

ANÁLISE TRIDIMENSIONAL DE POROSIDADE EM ROCHA ASSOCIADA À DOLOMITIZAÇÃO MULTIFÁSICA

Angela Pacheco LOPES¹, Cristina Valle PINTO-COELHO², José Manoel dos REIS NETO (*in memoriam*)³, Clarice MARCHESE⁴

(1) SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. Avenida Antônio Sales, 1418. Joaquim Távora. CEP 60135-101 - Fortaleza, Ceará, Brasil. Endereço eletrônico: angela.lope@cprm.gov.br.

(2) UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ – UFPR. DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – DEGEOL. Centro Politécnico, s/nº, Jardim das Américas. Caixa Postal 19001 - CEP 81531-990 - Curitiba, Paraná, Brasil. Endereço eletrônico: cristinavpc@ufpr.br.

(3) UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ – UFPR. DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – DEGEOL. LAMIR - LABORATÓRIO DE ANÁLISES DE MINERAIS E ROCHAS. Centro Politécnico, s/nº, Jardim das Américas. Caixa Postal 19001 - CEP 81531-990 - Curitiba, Paraná, Brasil.

(4) Universidade Federal do Paraná – UFPR. Departamento de geologia – DEGEOL. LAMIR - Laboratório de Análises de Minerais e Rochas. Centro Politécnico, s/nº, Jardim das Américas. Caixa Postal 19001 - CEP 81531-990 - Curitiba, Paraná, Brasil. Endereço eletrônico: clarmarchese@ufpr.br.

Introdução

Geologia regional e contexto geotectônico

Micro-CT integrada à petrografia em brecha dolomítica

Procedimento analítico e identificação de porosidade associada às fases mineiras

Análise comparativa da porosidade nas rochas dolomíticas

Discussão e conclusões

Agradecimentos

Referências

RESUMO - A visualização tridimensional e a quantificação volumétrica simultânea dos poros e das fases de dolomitização multifásica em rochas carbonáticas por meio de microtomografia de raios X, integrada à petrografia, fornecem dados importantes para análise de rochas reservatório. As rochas coletadas constituem mármore e brechas dolomíticas da Formação Água Clara, porção sul do Cinturão Ribeira, Paraná, Brasil. Os mármore apresentam porosidade total mais baixa (0,2 a 0,5%) que as brechas, as quais possuem valores entre 2 e 9%. Quatro fases principais de dolomitização afetaram os mármore e as brechas estudadas. Estas fases são caracterizadas por distintos tipos texturais de dolomita. A fase 1, constituída por fragmentos de mármore, contém dolomita com granulação fina. Cimento micrítico constituído por dolomita microcristalina rica em ferro, calcita, muscovita e quartzo, na fase 2, envolve os fragmentos da fase 1. A fase 3 é constituída por dolomita em sela de granulação média à grossa, com goethita na superfície de clivagem. Essa fase ocorre em veios e cavidades, por vezes associada à calcita tardia (fase 4). A maior porcentagem de porosidade ocorre associada à dolomita em sela. A preservação de espaços vazios na precipitação destas fases é a hipótese mais provável, principalmente pela forma dos poros.

Palavras-chave: Microtomografia computadorizada de raios X; Petrografia; Porosidade; Dolomita em sela; Formação Água Clara

ABSTRACT - The three-dimensional visualization and the simultaneous quantification of the pore volume and the distinct phases of dolomitization in carbonate rocks through X-ray microtomography and petrography provide important information for reservoir rocks. Rock samples were collected from marbles and dolomite breccias in the Água Clara Formation, in the southern Ribeira Belt, Paraná, Brazil. The marbles have lower total porosity (0.2 to 0.5%) than the dolomite breccias, which show values from 2 to 9%. Four main phases of dolomitization affected the studied marbles and breccias. These phases are characterized by distinct textural types of dolomite. Phase 1 consists of fragments of marble that contains dolomite with a fine-grained texture. Phase 2 corresponds to micritic cement with Fe-rich microcrystalline dolomite, calcite, muscovite and quartz, and it involves fragments of phase 1. Phase 3 is represented by saddle dolomite with medium- to coarse-grained textures and goethite on the cleavage surface. This phase occurs mainly in veins and cavities, and is sometimes associated with late calcite crystallization (phase 4). The highest porosity occurs associated with the saddle dolomite. The preservation of empty spaces during dolomite precipitation is the most likely hypothesis for the porosity formation in these rocks.

Keywords: X-ray computerized microtomography; Petrography; Porosity; Saddle dolomite; Agua Clara Formation

INTRODUÇÃO

As variadas fácies deposicionais e o complexo meio poroso das rochas carbonáticas proporcionam a formação de grandes reservatórios petrolíferos, como Ghawar, na Arábia Saudita, considerado o maior campo

petrolífero do mundo (Swart *et al.*, 2005). A dolomitização é um processo comum nestas rochas e pode gerar, preservar ou destruir a porosidade, dependendo da trama e da textura dos carbonatos, assim como, da composição

dos fluidos envolvidos (Gasparrini, 2003). Cerca de 50% das reservas de petróleo no mundo ocorrem em dolomitos (Warren, 2000), o que demonstra o comum envolvimento de fluidos ricos em carbonato de cálcio e magnésio nestes sistemas, que comumente apresentam dolomitização multifásica, com cristalização de dolomita em sela (Al-Aasm & Packard, 2000; Warren, 2000; Zhang *et al.*, 2009).

O estudo das características petrofísicas das rochas carbonáticas em laboratório tem contribuído para correlação dos litotipos com a capacidade de armazenamento de hidrocarbonetos. Na investigação da porosidade e da permeabilidade, os dados quantitativos do volume de porosidade efetiva são determinados normalmente por métodos que utilizam porosímetro de mercúrio e inferência a partir da densidade medida por picnometria. A grande deficiência de tais técnicas é a impossibilidade de visualização tridimensional e quantificação simultânea destes poros, e conseqüentemente, da sua forma real e conectividade. No entanto, a geometria do meio poroso está diretamente relacionada à permeabilidade. A microtomografia computadorizada de raios X (micro-CT) integrada à petrografia possibilita a análise qualitativa e quantitativa do arcabouço poroso das rochas, conforme demonstrado por Reis Neto *et al.* (2011).

As rochas analisadas foram coletadas em um perfil com mármores e brechas dolomíticas da Formação Água Clara, inserida no Domínio Apiaí, porção sul do Cinturão

Ribeira (Figura 1). Esta formação é constituída por mármore impuro, xisto e quartzito, com intercalações subordinadas de brecha dolomítica, metacherte, metatufo e metabasito. As rochas paraderivadas são associadas a um ambiente deposicional de plataforma continental distal, sendo deformadas e metamorfasadas no Neoproterozóico (Campanha *et al.*, 2008). O perfil estudado está localizado no interior da Mina Rio Bonito, leste do Paraná, sul do Brasil (Figura 1). Análises petrográficas e geoquímicas prévias demonstram, segundo Pinto-Coelho *et al.* (2008), que os processos de dolomitização que atingiram os mármores e as brechas tiveram evolução multifásica, sendo caracterizados por tipos texturais de dolomita, indicativos de origem por substituição e por preenchimento de fraturas e cavidades.

A aplicação da microtomografia de raios X (micro-CT) integrada à petrografia em um contexto geológico previamente estudado em trabalhos de campo, petrografia, microscopia eletrônica, difratometria de raios X e fluorescência de raios X (Pinto-Coelho *et al.*, 2008) permitiu a identificação das fases de dolomitização que propiciaram o aumento da porosidade. A visualização tridimensional e quantificação volumétrica dos poros e a análise concomitante das fases de dolomitização multifásica fornecem dados importantes para análise de rochas reservatório, que incluem algumas implicações sobre a ocorrência de dolomita em sela, que também puderam ser analisadas em 3D.

GEOLOGIA REGIONAL E CONTEXTO GEOTECTÔNICO

As rochas carbonáticas analisadas neste trabalho estão inseridas na Formação Água Clara, originalmente situada no Grupo Açungui, Neoproterozóico do Estado do Paraná, Brasil (Marini *et al.*, 1967). Fritzsos *et al.* (1982) propõem a retirada desta Formação do Grupo Açungui, inserindo-a no Grupo Setuva, posicionado estratigraficamente abaixo do Grupo Açungui, onde é atribuída ao Mesoproterozóico. Outros trabalhos na região corroboraram neste sentido, dentre eles, Soares (1987), Fiori (1990, 1992), e Fiori e Gaspar (1993). Campanha (1991) e Campanha e Sadowski (1999) propõem o termo Supergrupo

Açungui, com a inserção da Formação Água Clara. Fassbinder (1996) demonstra a complexidade no posicionamento estratigráfico das unidades na área, com mais de quarenta colunas geológicas e uma proliferação intensa de nomenclaturas. Pesquisas atuais demonstram com base em dados de geologia isotópica que esta dificuldade no empilhamento estratigráfico das unidades é consequência da associação de terrenos tectono-metamórficos distintos, acrescidos no Neoproterozóico (Basei *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004, 2010; Campanha *et al.*, 2008; Passarelli *et al.*, 2011).

A principal designação geotectônica para a região que inclui as rochas analisadas é Cinturão Ribeira (Hasui *et al.*, 1975; Campanha *et al.*, 2008; Passarelli *et al.*, 2011). Refere-se a uma faixa móvel brasileira situada no sudeste da América do Sul (Figura 1) e abrange gnaisses migmatíticos paleoproterozoicos (Basei *et al.*, 1992; Siga Júnior *et al.*, 1995), seqüências metavulcanossedimentares mesoproterozoicas a neoproterozoicas (Fiori *et al.*, 1990, 1992; Reis Neto, 1994; Weber *et al.*, 2004; Campanha *et al.*, 2008; Siga Júnior *et al.*,

2009), e granitoides neoproterozoicos (Gimenez Filho *et al.*, 2000; Prazeres Filho *et al.*, 2001, Cury *et al.*, 2008) limitados por zonas de cisalhamento. A configuração da porção sul deste Cinturão é resultante de um regime compressional-transpressional, tipicamente caracterizado por uma rede entrelaçada de zonas de cisalhamento de direção nordeste, predominantemente dextrais (Fiori, 1990, Brito Neves & Cordani, 1991; Campanha *et al.*, 2008; Passarelli *et al.*, 2011).

