredura, parece ser a regra. Na brecha dolomítica, tanto o material de preenchimento do tipo Dp1, quanto Dp2, ocuparam a maior parte dos espaços vazios, restando espaço poroso pouco significativo, além de permeabilidade, aparentemente, baixa. A porosidade aqui observada é, preferencialmente, do tipo intergranular, mais raramente, intragranular (Figuras 19A a F). Assim sendo, a quantidade de cimento dolomítico precipitada após o desenvolvimento da cavidade foi importante fator controlador da porosidade total da rocha.

Como a dolomitização é sobretudo um processo de substituição (dissolução precipitação), o fluxo de fluido tem importância considerável, sendo controlado pela

permeabilidade da rocha hospedeira, quantidade e assinatura química do fluido dolomitizante e o gradiente hidráulico (NADER *et al.* 2004).

Os fluidos podem exercer grande influência sobre as propriedades térmica, mecânica, química e mineralógica das rochas crustais durante o metamorfismo, agindo como meio de transporte térmico efetivo, afetando a condutividade térmica e elétrica, compressibilidade, permeabilidade e mecanismos de deformação das rochas envolvidas (DAVIS e FERRY 1993).

Uma grande quantidade de fluidos é liberada durante o metamorfismo progressivo pelas reações de desidratação mineral, onde o fluido, pelo mecanismo de fluabilidade, ascende a partir de maiores profundidades até a superfície (NAKASHIMA 1995). Reações metamórficas liberam até 5% de fluidos, continuamente, entre 300 e 700°C (HANSON 1992). Em rochas sedimentares, H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> são expulsos durante o soterramento. Nos estágios iniciais do soterramento, a fase volátil consiste, geralmente, de H<sub>2</sub>O e sais dissolvidos, encontrando-se sob pressão hidrostática originada pelo fluido em poros interconectados. As fases minerais sólidas estão submetidas a maior pressão litostática e essa diferença de pressão é mantida pela compressão das fases sólidas, que, por sua vez, diminui com o aumento de temperatura (profundidade). Nessas condições, o espaço poroso é fechado, liberando fluidos (WALTHER e ORVILLE 1982), gerando fraturamento hidráulico e, ainda, afetando a migração de elementos de interesse econômico, como hidrocarbonetos (WANG e XIE 1998). De acordo com esses autores, o fraturamento hidráulico ocorre quando a pressão dos poros (hidrostática) atinge magnitude igual ou superior a 85% da pressão litostática. Assim, em função de a permeabilidade da rocha não fraturada não ser suficiente para acomodar o fluxo de voláteis liberado, tem início o fraturamento hidráulico que, de acordo com Walther e Orville (1982) assume morfologia semelhante à bacia de drenagem com padrão dendrítico.

O fraturamento hidráulico é um meio efetivo de transporte de fluido através de rochas com baixa permeabilidade, juntamente com o transporte por infiltração, que

obedece à lei de Darcy, onde o fluxo do fluido ocorre através dos poros da rocha (NAKASHIMA 1995).

Evidências de fraturamento hidráulico em rochas carbonáticas da MRB são encontradas tanto no mármore calcítico, quanto nas rochas dolomitizadas. No primeiro caso, as vênulas com padrão anastomosado preenchidas por calcita podem ter origem por esse mecanismo de fraturamento. Na brecha dolomítica, a presença de fragmentos de mármore dolomítico sem sinais de deformação, nem deslocamento, assim como indícios de corrosão entre o material do cimento e esses fragmentos (Figuras 14 E e F) corroboram essa hipótese. O metamorfismo regional deu-se em condições de fácies xisto verde, onde as temperaturas obtidas por paragêneses mineralógicas apontam para um intervalo entre 200 – 400<sup>o</sup>C, sendo esperadas, nessas condições, intenso processo de devolatilização, com conseqüente aumento de pressão hidrostática e fraturamento hidráulico. Não obstante, análise cinemática detalhada deverá ser realizada, tanto em escala local da mina, quanto em escala regional.

