

Geologia da Faixa Eclogítica de Forquilha, Domínio Ceará Central, noroeste da Província Borborema

*Geology of the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central Domain,
northwestern Borborema Province*

**Matheus Fernando Ancelmi^{1,2*}, Ticiano José Saraiva dos Santos², Rafael Augusto
Reginato³, Wagner da Silva Amaral⁴, Lena Virgínia Soares Monteiro⁵**

RESUMO: A partir de mapeamento geológico em escala de detalhe, 1:10.000, e estudo petrográfico sistemático foram caracterizados o modo de ocorrência, a distribuição e as associações minerais do retroeclogito de Forquilha, que situa-se em uma faixa N-S ao longo de mais de 16 km na região NW da Província Borborema. Tais rochas ocorrem como *boudins* em gnaisses orto- e paraderivados e, raramente, associados a rochas cálcio-silicáticas. Esta associação compõe a Faixa Eclogítica de Forquilha, que estruturalmente está em contato tectônico de empurrão com metapelitos e corpos subordinados de rochas metacarbonáticas e metamáficas metamorfizadas entre condições fácies granulito de alta pressão e fácies anfibolito superior pertencentes ao Grupo Ceará. O retroeclogito mostra três principais estágios de retrometamorfismo representados pelas seguintes reações: 1º) [Grt + Cpx + Qtz + H₂O → Pl + Amp] e [Grt + Cpx + Rt + Qtz + H₂O → Amp + Ilm + Pl]; 2º) [Omp → Di + Pl]; 3º) [Grt + Di + Pl + H₂O → Amp] e [Grt + Pl + Qtz + H₂O → Grt₂ + Pl (An) + Amp], além de incipiente formação tardia de Fe-clorita e actinolita. O retrometamorfismo ocorreu de forma heterogênea nestes corpos, sendo mais intenso nas bordas devido à interação com fluidos metamórficos canalizados ao longo de zonas de cisalhamento durante o processo de exumação progressiva. A ocorrência de retroeclogito em Forquilha é importante para a contextualização da evolução tectônica da Província Borborema durante a formação do Gondwana Ocidental, uma vez que este litotipo pode representar uma zona de sutura neoproterozoica.

PALAVRAS-CHAVE: retroeclogito; Domínio Ceará Central; Província Borborema; Gondwana Oeste.

ABSTRACT: The retrograded eclogites of the Forquilha area have been characterized based on detailed geological mapping and systematic petrography. These rocks occur as *boudins* enclosed into ortho- and paragneisses and rarely in calc-silicate rocks along more than 16 km in a N-S trend, defining the Forquilha Eclogite Zone, in the NW portion of the Borborema Province. This zone is in tectonic contact with rocks of the Ceará Group that dominantly comprises metapelites and subordinately metacarbonatic and metamafic rocks metamorphosed under high-pressure granulite and upper amphibolite facies conditions. The retrograded eclogites show three important stages of retrometamorphism that can be described by the following reactions: 1º) [Grt + Cpx + Qtz + H₂O → Pl + Amp] and [Grt + Cpx + Rt + Qtz + H₂O → Amp + Ilm + Pl]; 2º) [Omp → Di + Pl]; 3º) [Grt + Di + Pl + H₂O → Amp] and [Grt + Pl + Qtz + H₂O → Grt₂ + Pl (An) + Amp], besides incipient late formation of Fe-chlorite and actinolite. The retrogressive metamorphism occurred heterogeneously on these metamafic bodies. It was more intensive at the boudin rims and obliterated the higher P-T mineral paragenesis due to intense structurally controlled interaction with metamorphic fluids during progressive exhumation. These occurrences of retrograded eclogites might record a Neoproterozoic suture zone and are important geological features to understand the tectonic evolution of the Ceará Central Domain during the West Gondwana formation.

KEYWORDS: retrograded eclogites; Ceará Central Domain; Borborema Province; West Gondwana.

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, Campinas (SP), Brasil. E-mail: matheusancelmi@gmail.com

²Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências - UNICAMP, Campinas (SP), Brasil. E-mail: ticiano@ige.unicamp.br

³Petrobras, Rio de Janeiro (RJ), Brasil. E-mail: regnato@gmail.com

⁴Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará - UFC, Fortaleza (CE), Brasil. E-mail: wamaral@ufc.br

⁵Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: lena.monteiro@usp.br

*Autor correspondente

Manuscrito ID 28635. Recebido em: 22/08/2012. Aprovado em: 10/03/2013

INTRODUÇÃO

Eclogitos possuem grande importância na caracterização do contexto geotectônico, pois comumente marcam porções de material oceânico e/ou continental subduzidos em profundidades litosféricas maiores de 50 km, permitindo definir limites de terrenos envolvidos em convergência. Quando associadas a arcos magmáticos, sequências supracrustais acrecionárias e lascas ofiolíticas, estas rochas permitem delimitar zonas de paleossutura (Caby 2003, Song *et al.* 2006, Guillot *et al.* 2008, Sajeev *et al.* 2009).

No Brasil, existem extensas faixas de dobramentos pertencentes ao ciclo Brasiliano (*ca.* 600 Ma) resultantes da colagem de grandes massas cratônicas na formação do supercontinente Gondwana, no entanto, a presença de eclogito nestas regiões é pouco conhecida. Há apenas poucas descrições de retroeclogitos que preservam relíquias ou evidências de paragêneses de alta pressão. A primeira ocorrência foi descrita na região de Pouso Alegre (MG), inserida no contexto geológico da Província Mantiqueira, onde corpos boudinados de dimensões métricas inserem-se em paragnaisse de fácies granulito (Choudhuri *et al.* 1978). Posteriormente, outras ocorrências de retroeclogitos foram relatadas nesta mesma província por Campos Neto & Caby (1999), Vilela (2000) e Reno *et al.* (2009).

Na Província Borborema são conhecidos os retroeclogitos de Bodocó e Floresta (PE) (Beurlen & Villarroel 1990, Beurlen *et al.* 1992, Almeida *et al.* 1997), de outras localidades no contexto geológico do Domínio da Zona Transversal e associados a zonas de cisalhamento, que podem representar paleossuturas (Almeida *et al.* 2009a, 2009b). As demais ocorrências da província estão localizadas no Domínio Ceará Central, na região de Forquilha (CE) (Santos *et al.* 2009b) e de Itatira (CE) (Castro 2004, Garcia & Arthaud 2004, Amaral & Santos 2008).

O retroeclogito de Forquilha aflora a oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2003) e é representado por rocha de composição máfica com associações minerais e texturas de descompressão indicativas da desestabilização da paragênese mineral de fácies eclogito. As ocorrências destes metamorfitos de alta pressão definem uma faixa de rochas denominada de Faixa Eclogítica de Forquilha (FEF) (Santos *et al.* 2008b, 2009b, Amaral 2010, Amaral, Santos & Wernick 2011). Dados termobaramétricos indicam que estas rochas foram submetidas à pressão igual ou superior a 17 kbar e temperatura em torno de 770°C (Santos *et al.*, 2009b; Amaral, 2010).

Os retroeclogitos de Itatira, por sua vez, estão posicionados a leste do Arco Magmático de Santa Quitéria e mostram condições de pressão e temperatura similares às ocorrências de Forquilha (Castro 2004, Garcia & Arthaud 2004).

É devido à presença de retroeclogitos tanto a oeste quanto ao leste do Arco Magmático de Santa Quitéria, que a definição de uma suposta subdução oceânica para o desenvolvimento de um sistema de arco ainda é controversa. Santos *et al.* (2008b, 2009b) e Amaral (2010) defendem uma subdução para leste, ao passo que Castro (2004) para oeste.

Desta forma, a delimitação da FEF, assim como a individualização dos corpos de retroeclogitos, sua relação com as hospedeiras e a caracterização petrográfica desses litotipos, com ênfase nos corpos de retroeclogitos, constituíram o objetivo deste trabalho, que poderá embasar interpretações sobre a evolução tectônica da FEF, sua relação com o Arco Magmático de Santa Quitéria, além de comparações petrológicas e tectônicas com as ocorrências de Itatira. Para isto, foi realizado mapeamento de detalhe na escala de 1:10.000 que subsidia as informações aqui apresentadas.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Borborema é caracterizada como um complexo mosaico de terrenos separados por falhas ou altos do embasamento (Almeida *et al.* 1981), resultado da convergência dos crâtons São Luís-Oeste Africano, São Francisco-Congo e Amazônico, que estiveram envolvidos na amalgamação e consequente formação do Supercontinente Gondwana. Esta Província é subdividida em sete principais domínios geotectônicos (Brito Neves, Santos & Van Schmus 2000) limitados por zonas de cisalhamento de escala continental (Vauchez *et al.* 1995). A área de estudo insere-se no contexto da porção noroeste da Província Borborema (Fig. 1), onde os domínios litoestruturais Médio Coreáu e Ceará Central são os blocos crustais separados pelo Lineamento Transbrasiliano.

Domínio Médio Coreáu

O Domínio Médio Coreáu situa-se a noroeste do Lineamento Transbrasiliano e é coberto, a sudoeste, por rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Parnaíba (Fig. 1). A estratigrafia deste domínio constitui-se por:

- Embasamento Paleoproterozoico Inferior (2,36 – 2,29 Ga, U-Pb em zircão; Fetter *et al.* 2000, Santos *et al.* 2009a) representado pelo Complexo Granja, que inclui suítes tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) juvenis provavelmente desenvolvidas em um sistema de arcos de ilhas, gnaisses de alto grau metamórfico (kinzigitos, khondalitos e migmatitos), anfibolitos, granulitos máficos, enderbitos e leucogranitos (Santos *et al.* 2001).
- Sequência metavulcanossedimentar do Paleoproterozoico Superior (Unidade Saquinho) que compreende

