Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

**Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do
Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo
Metamórfico Várzea do Capivarita**

Mariana Maturano Dias Martil, Maria de Fátima Bitencourt, Lauro Valentim Stoll Nardi
Pesquisas em Geociências, 38 (2): 181-201, maio/ago., 2011.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/26383>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 2011.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita

Mariana Maturano Dias MARTIL¹, Maria de Fátima BITENCOURT² & Lauro Valentim Stoll NARDI³

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências. Av. Bento Gonçalves, 9.500, Bairro Agronomia, Caixa Postal 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: marianamdmaril@yahoo.com.br

²Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências. Av. Bento Gonçalves, 9.500, Bairro Agronomia, Caixa Postal 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: fatimab@ufrgs.br

³Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências. Av. Bento Gonçalves, 9.500, Bairro Agronomia, Caixa Postal 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: lauro.nardi@ufrgs.br

Recebido em 03/2010. Aceito para publicação em 08/2011.

Versão online publicada em 11/06/2012 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - O Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita situa-se na região de Encruzilhada do Sul, RS, e faz parte do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG). Congrega rochas ortometamórficas de composição tonalítica, além de paragneisses pelíticos e calciossilicáticos. Orto e paragneisses são intercalados em fatias de 3 a 4m de espessura média e apresentam paragêneses e microestruturas compatíveis com metamorfismo de fácies granulito. A abordagem integrada de geologia de campo, geologia estrutural e petrografia permitiu discutir a história evolutiva do Complexo. Para a investigação dos ortognaisses foram obtidos também dados geoquímicos de elementos maiores e traços, o que tornou possível estabelecer as características do magmatismo gerador de seu protólito. As rochas do Complexo possuem bandamento de direção preferencial NNW e mergulho variável, para ENE e WSW, contendo lineação de estiramento geralmente de alta obliquidade. A atitude original do bandamento, retirados os efeitos de dobras, é interpretada como subhorizontal. O empilhamento de sequências de composição e ambientes de formação distintos ao longo de estruturas originalmente subhorizontais indica um regime tectônico do tipo cavalgamento, e o registro de paragêneses de alto grau orientadas segundo o bandamento em todos os tipos litológicos sugere que esta tectônica ocorreu em condições de fácies granulito. Os gnaisses tonalíticos são meta a peraluminosos e pertencem à série cálcio-alcalina. Sua composição e padrões de elementos traços sugerem que representam um magmatismo de arco continental, correlacionável ao Complexo Encantadas, uma associação de arco magmático paleoproterozóica do ESRG. Deste modo, os ortognaisses estudados, por sua similaridade composicional e estratigráfica com o Complexo Encantadas, são interpretados como parte do mesmo magmatismo de margem continental ativa. Presume-se que o metamorfismo de fácies granulito tem idade neoproterozóica e teria sido contemporâneo à tectônica de empurrão responsável por justapor litologias de idade e origem diversa, gerando o Complexo.

Palavras-chave: Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, tectônica de cavalgamento, ortognaisses granulíticos, magmatismo de arco continental, magmatismo pré-colisional.

Abstract - STRUCTURAL AND PETROLOGICAL CHARACTERIZATION OF PRE-COLLISIONAL MAGMATISM IN THE SUL-RIO-GRANDENSE SHIELD: THE VÁRZEA DO CAPIVARITA METAMORPHIC COMPLEX ORTHOGNEISSES. The Várzea do Capivarita Metamorphic Complex, situated in the region of Encruzilhada do Sul, RS, is part of the Sul-rio-grandense Shield. It encompasses an orthometamorphic sequence of tonalitic composition, as well as pelitic and calc-silicate paragneisses. Ortho and paragneisses are interleaved as 3- to 4 meter thick slabs, in average, where parageneses and microstructures are compatible with granulite-facies metamorphism. An integrated approach consisting of field observations, structural geology and petrography permits to discuss the geological evolution of this complex. Additionally, major and trace-element data were obtained from the tonalitic gneisses in order to investigate the nature of the