O modelo de dolomitização comumente empregado para explicar a gênese de dolomita em ambiente de soterramento é o modelo de convecção térmica, que fornece um mecanismo em grande escala e duração para a geração de fluidos ricos em Mg em condições subsuperficiais (QING e MOUNTJOY 1989; QING e MOUNTJOY 1994a; GASPARRINI 2003). Caso as temperaturas se tornem suficientemente elevadas para superar as limitações cinéticas, o processo de dolomitização passa a ocorrer e os fluidos podem ser reciclados inúmeras vezes através do carbonato precursor. A circulação convectiva dos fluidos é assegurada pelo aumento do fluxo térmico do embasamento. Esse é o modelo aqui sugerido para a dolomitização ocorrida nas rochas pesquisadas na Mina Rio Bonito, onde o aumento do fluxo térmico pode ter se dado tanto em função de metamorfismo de fácies xisto verde, discutida acima, como de intrusões graníticas próximas, quanto de rochas básicas mesozóicas.. Não obstante, a inexistência de dados microtermométricos tanto nas rochas carbonáticas, quanto em granitos, e de isótopos estáveis (C, O e Sr) tornam essas hipóteses meras especulações.

De maneira resumida e esquemática, pode-se supor uma cronologia de eventos geológicos-geotectônicos para as rochas da Mina Rio Bonito como segue:

**Evento 1:** durante o Mesoproterozóico, em ambiente marinho profundo, houve a deposição de calcário calcítico, com granulações distintas, variando de fina à média, com estratificação plano-paralela e ciclos de *shoaling up*; em resposta ao soterramento, houve a formação de estilólitos;

**Evento 2:** dolomitização de porções do calcário calcítico em ambiente singenético ou diagenético;

**Evento 3:** durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico), ocorreu metamorfismo em condições de fácies xisto verde, com intensa deformação e geração de fraturamento hidráulico;

**Evento 4:** para a formação da brecha dolomítica são estabelecidas duas hipóteses:

*Hipótese 1:* durante o desenvolvimento do Ciclo Brasileiro ocorreu fraturamento hidráulico ligado ao metamorfismo e desenvolvimento da dolomitização do tipo Dp1, com formação do cimento micrítico. No Paleozóico, ocorreu nova fase de dolomitização, gerando o cimento do tipo Dp2 (dolomita em sela), em consequência da reativação de falhas crustais profundas ou intrusões ígneas (diques de diabásio);

*Hipótese 2:* no Paleozóico ocorreu fraturamento hidráulico, com geração dos cimentos Dp1 e Dp2 penecontemporâneos, como consequência da reativação de falhas crustais profundas ou intrusões ígneas (diques de diabásio)

**Evento 5:** processos superficiais no Paleógeno, relacionados à evolução do relevo, promoveram a percolação de fluidos em baixa temperatura, ocasionando o processo de dedolomitização, por meio de dissolução e posterior preenchimento de cavidades.

O quadro da Figura 28 mostra de maneira esquemática a evolução geológico-geotectônica da área.

Eventos	Mesoproterozóico	Neoproterozóico	Paleozóico	Paleógeno
<b>Deposição de calcário calcítico</b>				
<b>Dolomitização</b>				
<b>Metamorfismo/deformação</b>				
<b>Brecha dolomítica (Hipótese 1)</b>				
Cimento Dp1				
Cimento Dp2				
<b>Brecha dolomítica (Hipótese 2)</b>				
Faturamento hidráulico				
Cimentos Dp1 e Dp2				
<b>Dedolomitização</b>				

Figura 28 – Quadro evolutivo esquemático da cronologia de eventos geológico- geotectônicos da área da Mina Rio Bonito.