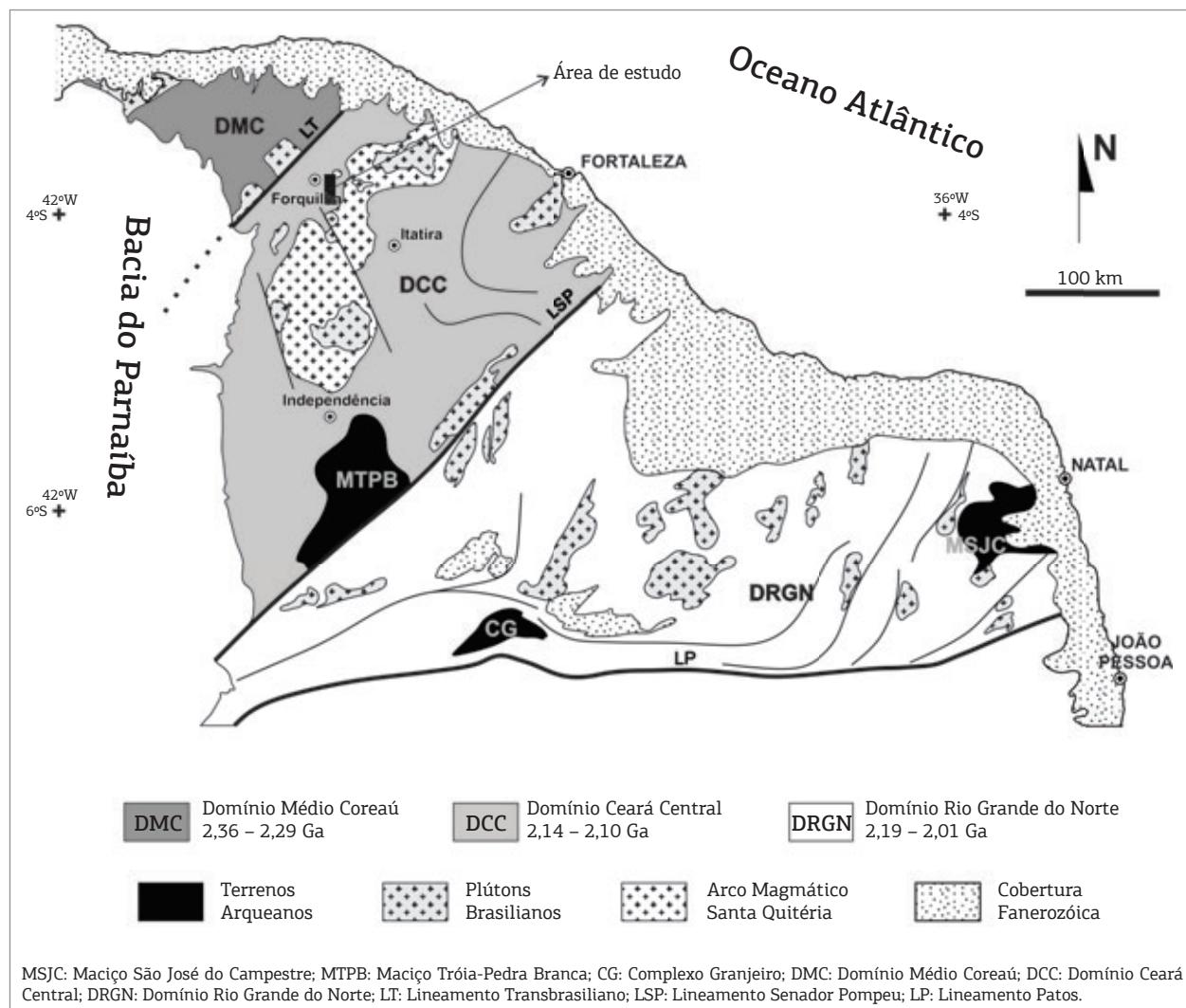


Figura 1. Mapa simplificado da porção setentrional da Província Borborema (adaptado de Fetter *et al.* 2000) mostrando seus principais blocos crustais e localização da área de estudo.

metatraquiandesito, metarriolito, metavulcanoclástica, metacarbonato e meta-arenito ferruginoso. Dados isotópicos U-Pb em zircão indicam idade de cristalização de 1,79 Ga para o metarriolito (Santos *et al.* 2002).

■ Duas sequências metavulcanossedimentares neoproterozoicas (grupos Ubajara e Martinópole) constituídas por metapelito, meta-arcóse, metagrauvaca, metaconglomerado e metacarbonato metamorfizados em condições de fácie xisto verde a anfibolito. A idade máxima de sedimentação é estabelecida pelo zircão detritico mais novo *ca.* 705 Ma da Formação Goiabera, Grupo Martinópole (Araújo *et al.* 2012). Fetter *et al.* (2003) obtiveram também a idade de sedimentação datando um metarriolito concordante às rochas metassedimentares da sequência, e que apresentou a idade de cristalização U-Pb em zircão de 777 ± 11 Ma.

- Intrusões de plútões brasilienses (Chaval e Tucunduba) e pós-brasilienses (Meruoca e Mucambo) ocorreram dentro do intervalo entre 600 e 532 Ma (Santos *et al.* 2008a).
- Sequência paleozoica (Grupo Jaíbaras) constituída por conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos. Esta sequência é contida na bacia Jaíbaras, que é interpretada como resultante da reativação do Lineamento Transbrasiliano (Oliveira & Mohriak 2003).

Domínio Ceará Central

O Domínio Ceará Central é limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a leste pelo Lineamento Senador Pompeu (Fig. 1). Este domínio é subdividido, segundo Arthaud *et al.* (2008), em quatro principais unidades lito-estruturais:

- Núcleo arqueano representado pelo maciço de Tróia-Pedra Branca que é limitado por zonas de cisalhamento (Caby & Arthaud 1986) e constituído por ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, um complexo máfico a ultramáfico e unidades vulcanos-sedimentar. Idades U-Pb convencional em zircão entre 2,7 – 2,8 Ga foram obtidas por Fetter (1999), ao passo que Silva *et al.* (2002) obtiveram idades U-Pb SHRIMP em zircão em torno de 3,2 Ga em gnaisses desta unidade.
- Embasamento paleoproterozoico juvenil de 2,14 – 2,10 Ga (Fetter *et al.* 2000; Martins, Oliveira & Lafon 2009) constituído por ortognaisse e migmatito com assinatura geoquímica de suítes TTG, e menores porções de paragnaisse e rocha metamáfica metamorfizadas em condições de fácies anfibolito.
- Cobertura neoproterozoica representada pelo Grupo Ceará, composta por uma sequência dominante mente metapelítica com finas camadas de quartzito, lentes de metacalcário, finas camadas de rocha metavulcânica félscica e anfibolito. Arthaud *et al.* (2008) interpretaram os corpos de anfibolitos como possíveis derrames basálticos e/ou tufos, e as rochas paraderivadas como representantes de uma sequência de margem passiva depositada depois de *ca.* 750 Ma. No entanto, estudos recentes mostram que parte da sequência apresenta cristais de zircão detriticos com idade em torno de 660 Ma (Ancelmi 2011, Araújo *et al.* 2012). Para Araújo *et al.* (2012), a distribuição das idades dos grãos de zircão detriticos das rochas metassedimentares do Grupo Martinópole (Domínio Médio Coreáu) se assemelha à distribuição obtida nas rochas do Grupo Ceará, levando-os a considerar que ambos grupos representam bacias correlacionáveis em um ambiente geotectônico de margem ativa, mas que foram metamorfizadas em níveis crustais distintos.
- Complexo dominante mente constituído por plutônicas félscicas de alto potássio (Complexo Tamboril-Santa Quitéria) com abundante quantidade de enclaves máficos. Possui bordas miloníticas e porções menos deformadas que coincidem com as injeções magmáticas mais novas (tardi-tectônicas). Em termos gerais, constitui-se por gabbro, diorito, tonalito, granodiorito, monzogranito e diatexito com valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(T = 600 \text{ Ma})$ que variam, predominantemente, de -13 a +3,5, e idades de cristalização entre 660 e 614 Ma, que são interpretadas como um complexo de arco magmático continental, denominado de Arco Magmático de Santa Quitéria (Fetter *et al.* 2003), relacionado ao ciclo Brasiliano/Pan-Africano.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

A área estudada em escala de detalhe abrange 80 km² e situa-se 225 km a oeste de Fortaleza (CE). A partir do mapeamento 1:10.000, foram individualizados três faixas litoestruturais, limitadas por falhas de empurrão de expressão local, que são apresentadas de oeste para leste (Fig. 2):

- Faixa de gnaisses da Zona da Sillimanita (FZSill): paragnaisse com lentes de quartzito, rochas metamáficas e rocha cálcio-silicática.
- Faixa Eclogítica de Forquilha (FEF): compreende uma associação de *augen* gnaisse milonítico, paragnaisse com granada e sillimanita (e/ou cianita), biotita paragnaisse e ortognaisse migmatizado de composição granodiorítica, na qual encaixam-se lentes e boudins de retroeclogito e rochas cálcio-silicáticas.
- Faixa de gnaisses da Zona da Cianita (FZKy): paragnaisse com lentes de rocha metamáfica, mármore, rochas cálcio-silicáticas e quartzito.

As faixas possuem orientação N-S com planos de foliação (S_n) que mergulham para E-SE. A estruturação é balizada por um sistema de rampas de empurrão, que se iniciam na borda oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria, e são marcadas por planos de foliação milonítica com mergulho de baixo ângulo (média = 98/30) e lineação de estiramento mineral (L_x) definida por sillimanita, cianita, quartzo e biotita com caimento para leste (média = 98/30). A medida que se avança para oeste, a intensidade de mergulho da foliação (S_n) e dos planos de empurrão aumenta, exibindo mergulho de médio a alto ângulo (média = 105/68) e lineação de estiramento mineral com cimento com altitude média de 180/10.

A orientação da lineação de estiramento mineral associada aos indicadores cinemáticos, definidos principalmente por porfiroclastos de álcali-feldspatos e estruturas S-C, indicam movimento das falhas de empurrão de topo para W-NW. Curtas zonas transcorrentes destrais e sinistrais de direção N-S e NNE-SSW possuem planos de alto ângulo (S_{n+1}) e lineação de estiramento mineral, marcada principalmente por quartzo e muscovita, de caráter direcional (L_{x+1}). Esta foliação, por vezes, transpõe a foliação S_n e caracteriza um evento estrutural posterior, mas de natureza progressiva. Estas faixas são intrudidas pelo granito Serra do Barriga de caráter pós-tectônico que possui idade U-Pb em monazita de 522 Ma (Mattos 2005).

Faixa de gnaisses da Zona da Sillimanita

A FZSill é dominante mente composta por paragnaisse de coloração cinza, representados por sillimanita-biotita gnaisse e sillimanita-granada-biotita gnaisse (Fig. 3A).

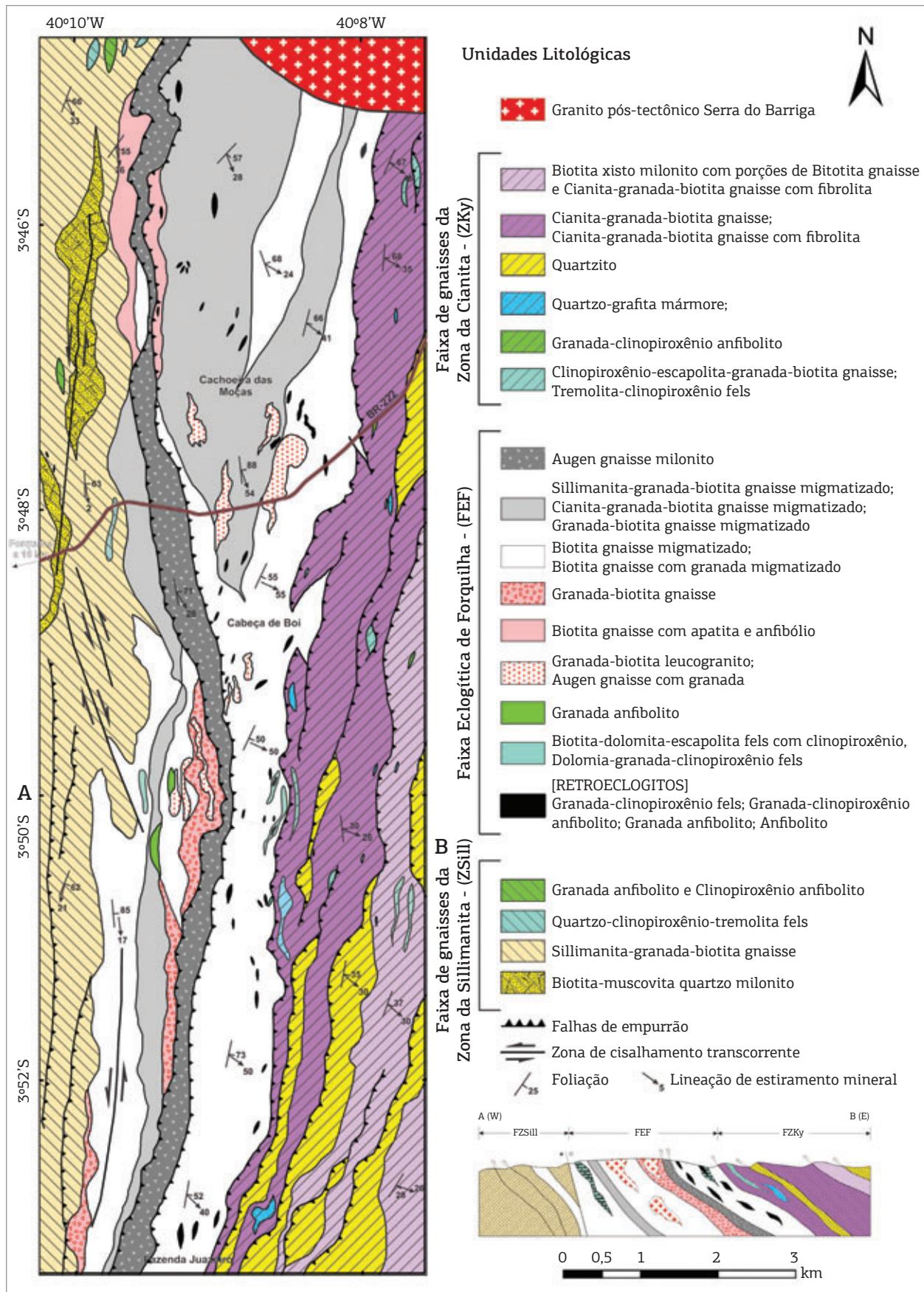


Figura 2. Mapa geológico de detalhe e perfil geológico esquemático de uma porção da Faixa Eclogítica de Forquilha.