magmatism which has generated their protoliths. The gneisses exhibit a NNW-striking metamorphic banding, dipping variably toward ENE or WSW, which bears a stretching lineation of generally high rake angle. The original orientation of the banding, later fold effects being suppressed, is interpreted to have been sub-horizontal. The piling of different lithological units, regarding composition and geological environment, along originally sub-horizontal planes leads to their interpretation as a thrust pile. The orientation of high-grade mineral assemblages along the banding of all lithological types indicates that this thrust tectonics has taken place under granulite-facies metamorphic conditions. The tonalitic gneisses are metaluminous to peraluminous and belong to the calcalkaline series. Their composition and trace-element patterns suggest that they are representative of a continental arc magmatism comparable to the one described in the Encantadas Complex, a Paleoproterozoic magmatic arc assembly from the Sul-río-grandense Shield. Based on their compositional and stratigraphic similarities with the Encantadas Complex, the studied tonalitic orthogneisses are interpreted to be part of the same Paleoproterozoic continental margin magmatism. It is assumed that the granulite-facies metamorphic event is of Neoproterozoic age. Additionally, it would have been synchronous with the thrust event that led to the tectonic interleaving of rock sequences of different provenance and age that has generated the Complex.

Keywords: Várzea do Capivarita Metamorphic Complex, thrust tectonics, granulite facies orthogneisses, continental arc magmatism, pre-collisional magmatism.

1.Introdução

As rochas ortometamórficas registram importantes informações sobre fontes de magmatismo e ambientes tectônicos nos quais foram geradas. O estudo de suas características geoquímicas, aliado ao detalhamento de seus aspectos geológicos, estruturais e petrográficos, permite estabelecer a história geológica destas litologias, seu ambiente de formação e a fonte de seus protólitos. Deste modo, a investigação criteriosa de sequências ortometamórficas constitui uma importante ferramenta para a reconstrução da história evolutiva de segmentos crustais de diferentes idades. Além disso, a estratigrafia tectônica comumente observada em terrenos metamórficos, além de permitir a avaliação dos diferentes eventos relacionados à origem deste tipo de empilhamento, fornece dados significativos sobre os processos pré-tectônicos relacionados à gênese de cada uma das diferentes sequências envolvidas.

Este trabalho integra informações resultantes de mapeamento geológico e estudo estrutural, petrográfico e geoquímico dos ortogneisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (CMVC), que ocorre nas proximidades da cidade de Encruzilhada do Sul, e pertence ao Escudo Sul-río-grandense (ESRG). O ESRG é principalmente composto por granitóides de idade diversa e seus derivados metamórficos, o que torna o estudo detalhado dessas rochas fundamental para o entendimento da evolução crustal da região.

O trabalho proposto tem como objetivo in-

vestigar os ortogneisses tonalíticos do CMVC e discutir a afinidade química, a origem do protólito, e o ambiente tectônico dos mesmos. A pesquisa realizada investiga também as condições de metamorfismo e as relações estratigráficas envolvidas na formação do complexo. Para tanto, são integradas três abordagens principais, quais sejam: (i) mapeamento geológico de detalhe em áreas chave; (ii) descrição petrográfica e microestrutural, e (iii) estudos de geoquímica de rocha para elementos maiores e traços.

2.Contexto geológico regional

A área estudada situa-se no segmento meridional da Província Mantiqueira (PM), que é em grande parte composto por granitóides neoproterozoicos intrusivos em um embasamento metamórfico de idade paleoproterozóica (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani Jr. *et al.*, 2000). O Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, neste segmento da PM, é caracterizado por um magmatismo de arco com pico em 760 a 700 Ma (Fernandes *et al.*, 1992; Babinski *et al.*, 1997; Chemale Jr., 2000) e por amplo magmatismo pós-colisional, com idades entre 650 e 580 Ma (Bitencourt & Nardi, 2000).

A distribuição dos grandes domínios litológicos deste segmento da PM (Fig. 1A) indica a ocorrência de rochas paleoproterozóicas no extremo nordeste do Escudo Catarinense, no sudoeste do Escudo Sul-río-grandense, e uma área mais significativa no Escudo Uruguaio. No ESRG são reconhecidas duas associações ortometamórficas representantes do magmatismo paleoproterozóico:

O Complexo Encantadas (Philipp *et al.*, 2008) e o Complexo Arroio dos Ratos (Gregory *et al.*, 2011). Ambos os complexos são pouco expressivos em volume e estão situados na faixa central do ESRG onde predominam rochas supracrustais de baixo grau (Fig. 1A).