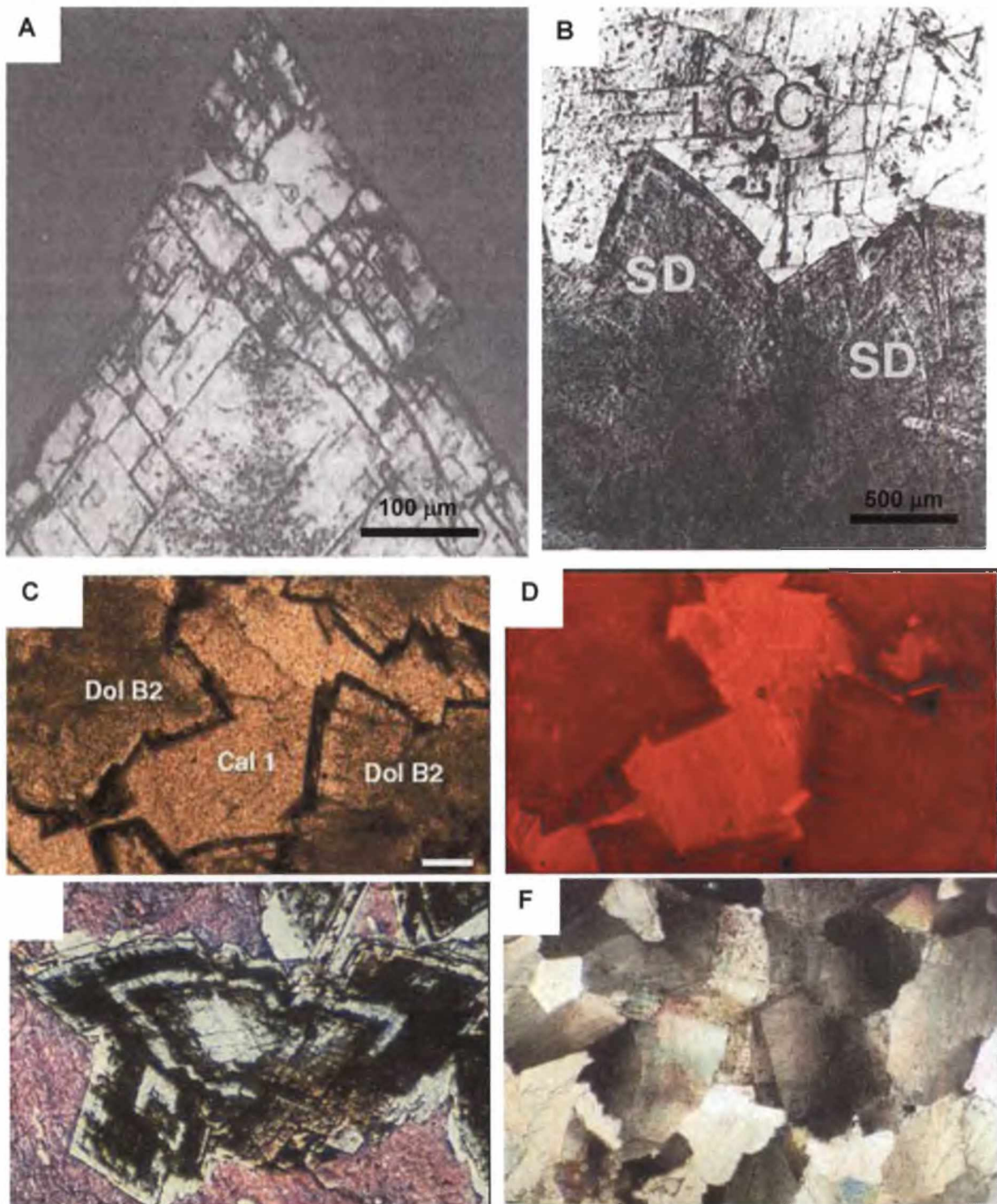


FIGURA 29 – (A) Dolomita em sela com hábito em ponta de lança, zona axial turva em função da presença de inclusões fluidas e borda límpida. Localidade: EUA (Radke e Mathis 1980:1152). (B) Cimento de dolomita em sela (SD) com calcita tardia (LCC) precipitada a partir da dolomita. Localidade: Canadá (Qing e Mountjoy (1994:792). (C) Dolomita em sela (Dol B2), cujas terminações dos cristais são ricas em hidróxidos de cor castanha, as cavidades são preenchidas por calcita Cal 1. Localidade: Espanha (Gasparrini 2003: 185) (D) Mesma imagem anterior em catodoluminescência. Observar as diferentes cores em dolomita e calcita e o zoneamento na calcita. (E) Dolomita em sela parcialmente dedolomitizada (porções róseas). Localidade: Tunísia (Scholle e Ulmer-Scholle 2003:386) (F) Dolomita em sela com extinção ondulante. Localidade: Canadá (Scholle e Ulmer-Scholle 2003:387)