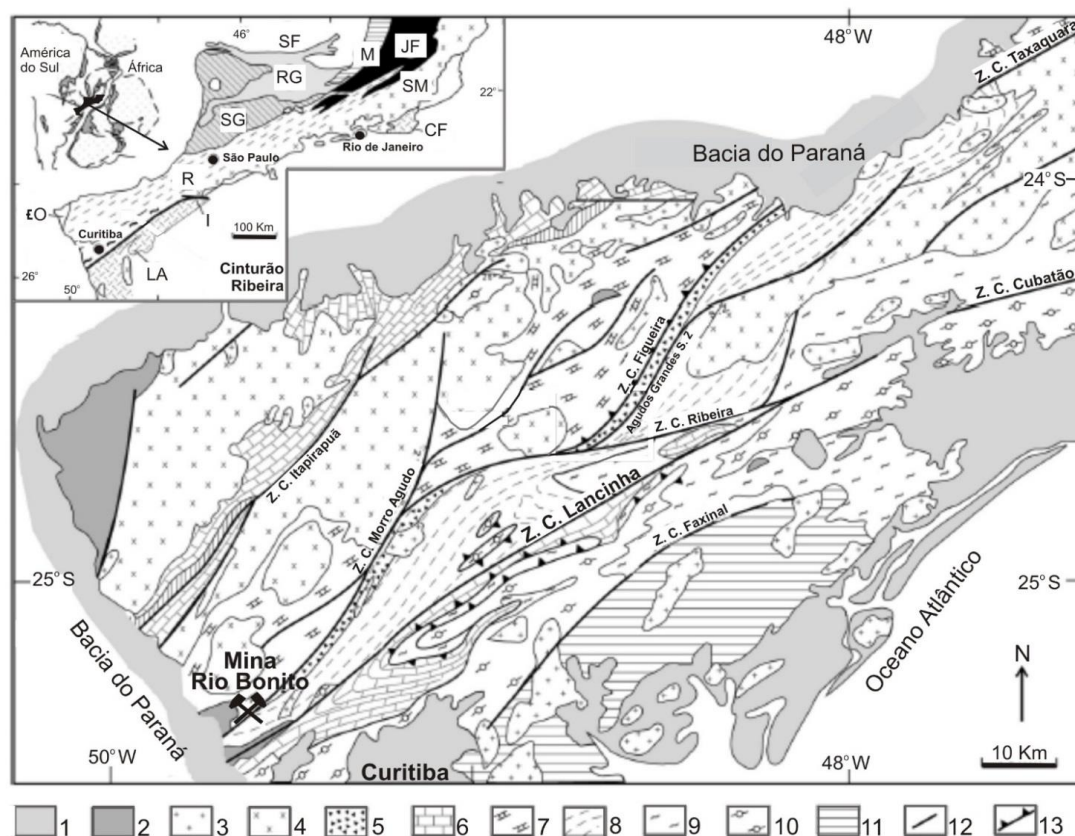


Figura 1. Porção superior esquerda - localização da área de estudo e sua relação com as principais unidades tectônicas do pré-Siluriano, no sudeste do Brasil. Fragmentos e blocos cratônicos: (LA) Luís Alves, (I) Itatins, (SF) São Francisco. Cinturões móveis mesoproterozoicos a neoproterozoicos: (RG) Alto Rio Grande, (SG) Socorro-Guaxupé Nappe, (R) Ribeira. Rochas arqueanas e paleoproterozoicas de alto grau, retrabalhadas no Ciclo Brasileiro: (SM) Serra do Mar, (CF) Cabo Frio, (JF) Juiz de Fora, (M) Mantiqueira. Sequências sedimentares e vulcanossedimentares cambro-ordovicianas (εO). Na porção principal da figura - localização da Mina Rio Bonito e domínios tectônicos do Domínio Apiaí: (1) coberturas fanerozóicos e rochas intrusivas, (2) bacias *pull-apart* tardias, (3) granitos pós-tectônicos, (4) granitos calcioalcalinos sin a pós-tectônicos, (5) Formação Iporanga e unidades correlatas, (6) plataformas de carbonato de águas rasas (Grupo Itaiacoca e Formação Capiru), (7) plataformas carbonáticas distais (Subgrupo Lajeado e Formação Água Clara), (8) seqüências turbidíticas e vulcânicas básicas (Subgrupo Ribeira, incluindo Formação Perau), (9) xistos de ambiente desconhecido (Complexos Embu, Setuva e Turvo-Cajati), (10) Complexo gnáissico-migmatítico (Domínio Curitiba), (11) Complexo Costeiro (Domínio Luís Alves), (12) principais zonas de cisalhamento, (13) zonas de cavalgamento (adaptado de Campanha *et al.*, 2008).

Domínio Apiaí é o nome atribuído às rochas do Cinturão Ribeira localizadas ao norte da Zona de Cisalhamento Lancinha (Figura 1), denominação da porção sul de uma importante

zona de cisalhamento, designada Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão-Arcádia-Itariri (Passarelli *et al.*, 2011), que se estende desde o Rio de Janeiro até a porção sul do Paraná. A

Formação Água Clara, inserida neste Domínio (Figura, 1), é uma sequência metavulcanossedimentar com estruturação principal nordeste. Contém mármore, rocha calciossilicática bandada, micaxisto, anfibólio xisto e quartzito, com ocorrência de brecha dolomítica, metacherte, metatufo básico e intermediário e metabasito. As rochas metassedimentares são atribuídas a um ambiente marinho de águas rasas, associado à plataforma continental rasa (Fiori, 1990, 1994; Kops, 1994) e plataforma continental distal (Campanha *et al.*, 2008). As rochas metabásicas desta unidade apresentam características geoquímicas que podem ser atribuídas a diversos ambientes tectônicos. Segundo Frascá *et al.* (1990), contêm basaltos shoshoníticos de arco magmático maturo. Para Maniesi & Oliveira (2000) e Weber *et al.* (2004), o magmatismo básico sugere ambiente de bacia retroarco, sendo que estes autores acrescentam a possibilidade de ambiente distensivo.

A Mina Rio Bonito, inserida neste contexto, contém rochas com estruturas primárias, onde o acamamento sedimentar é preservado, constituídas por metamargas e mármores calcíticos; rochas carbonáticas milonitizadas; rochas dolomíticas (mármore e brecha dolomítica) e diques de diabásio de direção NW. À exceção dos diques de diabásio, as demais rochas foram submetidas a

metamorfismo em condições de fácies xisto verde, no Ciclo Brasileiro (Pinto-Coelho *et al.*, 2008). Weber *et al.* (2004) apresenta idades U-Pb convencional e SHRIMP de 1590 - 1470 Ma, interpretadas como cristalização de zircões e formação destas rochas; e idades associadas ao metamorfismo (com base em sobrecrecimento dos zircões), que segundo os autores, atinge condições de fácies anfibólito, em intervalo de 600 - 580 Ma. Para Pinto-Coelho *et al.* (2008), a dolomitização que afetou o mármore teve origem em ambiente de soterramento. A estilolitização e o fraturamento constituíram os condutos principais para a circulação das soluções ricas em Mg. A formação da brecha dolomítica ocorreu provavelmente em condições de fraturamento hidráulico, onde novo processo de dolomitização propiciou a precipitação de material micrítico, rico em Fe. Dolomita em sela de granulação grossa ocorre preenchendo fraturas e cavidades do mármore e da brecha, demonstrando nova ativação do sistema, que foi posteriormente modificado pela precipitação de calcita tardia. O desenvolvimento da porosidade nas fases de dolomitização não havia sido bem compreendido em trabalhos anteriores na Mina Rio Bonito pela própria dificuldade de análise de porosidade por petrografia e microscopia eletrônica, conforme discutido posteriormente.

MICRO-CT INTEGRADA À PETOGRAFIA EM BRECHA DOLOMÍTICA

A microtomografia computadorizada de raios X (micro-CT) tem sido cada vez mais utilizada no estudo de porosidade e permeabilidade em rochas (Geet *et al.*, 2000; Wildenschild *et al.*, 2002; Appoloni *et al.*, 2007; Cnudde *et al.*, 2009; Flukiger & Bernard, 2009; Long *et al.*, 2009; Tsakiroglou *et al.*, 2009; Izgec *et al.*, 2010; Jacques *et al.*, 2014). A técnica permite a visualização do arcabouço poroso das rochas e a quantificação simultânea do volume, forma e distribuição espacial dos poros. Neste tipo de análise, dados relacionados ao tamanho, forma, distribuição e conectividade dos poros são obtidos pelo processo analítico não destrutivo do interior da rocha, sem preparação prévia, nas seções bidimensionais e/ou no volume analisado. A quantificação e a caracterização de poros por meio de

processamento de imagem são procedimentos comuns, que anteriormente eram feitos via escaneamento de numerosas lâminas petrográficas impregnadas. Métodos matemáticos eram utilizados para as inferências volumétricas relativas aos poros, obtidas pela integração das seções delgadas escaneadas (Diógenes, 2009). Na técnica de micro-CT este processo é mais rápido e representativo, pelas centenas de seções bidimensionais resultantes do processo analítico, que podem ser integradas automaticamente para formulação da imagem tridimensional. Trabalhos que utilizam as imagens e dados quantitativos de micro-CT em estudos de permeabilidade e fluxo dinâmico (Akin & Rousek, 2003; Géraud *et al.*, 2003, Daian *et al.*, 2004, Karpyn *et al.*, 2009; Ovaysi & Piri, 2010) têm demonstrado que o potencial

da técnica vai além da análise da porosidade nos estudos petrofísicos.

Pesquisas por meio de micro-CT têm sido amplamente difundidas nas geociências (Duliu, 1999; Cnudde *et al.*, 2006). Em rochas, a técnica tem contribuído também para quantificação volumétrica e visualização tridimensional de fases minerais (Geet *et al.*, 2000; Tricart *et al.*, 2000; Císlerová & Votrubová, 2002; Carlson *et al.*, 2003; Ketcham, 2005; Ketcham & Iturrino, 2005; Gualda & Rivers, 2006; Remeysen & Swennen, 2008; Jerram *et al.*, 2009; Long *et al.*, 2009; Izgec *et al.*, 2010; Lopes *et al.*, 2011). No entanto, apenas fases minerais com atenuação de raios X distintas são facilmente separadas pela técnica. A correlação e a identificação das fases minerais resultantes das análises de micro-CT devem ser executadas por outros métodos, pois se trata de uma análise física. Reis Neto *et al.* (2011) demonstram as vantagens da aplicação da micro-CT integrada à petrografia, onde os minerais podem ser identificados na análise óptica e correlacionados ao estudo em 3D e quantificações automatizadas permitidas pela análise por micro-CT. Os mesmos princípios são adotados na análise das rochas da Mina Rio Bonito, porém, são apresentadas comparações petrográficas diretas entre as lâminas petrográficas e as respectivas seções microtomográficas, o que facilita e assegura a identificação de fases minerais e comparação do arcabouço poroso.