Na porção oeste do ESRG (Fig. 1A), e restrita à mesma, é registrado magmatismo relacionado a ambiente de arco no Neoproterozóico, conforme admitido por diversos autores (e.g. Kraemer, 1995; Nardi & Bitencourt, 2007). Na interpretação de Nardi & Bitencourt (2007), o magmatismo mais precoce desta região tem características de arco continental altamente maduro, enquanto seus termos mais tardios são compatíveis com magmatismo pós-colisional típico, de afinidade toleítica enriquecida em potássio.

Uma faixa estreita de rochas metamórficas supracrustais de fácies anfibolito inferior a médio (Fig. 1A) constitui a região central deste segmento da PM, e é denominada de Complexo Metamórfico Porongos no RS, Complexo Metamórfico Brusque em SC e Complexo Lavalleya no Uruguai. O ambiente de sedimentação destas litologias permanece controverso, sendo discutido por diversos autores (e.g. Marques, 1996; Basei *et al.*, 2000; Saalman *et al.*, 2006).

A porção leste deste segmento da PM é representada por um cinturão granítico de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai, com designações locais - Batólito Florianópolis, em Santa Catarina, Batólito Pelotas, no Rio Grande do Sul, e Batólito Aiguá, no Uruguai. De acordo com Bitencourt & Nardi (1993, 2000), o referido cinturão granítico foi construído entre 650 e 580 Ma, em ambiente pós-colisional. A atividade ígnea teria sido controlada pela descontinuidade de escala litosférica denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, e estaria intimamente associada à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro.

A área de estudo, indicada na figura 1B, localiza-se na Folha Passo das Canas, no extremo leste da faixa central de metamorfitos de baixo grau, e as litologias estudadas fazem parte do embasamento do Batólito Pelotas no Escudo Sul-rio-grandense. A maior parte dos traços geológicos regionais mostrados na figura 1B estão de acordo com os resultados do mapeamento 1:250.000 da Folha Cachoeira, apresentados por Porcher (2000).

O Maciço Sienítico Piquiri (MSP) faz parte do magmatismo pós-colisional do ESRG, com idade Pb-Pb em zircão de 611 ± 3 Ma (Philipp *et al.*, 2002). Os sienitos possuem foliação magmática

marcada pelo alinhamento dimensional de cristais de K-feldspato, agregados máficos e enclaves máficos microgranulares. O caráter ultrapotássico deste magmatismo foi estabelecido por Nardi *et al.* (2007).

De acordo com Porcher (2000), as encaixantes do MSP incluem paragneisses da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, ortogneisses atribuídos ao Complexo Gnássico Arroio dos Ratos, xistos pelíticos e metavulcânicas do Complexo Meta-mórfico Porongos e rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres (Fig. 1B).

Os gnaisses da região de Encruzilhada do Sul, que fazem parte das encaixantes a leste do MSP, foram primeiramente reconhecidos por Frantz *et al.* (1984) e denominados Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, o qual incluiria orto e para-gnaisses, além do chamado Metanortosito Capivarita. Fernandes *et al.* (1988) propuseram o desmembramento desta unidade, retirando dela o Metanortosito Capivarita e denominando os paragneisses de Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC). Os ortogneisses foram definidos como Complexo Gnássico Arroio dos Ratos, o qual compreenderia uma sucessão de rochas plutônicas intrusivas na SMVC e também metamorfizadas em alto grau. A partir de então, diversos trabalhos (e.g. Fernandes *et al.*, 1990, 1992, 1995, entre outros) referem estas duas unidades a uma história deformacional comum, registrada em uma trama originalmente sub-orizental, com lineação de estiramento indicativa de transporte tectônico de E para W (Fernandes *et al.*, 1992).

Na interpretação de inúmeros autores (e.g. Porcher, 2000; Silva *et al.*, 2002; Gross *et al.*, 2006), em consonância com Fernandes *et al.* (1988), os paragneisses da SMVC seriam intrudidos por ortogneisses granodioríticos pertencentes ao Complexo Gnássico Arroio dos Ratos e ocorreriam como xenólitos e pendentes de teto de dimensões variáveis nessas litologias. A SMVC é interpretada como uma sequência de sedimentos de plataforma, do tipo margem continental passiva (Fragoso Cesar, 1991), metamorfizada em condições de fácies anfibolito superior a granulito. Gross *et al.* (2006) relacionam estas rochas a um evento tectono-termal com condições P-T entre 750-800°C e pressão entre 3-4 Kbar. Estes autores mencionam ainda idades radiométricas Sm-Nd em granadas entre 604 e 626 Ma para o metamorfismo principal da sequência, que são interpretadas como relacionadas à amalgamação dos crátons Rio de La Plata e Kalahari.