## 5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A dolomitização que afetou o mármore dolomítico da Mina Rio Bonito teve origem em ambiente de soterramento, conforme mostram as evidências obtidas com base em critérios texturais e geoquímicos. O processo ocorreu durante o Mesoproterozóico, sendo do tipo substituição, onde a rocha calcítica pretérita teve a matriz substituída em grande parte por dolomita em cristais com granulação fina à média, distribuição unimodal, secundariamente polimodal, em indivíduos com aspecto turvo e onde a estilolitização e o fraturamento constituíram os condutos principais para a circulação das soluções ricas em Mg.

A brecha dolomítica teve origem durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico), em condições de fraturamento hidráulico originado a partir da devolatilização ocorrida durante o metamorfismo de fácies xisto verde. A dolomitização foi do tipo preenchimento, responsável pela precipitação do material micrítico (Dp1), de composição dolomítica, rico em Fe, originado a partir de fluido em desequilíbrio químico com o fluido responsável pela dolomitização anterior. No Paleozóico, ocorreu nova fase de dolomitização, gerando o cimento do tipo Dp2, em consequência da reativação de falhas crustais profundas ou intrusões ígneas (diques de diabásio). Esse cimento dolomítico está constituído por dolomita do tipo em sela, com indivíduos não-planares, granulação grossa, forte extinção ondulante, que ocorre, ainda, no preenchimento de fraturas, tanto na brecha, quanto no mármore dolomítico. Não deve ser descartada a hipótese de que a dolomita em sela presente nos mármore dolomíticos e aquela encontrada na brecha tenha sido gerada em episódios distintos. Novos dados analíticos e microtermométricos são necessários para esclarecer essa questão.

Processos superficiais no Paleógeno, relacionados à evolução do relevo, promoveram a percolação de fluidos em baixa temperatura, ocasionando o processo de dedolomitização, por meio de dissolução e posterior preenchimento de cavidades. O processo de dedolomitização ocorreu na brecha dolomítica, com a precipitação de

calcita tardia como preenchimento de cavidades em associação à dolomita da geração Dp2. Quartzo completa a última fase de preenchimento dessas cavidades.

As recomendações propostas referem-se à:

a) elaboração de análise cinemática detalhada da tectônica dúctil responsável pelos eventos de dobramentos e cavalgamentos, bem como análise da tectônica rúptil e sua relação com o processo de brechação, estilolitização e geração de fraturamento hidráulico;

b) utilização de técnicas analíticas complementares, tais como catodoluminescência, microsonda eletrônica, microtermometria de inclusões fluidas e isótopos de Sr, com o intuito de se caracterizar domínios texturais mais detalhados nas rochas carbonáticas da Mina Rio Bonito, assim como estabelecer a composição do fluido carbohidrotermal responsável pela formação dos minerais carbonáticos, bem como do quartzo;

c) avaliação da influência térmica dos diques de diabásio na formação do material de preenchimento de cavidades, por meio de amostragem sistemática e caracterização petrográfica e geoquímica;

d) obtenção de novos dados isotópicos de carbono e oxigênio para exata caracterização da origem dos cimentos dolomíticos (Dp1 e Dp2), além da calcita tardia relacionada ao processo de dedolomitização;

e) identificação da composição das estruturas nodulares presentes em metamarga, mármore calcítico e, menos comumente, nas rochas carbonáticas milonitizadas, através da separação manual e posterior análise em difração de raios X e fluorescência de raios X.