Procedimento analítico e identificação de porosidade associada às fases mineiras

As análises petrográficas e de micro-CT apresentadas nesta pesquisa foram realizadas no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná (UFPR). A microscopia óptica foi feita em microscópio Olympus BX60 e as análises de micro-CT em microtomógrafo Skyscan, modelo 1172. O equipamento possui a fonte de raios X com geometria em feixe cônico (*cone beam* – Sarkar *et al.*, 2004), rotação com passos precisos e pequena abertura (5 μm) que reduz a dispersão. O detector consiste em uma câmera de 10 megapixels (4000 x 2300) com CCD (dispositivo de carga acoplado) de 12 bits e cintilador por fibra óptica. A corrente pode

variar de 0 a 300 μA e a tensão entre 20 e 100 kV. Estes fatores influenciam diretamente na intensidade e na energia do feixe produzido.

A etapa de aquisição das imagens de raios X no microtomógrafo foi por meio do *Software Skyscan 1172 Control Program* (Sassov, 2009). O tempo de aquisição varia de minutos a horas, dependendo do tamanho das amostras e dos parâmetros selecionados (principalmente o tamanho do pixel e o tempo de exposição). O resultado desta etapa constitui centenas de imagens de projeções de raios X da amostra, utilizadas posteriormente para reconstrução das seções microtomográficas. A figura 2A mostra a brecha dolomítica analisada com 20 mm de largura, 21 mm de altura e 9 mm de espessura. O ideal é analisar amostras com maior simetria, mas como esta amostra havia sido analisada por vários métodos (Pinto-Coelho *et al.*, 2008), optou-se por conservá-la no mesmo formato na análise de micro-CT. A brecha é constituída por fragmentos de mármore dolomítico de cor cinza e granulação muito fina a fina, que variam de angulosos a subangulosos, envolvidos por material ferruginoso. A amostra foi primeiramente posicionada na horizontal no compartimento interno do microtomógrafo para obtenção direta de seções correspondentes às lâminas petrográficas, que foram posteriormente confeccionadas. Porém, melhores resultados foram obtidos quando a mesma amostra foi posicionada na vertical, conforme apresentada na figura 2A. Essa etapa de aquisição teve a duração de quatro horas e trinta minutos, com tamanho de pixel de 12 micrometros na imagem e rotação da amostra em 360°. Foi utilizado filtro de cobre e alumínio, que, em amostras densas, filtra raios de baixa energia e reduz o efeito *beam hardening*, comum em amostra de rochas. Foi aplicada a tensão máxima do equipamento (100 kV) e corrente de 100 μA , conforme recomendado em Reis Neto *et al.* (2011). Após a aquisição das imagens de projeção dos raios X, única etapa que necessita ser executada no microtomógrafo, foi feita a reconstrução das seções de micro-CT no *software NRecon* (Liu, 2010) por meio do cálculo algorítmico de FDK-*Feldkamp-Davis-Kress* (Feldkamp *et al.*, 1984), utilizando um cluster de quatro computadores. O tempo de reconstrução foi de quarenta e quatro minutos e

foram reconstituídas 1304 seções de micro-CT em extensão TIFF.

As fases minerais da brecha dolomítica denominadas: fragmentos de mármore (1), cimento micrítico constituído por dolomita microcristalina rica em ferro (2), dolomita em sela (3) e calcita (4) foram adotadas de Pinto-Coelho *et al.* (2008), com correlação direta nas seções microtomográficas. A figura 2B apresenta uma das seções microtomográficas com alteração de cores em RGB (para intensificação do contraste) com as respectivas fases, que podem ser correlacionadas diretamente com a porção frontal da amostra polida (Figura 2C). Após as etapas de aquisição e reconstrução das seções microtomográficas, a amostra foi cortada para confecção de lâmina petrográfica. Conforme havia sido constatado por Pinto-Coelho *et al.* (2008), a fase 1, correspondente a fragmento de mármore dolomítico, contém dolomita do tipo substituição, com distribuição unimodal e granulação muito fina a fina (Figura 2D). Os fragmentos de mármore dolomítico causam atenuação de raios X relativamente homogênea,

porém, em alguns locais, devido à fragmentação intensa, os limites dos fragmentos ficam menos nítidos (Figura 2B). A fase 2, cimento micrítico de cor acastanhada presente entre os fragmentos de mármore, é constituída principalmente por dolomita microcristalina rica em ferro. A análise por difratometria de raios X executada por Pinto-Coelho *et al.* (2008), realizada após a separação manual por broca elétrica, mostrou a presença de calcita, muscovita, goethita e quartzo, além da dolomita neste cimento. A figura 2E mostra o contato desta fase com um fragmento de mármore e a fase 3, constituída por dolomita em sela. O hábito em ponta de lança característico da dolomita em sela é nítido. A granulação varia de média a grossa, com distribuição polimodal, onde o núcleo comumente exhibe aspecto turvo e bordas límpidas (Figura 2F). A fase 4, constituída por calcita tardia, foi verificada principalmente em vênulas, veios e cavidades, por vezes associada ao quartzo. É constituída por calcita de granulação fina a média, com distribuição unimodal (considerando o tamanho de grão) e aspecto límpido.

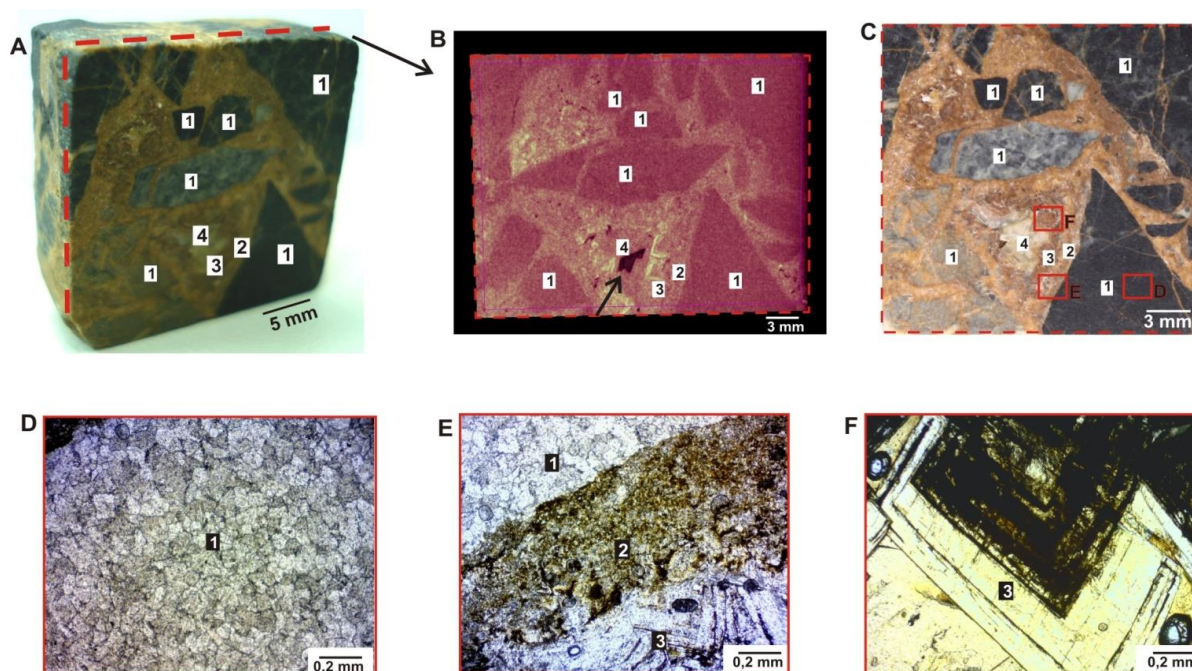


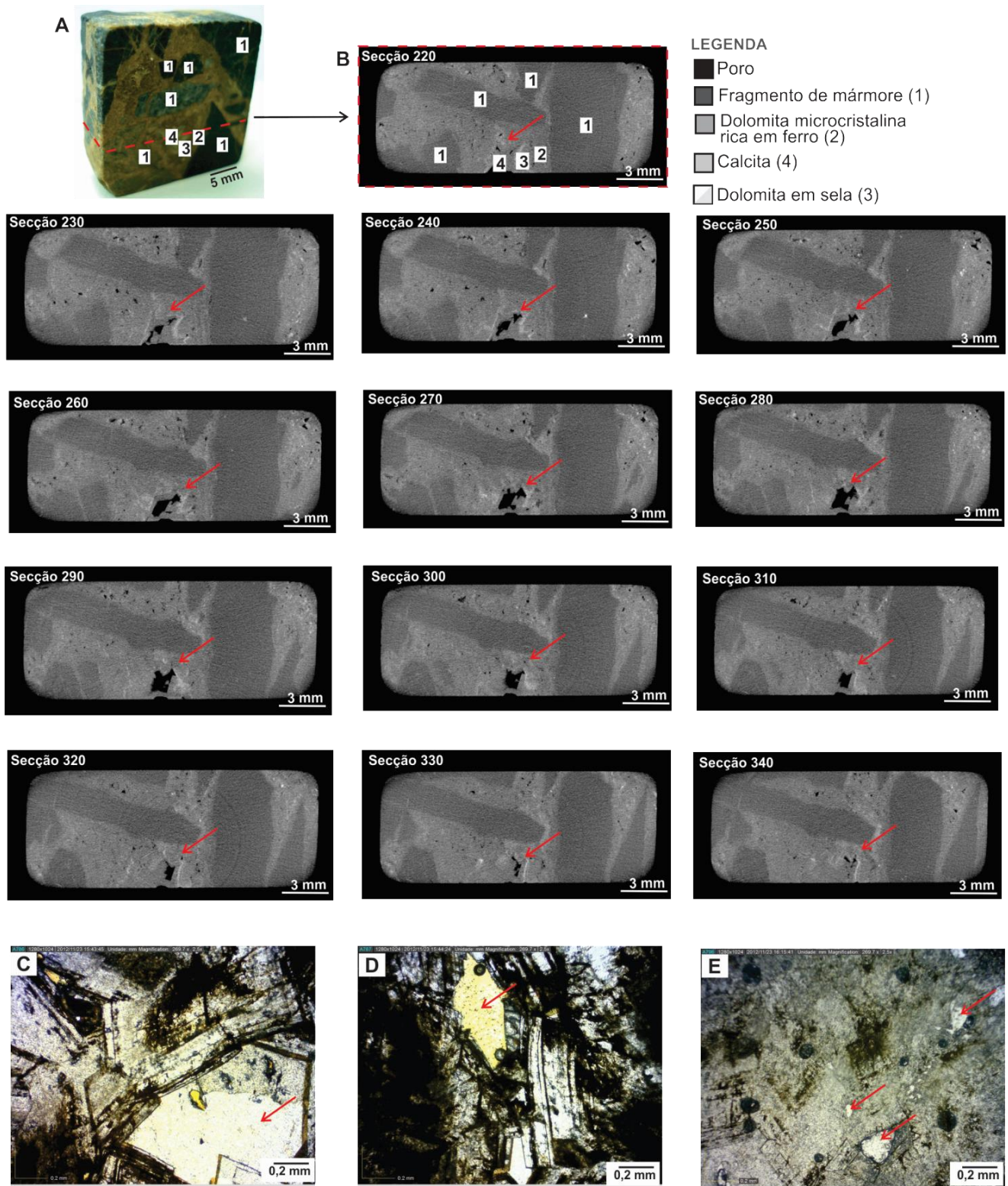
Figura 2. Micro-CT integrada à petrografia na análise de fases minerais de brecha dolomítica. A) Amostra com demarcação das fases: fragmento de mármore dolomítico (1), cimento micrítico formado principalmente por dolomita microcristalina rica em ferro (2), dolomita em sela (3) e calcita tardia (4); B) Seção microtomográfica vertical com realce em vermelho e correlação das fases detectadas, onde a seta está indicando a maior cavidade da amostra; C) Porção frontal da rocha analisada, polida para melhor correlação das fases, com localização das fotomicrografias (Figuras D, E, F); D) Fotomicrografia do mármore dolomítico (fase 1) mostrando dolomita do tipo substituição; E) Contato entre o fragmento de mármore (fase 1), o cimento micrítico (fase 2) e a fase 3, constituída por dolomita em sela. F) Detalhe da dolomita em sela (fase 3) com hábito em ponta de lança, bordas límpidas e goethita ao longo da superfície de clivagem.