Figura 1. (A) Principais domínios geotectônicos do segmento meridional da Província Mantiqueira (modificado de Nardi & Bitencourt, 2007). (B) Mapa geológico simplificado da porção leste da Folha Cachoeira do Sul, segundo os dados apresentados por Porcher *et al.* (2000); a área indicada corresponde à porção leste da Folha Passo das Canas, onde se localiza a área de estudo.

Figura 2. Mapa geológico da porção leste da Folha Passo das Canas, modificado a partir de Martil (2007), Niessing (2008) e UFRGS (2008, 2009).

3. Geologia do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita na Folha Passo das Canas

3.1 Geologia regional e relações estratigráficas

Os resultados obtidos por Martil (2007), Niessing (2007) e UFRGS (2008, 2009) durante o mapeamento de detalhe da Folha Passo das Canas, e nas etapas de campo relativas ao presente trabalho, levaram à reestruturação das concepções estratigráficas para esta área no que se refere às rochas metamórficas de alto grau.

Grande parte das litologias encontradas na

área atribuída por Porcher (2000) ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (ocorrência norte na Fig. 1B) corresponde, na descrição de Niessing *et al* (2008), a um sillimanita-biotita leucogranito foliado, denominado Granito Butiá (Fig. 2). O Granito Butiá é interpretado como um exemplo de magmatismo sintectônico relacionado a zonas de transcorrência do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Niessing, 2007 & Niessing *et al*, 2008).

Na ocorrência atribuída à Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, a leste do maciço sienítico, Martil (2007) descreve a intercalação de orto e paragneisses em diversas escalas, o que torna

impossível a separação em duas unidades distintas, como feito anteriormente por diversos autores (Fernandes *et al.*, 1988, 1992; Porcher, 2000, Fernandes & Porcher, 2000, entre outros). Relações similares são também encontradas na área maior de ocorrência destas litologias para leste, conforme dados de mapeamento de detalhe (UFRGS, 2009). A ocorrência pontual de ortognaisses granodioríticos de fácies granulito é também descrita por Lima *et al.* (1997) na Folha Passo das Canas.

Em razão do acima exposto, optou-se neste trabalho pelo uso do termo Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita para designar o conjunto de paragneisses e ortognaisses intercalados. Na Folha Passo das Canas, o CMVC compreende orto e paragneisses de alto grau, com ampla predominância dos últimos, distribuídos a leste e, subordinadamente, a norte do Maciço Sienítico Piquiri (Fig. 2).

O CMVC é intrudido por um conjunto de rochas porfiríticas e equigranulares finas de contatos gradacionais com as encaixantes, denominadas Granitóides Arroio das Palmas (GAP - Martil, 2007). Os termos porfiríticos são sieníticos a quartzo-sieníticos, com megacristais de K-feldspato (~ 1cm), e os termos finos são tonalíticos. O Granito Butiá, a leste, é intrusivo no GAP e contém xenólitos e pendentes de teto do CMVC.

3.2 Caracterização geológica e estrutural

As litologias parametamórficas do CMVC na Folha Passo das Canas, previamente estudadas por diversos autores (*e.g.* Fernandes & Porcher, 2000; Silva *et al.*, 2002, Gross *et al.*, 2006) compreendem gnaisses pelíticos predominantes e tipos calciossilicáticos. Os metapelitos são granada-espinélio-cordierita gnaisses finamente laminados, com alternância de níveis máficos e félsicos (Fig. 3A) e intercalações localizadas de níveis calciossilicáticos de estrutura maciça. Estes níveis são concordantes, possuem espessura centimétrica a decimétrica, e tem em geral cor cinza escura a preta e granulação fina. Os gnaisses calciossilicáticos têm composição mais variável, contendo às vezes bandas boudinadas (Fig. 3B) mais ricas em piroxênio, alternando-se com bandas de granulação fina, contendo biotita e anfibólio magnésiano. Ocasionalmente, os gnaisses pelíticos exibem alternância mais regular de bandas de composição calcissilicática e granulação fina boudinadas e rompidas, ou de bandas pelíticas mais competentes (Fig. 3C). Os gnaisses pelíticos contêm às vezes níveis de espessura métrica que são caracterizados pela abundância de fragmentos angulosos retangulares a lenticulares, de composição calcissilicática ou pelítica (Fig. 3D).