Essas rochas possuem cerca de 10% de sillimanita e entre 30 e 40% de biotita idiooblástica com intensa coloração avermelhada em lâmina delgada, o que caracteriza biotita rica em Ti (Fig. 3B). Quartzo (20 a 25%), plagioclásio (10 a 15%) e álcali-feldspato (10%) constituem o restante da matriz da rocha, que inclui até 15% de poiquiloblastos de granada que alcançam diâmetro de até 8 mm. A granada possui sombras de pressão assimétricas preenchidas por quartzo e biotita, o que aponta que a granada seja pré- a sin-tectônica em relação ao evento que promoveu a foliação S_n . As inclusões na granada, por vezes rotacionadas, são predominantemente de quartzo, plagioclásio e biotita e são de tamanho e posição esparsa. O plagioclásio apresenta-se, via de regra, como cristais xenoblásticos saussuritzados e, por vezes, envolvidos por uma fina auréola de intercrescimento de quartzo e feldspato.

Destaca-se ainda o fato de que a FZSill, dentre as demais, é a mais afetada por falhas transcorrentes, ao longo das quais é comum a presença de muscovita resultante de metamorfismo dinâmico. Nas proximidades dessas curtas zonas transcorrentes a quantidade de muscovita é grande o suficiente para caracterizar um litotípico diferenciado, e assim individualizar uma unidade milonítica representada por biotita-muscovita-quartzo gnaiss milonítico, situada na porção norte da faixa (Fig. 2).

Dois corpos de rochas metamórficas, na forma de lentes de até 600 m de comprimento e de composição mineralógica diferenciada entre si, estão encaixados nos gnaisses paraderivados desta faixa (Fig. 4A). O primeiro, situado a norte, é representado por granada anfibolito, constituído por poiquiloblastos de granada (de até 7 mm) rotacionados, com inclusões de plagioclásio, hornblenda, quartzo e titanita, e sombras de pressão assimétricas preenchidas

por quartzo, em uma matriz constituída predominantemente por hornblenda subidioblástica (65%), plagioclásio (20%), quartzo (10%) e resquícios de diopsídio metamórfico (< 1%), dispostos em textura nematoblástica (Figs. 4B e C). Subordinadamente, neste granada anfibolito, ocorrem calcita, Fe-clorita e titanita. O segundo corpo, na porção sul (Fig. 2), é constituído por hornblenda subidioblástica (50 a 60%) e xenoblastos de diopsídio (20%) que se apresentam em bandas paralelas e descontínuas caracterizando uma textura tipicamente nematoblástica. Nas bordas e nos planos de clivagem, o diopsídio é substituído por hornblenda e epídotio (10%) (Figs. 4D e E) em uma típica reação retrógrada. Plagioclásio (10%), quartzo (< 5%) e minerais acessórios, tais como titanita e ilmenita, são os demais constituintes.

Também encaixadas nos gnaisses têm-se lentes de rocha cálcio-silicática com dimensões até 100 m de largura que são constituídas por clinopiroxênio cárlico (diopsídio), dolomita, calcita, quartzo, tremolita e titanita.

Faixa Eclogítica de Forquilha

A FEF constitui um conjunto de rochas que perfaz aproximadamente 40% da área mapeada. Esta faixa possui uma organização complexa e heterogênea englobando gnaisses para- e ortoderivados com diferentes graus de migmatização. Os migmatitos envolvem lentes de retroeclogito e rochas cálcio-silicáticas boudinadas em uma direção geral N-S.

Os gnaisses paraderivados são representados por cianita-granada-biotita gnaiss migmatizado e sillimanita-granada-biotita gnaiss migmatizado e estão localizados, principalmente, na porção setentrional da área. Essas rochas possuem notória variação na proporção dos minerais constituintes, caracterizando zonas mais ricas em

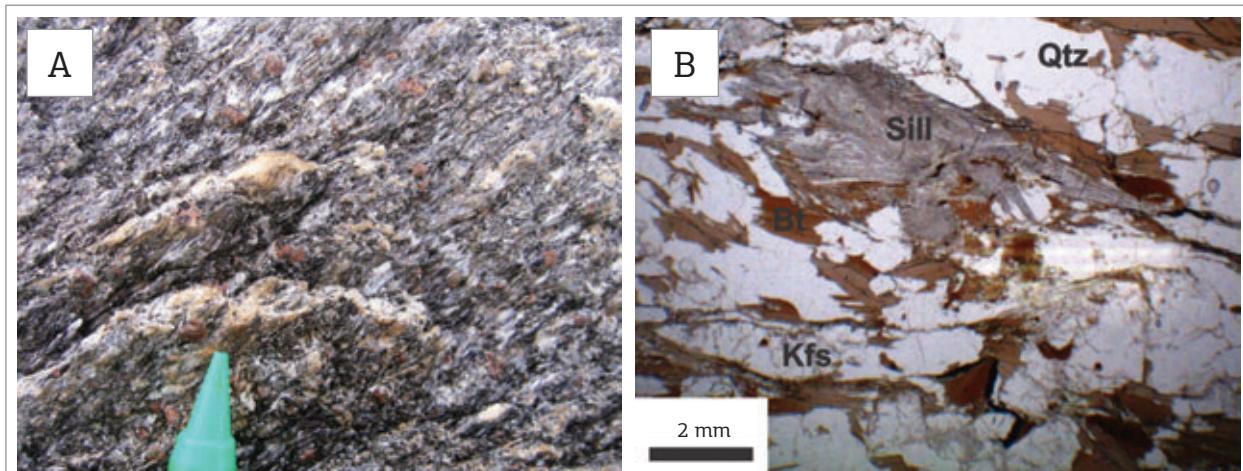


Figura 3. Gnaisse paraderivado da Faixa de gnaisses da Zona da Sillimanita. (A) Aspecto macroscópico de sillimanita-granada-biotita gnaisse. (B) Fotomicrografia mostrando parte da associação mineral da rocha que é constituída por Grt + Sill + Pl + Kfs + Bt + Qtz.

quartzo-feldspato e outras mais ricas em minerais máficos, como gramada e biotita, e polimorfos de aluminossilicatos (sillimanita e cianita). Sillimanita-granada-biotita gnaisse (Figs. 5A e B) perfaz o maior volume desta unidade de gnaisse paraderivados, sendo as melhores exposições na localidade Cabeça de Boi (Fig. 2).

Ao longo da FEF observa-se que a fusão parcial dos paragnaisse foi mais intensa em algumas porções, sendo possível diferenciar e estabelecer unidades litológicas de extensas áreas de rochas leucocráticas, cujos litotipos são granada-biotita gnaisse migmatizado, biotita-granada leucogranito e *augen* gnaisse com granada (Fig. 5C), sendo estes mais frequentes na região de Cachoeiras das Moças (Fig. 2).

O ortognaisse é representado por biotita gnaisse com anfibólio e apatita, fortemente migmatizado (Fig. 6A) e com limites gradacionais ou erráticos em relação aos paragnaisse, indicando que estes estejam interdigitados de forma complexa, exceto à unidade de *augen* gnaisse milonítico que possui seus limites estabelecidos por planos de empurrão. O *augen* gnaisse milonítico constitui uma faixa de direção N-S com espessura aparente de até 700 m. São

rochas composta por porfiroclastos de até 8 cm de álcali-feldspato (Fig. 6B), ocelares, imersos em matriz de granulação fina a média, constituída por biotita, quartzo, plagioclásio e menores porções de anfibólio e apatita dispostos em uma textura nematoblástica.

Rochas cálcio-silicáticas e retroeclogito estão encaixados nos gnaisse orto e paraderivados. As rochas cálcio-silicáticas localizam-se, em maior abundância, na porção central da área de estudo, e ocorrem como *boudins* maciços e homogêneos com cerca de 300 m de comprimento e 60 m de largura. Os litotipos representantes das rochas cálcio-silicáticas são dolomita-granada-clinopiroxênio gnaisse e biotita-dolomita-escapolita fels com clinopiroxênio, e comumente estão próximas às ocorrências de retroeclogito. O retroeclogito ocorre como corpos boudinados de geometria lenticular e dimensões que variam de 10 a 200 m de largura e 25 a 800 m de comprimento (Fig. 7A). As ocorrências estão sempre a leste da faixa de *augen* gnaisse milonítico (Fig. 2).

Ao longo de 16 km (N-S), foram individualizados mais de 40 corpos de retroeclogito encaixados em orto- e paragnaisse e, raramente, em rochas cálcio-silicáticas. Os litotipos