Nas seções de micro-CT transversais à amostra (Figura 3A), fica evidente a incidência de poros associada às fases 2 (cimento micrítico), 3 (dolomita em sela) e 4 (calcita tardia), sendo as cavidades de maiores dimensões envolvidas por dolomita em sela, visível na imagem de micro-CT, principalmente pela maior atenuação de raios X em planos de clivagens preenchidos por goethita (Figura 3B). A figura 3B apresenta 13 das 1304 seções de micro-CT resultantes do processo de reconstrução, onde os *slices* foram selecionados de 10 em 10, a fim de demonstrar a geometria da maior cavidade da amostra. O início da abertura da cavidade, com faces retilíneas, envolvida por dolomita em sela, é verificado no *slice* 220, atingindo as maiores dimensões no *slice* 280 e culminando no fechamento do poro no *slice* 340. Os *slices* podem ser analisados a cada distância permitida pela resolução, que no caso desta amostra, corresponde a 12 micrometros. No entanto, a distância de 120 micrometros entre um *slice* e outro foi utilizada para maior representatividade da progressão do poro (Figura 3B). A correlação da porosidade visualizada na micro-CT com a análise petrográfica demonstra a consistência das análises de micro-CT. As maiores cavidades são envolvidas por dolomita em sela e subédricas (Figuras 3C, D). Na fase 2, e no contato entre as fases 2 e 3, os poros variam de subédricos a anédricos e ocorrem em menores dimensões (Figura 3E), o que também foi constatado nas seções microtomográficas (Figura 3B).

A partir das seções de micro-CT, diversos procedimentos podem ser adotados, dependendo do objetivo. O tratamento dos dados permite muitos artifícios, como filmes tridimensionais que permitem rotacionar, cortar e até entrar nos poros da rocha virtualmente, facilitando a análise minuciosa das amostras. Neste trabalho foram utilizados os programas computacionais da SkyScan: CTAnalyser – CTAn (Kharitonov, 2003), CTVol (Kharitonov, 2010) e CTVOx (Boons, 2010), para tratamento dos dados, no sistema Windows. Inicialmente foi utilizado o software CTVOx que gera a imagem tridimensional da amostra diretamente das seções microtomográficas e permite uma

análise do interior da rocha sem qualquer subjetividade que possa ocorrer na separação manual das fases em sistema binário. A comparação entre o modelo tridimensional e a amostra demonstra a correspondência das fases virtuais e reais (Figuras 4A, B). Porém, cortes micrométricos foram executados nas bordas do modelo virtual devido a sombreamentos formados nos cortes de borda, comuns neste tipo de análise, sendo que as pequenas variações nos contornos das fases são decorrentes destes cortes. Análise tridimensional minuciosa foi executada em todo o interior da amostra, onde foi confirmada a incidência de porosidade associada às fases 2, 3 e 4 em todo o volume. A figura 4C apresenta uma das possibilidades de corte virtual progressivo na amostra, onde a maior cavidade mostrada bidimensionalmente na figura 3B, pode ser visualizada de forma tridimensional. Os números romanos de I a VII indicam progressivamente o início da abertura da cavidade e o seu fechamento, por meio de cortes micrométricos virtuais na amostra, onde a forma subédrica do poro é verificada também em 3D e onde cada poro é analisado individualmente.

Por meio de um sistema binário no software CTAn foi feita a separação dos poros e de fases minerais contrastantes. Esta etapa é a mais difícil e exige um conhecimento petrográfico das amostras para obtenção de resultados acurados. Além disso, é importante estar ciente do limite imposto pela resolução do equipamento, que no caso da amostra de brecha dolomítica é de 12 micrometros (sendo que nenhum objeto menor que este valor será visualizado e quantificado). Após a separação das fases minerais, elas podem ser analisadas individualmente no volume. Um dos modelos tridimensionais gerados nesta etapa é visualizado na figura 4D, no qual foi aplicada transparência nas fases 1, 2 e 4, ressaltando a fase 3 e os poros, demonstrando novamente a maior incidência de poros maiores envolvidos pela dolomita em sela. A geometria do arcabouço poroso foi analisada ainda com o isolamento da fase poro, no qual se observam alguns alinhamentos de poro, que serão discutidas posteriormente (Figura 4E).



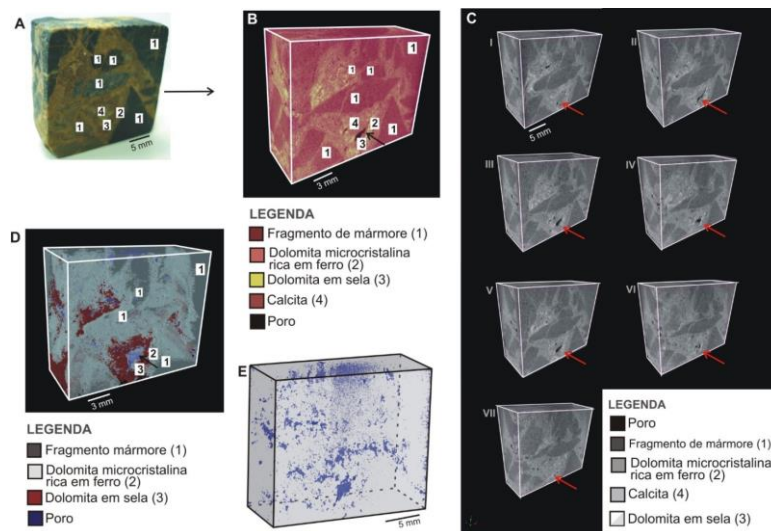


Figura 4. Análise tridimensional de brecha dolomítica da Mina Rio Bonito – PR, com demarcação das fases. A) Amostra. B) Modelo tridimensional elaborado a partir das seções microtomográficas, sem separação das fases minerais, onde a seta indica a maior cavidade envolvida pela dolomita em sela. C) Evolução da cavidade indicada pela seta, desde a abertura até o fechamento, visualizada por meio de cortes micrométricos no modelo tridimensional. D) Modelo tridimensional elaborado após a separação das fases minerais, com aplicação de transparência nas fases 1, 2 e 4, mostrando a incidência de poros maiores entre a dolomita em sela ou envolvidos pela mesma. E) Modelo tridimensional mostrando a geometria do arcabouço poroso isolado.

ANÁLISE COMPARATIVA DA POROSIDADE NAS ROCHAS DOLOMÍTICAS

As rochas dolomíticas da Mina Rio Bonito foram divididas em mármore dolomítico e brecha dolomítica. A ocorrência principal destas rochas se estende, em afloramento, ao longo de 60 metros, com direção preferencial N70-80W, onde foram coletadas as amostras para comparação qualitativa e quantitativa da porosidade e de fases minerais (Figura 5). O mármore dolomítico possui cor cinza escuro, granulação fina à média e acamamento primário preservado. Ocorre venulado e com ocorrências localizadas de estilólitos. As vênulas têm espessuras e direções variáveis, sendo milimétricas a centimétricas. São predominantemente anastomosadas e possuem preenchimento por calcita de cor branca, rósea

e levemente amarela. Os mármore dolomíticos ocorrem localizadamente brechados, o que lhes confere coloração castanho-amarelada, em função da percolação por água meteórica rica em ferro (Pinto-Coelho *et al.*, 2008). Descrição detalhada das brechas é apresentada no item anterior. As amostras no *front* de dolomitização, representadas pelas identificações PT-09, 13-30, 13-45 e 13-60, foram coletadas em perfil realizado ao longo dos 60 m de brecha. Outras ocorrências de menor porte (centimétricas a métricas) são verificadas na Mina, comumente com a mesma direção preferencial. As amostras de mármore calcítico (5A e 10) foram coletadas na porção NE da Mina, devido à maior preservação.

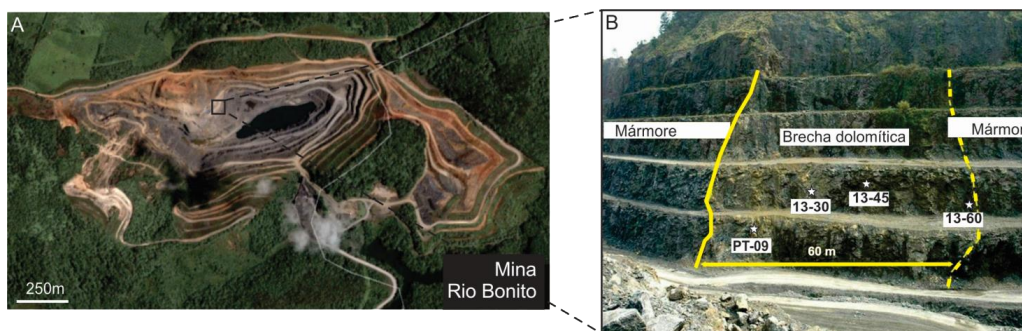


Figura 5. Mina Rio Bonito (A) e fotografia do afloramento com a localização das amostras de brecha dolomítica utilizadas para as análises comparativas (B).