Figura 3. Feições de campo dos paragneisses do CMVC. (A) Gnaisses pelíticos laminados, com bandamento afetado por dobras isoclinais. (B) Gnaisses calcissilicáticos contendo bandas boudinadas, à base de piroxênio. (C) Estreitas bandas boudinadas e rompidas de rochas calciossilicáticas cinza-escuras a pretas nos gnaisses pelíticos. (D) Gnaiss calcissilicático mais competente (à direita), com bandamento rotacionado no contato com gnaiss pelítico menos competente.

A alternância composicional dos paragneisses ao longo do bandamento é interpretada como feição sedimentar reliquiar e é provavelmente a causa de diferenças de competência entre bandas, que resulta na rotação dos termos mais competentes durante a deformação da pilha (Fig. 3D).

Os gnaisses tonalíticos tem coloração cinza escura (Fig. 4A) e granulação fina. O bandamento metamórfico é assinalado pela alternância de bandas máficas e félsicas regulares, de espessura milimétrica. As bandas félsicas são compostas por plagioclásio e quartzo, enquanto as máficas contêm biotita, hiperstênio e diopsídio. Os ortogneisses possuem lineação de estiramento (L_x) bem desenvolvida (Fig. 4B), marcada por agregados quartzo-feldspáticos lenticulares, geralmente em alto ângulo (downdip) com a direção do bandamento. Em cortes paralelos ao plano XZ do elipsóide de deformação (paralelo a L_x e per-

pendicular a S_B), observa-se que os cristais e agregados de cristais de hiperstênio são alinhados segundo L_x (Fig. 4C). Os ortogneisses mostram com frequência injeções leucotonalíticas que são, em geral, concordantes com o bandamento (Fig. 4A), possuem espessura variável e contatos nítidos. Injeções milimétricas são geralmente irregulares e mostram estruturas de adelgaçamento-espessamento, enquanto injeções centimétricas tendem a ser tabulares e chegam a formar corpos de até 1m de espessura. Estas injeções exibem a mesma lineação de estiramento bem desenvolvida observada nas encaixantes.

Evidências de campo sugestivas de fusão parcial são encontradas em todos os tipos litológicos do Complexo, conforme já referido por Silva *et al.* (2002), embora sejam mais comum nos gnaisses pelíticos, na formas de bolsões e veios irregulares de leucogranitos.

Figura 4. Feições de campo dos ortogneisses do CMVC. (A) Gnaisses tonalíticos com injeções leucocráticas concordantes com o bandamento gnáissico. (B) Detalhe da lineação de estiramento (L_x) bem desenvolvida nos gnaisses tonalíticos. (C) Seção delgada do mesmo gnaisse tonalítico, visto em corte perpendicular ao bandamento e paralelo à lineação de estiramento indicada em 4b, mostrando grãos de ortopiroxênio (Opx) alinhados paralelo à lineação.

Os diferentes tipos de gnaisses que ocorrem intercalados no CMVC, formam bandas ou fatias tabulares, com espessura da ordem de três a quatro metros em média, embora se observem localmente bandas de dezenas de metros ou de 20 a 50 cm de espessura. Essas fatias têm estruturas internas em geral concordantes entre si, e os eventos deformacionais que sucedem o bandamento são comuns a todas as variedades gnáissicas, embora sua morfologia seja com frequência ditada pela composição.

A estrutura deformacional mais antiga corresponde ao bandamento (S_B), que contém uma lineação de estiramento (L_x), formado em condições de alto grau metamórfico. O bandamento contém também dobras isoclinais sem raiz (F_1) de dimensões centimétricas e que são principalmente preservadas nos paragneisses (Fig. 5).

Figura 5. Dobras F_1 intrafoliais registradas no gnaiss pelítico e marcadas pelo dobramento de leucossomas. Vista em corte aproximadamente perpendicular ao S_B .