## REFERÊNCIAS

ADAMS, J.J.; ROSTROM, B.J.; MENDOZA, C.A. Evidence for two fluid mixing at Pine Point, NWT. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 69-70, p. 103-108. 2000.

AHR, W.M. Hydrothermal dolomite and hydrocarbon reservoirs. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**, April 18-21, 2004.

AL-AASM, I.S.; PACKARD, J.J. Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites. **Sedimentary Geology**, v. 131, p. 97-108. 2000.

ALTOBI, Y.K.; GOLDHAMMER, R.K.; LEHRMANN, D.J. Sequence stratigraphic controls on dolomitization, structural deformation and fracture distribution in carbonate strata, the Cupido Formation, Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**, April 18-21, 2004.

BAHNIUK, A. M. **Controles geológicos e faciológicos da carstificação – Região Metropolitana de Curitiba**. Curitiba. 2007. 98 p. Exame de qualificação (Mestrado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

BANNER, J.L.; HANSON, G.N.; MEYERS, W.J. Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): implications for REE mobility during carbonate diagenesis. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 58, n.3, p. 415-432. 1988.

BONI, M.; PARENTE, G. BECHSTÄDT, T.; De VIVO, B.; IANNACE, A. Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event. **Sedimentary Geology**, v. 131, p. 181-200. 2000.

BONI, M.; IANNACE, A.; KÖPPEL, V.; FRÜH-GREEN, G.; HANSMANN, W. Late to postHercynian hydrothermal activity and mineralization in Southwest Sardinia (Italy). **Economic Geology**, v. 87, p. 2113-2137. 1992.

BOREEN, T.; DAVIES, G.R. **Hydrohermal dolomite and leached limestones in a TCF gas play: the Ladyfern Slave Point Reservoir, NEBC**. Trabalho apresentado no CSPG Dolomites Conference, Jan. 13–15. 2004.

BRAND, U.; VEIZER, J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1: trace elements. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 50, p. 1219-1236. 1980.

BURNS, S.J.; BAKER, PA. A geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, n.1, p. 128-139. 1987.

CAJA, M.A.; MARFIL, R.; GARCIA, D.; REMACHA, E.; MORAD, S.; MANSURBEG, H.; AMOROSI, A. Petrography and geochemistry of dolomite-rich condensed sections: fluid characterization and evolution (Hecho Group, South Central Pyrenean Basin, Spain). **Geophysical Research Abstracts**, v. 8, EUG06-A-09002. 2006.

CANTRELL, D.L. Enhanced porosity development in the Arab-D as a result of alteration by hydrothermal fluids. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**, April 18-21, 2004.

CHEN, D.; QING, H.; YANG, C. Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China. **Sedimentology**, v. 51, p. 1029-151. 2004.

CONIGLIO, M.; SHERLOCK, R.; WILLIAMS-JONES, A.E.; MIDDLETON, K.; FRAPE, S.K. Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. **Special Publication of International Association of Sedimentologists**, v. 21, p. 231-254. 1994.

COOKE, M.L.; SIMO, J.A. UNDERWOOD, C.A.; RIJKEN, P. Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. **Sedimentary Geology**, v. 184, p. 225-239. 2006.

COMPANHIA DE CIMENTOS ITAMBÉ. Disponível em <<http://www.cimentoitambe.com.br>> Acesso em 30 Jan. 2007.

DAVIS, S.R.; FERRY, J.M. Fluid infiltration during contact metamorphism of interbedded marble and calc-silicate hornfels, Twin Lakes area, central Sierra Nevada, California. **Journal of metamorphic geology**, v. 11, p. 71-88. 1993.

DAVIES, G.R. Dolomite reservoir rocks: processes, controls, porosity development. **American Association of Petroleum Geologists Short course on carbonate porosity**. Serie 11, p. C2-C17. 1979.

DAVIES, G. R. Hydrothermal (thermobaric) dolomite and leached limestone reservoirs: general principles genetic connections, and economic significance in Canada **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

DICKSON, J.A.D. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 36, n.2, p.491-505. 1966.