Para a análise comparativa entre o mármore dolomítico e a brecha dolomítica por meio de micro-CT, além dos procedimentos supracitados, as amostras foram analisadas com o mesmo tamanho (cubos com 5 mm de lado) e mesma resolução (6 micrometros). Duas amostras de mármore dolomítico foram analisadas (Figura 6). A homogeneidade, anteriormente verificada nos fragmentos deste litotipo nas brechas, é visível, e é demonstrada em uma das 1000 seções microtomográficas analisadas na amostra de mármore selecionada (amostra 5 - Figura 6A). Três fases principais são identificadas: poro, rocha (mármore) e minerais opacos, sendo que estes ocorrem no mesmo tom (da escala de cinza) das vênulas preenchidas por óxido de ferro. No modelo tridimensional, sem separação prévia das fases, um tom de cinza mais escuro indica a presença provável de estilólitos descontínuos, que não foram individualizados pela falta de continuidade e espessura necessária nesta resolução. A porção branca, com maior atenuação de raios X, corresponde a um plano descontínuo preenchido por óxido de ferro (Figura 6B). A petrografia nestas amostras demonstra a correspondência das fases identificadas, na qual o mármore é constituído principalmente por dolomita do tipo substituição e distribuição unimodal, com aspecto turvo localizado. Vênulas preenchidas por óxido de ferro, outra geração preenchida por calcita e minerais opacos também são observados (Figura 6C). As fases detectadas na micro-CT foram separadas e quantificadas. Nota-se que a porosidade é muito baixa neste litotipo, com valor aproximado de 0,2% no volume analisado, sendo 0,1% considerados porosidade com conectividade (Figura 6D). O modelo tridimensional executado após a separação destas fases em sistema binário (Figura 6E) demonstra boa correspondência com o modelo 3D executado automaticamente pelo programa (Figura 6B), o que sugere acuidade na separação das fases. Na seção microtomográfica selecionada da amostra 10 (Figura 6F) foram identificadas as mesmas fases verificadas na amostra 5, com maior incidência de minerais opacos e planos com menor atenuação de raios X correlacionados aos estilólitos, melhor visualizados no modelo tridimensional (Figura 6G). Ainda sem

binarização, os minerais opacos foram isolados para visualização tridimensional (Figura 6H), demonstrando a ocorrência em formas anédricas com dimensões variadas, dispersas na amostra. A amostra 10 contém porosidade mais alta que a amostra 5 (0,5%) (Figura 6I), na qual se percebe uma concentração maior de poros associados aos estilólitos (Figura 6J), porém, a porosidade é ainda muito baixa, considerando que os reservatórios apresentam porosidades de 8 a 13% (Spadini & Marçal, 2005).

Nas três amostras de brecha dolomítica analisadas por micro-CT para comparações com o mármore dolomítico, a porosidade é maior (Figura 7). As fases sugeridas por Pinto-Coelho *et al.* (2008), fragmentos de mármore dolomítico (1), cimento micrítico (2), dolomita em sela (3) e calcita tardia (4) são detectadas nestas amostras. Uma seção microtomográfica de cada amostra foi selecionada após o estudo bidimensional das 1000 seções resultantes de cada rocha analisada, demonstrando a ocorrência de fases minerais e porosidade em proporções variadas, como é de se esperar neste tipo de rocha. Novamente fica nítida a ocorrência de cavidades de maiores dimensões associadas à dolomita em sela, as quais possuem limites predominantemente retilíneos (amostras 13-30 e 13-45 - Figura 7A). Na seção tomográfica da amostra 13-60, a porosidade no cimento micrítico, constituído por dolomita microcristalina, possui menores dimensões. Nesta seção microtomográfica nota-se ainda um alinhamento dos microporos paralelo ao contato com o fragmento de mármore dolomítico, onde os poros variam de subédricos a anédricos. Uma vênula ocorre seccionando o fragmento, com terminação no contato entre as fases 1 (fragmento de mármore) e 2 (cimento microcristalino).

A ocorrência de dolomita em sela é menor na amostra 13-30, sendo que as maiores cavidades estão associadas a esta fase (Figura 7B). A visão de outro ângulo da amostra demonstra novamente a dolomita em sela envolvendo as maiores cavidades e o cimento micrítico envolvendo este tipo de dolomita (Figura 7C). São observados ainda fragmentos angulosos de mármore de diversos tamanhos cimentados pela fase 2. Após a separação das fases na amostra, a imagem possui diversos recursos que privilegiam a visualização interna

da rocha, conforme demonstrado na Figura 7D, onde a aplicação de transparência em algumas fases, auxilia a visualização de outras fases de interesse, como a porosidade, melhor visualizada na Figura 7D. Os dados quantitativos principais obtidos nesta amostra (visualizados na Figura 7E) demonstram uma maior porcentagem total de porosidade (2%) que a verificada no mármore dolomítico, porém, considerada ainda muito baixa para um reservatório. Como a heterogeneidade é uma característica típica das brechas dolomíticas, a amostra 13-45 contém uma porcentagem de fases contrastantes com a amostra anteriormente citada. O corte virtual progressivo dos *slices* da porção superior da amostra revela uma conectividade alta entre as cavidades (Figura 7F), o que fica ainda mais nítido no modelo tridimensional executado após

a separação das fases (Figura 7G). O total de porosidade nesta amostra é de 9%, sendo 6% de poros considerados com conectividade (Figura 7H). Na amostra 13-60, a visualização de porosidade subédrica envolvida por dolomita em sela, que por sua vez é circundada pelo cimento micrítico é clara. O fragmento de mármore apresenta vênulas preenchidas por outra fase de material carbonático, visualizadas nos dois ângulos (Figuras 7I, J). O modelo elaborado após a separação das fases permite melhor visualização da porção interna da rocha tridimensionalmente, no qual a aplicação de transparência demonstra que o envolvimento das cavidades por dolomita em sela ocorre em todo volume (Figura 7K). Esta amostra apresenta 4% de porosidade, sendo 3% considerada com conectividade (Figura 7L).

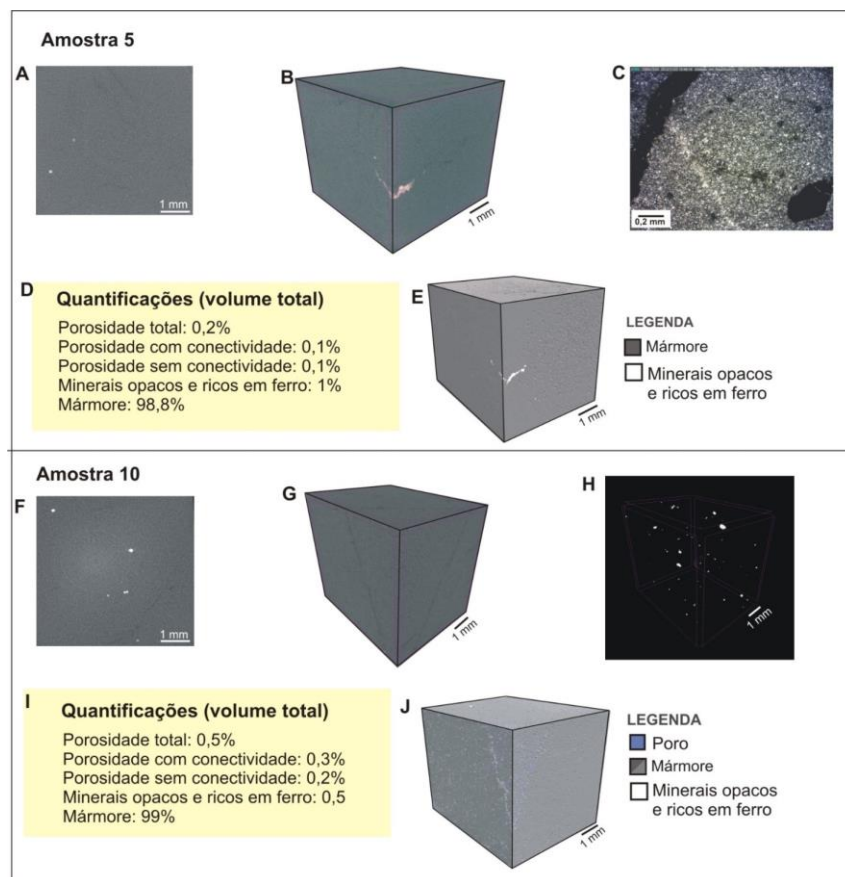


Figura 6. Micro-CT em mármore da Mina Rio Bonito. A) Uma das 1000 seções microtomográficas analisadas na amostra 5 demonstrando a ocorrência de duas fases principais de atenuação dos raios X. B) Modelo tridimensional mostrando a ocorrência de planos descontínuos com maior atenuação de raios X correlacionados às vênulas preenchidas por óxido de ferro. C) Fotomicrografia exibindo mármore dolomítico constituído principalmente por dolomita de substituição e minerais opacos, com vênulas preenchidas por óxido de ferro e vênulas de calcita. D) Principais quantificações na amostra 5. E) Modelo tridimensional resultante da separação de fases. F) Seção microtomográfica da amostra 10. G) Estilólitos em modelo tridimensional (porções retilíneas mais escuras). H) Distribuição dos minerais opacos no volume. I) Principais quantificações na amostra 10. J) Distribuição da porosidade na amostra 10, com maior concentração de poros no plano de estilolização.