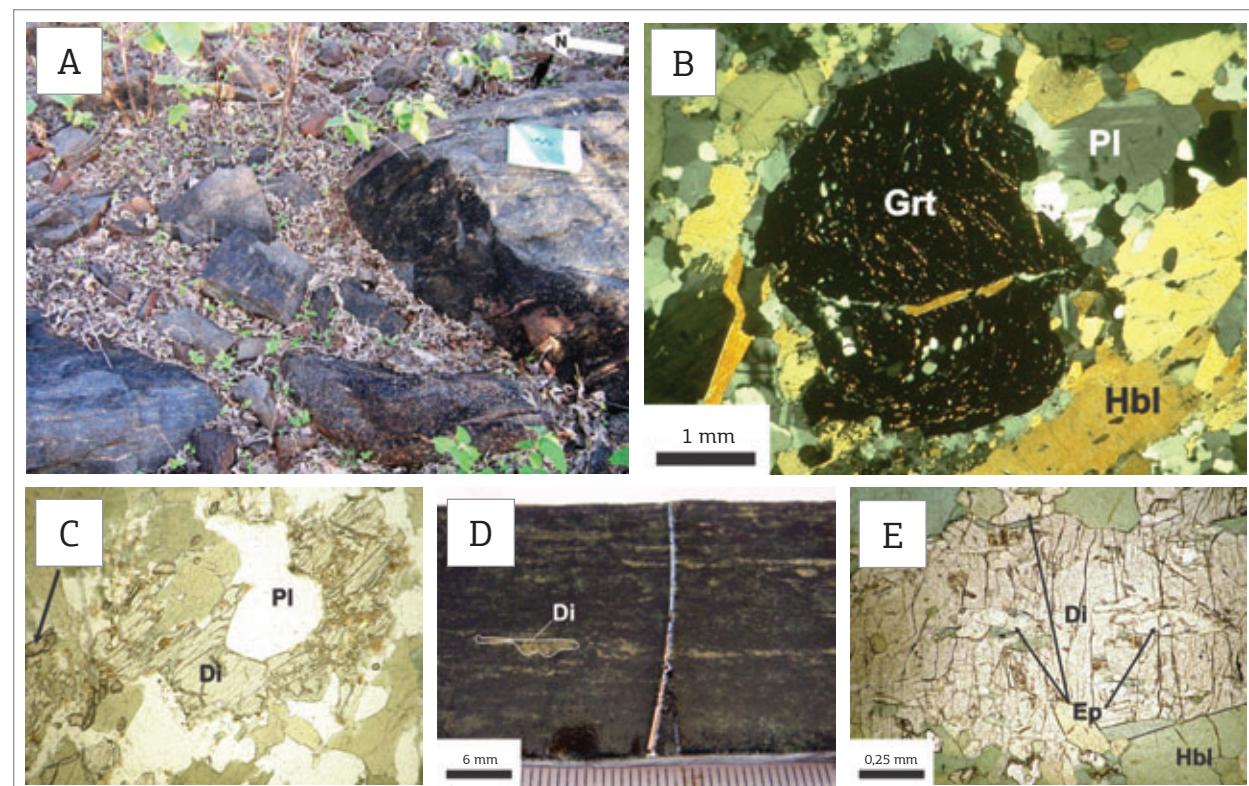


Figura 4. Rochas metamórficas encaixadas em paragnaisse da Faixa de gnaisse da Zona da Sillimanita. (A) Afloramento de granada anfibolito inserido na Faixa de gnaisse da Zona da Sillimanita. Foliação com atitude 170/68 e indicadores cinemáticos, como poiquiloblastos de granadas rotacionadas (vide B), indicam movimento de topo para W. As inclusões deste poiquiloblasto são de titanita, quartzo e anfibólio. (C) Destaque para os raros cristais de diopsídio presente na rocha. (D) Foto de detalhe de diopsídio anfibolito. Destaque para os cristais de diopsídio que se apresentam em bandas paralelas e descontínuas. (E) Fotomicrografia mostrando que o diopsídio é substituído em suas bordas e nos planos de clivagem por epidoto e hornblenda, em reação retrometamórfica.

representantes desta unidade são anfibolitos com granada, granada anfibolitos, clinopiroxênio-granada anfibolitos e granada clinopiroxenitos (ou granada-clinopiroxênio fels). Em geral, são rochas verde acinzentado a verde escuro, com aspecto maciço. Alguns corpos apresentam uma marcante foliação gnássica (Fig. 7B) ou um bandamento, este definido pela diferença de composição mineral, no qual ocorrem faixas mais ricas em anfibólito e plagioclásio, retrometamórficos, e outras mais ricas em granada e clinopiroxênio, que resguardam a paragênese de mais alta pressão (Fig. 7C). Normalmente, as porções isotrópicas, mais ricas em piroxênios situam-se na porção central dos *boudins*, ao passo que suas bordas, quanto mais foliadas mais enriquecidas em anfibólito são.

A exemplo de retroeclogitos encontrados em outras regiões do planeta (Will & Schmädicke 2001, Zhao *et al.* 2001, Brewer *et al.* 2003, Sartini-Rideout, Gilotti &

McClelland 2009), os de Forquilha também possuem uma variação mineralógica e textural que se expressa, por vezes, em um mesmo corpo rochoso (*boudin*), devido ao processo retrometamórfico heterogêneo, em parte controlado pela infiltração de fluídos metamórficos ao longo de estruturas geradas no processo de exumação.

Granada clinopiroxenitos ou clinopiroxênio fels são descritos somente nas localidades de Cachoeira das Moças e Fazenda Juazeiro (Fig. 2). Tratam-se de rochas mesocráticas e que, por vezes, apresentam um leve bandamento. A granada ocorre como poiquiloblastos anédricos com dimensão média em torno de 1,5 mm, podendo alcançar cerca de até 3 mm e com feições do tipo atol (Figs. 8A e B), comumente encontradas em eclogitos (Bard 1985, Faryad, Klárová & Nosál 2010). Análises semiquantitativas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) nestas rochas



Figura 5. Paragnaisse encaixantes dos retroeclogitos. As principais ocorrências estão na localidade de Cachoeira das Moças. (A) Feição macroscópica de uma porção rica em aluminossilicatos e basicamente composta de poiquiloblastos de granada com inclusões de cianita alteradas para sillimanita branca em uma matriz predominantemente constituída de sillimanita escura, biotita e álcali-feldspato. (B) Foto de porção com leve migmatização e a ocorrência de porfiroblastos de granada junto às porções leucocráticas. (C) Porção fortemente migmatizada com presença de porfiroblastos de álcali-feldspato. As figuras (A), (B) e (C) mostram uma variação que ocorre em um perfil de aproximadamente 300 m e estabelecem um quadro evolutivo do processo de migmatização dos paragnaisse da Faixa Eclogítica de Forquilha.

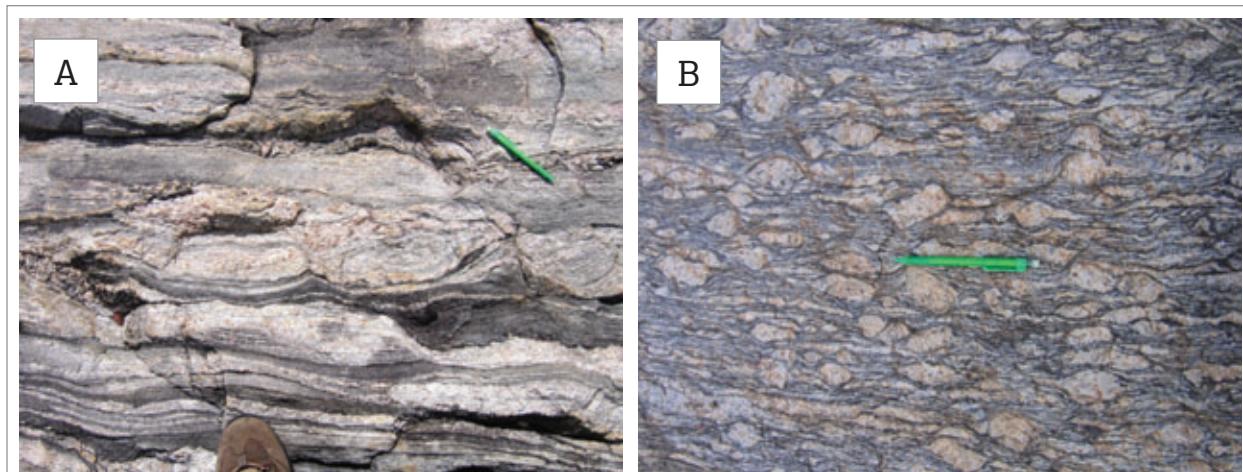


Figura 6. Ortognaisse da Faixa Eclogítica de Forquilha. (A) Biotita gnaisse migmatizado com anfibólito e apatita constitui uma unidade ortoderivada que também encaixa os retroeclogitos; (B) Augen gnaisse milonítico. Porfiroblastos de álcali-feldspato atingem dimensões de até 7 cm. Os retroeclogitos estão sempre a leste desta unidade.

revelam que a granada possui uma composição média estimada de almandina ($\text{Alm}_{46.0-51.4}\text{Grs}_{23.0-29.0}\text{Prp}_{19.5-24.4}\text{Sp}_{0.8-1.7}$), com enriquecimento da molécula piropo nas regiões centrais e nas bordas dos cristais, com a concomitante diminuição da molécula almandina e grossulária (Fig. 8C). Este zoneamento químico sugere mais de uma fase de blastese e pode também ser verificado pela maior concentração de inclusões nas porções centrais dos cristais em relação às suas bordas, definindo contornos retilíneos que podem representar limites de zonas de crescimento (Fig. 8C). Isto sugere um crescimento euédrico para a primeira geração de granada. As inclusões são predominantemente de quartzo, hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio e rutilo, e, subordinadamente, de zircão, pírita, barita, allanita, safflorita $[(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})\text{As}_3]$ e ouro.

A matriz do granada-clinopiroxênio fels é dominante-mente constituída por finos simplectitos de diopsídio e plagioclásio (principalmente oligoclásio e andesina, com algumas

ocorrências de albita). As vermiculas de diopsídio e plagioclásio medem cerca de 30 μm e podem representar pseudomorfos de onfaca (Fig. 9A). O anfibólito, quando presente, aparece em finas coronas envolvendo a granada ou substituindo vermiculas de diopsídio nos simplectitos (Figs. 9B e D). O plagioclásio, além de estar presente nos simplectitos, encontra-se também como finas coronas, de espessuras de até 150 μm , envolvendo granada (Fig. 9C). Quartzo, apatita, rutilo são as principais fases acessórias.

Clinopiroxênio-granada anfibolito é o litotipo mais frequente e é encontrado praticamente em todos os corpos de norte a sul da área mapeada. Os poiquiloblastos de granada apresentam coronas de plagioclásio. Possuem forma subidioblastica e diâmetro de até 2,5 mm e os minerais inclusos são de clinopiroxênio, anfibólito, plagioclásio, quartzo, rutilo e titanita. A matriz é constituída por simplectitos grossos de clinopiroxênio e plagioclásio, no qual as vermiculas possuem