DUGGAN, J.P.; MOUNTJOY, E.W.; STASIUK, L.D. Fault controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west central Alberta, Canada. **Sedimentology**, v. 48, p. 301-323. 2001.

ESTEBAN, M. The burial of carbonate reservoirs: "the rest of the story". **American Association of Petroleum Geologists – Distinguished lecture**. 2005.

ESTEBAN, M.; TABERNER, C. Reconstruction fluid flow evolution fro compressional to extensional regimes. Late corrosive fluids: a key factor for porosity formation and enlargement. **American Association of Petroleum Geologists – Hedberg Conference**. May 14-18. 2002.

ESTEBAN, M.; SUN, Q.S. Carbonate reservoirs: how important is the late diagenesis? **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. March 10-13. 2002

EVAMY, B.D. Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 37, p. 1204-1215. 1967.

FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. São Paulo. 1990. 246 p. Tese de Livre-Docência – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FIORI, A.P. Evolução geológica da Bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 42, p. 7-27. 1994.

FOLK, L. R.; LAND, L.S. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. **American of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 9, p. 60-68. 1975.

FU, Q.; QING, H.; BERGMAN, K. Dolomitization and dedolomitization of the Middle Devonian Winnipegosis carbonates in South-central Saskatchewan. **CSPG – CSEG – CWLS Convention**, p. 258. 2006.

GALLINA, F. **Fatores controladores da variação de MgO nos mármores da Mina Rio Bonito, PR**. Curitiba. 2005. 93 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

GASPARRINI, M. **Large-scale hydrothermal dolomitization in the southwestern Cantabrian Zone (NW Spain): causes and controls of the process and origin of the dolomitizing fluids**. Heidelberg. 2003. 193 p. Tese (Doutorado).- Universidade Ruprecht-Karls. Heidelberg.

GOLDSMITH, J.R.; GRAF, D.L. Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. **The American Mineralogist**, v. 43, p.84-101. 1958

GREGG, J.M. Mississippi Valley-Type mineralization and the development of dolomite petroleum reservoirs. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**, April 18-21, Dallas, Texas. 2004.

GREGG, J.M.; KARAKUS, M. A technique for successive cathodoluminescence and reflected light petrography. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 61, p. 613-635. 1991.

GROOT, K. de Experimental dedolomitization. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 37, p. 1216-1220. 1967.

HANSON, R.B. Effects of fluid production on fluid flow during regional and contact metamorphism. **Journal of metamorphic geology**, v. 10, p. 87-97. 1992.

HARDIE, L.A. Perspectives dolomitization: a critical view of some current views. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, p.166-183. 1987.

HART, B.; ATROSHI, K.A.; SAGAN, J.; TEBO, J. Seismic imaging of diagenesis: a tool for the studying hydrothermal dolomite systems. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M. da C.; SILVA, L.C. da; TROUW, R.A.J.; JANASI, V. de A. Província Mantiqueira. *In*: MANTESSA-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004. p. 203-234.

HIEMSTRA, E.J. The Indian Basin, New Mexico: a tectonically valved hydrothermal dolomite reservoir. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

HITZMAN, M.W. Hydrothermal dolomitization in the carboniferous of the Irish Midlands – Analogues and implications for new reservoir types. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

JOHNSON, A.W.; SHELTON, K.L.; GREG, J.M.; SOMERVILLE, I.D.; WRIGHT, W.R. Dolomite cements and their included fluids in the Irish Midlands: coupling solid ( $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) and fluid (halogens and trace elements) geochemistry to understand multiple fluid interactions during brine migration. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

KATZ, A. Zoned dolomite crystals. **Journal of Geology**, v. 79, p. 38–51. 1971.

KATZ, D.A.; EBERLI, G.P.; SMITH, L.B.; KISLAK, J.; SWART, P.K. Hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

KRETZ, R. A model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 46, p. 1979-1981. 1982.

LINDHOLM, R.C.; FINKELMAN, R.B. Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 42, p.239-242. 1972.