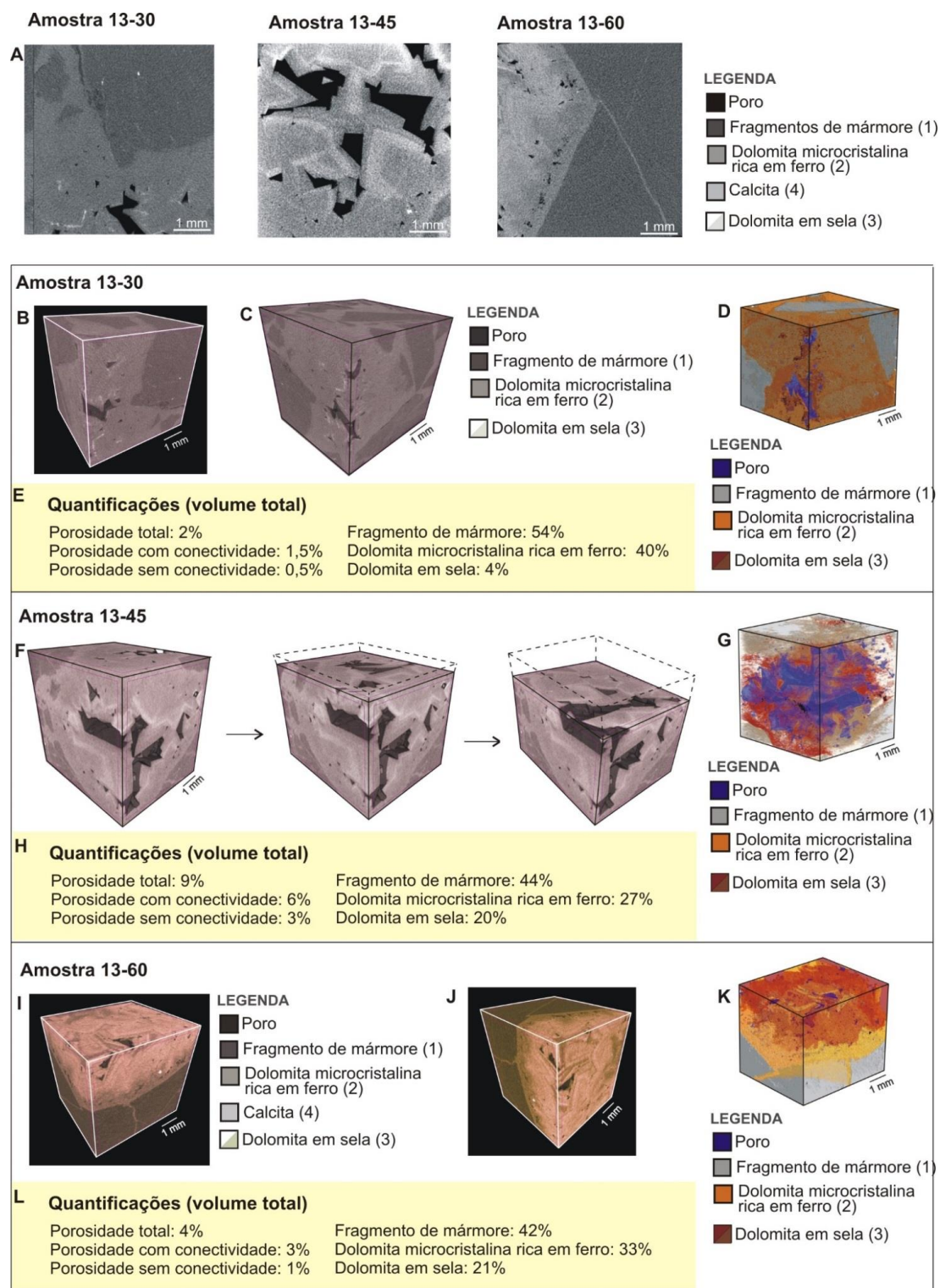


Figura 7. Análise comparativa de porosidade nas brechas dolomíticas. A) Seções de micro-CT nas três amostras demonstrando a heterogeneidade das fases minerais. B) Cavidade circundada por dolomita em sela em modelo tridimensional da amostra 13-30. C) Amostra 13-30 vista por outro ângulo em modelo 3D, sem separação de fases. D) Modelo 3D elaborado após a separação das fases, com aplicação de transparência nas fases, 1, 2 e 4, privilegiando a visualização dos poros envolvidos pela fase 3. E) Principais quantificações na amostra 13-30. F) Corte micrométrico virtual progressivo em modelo tridimensional, sem separação de fases, mostrando a conectividade das cavidades na amostra 13-45. G) Porosidade em modelo 3D, após a separação de fases e utilizando o recurso de transparência aplicada às fases minerais. H) Principais quantificações na amostra 13-45. I) Maiores cavidades circundadas por dolomita em sela na amostra 13-60 em modelo 3D, sem separação de fases. J) Amostra 13-60, vista em outro ângulo. K) Visualização da porosidade e fases minerais em modelo 3D, executado após separação das fases minerais e poros, privilegiando a análise do interior da rocha. L) Principais resultados quantitativos na amostra 13-60.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A integração das técnicas de micro-CT e petrografia em um contexto geológico previamente estudado por meio de análises petrográficas e geoquímicas (Pinto-Coelho *et al.*, 2008) permite considerar que, em ambiente deposicional distal (segundo Campanha *et al.*, 2008), o soterramento da Formação Água Clara propiciou a dolomitização do calcário calcítico (Pinto-Coelho *et al.*, 2008). A dolomita matricial gerada nesta fase ocorre em forma de mosaico, com distribuição unimodal (Figura 2d). A porosidade no calcário, gerada neste processo, é muito baixa, verificada em fragmentos de mármore das brechas dolomíticas (Figura 3, 4 e 7) e nas amostras deste tipo de rocha analisadas individualmente

(Figura 6), o que demonstra que esse processo de dolomitização inicial não foi significativo na geração de porosidade nas rochas carbonáticas analisadas (Tabela 1). Por vezes, nota-se que o sistema de fraturamento no mármore atuou como conduto para o fluido dolomitizante, uma vez que os cristais assumem aspecto turvo intenso ao longo das superfícies de fraturas, conforme aventado por Pinto-Coelho *et al.* (2008). Os estilólitos, que, segundo esses autores, foram gerados durante o soterramento da rocha, possuem uma concentração localizada de microporos (Figura 6J), sem porcentagem e tamanho significativos para o litotipo, mas que permite inferir que estes locais também serviram de condutos para os fluidos.

Tabela 1. Dados quantitativos de porosidade resultantes das análises de micro-CT em mármore e brechas dolomíticas.

Qualificações (volume total em %)					
Amostra	Mármore		Brecha dolomítica		
	5	10	13-30	13-45	13-60
Porosidade total	0,2	0,5	2,0	9,0	4,0
Porosidade com conectividade	0,1	0,3	1,5	6,0	3,0
Porosidade sem conectividade	0,1	0,2	0,5	3,0	1,0

A porcentagem de porosidade nas amostras de brecha dolomítica (Figura 7 e Tabela 1) é maior que a verificada nas amostras de mármore (Figura 6). Na brecha, a dolomita microcristalina com cor castanha intensa (fase 2 - Figura 2E), apresenta poros de pequenas dimensões (menores que 1 mm), que variam de subédricos a anédricos (Figuras 3 e 7). Porém, poros de maiores dimensões, subédricos e com maior conectividade estão envolvidos por dolomita em sela nas fases 3 (dolomita em sela) e 4 (calcita tardia). Na fase 3 ocorre dolomita de cristalinidade média à grossa, onde o núcleo dos cristais com distribuição polimodal exibe aspecto turvo e bordas límpidas, além de apresentar com frequência hábito em ponta de lança (Figura 2F). A possibilidade da dolomita em sela (fase 3) desenvolver-se a partir da borda do fragmento de mármore dolomítico cimentado pela dolomita microcristalina (fase 2), na qual, segundo Pinto-Coelho *et al.* (2008), é possível identificar germes de cristal dessa última geração de dolomita precipitada como preenchimento de espaço intersticial, é suportada pela análise tridimensional das fases. As grandes cavidades são envolvidas por

dolomita em sela, que por sua vez são envolvidas pelo cimento micrítico, que envolve os fragmentos de mármore (Figuras 2, 3, 4 e 7), além do alinhamento de poros na fase 2, em contato com a fase 1 (fragmentos de mármore) verificado nas análises de micro-CT das brechas dolomíticas (Figura 7).

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 & Gregg, 1987). Tal classificação baseia-se no tamanho dos cristais (conferindo à textura distribuição unimodal ou polimodal) e na forma de seus limites. Considerações genéticas são, então, estabelecidas a partir das evidências texturais. A distribuição unimodal (considerando o tamanho dos cristais), conforme verificada na dolomitização do calcário calcítico (fase 1) resulta, portanto, de um único evento de nucleação desenvolvido sobre sítios homogêneos e com taxas de crescimento uniformes. A distribuição polimodal, conforme verificada nas fases 2 (cimento micrítico) e fase 3 (dolomita em sela), desenvolve-se a partir da

distribuição heterogênea de sítios de nucleação, períodos múltiplos de nucleação ou variações na taxa de crescimento (Sibley & Gregg, 1987). Cristais com limites bem definidos e retilíneos verificados nessas fases são indicadores de crescimento sob condições de temperaturas superiores a 50°C.

A dolomita em sela é considerada um produto comum em atividade hidrotermal e na diagênese tardia (Searl, 1989). Dados microtermométricos indicam temperatura de formação entre 60-150°C, podendo atingir 190°C, sendo assim, empregada como geotermômetro (Radke & Mathis, 1980; Qing & Mountjoy, 1994; 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; Adams *et al.*, 2000; Warren, 2000; Ahr, 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 (Machel & Lonnee, 2002; Lonnee & Machel, 2004). De acordo com Machel & Lonnee (2002), para ser considerado hidrotermal, um mineral deve ter sido formado a temperaturas superiores às da encaixante (> 5-10°C), não importando a temperatura na qual se deu a cristalização.

Em rochas sedimentares, H₂O e CO₂ são expulsos durante o soterramento. Nos estágios iniciais do soterramento, a fase volátil consiste, geralmente, de H₂O e sais dissolvidos, encontrando-se sob pressão hidrostática originada pelo fluido em poros interconectados. As fases minerais sólidas estão submetidas à maior pressão litostática e essa diferença de pressão é mantida pela compressão das fases sólidas. Nessas condições, o espaço poroso é fechado, liberando fluidos (Walther & Orville, 1982), gerando fraturamento hidráulico e, ainda, afetando a migração de elementos de interesse econômico, como hidrocarbonetos (Wang & 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 & Orville (1982), assume morfologia semelhante à bacia de drenagem com padrão dendrítico.

Considerando que o fraturamento hidráulico e a formação de dolomita em sela pode ocorrer durante a diagênese tardia, uma vez que pode ocorrer redistribuição de dolomita precoce durante estilolitização, a geração das fases 2 e 3 poderia ocorrer durante processos sedimentares. As estruturas sedimentares preservadas na Mina Rio Bonito (Pinto-Coelho *et al.*, 2008) corroboram esta hipótese. No entanto, uma grande quantidade de fluidos é liberada durante o metamorfismo progressivo pelas reações de desidratação mineral, onde o fluido, pelo mecanismo de fluatibilidade, ascende a partir de maiores profundidades até a superfície (Nakashima, 1995). Reações metamórficas liberam, continuamente, até 5% de fluidos entre 300 e 700°C (Hanson, 1992). Portanto, a possibilidade do fraturamento hidráulico ter ocorrido durante os processos metamórficos do Neoproterozóico na Formação Água Clara não pode ser descartada, ou ainda em processos de reativações de falhas antigas presente na área (Figura 1) durante o Paleozóico e Mesozóico (Rostirolla *et al.*, 2000). Isso condiz com o estudo apresentado por Zhang *et al.* (2009), que sugere que a dolomita em sela que ocorre na porção oeste da Bacia de Tarin (noroeste da China) está relacionada ao fluxo de fluidos gerado em atividades hidrotermais em zonas de falha, as quais resultam em alta porosidade nos carbonatos do Cambriano Superior nessa Bacia.