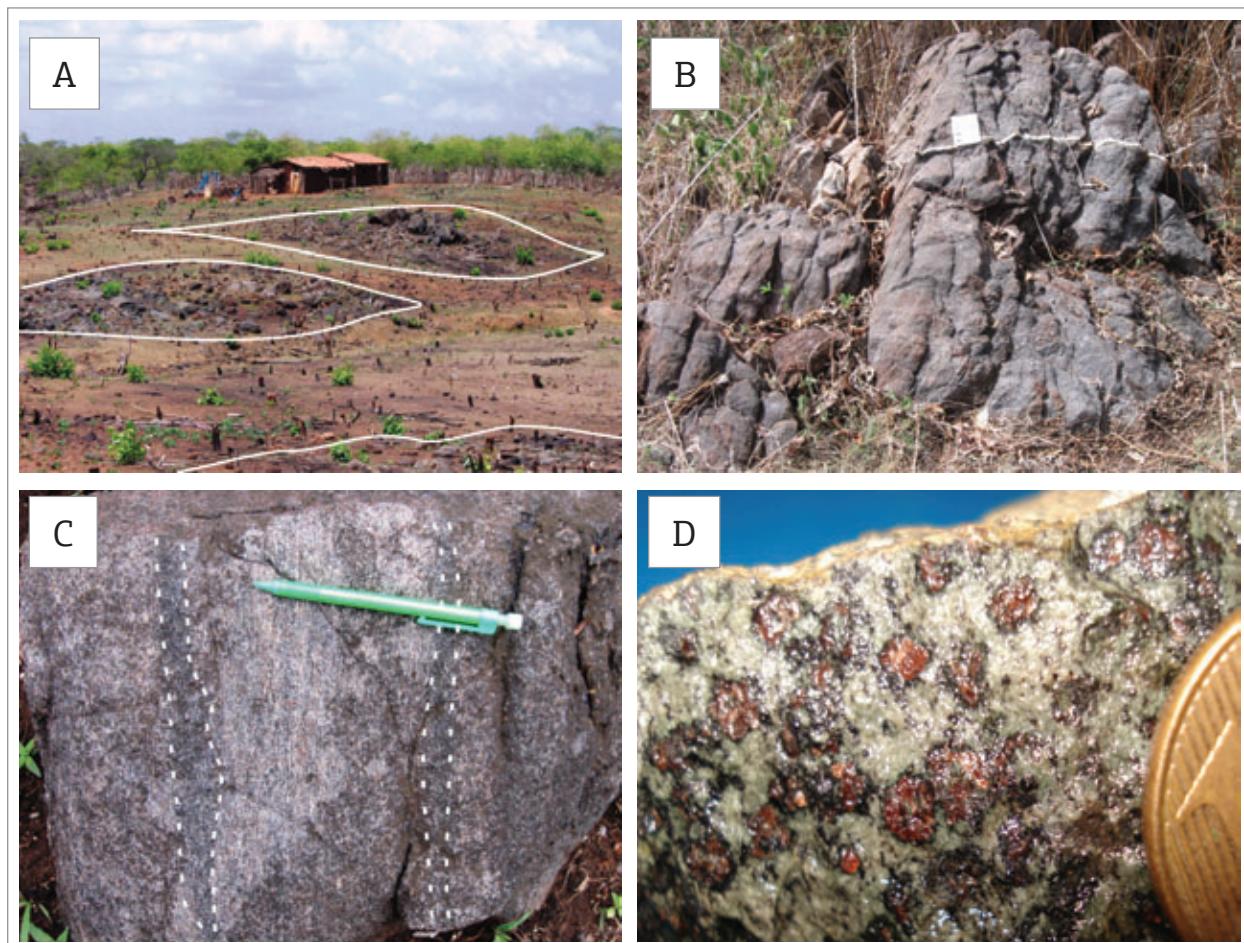


Figura 7. Aspectos macroscópicos do retroeclogito de Forquilha. (A) Forma de ocorrência do retroeclogito. Encalhados na forma de boudins em gnaisses orto- e paraderivados; (B) porção foliada de retroeclogito; (C) o retroeclogito, por vezes, apresenta faixas (destacado na figura por linhas tracejadas brancas) com paragênese retrometamórfica mais concentrada, onde há maior proporção de anfibólito e plagioclásio; (D) aspecto macroscópico de granada-clinopiroxênio fels da localidade de Fazenda Juazeiro. Granada envolvida por anfibólito em matriz esverdeada composta por simplectitos de diopsídio e plagioclásio.

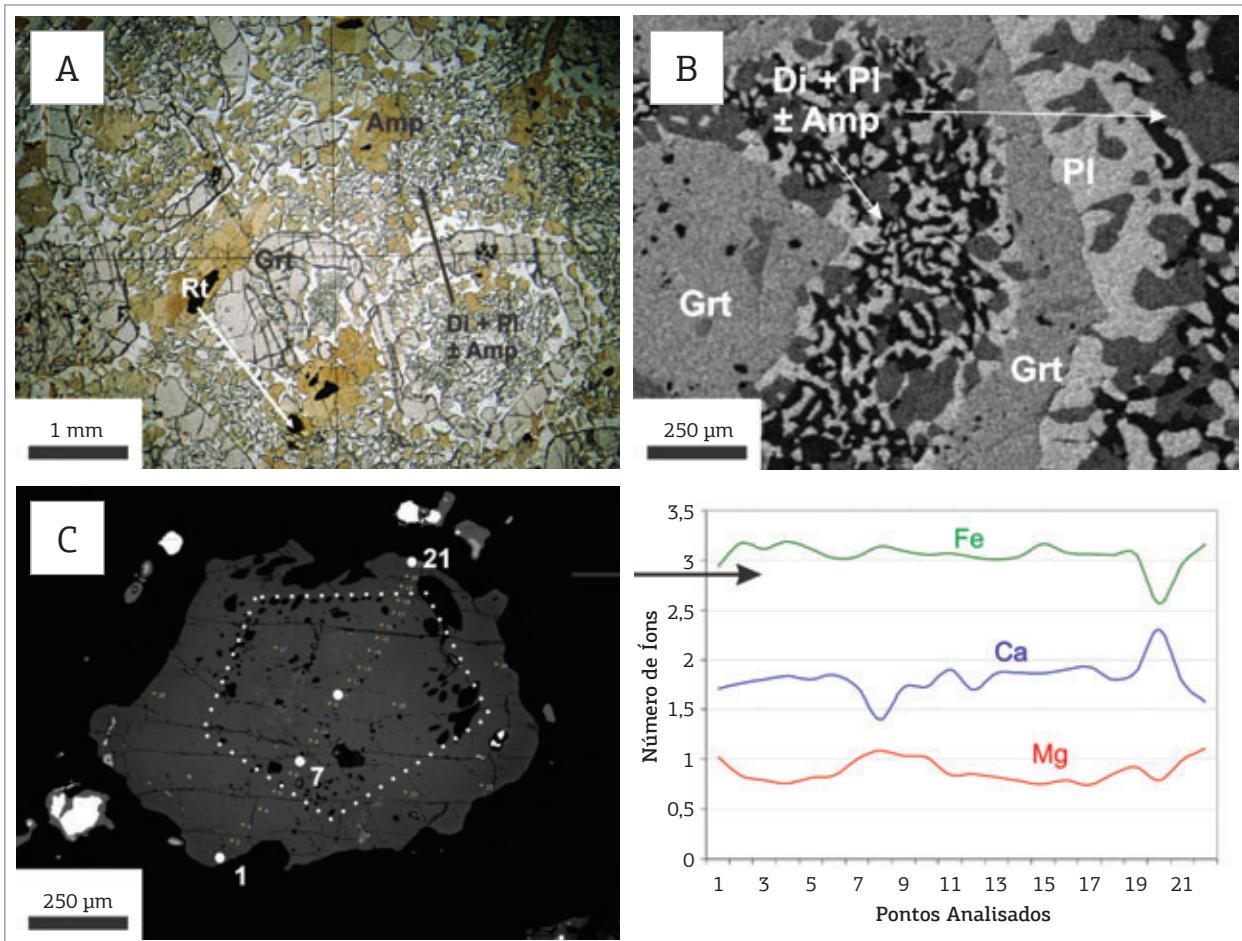


Figura 8. Aspectos microscópicos do retroeclogito de Forquilha. (A) Fotomicrografia de retroeclogito com granadas do tipo atol, onde mostra que simpleteitos de diopsídio e plagioclásio ocorrem no interior e exterior das ilhas de granada; (B) a imagem em microscópio eletrônico de varredura ainda ressalta que estas ilhas de granada, além de cercar simpleteitos, abarcam em seu interior granada subeuédrica com inclusões de anfibólito, quartzo, plagioclásio; (C) imagem em microscópio eletrônico de varredura de poiquiloblasto xenomórfico de granada com inclusões de quartzo que desenham contorno de uma primeira blastese de granada. As análises semiquantitativas indicam enriquecimento de Mg na região central e borda.

entre 60 e 130 μm de espessura e, por vezes, são obliteradas por anfibólito idioblástico a subidiobláctico em textura nematooblástica (Figs. 10A e B). Também foram observadas texturas coroníticas de titanita em rutilo e ilmenita.

Granada anfibolitos e anfibolitos com granada são litotipos que ocorrem nas bordas dos corpos de retroeclogito e são porções que estiveram em contato direto com os gnaisses encaixantes. Possuem poiquiloblastos de granada com diâmetro próximo a 1,5 mm envoltos por espessa (0,5 – 1,0 mm) corona de plagioclásio. Há também granada subidiobláctica, com diâmetro inferior a 0,5 mm e isenta de inclusões e corona de plagioclásio, o que caracteriza uma segunda geração. A matriz é predominantemente constituída de anfibólito e plagioclásio, com raros resquícios de rutilo e vermiculas de clinopiroxênio. Nota-se também que há uma maior concentração de ilmenita e titanita, que juntas chegam a constituir até 5% da rocha.

Faixa de gnaisses da Zona da Cianita

Esta faixa é predominantemente composta por cianita-granada-biotita gnaiss de coloração cinza e granulação que varia de média a grossa (Fig. 11A). A matriz gnáissica é constituída por quartzo (~20%), plagioclásio (5 a 10%), álcali-feldspatos (15%), biotita (25%) e fases acessórias, tais como rutilo, ilmenita e apatita que chegam a somar 2% da composição modal (Fig. 11B). Porfiroblastos de cianita (10 a 15%) com dimensões de até 20 mm e poiquiloblastos de granada (15%), com diâmetro de até 15 mm são os demais minerais constituintes deste litotipo.

Em lâmina delgada, verifica-se que a biotita, a exemplo do que foi observado nos gnaisses da FZSill, é avermelhada, o que sugere uma composição mais rica em Ti. Pequenas porções dos porfiroblastos de cianita são substituídos por sillimanita neoformada. Os poiquiloblastos de granada, além