As dobras F_2 são as mais comuns na área de trabalho e controlam o padrão de afloramento. Possuem escala métrica a decamétrica e morfologia variável de acordo com a litologia afetada. Nos ortogneisses, as dobras F_2 têm charneira horizontal de direção NNW-SSE, quando pouco afetadas pelas dobras mais tardias, e plano axial de direção NW e mergulho médio a alto. São comumente assimétricas, com o flanco SW mais íngreme e o flanco NE mais suave (Fig. 6A) e exibem clivagem plano-axial espaçada de 10 a 15 cm, evoluindo localmente para uma clivagem de transposição (localizada e pouco desenvolvida) com movimento destal. Nos paragneisses pelíticos, as dobras F_2 são mais apertadas (Fig. 6B) e a transposição ao longo da clivagem plano-axial é relativamente avançada, embora também localizada. Nos paragneisses calcissilicáticos, as dobras F_2 tendem a ser também mais apertadas, com maior amplitude e menor comprimento de onda (Fig. 6C).

Figura 6. Variação da morfologia das dobras F_2 nos diferentes tipos composicionais do CMVC. (A) Dobras assimétricas nos ortogneisses, vistas aproximadamente no plano de perfil, com clivagem de transposição pouco desenvolvida no plano axial. (B) Vista em corte oblíquo das dobras F_2 em gnaisses pelíticos laminados, com clivagem de transposição plano axial localmente bem desenvolvida. (C) Dobras normais de baixo caimento, nos paragneisses calcissilicáticos, com menor comprimento de onda e maior amplitude, vistas aproximadamente no sentido do caimento do eixo.

Figura 7. Estruturas planares e lineares do CMVC representadas em rede equiárea de Schmit (hemisfério inferior); S_B - bandamento metamórfico, L_X -lineação de estiramento: (A) polos dos planos de bandamento de orto e paragneisses; (B) orientação da lineação de estiramento, em orto e paragneisses; (C) diagrama de contorno para a distribuição de polos de planos do bandamento dos paragneisses; (D) diagrama de contorno para a distribuição de polos de planos do bandamento dos ortognaisses; (E) orientação de eixos de dobras F_1 e F_2 , não discriminados; (F) distribuição de polos de planos axiais de dobras F_1 / F_2 .

As dobras tardias (F_{tardi}) são em geral cilíndricas, paralelas e abertas, e formam dois conjuntos principais: (i) dobras aproximadamente reclinadas, com plano axial de direção NW e mergulho acentuado para NE, e linha de charneira de forte caimento no mesmo sentido; e (ii) dobras inversas com caimento, cujo planos axiais têm direção NE, com linha de charneira de caimento

médio, para SW. As dobras F_2 e F_{tardi} são também registradas nas litologias que intrudem o CMVC.

A distribuição dos polos de S_B , discriminando-se as medidas nos ortognaisses e paragneisses (Fig. 7A), demonstra que são em grande parte concordantes, na área de estudo, com direção preferencial NNW-SSE e mergulho variável, para ambos os sentidos. A lineação de

estiramento (L_x), contida nos planos de S_B , mostra também comportamento coerente entre orto e paragneisses (Fig. 7B), e as medidas, mesmo quando analisadas independentemente, se distribuem ao longo de um mesmo meridiano modal, com eixo estatístico de orientação (60° ; 252°).

Entretanto, observa-se na figura 7A um conjunto de medidas no quadrante SE, indicativo de planos de direção EW a NE e mergulho médio, que fica restrito aos paragneisses. Este conjunto de planos é suficientemente representativo para modificar o padrão nos diagramas contornados (Fig. 7C e 7D), mas não afeta significativamente a reconstituição geométrica das dobras. A dispersão é interpretada como resultado da diferença de comportamento reológico entre para e ortogneisses, refletindo a maior ductilidade dos primeiros, que tenderiam a formar um maior número de dobras parasitas.

A representação de eixos e planos axiais das dobras F_2 (Fig. 7E e 7F) é coerente com a sua descrição de campo, notando-se o predomínio de eixos orientados NNW-SSE, cujo caimento variável e planos axiais de mergulho acentuado para NE e SW pode ser explicado pelo dobramento produzido pelas dobras F_{cardi} .