LONNEE, J. Complex fluid evolution in a hydrothermal dolomite reservoir – Devonian Clarke Lake Gás Field, Canada. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

LONNEE, J.; MACHEL, G. Hydrothermal dolomite model: old concept and new challenges. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21, 2004.

LUMSDEN, D.N. Discrepancy between thin-section and X-ray estimates of dolomite in limestone. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 49, n. 2, p. 0429-0436. 1979.

MACHEL, H.G.; LONNEE, J. Hydrothermal dolomite – a product of poor definition and imagination. **Sedimentary Geology**, v. 152, p. 163-171. 2002.

MACHEL, H.G. Recrystallization versus neomorphism, and the concept of ‘significant recrystallization’ in dolomite research. **Sedimentary Geology**, v. 113, p. 161-168. 1997.

MATSUMOTO, R.; IJIMA, A.; KATAYAMA, T. Mixed-water and hydrothermal of the Pliocene Shirahama Limestone, Izu Peninsula, central Japan. **Sedimentology**, v. 35, p. 979-998. 1988.

McCAIG, A.M.; GUEST, R.; GRAHAM, C. Generation of permeability in metamorphic rocks by reaction with basinal brines: dolomitization in the SW Highlands of Scotland. **Goldschmidt 2000 - Journal of Conference Abstracts**, v. 5, p. 684. 2000.

MOUNTJOY, E.W.; HALIM-DIHARDJA, M.K. Multiple phase fracture and fault-controlled burial dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 61, n. 4, p. 590-612. 1991.

MUCHEZ, P.; MARSHALL, J.D.; TOURET, J.L.R.; VIAENE, W.A. Origin and migration of paleofluids in the Upper Visean of the Campine Basin, northern Belgium. **Sedimentology**, v. 41, p. 133-145. 1994.

NADER, F.H.; SWENNEN, R.; ELLAM, R. Reflux stratabound dolostone and hydrothermal volcanism-associated dolostone: a two-stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon). **Sedimentology**, v. 51, p. 339-360. 2004.

NADJIWON, L.; MORROW, D.W. Brecciation and hydrothermal dolomitization of the Middle Devonian Dunedin, Keg River, and Slave Point Formations of northeastern British Columbia. **Rock the Foundation Convention**, June 18-22. Canadian Society of Petroleum Geologists, p.071-1071-8. 2001.

NAKASHIMA, Y. Transport model of buoyant metamorphic fluid by hydrofracturing in leaky rock. **Journal of metamorphic geology**, v. 13, p. 727-736. 1995.

NIELSEN, P.; SWENNEN, R.; MUCHEZ, PH.; KEPPENS, E. Origin of Dinantian zebra dolomites south of the BrabantWales Massif, Belgium. **Sedimentology**, v. 45, p. 727-743. 1998.

PIERSON, B.J. The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. **Sedimentology**, v. 28, p. 601-610. 1981.

PURSER, B.H.; BROWN, A.; AISSAOUI, D.M. Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. **Special Publication of International Association of Sedimentologists**, v. 21, p. 283-308. 1994

QING, H. Petrography and geochemistry of early-stage, fine- and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'île Barrier at Pine Point, Canada. **Sedimentology**, v. 45, p. 433-446. 1998.

QING, H. Geochemical constraints on the origin and timing of paleofluid flow in the Presqu'île barrier reef, Western Canada Sedimentary Basin. *In*: Parnell, J. (ed). **Dating and duration of fluid low and fluidrock interaction**. Geological Society of London, Special Publications, v. 144, p. 173-187. 1998a.

QING, H.; MOUNTJOY, E.W. Rare earth element geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'île Barrier, Western Canada Sedimentary Basin: implications for fluid-rock ratios during dolomitization. **Sedimentology**, v. 41, p. 787-804. 1994.

QING, H.; MOUNTJOY, E.W. Origin of dissolution vugs, caverns, and breccias in the Middle Devonian Presqu'île Barrier, Host of Pine Point Mississippi Valley-Type deposits. **Economic Geology**, v. 89, p. 858-876. 1994a.