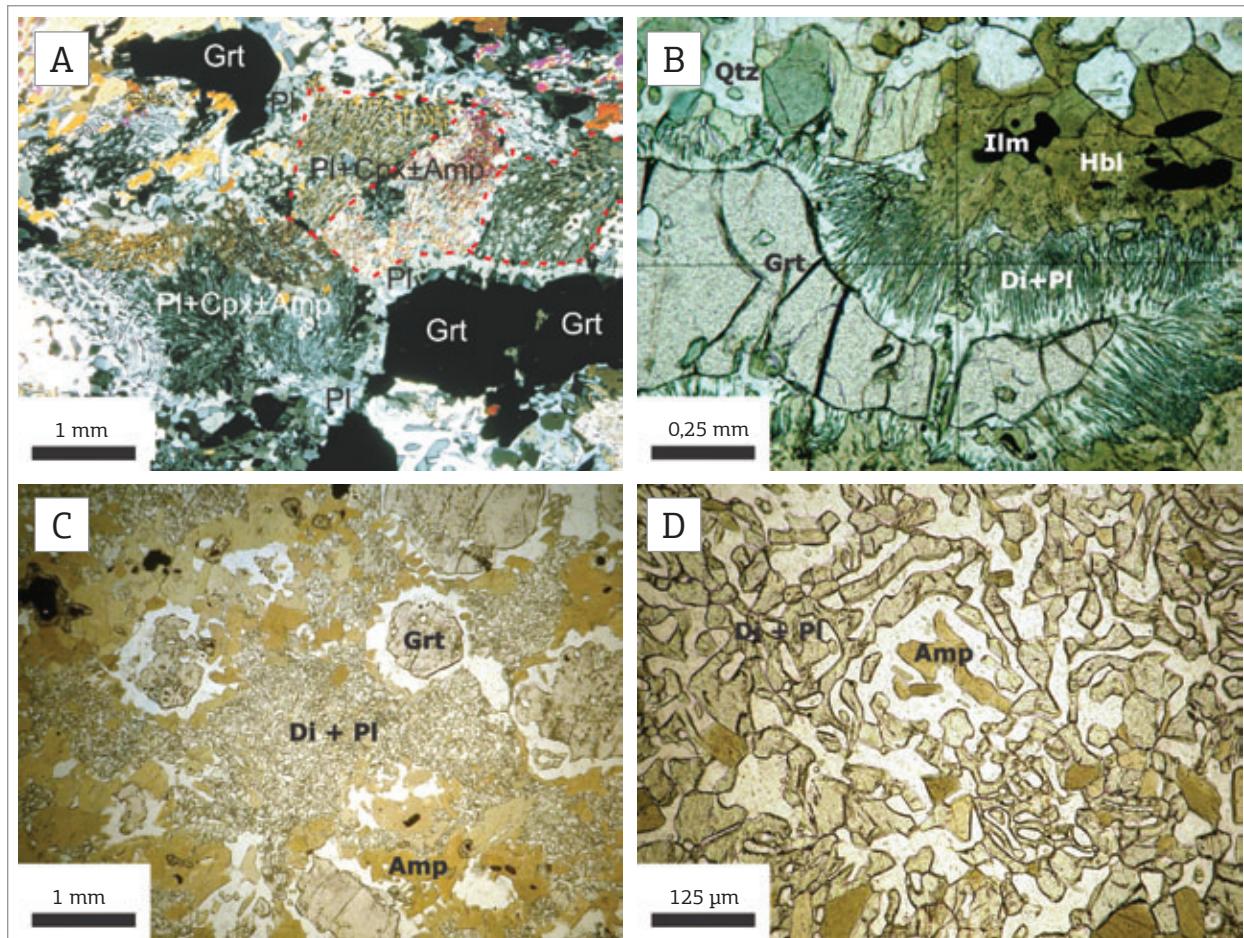


Figura 9. Aspectos microscópicos do retroeclogito de Forquilha. (A) Fotomicrografia à luz polarizada de granada-clinopiroxênio fels. As linhas tracejadas vermelhas marcam simpleteitos de plagioclásio e diopsídio que podem representar pseudomorfos de onfacita. Os limites dos pseudomorfos são definidos pela extinção do diopsídio presente nos simpleteitos; (B) fotomicrografia de porfiroblasto de granada xenomórfico cercada por simpleteito de diopsídio e plagioclásio, que por sua vez, é cercado por corona de anfíbolio e ilmenita; (C) fotomicrografia mostrando que os poiquiloblastos de granada são envoltos por coronas de plagioclásio. Entre a matriz, constituída por simpleteitos de diopsídio e plagioclásio, e as coronas de plagioclásio está a maior concentração de anfíbolio; (D) é comum verificar vermiculas de diopsídio substituídas por hornblenda.

de possuírem inclusões de quartzo, biotita, rutilo e ilmenita, também apresentam sombras de pressão assimétricas preenchidas por quartzo, caracterizando os planos de empurro com movimento de topo para W e WNW.

As extensas e contínuas rampas de empurro, com direção N-S, representam característica típica da FZKy, que ao sul da área é marcada por altos do relevo estabelecidos por cristas de quartzitos miloníticos com mais de 1 km de espessura. Associados às zonas de cavagem, também são comuns *boudins* métricos de rochas cálcio-silicáticas representadas por clinopiroxênio-escapolita-granada-biotita gnaisses (8% Cpx; 10% Scp; 15% Grt; 15% Bt; 25% Qtz; 10% Cal; 10% Pl; 5% Kfs; 2% Rt + Op) e tremolita-clinopiroxênio fels (84% Cpx; 6% Tr; 10% Qtz).

Encaixadas no paragnisse têm-se ainda lentes quartzo-grafita mármore (5% Qtz; 10% Grp; 85% Cal) e pequenos

boudins de granada-clinopiroxênio anfibolito (25% Grt; 35% Cpx; 20% Hbl; 15% Pl; 1% Qtz; 1% Rt; 2% Cal + Fe-Chl), nos quais os poiquiloblastos de granada são substituídos por Fe-clorita em planos de fraturas paralelos à foliação milonítica. A matriz é constituída de clinopiroxênio subidioblastico disposto em uma textura nematoblástica e substituído por hornblenda nas bordas e ao longo dos planos de clivagem (Figs. 11C e D).

Na extremidade leste da área, tem-se uma faixa de biotita xisto milonito com porções de gnaisse ortoderivado (biotita gnaisse) e gnaisse paraderivado (com cianita ou sillimanita) com lentes de mármore e anfibolitos que constituem uma tectonofácies com estruturação de baixo ângulo. Esta faixa pode representar uma zona de transição para as rochas ígneas pertencentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria.

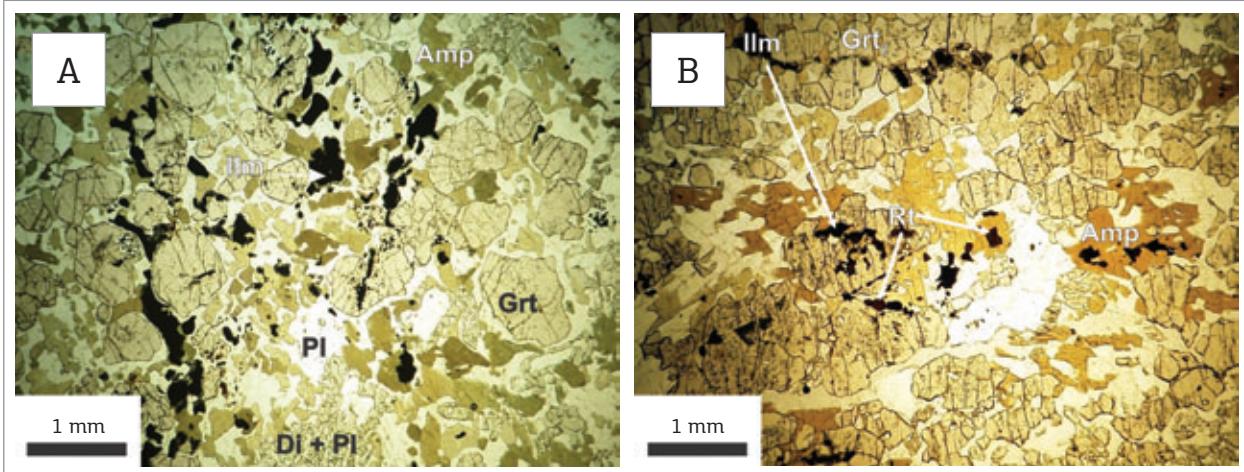


Figura 10. Aspectos microscópicos das porções mais retrógradas do retroeclogito de Forquilha. (A) Fotomicrografia de granada anfibólito. Anfibólito oblitera simpleteitos de diopsídio e plagioclásio. Destaque para maior concentração de ilmenita. (B) Fotomicrografia de litotipo onde não há presença de simpleteitos de diopsídio e plagioclásio. Há também presença de granadas isentas de coronas de plagioclásio, interpretadas como granadas geradas no retrometamorfismo.

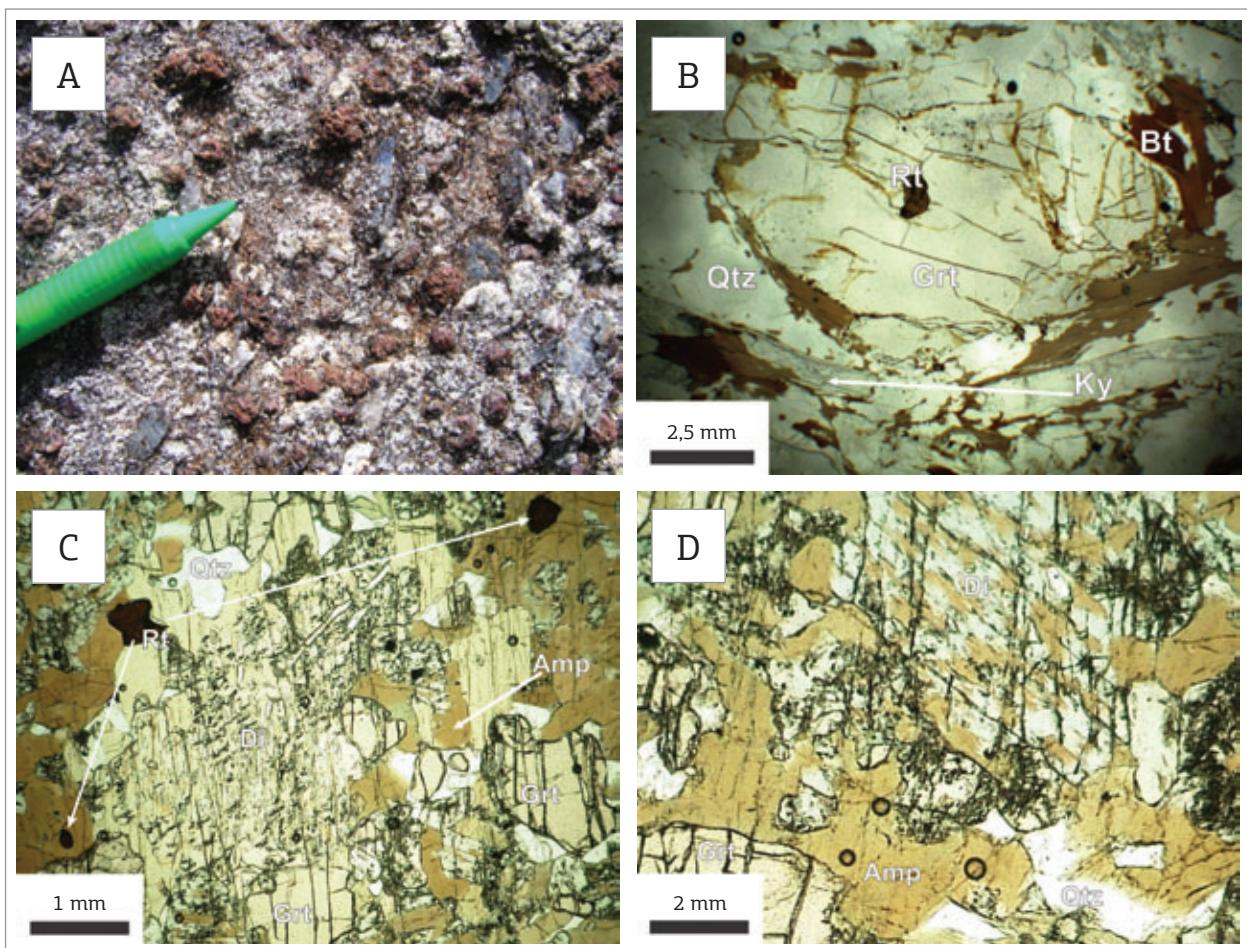


Figura 11. Gnaiss paraderivado da Faixa de gnaisses da Zona da Cianita F e aspectos microscópicos da rocha metamáfica encaixada neste gnaiss. (A) Foto de cianita-granada-biotita gnaiss da Faixa de gnaisses da Zona da Cianita. Porfiroblastos de granada e cianita em matriz gnáissica de granulação grossa composta por quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio. (B) Fotomicrografia de cianita-granada-biotita gnaiss da Faixa de gnaisses da Zona da Cianita. Porfiroblasto de granada, com inclusão de rutilo, e porfiroblastos de cianita cercados por biotita e quartzo. (C) e (D) Fotomicrografias de rochas metamáficas inseridas na Faixa de gnaisses da Zona da Cianita. Destaque para a paragênese $Grt + Di + Pl + Amp + Qtz + Rt$ (C). O diopsídio é substituído por anfibólito nas bordas e nos planos de clivagem (D).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Metamorfismo regional

A divisão da área em três faixas é baseada nas condições metamórficas identificadas pela associação mineral e inferidas a partir de estudos de rochas análogas. Esta estratégia foi utilizada, pois se identificou que todas as faixas possuem litotipos semelhantes do ponto de vista de seus protólitos, que, em suma, são representados por metapelitos com pequenos *boudins* de rochas metacarbonáticas e metamáficas. A partir das paragêneses e reações metamórficas identificadas, é possível estabelecer as seguintes considerações, em termos de pressão e temperatura, para as faixas que tectonicamente circundam a FEF:

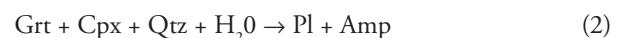
- Na FZSill, o gnaisse com associação mineral de sillimanita + granada + biotita + quartzo + álcali-feldspato + plagioclásio possui um campo de estabilidade amplo nas grades petrogenéticas para metapelitos no sistema químico KFMASH ($K_2O + FeO + MgO + Al_2O_3 + SiO_2 + H_2O$) e pode indicar condições transicionais entre fácies anfibolito superior e fácies granulito. Os dois corpos de rochas metamáficas inclusos nesta faixa apresentam associações minerais distintas entre si, o que pode ser devido a uma composição diferenciada dos protólitos. Assim tem-se uma associação mineral com granada + anfibólito + plagioclásio + quartzo + titanita \pm diopsídio, e outra composta por diopsídio + anfibólito + plagioclásio \pm titanita, o que estabelece condições de metamorfismo de transição da fácies anfibolito e fácies granulito, com temperaturas mínimas de 675°C e pressão superior a 6 kbar (Spear & Cheney 1989, Powell & Holland 1990). Epídoto e hornblenda substituindo diopsídio nas bordas e planos de clivagem (Fig. 4E) evidenciam uma reação retrometamórfica em condições transicionais de fácies xisto verde e anfibolito inferior.
- Na FZKy, o gnaisse com a associação mineral de cianita + granada + biotita + quartzo + plagioclásio + álcali-feldspato + rutilo indica condições de pressões acima de 7 kbar e temperaturas acima da reação de quebra da muscovita, em torno de 680°C (O'Brien & Rötzler 2003, Wei & Powell 2003). A rocha metamáfica inserida nesta faixa apresenta associação mineral de pico metamórfico caracterizado por granada + diopsídio + plagioclásio + rutilo, o que restringe o metamorfismo a condições mínimas de pressão em torno de 10 kbar, acima do limite da curva de desestabilização do ortopiroxênio, e temperaturas superiores a 700°C (O'Brien & Rötzler 2003). O retrometamorfismo é marcado na rocha metamáfica pela presença de hornblenda em simples substituição das bordas e planos de clivagem do diopsídio e, no gnaisse, paraderivado com a simples substituição de cianita por sillimanita.

Para a FEF, o retroeclogito registra uma história do metamorfismo mais completa em relação aos gnaisses encaixantes, algo que é verificado também em outros terrenos de alta e ultra-alta pressão (Heinrich 1982, Coleman & Wang 1995). Os paragnaisse que compõem esta faixa são fortemente migmatizados com domínio de estruturas nebulíticas e agmáticas, e apresentam a associação mineral de sillimanita (depois de cianita) + granada + álcali-feldspato + quartzo + biotita + rutilo \pm plagioclásio. A ausência de muscovita já sugere condições de metamorfismo superiores a 700°C, mas são os litotipos *augen* gnaisse com granada e biotita-granada leucogranito que registram a associação mineral granada + álcali-feldspato + quartzo \pm plagioclásio \pm cianita, e marcam condições de metamorfismo com temperatura próxima a 800°C e pressão acima de 10 kbar, típico de granulitos de alta pressão que são livres de ortopiroxênio (Gilotti & Elvevold 2002, Indares, White & Powell 2008, Guilmette, Indares & Hébert 2011). Esta associação mineral comumente é formada pela reação (1), que de acordo com Vielzeuf & Holloway (1988), é importante para a produção substancial de magmas graníticos do tipo S, que são segregados de sua fonte, deixando um resíduo composto por aluminossilicato + quartzo + biotita + plagioclásio.



Embora Santos *et al.* (2009b) já tenham estabelecido uma trajetória P-T para o retroeclogito de Forquilha desde a fácies eclogito até a fácies xisto verde em uma trajetória horária, neste trabalho cabe registrar as prováveis reações retrometamórficas, sugeridas com base nas relações petrográficas e em grades petrogenéticas. As reações que seguem foram descritas por Zhao *et al.* (2001) e Sartini-Rideout, Gilotti & McClelland. (2009) para retroeclogitos de composição química, descrição petrográfica e ocorrência similar. Desta forma, são estabelecidos três principais estágios de retrometamorfismo e um quarto estágio, ainda que incipiente, em condições de fácies xisto verde.

O primeiro estágio retrometamórfico é marcado por descompressão, com o desenvolvimento de corona de plagioclásio em torno da granada — reações (2) e/ou (3) —, promovendo o isolamento entre a granada e a onfacita.

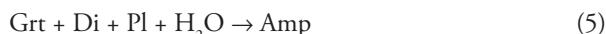


A quebra da onfacita promove a formação de simplicítios de diopsídio e plagioclásio (Mysen & Griffin 1973), sendo descrita pela reação (4) e caracterizando o segundo estágio de retrometamorfismo. Assim, se estabeleceria a

associação de granada + diopsídio + plagioclásio + quartzo + rutilo \pm anfibólito, típica de fácies granulito de alta pressão (Pattison 2003), no qual se espera pressões em torno de 12 kbar e temperaturas superiores a 750°C.



O terceiro estágio de retrometamorfismo é marcado pelo aparecimento de hornblenda, tanto envolvendo a granada em uma textura coronítica quanto substituindo vermiculitas de diopsídio — reação (5) —, estabelecendo uma paragênese de transição da fácies granulito para fácies anfibolito. Faixas mais ricas em anfibólito são observadas macroscópica e microscopicamente, o que denota que a entrada de H_2O no sistema não se deu somente de forma penetrativa, mas também de forma concentrada ao longo de bandas centimétricas.



A reação (6) registra o desenvolvimento de litotipos com a paragênese granada + anfibólito + plagioclásio + ilmenita + titanita \pm quartzo, de fácies anfibolito. Esta reação é representativa do desequilíbrio de diopsídio na paragênese, formação de ilmenita e de uma segunda geração de granada nas porções mais retrógradas. No entanto, não é possível estabelecer uma ordem cronológica entre as reações (5) e (6), o que sugere que ambas podem ter evoluído simultaneamente durante o terceiro estágio retrometamórfico.



Por fim, algumas fraturas milimétricas são preenchidas por vênulas de composição quartzo-calcítica que favorece em suas imediações a substituição de granada por Fe-clorita. Outra situação verificada é a formação de actinolita nas clivagens de hornblenda. Ambas as situações representam a incipiente formação de uma associação mineral característica de fácies xisto verde, com temperaturas aproximadas de 400°C e pressões iguais ou inferiores a 4 kbar.

Implicações tectônicas

Cada faixa litológica individualizada neste trabalho possui uma história diferenciada de metamorfismo. Por conta disto, é razoável admitir que os planos de cavalgamentos, que limitam cada uma delas, são feições estruturais importantes no processo de exumação das rochas da FEF. O padrão de foliação e lineação mineral mostra uma variação de cavalgamento, de leste para oeste, desde cavalgamentos frontais, na região próxima ao Arco Magmático de Santa Quitéria, fora dos limites da área, a um padrão

oblíquo. Esta evolução continuaria com o desenvolvimento posterior de zonas transcorrentes, a exemplo das falhas transcorrentes de Forquilha e Humberto Monte.

De acordo com Cavalcante *et al.* (2003), as faixas aqui individualizadas como FZSill e a FZKy fazem parte da seqüência supracrustal neoproterozoica do Grupo Ceará, mais especificamente, da Unidade Independência, enquanto a FEF estaria inserida em uma unidade paleoproterozoica definida como Complexo Canindé. Isto reforça a importância das estruturas de cavalgamento no processo de exumação e a consequente colocação de unidades basais imbricadas tectonicamente em unidades de cobertura.

Com relação aos aspectos metamórficos, é fato que os gnaisses encaixantes dos corpos de retroeclogito não preservaram uma paragênese de fácies eclogito, possivelmente devido ao intenso retrometamorfismo, o que é recorrente em terrenos com esta característica (Proyer 2003, Peterman, Hacker & Baxter 2009). Aliado a este fato, nota-se que as bordas dos corpos de retroeclogitos mostram uma evolução retrometamórfica mais intensa em relação às porções mais centrais devido à interação com os fluidos metamórficos, como sugerem as reações (3), (4) e (5), que são promovidas pela entrada de H_2O no sistema.

Do ponto de vista geotectônico, rochas que estiveram submetidas à fácies eclogito fornecem sustentável argumentação na caracterização de ambientes colisionais e de zonas de subdução. A presença de rochas submetidas a tais condições metamórficas na Província Borborema, em especial no Domínio Ceará Central, possibilita a discussão de modelos relativos à evolução geológica dessa porção da província e a sua correlação com a contraparte africana. Este exercício de correlação entre blocos crustais que formaram a porção oeste do Gondwana foi objeto de trabalhos apresentados por Almeida e Black (1968), Caby, Andreopoulos-Renaud e Pin (1989), Castaing *et al.* (1993), Trompette (1994, 1997), Brito Neves, Van Schmus e Fetter (2002), e outros mais recentes em Pankhurst *et al.* (2008).

No que diz respeito à porção setentrional da Província Borborema, o Domínio Médio Coreáu e o Domínio Ceará Central são correlacionados com a Faixa Dahomeydes e a porção central do Hoggar na África. O Lineamento Transbrasiliano, que separa os dois domínios da Província Borborema, é relacionado com os lineamentos Kandi e 4°50' na África. O Lineamento Senador Pompeu que separa os domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte é correlacionado com o Lineamento Ile-Ife.

A definição do batólito Tamboril-Santa Quitéria como constituído por rochas que seriam produto de fusão parcial de uma fonte juvenil e com idades de cristalização neoproterozoica (Fetter *et al.* 2003) permite correlacionar, ao longo do Lineamento Transbrasiliano – Kandi – Hoggar

4°50', três grandes fragmentos juvenis neoproterozoicos que são, além do Arco Magmático de Santa Quitéria, o Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 2000) e os complexos graníticos de composição cálcio-alcalina na Faixa do Hoggar, na região de Mali, África (Liégeois, Bertrand & Black 1987, Caby, Andreopoulos-Renaud & Pin 1989, Caby 2003). A oeste de Hoggar, as zonas de suturas estão bem caracterizadas pela presença de sequências ofiolíticas desmembradas e na existência de rochas em fácies eclogito (Caby 1994, Jahn, Caby & Monié 2001). Dados geofísicos reafirmam este fato (Lesquer, Beltrão & De Abreu 1984). Na Faixa Brasília, essa zona pode ser marcada por rochas metamórficas de alto grau (Della Giustina *et al.* 2009). Na Província Borborema, até então, apenas anomalias geofísicas sugeriam uma provável zona de sutura encoberta por rochas da Bacia do Parnaíba (Lesquer, Beltrão & De Abreu 1984), o que mantinha no âmbito das possibilidades a conexão dos oceanos Pharusiano e Goianides, como já ressaltado por Fetter *et al.* (2003) e Santos *et al.* (2008b).

O retroeclogito de Forquilha está a leste do Lineamento Transbrasiliense (Domínio Ceará Central), *ca.* 15 quilômetros a oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria, e pode representar o registro de uma suposta subdução no sentido ESE, seguida de colisão continental. Os dados geoquímicos dos retroeclogitos de Forquilha definem uma afinidade tholeítica do tipo N-MORB e IAT (Amaral, Santos & Wernick 2011), o que reforça a ideia de possíveis resquícios de uma subdução oceânica.

O mapeamento em escala de detalhe e as observações petrográficas permitem-nos estabelecer as seguintes conclusões a respeito do retroeclogito de Forquilha:

■ Dentre os principais mecanismos de exumação é provável que as falhas de cavagem que separam os diferentes domínios metamórficos aqui diferenciados, sejam importantes estruturas associadas à exumação de

rochas de profundidades superiores a 50 km, posicionando-as sobre rochas de grau metamórfico inferior (rochas da FZSill e da FZKy). As relações de campo e as evidências petrográficas indicam intenso retrometamorfismo e sugerem uma exumação lenta das rochas da FEF. Este retrometamorfismo foi favorecido pela infiltração de fluidos controlados por estruturas geradas a partir desta exumação.