Como as maiores porcentagens de porosidade estão associadas às fases 2, 3 e 4, o fraturamento hidráulico, gerado em processos sedimentares ou metamórficos, sendo as fases 2 e 3 penecontemporâneas ou não (Pinto-Coelho *et al.*, 2008), propiciou o aumento da porosidade nas rochas carbonáticas da Mina Rio Bonito, independentemente dos fluidos que foram precipitados ou dissolvidos em processos posteriores. O fraturamento hidráulico gerou a heterogeneidade na rocha, com aumento significativo de planos de descontinuidade, que permitiram a migração destes fluidos.

A última fase de precipitação de material carbonático (fase 4) em veios e nos espaços vazios da brecha está representada por

calcita de cor rósea, cristalinidade fina à média, distribuição unimodal em mosaico e aspecto límpido. É atribuída ao processo de dedolomitização por Pinto-Coelho *et al.* (2008). As evidências indicativas do processo de dedolomitização são as ocorrências de goethita que acompanham as superfícies de clivagem da dolomita em sela (Figura 2F), critério estabelecido por Radke & Mathis (1980), além da associação entre calcita e dolomita no preenchimento de vazios. A ausência de bordas com reação entre dolomita e calcita tardia na brecha dolomítica 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 (Pinto-Coelho *et al.*, 2008). Apesar da possibilidade de mistura de fluidos (inclusive meteóricos) e considerando-se as condições físico-químicas exigidas para o processo de dedolomitização, é provável, segundo Pinto-Coelho *et al.* (2008), que o preenchimento dessas cavidades nas brechas da Mina Rio Bonito tenha se dado em uma fase pós-metamórfica, em condições intempéricas. Análises futuras por catodoluminescência auxiliarão na identificação de texturas particulares deste processo, esclarecendo o destino do Mg. As terminações dos cristais da dolomita em sela são enriquecidas em Fe, o que é confirmado pelos elevados teores em Fe_2O_3 e pela presença de goethita evidenciada por difratometria de raios X (Pinto-Coelho, 2007). Considerando-se que hidróxidos não se precipitam sob a forma de romboedros (Katz, 1971), essas zonas enriquecidas em hidróxido de ferro 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, configurando um zoneamento concêntrico, pode ser indicativa da origem por pseudomorfose, em condições oxidantes, dessas zonas. Como algumas cavidades de maiores dimensões verificadas na micro-CT contêm a fase 4 associada, é cogitada a hipótese da preservação de espaços vazios na precipitação da mesma, principalmente pela forma subédrica dos poros (Figuras 3, 4 e 7). Porém, o preenchimento completo da cavidade com dissolução posterior de minerais não pode ser descartada.

O avanço tecnológico na tomografia computadorizada de raios X a torna uma técnica inovadora no estudo de porosidade de rochas em laboratório. Quando integrada com a petrografia, permite a identificação de fases minerais de atenuações contrastantes, possibilitando o melhor entendimento do meio poroso e das relações entre as diferentes fases. A limitação na análise da porosidade por micro-CT é a resolução atingida na amostra, que pode não atingir o menor tamanho de poro. Se a resolução não for suficiente, isso pode dificultar a individualização (binarização) dos poros na imagem (Reis Neto *et al.*, 2011). Nesse estudo, a boa correlação dos modelos tridimensionais executados após a separação das fases minerais e poros, com os modelos executados automaticamente das seções de micro-CT, assim como a integração com a análise petrográfica, demonstram acuidade na separação das fases. Como nenhuma técnica de análise de poros é totalmente satisfatória, aconselha-se, para melhor compreensão do arcabouço poroso, a integração dos resultados fornecidos por diferentes técnicas, conforme apresentado.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Rede de Estudos Geotectônicos da PETROBRAS, que por meio do Projeto Falhas (Subprojeto Confocal), permitiu a compra do microtomógrafo de raios X e o desenvolvimento da pesquisa apresentada. A todos os professores, funcionários e alunos da Universidade Federal do Paraná, principalmente aos do LAMIR, que auxiliaram no desenvolvimento dos métodos aplicados. Especialmente ao professor José Manoel dos Reis Neto, por seu entusiasmo e perseverança.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, J. J.; ROSTROM, B. J.; MENDONZA, C. A. Evidence for two fluid mixing at Pine Point, NWT. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, 69, 103-108, 2000.
- AHR, W. M. Hydrothermal dolomite and hydrocarbon reservoirs. **American Association of Petroleum Geologists** – Annual Meeting, April 18-21, 2004.
- AKIN, S. & ROUSCEK, A. R. Computed tomography in petroleum engineering research. In: F. MEES.; R. SWENNEN.; M. V. GEET.; P. JACOBS. (eds.) **Applications of x-ray computed tomography in geosciences**. Geological Society, London, Special Publications 215, 23-38, 2003.
- AL-AASM, I. S. & PACKARD, J. J. Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites. **Sedimentary geology** 131, 97-108, 2000.
- APPOLONI, C. R.; FERNANDES, C. P.; RODRIGUES, C. R. O. X-ray microtomography of a sandstone reservoir rock. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, A 580, 629-632, 2007.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). **Revista Brasileira de Geociências**, 22(2), 216-221, 1992.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JR. O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J. M.; PRECIOZZI, P. F. The Dom Feliciano Belt and Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani et al. (Ed.) **Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress**, Rio de Janeiro, 311-334, 2000.
- BOONS, S. **Software CTVox, version 1.0.0.r479**. Kontich, Bélgica. Disponível em: <http://www.skyscan.be/products/downloads.htm>, data de acesso: 06/2010.
- BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, 53, 23-40, 1991.
- CAMPANHA, G. A. C. **Tectônica proterozóica do Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná**. 296 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- CAMPANHA, G. A. C.; BASEI, M. S.; TASSINARI, C. C.; NUTMAN, A. P.; FALEIROS, F. M. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. **Gondwana Research**, 13(1), 117-125, 2008.
- CAMPANHA, G. A. C. & SADOWSKI, G. R. Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, 98, 31-51, 1999.
- CARLSON, W. D.; ROWE, T.; KETCHAN, R. A.; COLCERT, M. W. Applications of computed tomography in petrology meteoritics and paleontology. In: MEES, F., SWENNEN, R., GEET, M. V., JACOBS, P. (Coordenadores), **Applications of X-ray Computed Tomography in Geosciences**, Geological Society, London, Special Publications, 7-22, 2003
- CÍSLEROVÁ, M. & VOTRUBOVÁ, J. CT derived porosity distribution and flow domains. **Journal of Hydrology**, 267, 186-200, 2002.
- CNUDE, V.; MASSCHAELE, B.; DIERICK, M.; VLASSENVROECK, J.; HOOREBEKE, L. V.; JACOBS, P. Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool. **Applied Geochemistry**, 21, 826-832, 2006.
- CNUDE, V.; SILVERSMIT, G.; MATTHIEU, B.; JAN, D.; BJÖRN, D-S.; SCHOONJANS, T.; DENIS, V. L.; YONI, D-W.; MARLINA, E.; LASZLO, V.; LUC, V. H.; PATRIC, J. Multi-disciplinary characterization of a sandstone crust. **Science of the Total Environment**, 407, 5417-5427, 2009.
- CURY, L. F.; SIGA JR. O.; HARARA, O. M. M.; PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S. Aspectos Tectônicos das Intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-cambriano Paranaense. Estudo Baseado em Datações ³⁹Ar-⁴⁰Ar em Micas. **Geologia USP, Série Científica**, 8, 87-104, 2008.
- DAÍAN, J. F.; FERNANDES, C. P.; PHILIPPI, P. C.; BELLINI, J. A. 3D reconstitution of porous media from image processing data using a multiscale percolation system. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, 42, 15-28, 2004.
- DIÓGENES, A. N. **Reconstrução tridimensional de meios porosos utilizando técnicas de simulated annealing**. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Santa Catarina, Brasil, 2009.
- DULIU, O. Computer axial tomography in geosciences: an overview. **Earth Science Reviews**, 48, 265-281, 1999.
- 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**, 48, 301-323, 2001
- FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense**. São Paulo, 207. Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1996.
- FIORI, A. P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, 23, 55-74, 1992.
- FIORI, A. P. Evolução geológica da Bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, 42, 7-27, 1994.
- FIORI, A. P. & GASPARG, L. A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. **Boletim IG-USP, Série Científica**, 24, 1-19, 1993.
- FELDKAMP, L. A.; DAVIS, L. C.; KRESS, J. W. Practical cone-beam algorithm. **Journal of the Optical Society of America**, 1(6), 1984.
- FLUKIGER, F. & BERNARD, D. A new numerical model for pore scale dissolution of calcite due to CO₂ saturated water flow in 3D realistic geometry: principles and first results. **Chemical Geology** 265, 171-180, 2009.
- FRASCÁ, M. H. B. O.; FIGUEIREDO, M. C. H.; ALMEIDA, M. A.; COUTINHO, J. M. V. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçá, SP. **Boletim IG-USP. Série Científica**, 21, 73-92, 1990.
- FRITZONS JR. O.; PIEKARZ, G. F.; FALCADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 32., Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 3, 991-1001, 1982.
- GASPARRINI, M. **Large-scale hydrothermal dolomitization in the southwestern Cantabrian Zone (NW Spain): causes and controls of the process and origin of the dolimitizing fluids**. Heidelberg. 193 p. Universidade Ruprecht-Karls. Heidelberg. Tese de Doutorado, 2003.
- GEET, M. V.; SWENNEN, R.; WEVERS, M. Quantitative analysis of reservoir rocks by microfocus X-ray computerized tomography. **Sedimentary Geology**, 132, 25-36, 2000.