QING, H.; MOUNTJOY, E.W. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 78, n. 1, p. 55-77. 1994b.

QING, H.; MOUNTJOY, E.W. Multistage dolomitization in Rainbow Buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 59, n. 1, p. 114-126. 1989.

RADKE, B.M.; MATHIS, R.L. On the formation and occurrence of saddle dolomite. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 50, n. 4, p. 1149-1168. 1980.

REIS NETO, J.M. **A Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico**. São Paulo. 1994. 253 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RHODES, D.; LANTOS, E.A.; LANTOS J.A.; WEBB, R.J.; OWENS, D.C. Pine Point orebodies and their relationship to the stratigraphy, structure, dolomitization, and karstification of the Middle Devonian barrier complex. **Economic Geology**, v. 79, p. 991-1055. 1984.

RITCHER, D.K.; GÖTTE, Th., GÖTZE, J.; NEUSER, R.D. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. **Mineralogy and Petrology**, v. 79, p. 127-166. 2003.

ROCK Color Chart. Boulder, Co: Geological Society of America, 1984.

ROGERS, J. R.; GONZALEZ, L.A.; MACPHERSON, G.L. Microbial precipitation of dolomite in methanogenic groundwater. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21. 2004.

SAGAN, J. Seismic and structural analysis of a hydrothermally dolomitized Trenton-Black. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21. 2004.

SALLER, A.H.; YAREMKO, K. Dolomitization and porosity development in the Middle and Upper Wabamun Group, Southeast Peace River Arch, Alberta, Canada. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 78, n. 9, p. 1406-1430. 1994.

SCHOLLE, P.A.; ULMER- SCHOLLE, D.S. **A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 77, 474 p. 2003.

SEARL, A. Saddle dolomite: a new view of this nature and origin. **Mineralogical Magazine**, v. 53, p. 547-555. 1989.

SIBLEY, D. F.; GREGG, J.M. Classification of dolomites textures. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, n. 6, p. 967-975. 1987.

SIPPEL, R.F.; GLOWER, E.D. Structures in carbonate rocks made visible by luminescence petrography. **Science**, v. 150, p. 1283-1287. 1965.

SMITH, L. Hydrothermal alteration of carbonate reservoirs: how common is it? **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**. April 18-21. 2004.

SWART, P.K.; CANTRELL, D.L.; WESPHAL, H.; HANDFORD, R.; KENDALL, C.G. Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: evidence from petrographic and geochemical constraints. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, n. 3, p. 476-491. 2005

USDOWSKI, E. Synthesis of dolomite and geochemical implications. **Special Publication of International Association of Sedimentologists**. v. 21, p. 345-360. 1994.

VAHRENKAMP, V.C.; SWART, P. K.; RUIZ, J. Episodic dolomitization of late cenozoic carbonates in the Bahamas: evidence from strontium isotopes. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 61, p. 1002-1014. 1991.

VAROL, B.; MATSUMOTO, J. Early and late dolomites in the carbonate platform: an example from Middle Devonian carbonates of the Taurus Mountains, south-central Turkey. **Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen**, v.181/2, p. 135-145. 2005.

VEIZER, J.; DEMOVIC, R. Strontium as a tool in facies analysis. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 44, p. 93-115. 1974.

VIEREK, A. Dedolomityzacja w górnajurajskich skalach węglanowych z okolic Krakowa. **Przegląd Geologiczny**, v. 53, p. 156-161. 2005.

WALTHER, J.V.; ORVILLE, P.M. Volatile production and transport in regional metamorphism. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 79, p. 252-257. 1982.

WANG, C.Y.; XIE, X. Hydrofracturing and episodic fluid flow in shale-rich basins- a numerical study. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 82, n. 10, p. 1857-1869. 1998.

WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. **Earth-Science Reviews**, v. 52, p. 1-81. 2000.

ZENGER, D.H. Dolomitization: a critical view of some current views - discussion. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, p.162-164. 1987.