■ O retrometamorfismo ocorreu de forma heterogênea nos corpos de retroeclogitos, sendo muito mais intenso nas regiões de bordas e porções com proeminente foliação milonítica, podendo ser caracterizado por quatro estágios principais. O primeiro e segundo associados à descompressão, que promoveu a desestabilização da paragênese de fácies eclogito para a fácies granulito de alta pressão, e os demais foram favorecidos pela gradual e crescente entrada de H₂O no sistema, promovendo a estabilidade de uma paragênese de fácies anfibolito (Grt + Hbl + Pl ± Cpx ± Qtz), e depois a incipiente formação de minerais típicos de fácies xisto verde.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/Instituto Nacional de Tecnologia-Estudos Tectônicos (CNPq/INCT-ET) (Processo nº 573713/2008-1) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) (Processo nº 07/58.535-6), pelo suporte financeiro ao trabalho de mapeamento, preparação de amostras e análises em microscopia eletrônica de varredura. Agradecemos também as bolsas CNPq aos alunos do Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Estadual de Campinas.

REFERÊNCIAS

- Almeida C.N., Beurlen H., Guimarães I.P., Sampaio A.S. 1997. High-pressure metamorphosed Fe-Ti ore-hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a Proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba Fold Belt, Borborema Province, northeastern Brazil. *International Geology Review*, **39**(7):589-608.
- Almeida C.N., Guimarães I.P., Beurlen H., Topitsch W.M. 2009a. Caracterização geoquímica de rochas metamórficas e metaultramárficas da Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema - NE Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, **32**(1):46-61.
- Almeida C.N., Guimarães I.P., Beurlen H., Topitsch W.M., Ferrer D.M.M. 2009b. Evidências de metamorfismo de alta pressão na faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba, Província Borborema, nordeste do Brasil: petrografia e química mineral de rochas metamórficas. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(3):421-434.
- Almeida F.F.M., Black R. 1968. Geological comparison of northeastern South American and Western Africa. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**:317-319.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**(1-2):1-29.
- Amaral W.S. & Santos T.J.S. 2008. Airborne geophysical and tectonics of the Ceará Central Domain, eastern region of the Santa Quitéria Magmatic Arc, Borborema Province. *Revista Brasileira de Geofísica*, **26**(4):527-542.
- Amaral W.S. 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico adjacentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema.

Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 256 p.

Amaral W.S., Santos T.J.S. & Wernick, E. 2011. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Central Ceará (NE Brazil): geodynamic implications. *Geological Journal*, **46**(2-3):137-155.

Ancelmi M.F. 2011. *Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detriticos e isotópos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica de Forquilha (CE), NW da Província Borborema*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 88 p.

Araújo C.E.G., Cordani U.G., Basei M.A.S., Castro N.A., Sato K., Sproesser W.M. 2012. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, **206-207**:36-51.

Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlation Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**:49-67.

Bard J.P. 1985. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Petrology and Structural Geology Series, Volume 1, Springer, 264 p.

Beurlen H. & Villarroel H.S. 1990. Petrografia de duas ocorrências de provável eclogito em Bodocó e Floresta no Estado de Pernambuco, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:111-121.

Beurlen H., Silva Filho A.F., Guimarães I.P., Brito S.B. 1992. Proterozoic c-type eclogites hosting unusual Ti-Fe±Cr±Cu mineralization in northeastern Brazil. *Precambrian Research*, **58**(1-4):195-214.

Brewer T.S., Storey C., Parrish R., Temperley S., Windley B.F. 2003. Grenvillian age decompression of eclogites in the Glenelg-Attadale Inlier, NW Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, **160**(4):565-574.

Brito Neves B.B., Santos E.J. & Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 151-182.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R. & Fetter A.H. 2002. Northwestern Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, **34**(3-4):275-278.

Caby R. & Arthaud M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology*, **14**(10):871.

Caby R. 1994. Precambrian coesite from northern Mali: first record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. *European Journal of Mineralogy*, **6**:235-244.

Caby R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, **37**(3-4):133-159.

Caby R., Andreopoulos-Renaud U. & Pin C. 1989. Late Proterozoic arc-continent and continent-continent collision in the pan-African trans-Saharan belt of Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**(6):1136-1146.

Campos Neto M.C. & Caby, R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**(1-2):3-26.

Castaign C., Triboulet C., Feybesse J.L., Chèvremont P. 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics*, **218**(4):323-342.

Castro N.A. 2004. *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 221 p.

Calvante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.P., Gomes F.E.M., Calvante S.M., Melo A.C.R., Duarte Neto V.C., Benevides H.C. 2003. *Mapa geológico do Estado do Ceará*. Escala 1:500.000, CPRM, Fortaleza, CE.

Choudhuri A., Fiori A.P., Winters A.A.M., Bettencourt J.S., Rodrigues J.E. 1978. A note on small bodies of eclogite as inclusions in high grade gneisses north of Pouso Alegre, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **8**:63-68.

Coleman R.G. & Wang, X. 1995. Overview of the geology and tectonics of UHPM. In: Coleman R.G. & Wang, X. (eds.). *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press, New York, p. 1-32.

Della Giustina M.E.S., Oliveira C.G., Pimentel M.M., Bühn B. 2009. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **172**(1-2):67-79.

Faryad S.W., Klárová H. & Nosál L. 2010. Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineralogical Magazine*, **74**(1):111-126.

Fetter A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana*. PhD Dissertation, Department of Geology, University of Kansas, 164 p.

Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernicka E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**(2):265-273.

Fetter A.H., Van Schmus W.R., Santos T.J.S., Nogueira Neto J.A., Arthaud M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):102-106.

Garcia, M.G.M. & Arthaud M.H. 2004. Caracterização de trajetórias P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/ Madalena - Ceará Central (NE Brasil). *Revista de Geologia - UFC*, **17**(2):173-191.

Gillotti J.A. & Elvevold S. 2002. Extensional exhumation of a high-pressure granulite terrane in Payer Land, Greenland Caledonides: structural, petrologic, and geochronologic evidence from metapelites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39**(8):1169-1187.

Guillot S., Mahéo G., de Sigoyer J., Hattori K.H., Pêcher A. 2008. Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, **451**(1-4):225-241.

- Guilmette C., Indares A. & Hébert R. 2011. High-pressure anatetic paragneisses from the Namche Barwa, Eastern Himalayan Syntaxis: Textural evidence for partial melting, phase equilibria modeling and tectonic implications. *Lithos*, **124**(1-2):66-81.
- Heinrich C.A. 1982. Kyanite-eclogite to amphibolite fades evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81**(1):30-38.
- Indares A., White R.V. & Powell R. 2008. Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatetic paragneisses from the central Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**(8):815-836.
- Jahn B.M., Caby R. & Monié P. 2001. The oldest UHP eclogites of the World: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology*, **178**(1-4):143-158.
- Lesquer A., Beltrao J.F. & De Abreu F.A.M. 1984. Proterozoic links between Northeastern Brazil and West Africa: A plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, **110**(1-2):9-26.
- Liégeois J.P., Bertrand J.M. & Black R. 1987. The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. *Geological Journal*, **22** (S2):185-211.
- Martins G., Oliveira E.P. & Lafon J.M. 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*, **15**(1):71-85.
- Mattos I. 2005. *Geologia, petrografia, geoquímica, comportamento físico-químico e alterabilidade das rochas ornamentais do stock granítico Serra do Barriga, Sobral (CE)*. Tese de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro, 260 p.
- Mysen B. & Griffin W.L. 1973. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *American Mineralogist*, **58**:60-63.
- O'Brien P.J. & Rötzler J. 2003. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**(1):3-20.
- Oliveira D.C. & Mohriak W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**(3-4):351-383.
- Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. 2008. *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**, 430 p.
- Pattison D.R.M. 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase +- quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**(1):21-34.
- Peterman E.M., Hacker B.R. & Baxter, E.F. 2009. Phase transformations of continental crust during subduction and exhumation: Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy*, **21**(6):1097-1118.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho, C.F., Araujo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 195-229.
- Powell R. & Holland T. 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O). *American Mineralogist*, **75**(3-4):367-380.
- Proyer A. 2003. Metamorphism of pelites in NKFMSH - a new petrogenetic grid with implications for the preservation of high-pressure mineral assemblages during exhumation. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**(5):493-509.
- Reno B.L., Brown M., Kobayashi K., Nakamura E., Piccoli P.M., Trouw R.A.J. 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society, London*, **166**(6):1013-1032.
- Sajeev K., Windley B.F., Connolly J.A.D., Kon Y. 2009. Retrogressed eclogite (20 kbar, 1020°C) from the Neoproterozoic Palghat-Cauvery suture zone, southern India. *Precambrian Research*, **171**(1-4):23-36.
- Santos T.J.S., Fette A.H., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C. 2009a. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. In: Reddy S.M., Mazunder R., Evans D.A.D., Collins A.S. (eds.). *Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Geological Society, London, Special Publication, **323**:271-281.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., Nogueira Neto J.A. 2008a. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**(3): 271-284.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Nogueira Neto J.A. 2008b. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlation Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication, **294**:101-120.
- Santos T.J.S., Garcia M.G.M., Amaral W.S., Caby R., Wernick E., Arthaud M.H., Dantas E.L., Santosh M. 2009b. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **15**(3-4):454-470.
- Santos T.J.S., Nogueira Neto J.A., Fetter A.H., Hackspacher P.C. 2001. Petrografia e litogeocoríquica das rochas do embasamento cristalino da região de Granja-CE. *Revista de Geologia - UFC*, **14**(1):33-48.
- Santos T.J.S., Souza G.M., Queiroz H.B., Nogueira Neto J.A., Parente C.V. 2002. Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província Borborema. Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica. *Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa. p. 337.
- Sartini-Rideout C., Gilotti J.A. & McClelland W.C. 2009. Reaction progress and timing of retrogression of eclogite-facies rocks, Danmarkshavn, North-East Greenland Caledonides. *European Journal of Mineralogy*, **21**(6):1149-1172.
- Silva L.C., Armstrong R.A., Pimentel M.M., Scandolara J., Ramgrab G., Wildner W., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Rizzato G., Quadros M.L.E.S., Sander A., Rosa A.N.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4):529-544.
- Song S., Zhang L., Niu Y., Su L., Song B., Liu D., 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision: a case study from the Northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data. *Journal of Petrology*, **47**(3):435-455.
- Spear F.S. & Cheney J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**(2):149-164.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana, Pan-African - Brasiliense aggregation of South America and Africa*. Brookfield, A. A. Balkema, Rotterdam, 350 p.

- Trompette R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82**(1-2):101-112.
- Vauchez A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M.H., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3-4):247-266.
- Vielzeuf D. & Holloway J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**(3):257-276.
- Vilela L.G.G. 2000. *Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 180 p.
- Wei C. & Powell R. 2003. Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) with application to natural rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145**(3):301-315.
- Will T.M. & Schmädicke E. 2001. A first find of retrogressed eclogites in the Odenwald Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise, Germany: evidence for a so far unrecognised high-pressure metamorphism in the Central Variscides. *Lithos*, **59**(3):109-125.
- Zhao G.C., Cawood P.A., Wilde S.A., Lu L. 2001. High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton: Petrology and tectonic implications. *Journal of Petrology*, **42**(6):1141-1170.

Arquivo digital disponível on-line no site www.sbggeo.org.br