33. GÉRAUD, Y.; SURMA, F.; MAZEROLLE, F. Porosity and flow characterization of granites by capillary wetting using X-ray computed tomography. *In*: F. MEES, R., SWENNEN, M. V., GEET, P. JACOBS. (eds.) **Applications of x-ray computed tomography in geosciences**. Geological Society, London, Special Publications, 215, 95-105, 2003.
34. GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V.; CAMPANHA, G. A. C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI JUNIOR, L. E. U-Pb Dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos Batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, 30, 45-50, 2000.
35. GUALDA, G. A. R. & RIVERS, M. Quantitative 3D petrography using x-ray tomography: Application to Bishop Tuff pumice clasts. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 154, 48-62, 2006.
36. HANSON, R. B. Effects of fluid production on fluid flow during regional and contact metamorphism. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, 10, 87-97, 1992.
37. HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo 5(4), 257-262, 1975.
38. HEILBRON, M.; PEDROSA, A. C. S.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, 203-234 pp., 2004.
39. HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; VALERIANO, C. DE M.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J. R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. **Precambrian Research**, 178, 136-148, 2010.
40. 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.
41. IZGEC, O.; ZHU, D.; HILL, A. D. Numerical and experimental investigation of acid wormholing during acidization of vuggy carbonate rocks. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, 74, 51-66, 2010.
42. JACQUES, P. D.; NUMMER, A. R.; HECK, R. J.; MACHADO, R. The use of microtomography in structural geology: A new methodology to analyse fault faces. **Journal of Structural Geology**, 66, 347-355, 2014.
43. JERRAM, D. A.; MOCK, A.; DAVIS, G. R.; FIELD, M.; BROWN, R. J. 3D crystal size distributions: A case study on quantifying olivine populations in kimberlites. **Lithos**, 1125, 223-235, 2009.
44. KATZ, A. Zoned dolomite crystals. **Journal of Geology**, 79, 38-51. 1971.
45. KHARITONOV, V. **Software CTAnalyser**, version 1.10.9.0. Kontich, Bélgica, DVD licenciado, 2003.
46. KHARITONOV, V. **Software CTVol realistic 3D-visualization**, version 2.2.0.0. Kontich, Bélgica. DVD licenciado, 2010.
47. KARPYN, Z. T.; ALAJMI, A.; RADAELLI, F.; HALLECK P. M.; GRADER A. S. X-ray CT and hydraulic evidence for a relationship between fracture conductivity and adjacent matrix porosity. **Engineering Geology**, 103, 139-145, 2009.
48. KETCHAM, M, R. A. Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. **Journal of Structural Geology**, 27, 1217-1228, 2005.
49. KETCHAM, R. A. & ITURRINO, G. J. Nondestructive high-resolution visualization and measurement of anisotropic effective porosity in complex lithologies using high-resolution ray computed tomography. **Journal of Hydrology**, 302, 92-106, 2005.
50. KOPS, P. de T. **Geologia das Formações Antinha, Votuverava e Água Clara a sudeste do Complexo Granítico Três Córregos**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro 132 p., 1994.
51. LIU, X. **Software NRecon**, version 1.6.3.0. Kontich, Bélgica, DVD licenciado, 2010.
52. LONG, H.; SWENNWN, R.; FOUBERT, A.; DIERICK, M.; JACOBS, P. 3D quantification of mineral components and porosity contribution in Westphalian C sandstone by microfocus X-ray computed tomography. **Sedimentary Geology**, 220, 126-125, 2009.
53. LONNEE, J. & MACHEL, G. Hydrothermal dolomite model: old concept and new challenges. *In*: **America Association of Petroleum Geologists**, Annual Meeting, Dallas, Texas. Embrace the future, celebrate the past technical program. Tulsa: AAPG, Abstract, 2004.
54. LOPES, A. P.; FIORI, A. P.; REIS NETO, J. M.; MARCHESE, C.; VASCONCELLOS, E. M. G.; TRAZSKOS, B.; ONISHI, C. T.; PINTO-COELHO, C. V.; SECCHI, R.; SILVA, G. F. da. Análise tridimensional de rochas por meio de microtomografia computadorizada de raios X integrada à petrografia. São Paulo, UNESP, **Geociências**, 31(1), 129-142, 2011.
55. MACHEL, H. G. & LONNEE, J. Hydrothermal dolomite – a product of poor definition and imagination. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 152, p. 163-171, 2002.
56. MANIESI, V. & OLIVEIRA, M. A. F. Petrogênese dos metabasitos com afinidades dos toleitos de fundo oceânico das regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. **Revista Brasileira de Geociências**, 30, 607-614, 2000.
57. MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *In*: BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V. M. Geologia do Pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Curitiba, UFPR. P.43-104. **Boletim** 23/25, 1967.
58. MATSUMOTO, R.; IJIMA, A.; KATAYAMA, T. Mixedwater and hydrothermal of the Pliocene Shirahama Limestone, Izu Peninsula, central Japan. **Sedimentology**, Oxford, 35, 979-998, 1988.
59. NAKASHIMA, Y. Transport model of buoyant metamorphic fluid by hydrofracturing in leaky rock. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, 13, 727-736, 1995.
60. OVAYSI, S. & PIRI, M. Direct pore-level modeling of incompressible fluid flow in porous media. **Journal of Computational Physics**, 229, 7456-7476, 2010.
61. PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; WEMMER, K.; SIGA JR, O.; OYHANTÇABAL, P. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Parapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. **International Journal Earth Science** (Geol Rundsch) 100, 391-414, 2011.
62. PINTO-COELHO, C. V.; REIS NETO, J. M.; MATSUDA, N. S.; EEVA, S. T. Dolomitização multifásica em rochas metacarbonáticas do Grupo Açungui, Proterozóico do Estado do Paraná, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 16(1), 103-120, 2008.
63. PINTO-COELHO, C. V. **Dolomitização multifásica em brecha hidráulica da Mina Rio Bonito – Campo Largo – PR: implicações para o desenvolvimento de porosidade e geração de reservatórios**. 114 f. Relatório (Pós-Doutorado). Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2007.
64. PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; HARARA, O. M. M.; PASSARELLI, C. R.; SIGA JR., O.; REIS NETO, J. M.; SATO, K. The Alto Ribeira Magmatic Arc (Paraná State - Southern Brazil: geochemical and isotopic evidence of magmatic focus migration and its tectonic

- implications. **Proceedings of Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica**, 3td, CD-rom, Pucon, Chile, 2001.
65. QING, H. & MOUNTJOY, E. W. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. **AAPG Bulletin**, Tulsa 78(1), 55-77, 1994.
66. QING, H. Petrography and geochemistry of early-stage, fine- and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier at Pine Point, Canada. **Sedimentology**, 45, 433-446, 1998.
67. RADKE, B. M. & MATHIS, R. L. On the formation and occurrence of saddle dolomite. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, 50(4) 1149-1168, 1980.
68. REIS NETO, J. M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico**. 253 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
69. REIS NETO, J. M.; FIORI, A. P.; LOPES, A. P.; MARCHESE, C.; PINTO-COELHO, C. V.; VASCONCELLOS, E. M. G.; DA SILVA, G. F.; SECCHI, R. A microtomografia computadorizada de raios X integrada à petrografia no estudo tridimensional de porosidade em rochas. **Revista Brasileira de Geociências**, 41(3), 498-508, 2011.
70. REMEYSEN, K. & SWENNEN, R. Application of microfocus computed tomography in carbonate reservoir characterization: possibilities and limitations. **Marine and Petroleum Geology**, 25, 486-499, 2008.
71. ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, 30, 639-648, 2000.
72. SAGAN, J. Seismic and structural analysis of a hydrothermally dolomitized Trenton-Black. **American Association of Petroleum Geologists – Annual Meeting**, abril 18-21, 2004.
73. SARKAR, P. S.; SINHA, A.; KASHYAP, Y.; MORE, M. R.; GODWAL, B. K. Development and characterization of a 3D cone beam tomography system. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, 524, 377-384, 2004.
74. SASSOV, A. **Software Skyscan 1172 control**, versão 1.5.8.0. Kontich, Bélgica, DVD licenciado, 2009.
75. SEARL, A. Saddle dolomite: a new view of this nature and origin. **Mineralogical Magazine**, Twickenham, 53, 547-555, 1989.
76. SIBLEY, D. F. & GREGG, J. M. Classification of dolomites textures. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa 57(6) 967-975, 1987.
77. SIGA JR., O.; BASEI, M. A. S.; PASSARELLI, C. R.; SATO, K.; CURY, L. F.; MCREATH, I. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. **Gondwana Research**, 15, 197-208, 2009.
78. SIGA JR.; O. BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O. M. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. **Boletim IG-USP: Série Científica**, 26, 69-98, 1995.
79. SOARES, P. C. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformacional no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: **SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia**, 3, Curitiba, Anais 2, 743-772, 1987.
80. SPADINI, A. R. & MARÇAL, R. A. Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 13(1), 129-138, 2005.
81. 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**, 75(3), 476-491, 2005.
82. TRICART, J. P.; GEET, M. V.; SASOV, A. Using micro-CT for 3D-characterization of geological materials. **Microscopy and Analysis**, 65, 31pp., 2000.
83. TSAKIROGLOU, C. D.; LOANNIDIS, M. A.; AMIRTHARAJ, E.; VIZIKA, O. A new approach for the characterization of the pore structure of dual porosity rocks. **Chemical Engineering Science**, 64, 847-859, 2009.
84. WALTHER, J. V. & ORVILLE, P. M. Volatile production and transport in regional metamorphism. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Heidelberg, 79, 252-257, 1982.
85. WANG, C. Y. & XIE, X., Hydrofracturing and episodic fluid flow in shale-rich basins- a numerical study. **AAPG Bulletin**, Tulsa, 82(10), 1857-1869, 1998.
86. WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. **Earth-Science Reviews**, 52, 1-81, 2000.
87. WEBER, W.; SIGA JR. O.; REIS NETO, J. M.; BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A. P. A. Formação Água Clara na Região de Araçáiba, SP. Registro U-Pb de uma bacia mesoproterozóica. **Geologia USP, Série Científica**, São Paulo 4(1), 101-110, 2004.
88. WILDENSCHILD, D.; HOPMANS, J. W.; VAZ, C. M. P.; RIVERS, M. L.; RICARD, D.; CHRISTENSEN, B. S. B. Using X-ray computed tomography in hydrology: systems, resolutions and limitations. **Journal of Hydrology**, 267, 285-297, 2002.
89. ZHANG, J.; HU, W.; QUIAN, Y.; WANG, X.; CAO, J.; ZHU, J.; LI, Q.; XIE, X. Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China): Implications for fault-related fluid flow. **Marine and Petroleum Geology**, 26, 1428-1440, 2009.

*Manuscrito recebido em: 21 de Maio de 2014
Revisado e Aceito em: 02 de Outubro de 2014*