A distribuição dos polos de planos do

bandamento (Fig. 7A, 7C e 7D) é coerente com a atuação principal das dobras F_2 , e extraindo-se este efeito tem-se uma posição originalmente sub-horizontal de S_B , em concordância com a afirmativa de Fernandes & Porcher (2000) para estas litologias. No entanto, não se consolida a afirmação dos mesmos autores de que a trama plano-linear de mais alta temperatura teria direção EW na porção oriental da Folha Cachoeira (área do presente trabalho), infletindo para NW, ou mesmo para NS, em direção ao ocidente.

A distribuição das lineações de estiramento sobre um meridiano modal (Fig. 7B) não parece refletir diretamente a atuação das dobras F_2 , sendo mais coerente com o efeito gerado pelas dobras tardias.

3.3 Aspectos petrográficos e microestruturais dos ortogneisses tonalíticos

Dados petrográficos e microestruturais foram obtidos em 25 amostras de gnaisses tonalíticos. A classificação modal é baseada em Streckeisen (1976) e Le Maitre (1989), usando as proporções modais obtidas através da contagem de 1500 pontos por lâmina. Para a classificação modal, foram selecionadas 6 amostras representativas, cujos resultados são apresentados na tabela 1.

Tabela 1. Análises modais (1500 pontos/lâmina) para amostras representativas dos ortogneisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita.

AMOSTRAS (valores em %)						
Minerais	TM 01 A	TM 12 E	TM 29 A	TM 35 B	TM 36 F	MN 79 A
Quartzo	23.40	23.40	20.40	26.33	15.67	35.07
K-feldspato	2.33	9.60	2.73	1.07	0.93	2.73
Plagioclásio	60.73	52.33	53.60	45.27	60.67	49.87
Ortopiroxênio	1.27	1.47	3.67	0.13	0.53	0.00
Clinopiroxênio	1.67	0.67	2.47	2.33	0.47	0.00
Biotita	10.47	12.13	14.87	20.87	17.87	11.00
Anfibólio	0.00	0.00	0.07	0.93	2.93	0.00
Zircão	0.07	0.00	0.07	0.00	0.13	0.00
Apatita	0.00	0.07	0.07	0.00	0.13	0.00
Opacos	0.07	0.07	0.53	0.47	0.13	0.00
Titanita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Secundários	0.00	0.27	1.53	2.60	0.53	1.33
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Q	27.06	27.42	26.59	36.24	20.28	40.00
A	2.70	11.25	3.56	1.47	1.21	3.12
P	70.24	61.33	69.85	62.29	78.52	56.88
Classificação	Tonalito	Granodiorito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito

Os ortogneisses tonalíticos possuem granulção fina e em raras amostras a composição tende a granodiorítica (Tab. 1). Porfiroblastos lenticulares de plagioclásio marcam a lineação de estiramento. O bandamento possui espaçamento

milimétrico, geralmente contínuo e regular, onde bandas mais ricas em plagioclásio intercalam-se com bandas com predomínio de biotita e quartzo. A textura dominante é granoblástica interlobada a poligonal (Fig. 8A) e a mineralogia inclui também

biotita, hiperstênio, diopsídio, hornblenda, zircão e apatita. A alteração dessas amostras é incipiente e constituída por micas brancas, clorita e carbonato. Contudo, em algumas amostras, observa-se intensa argilização e sericitização dos feldspatos, além de clorita sobre os minerais máficos. Esta alteração pode estar relacionada à intrusão do Maciço Sienítico Piquiri. A biotita (0,05 - 0,5 mm) é alinhada segundo a foliação, e as lamelas exibem ng

avermelhado. Em algumas amostras, a foliação possui forma sigmóide e contorna as lentes de plagioclásio e grãos maiores de quartzo. Em associação com a biotita ocorrem grãos de hiperstênio e diopsídio arredondados ou subédricos. O hiperstênio é mais comum em grãos poiquiloblásticos com inclusões de biotita orientada, plagioclásio e quartzo, mas forma as vezes grãos esqueletais (Fig. 8B e 8D).

Figura 8. Aspectos petrográficos e feições microestruturais de alta T gnaisses tonalíticos do CMVC. (A) Textura granoblástica poligonal bem desenvolvida. (B) Aspecto geral desta lâmina, com grão de hiperstênio esqueletal. (C) Fotomicrografia de grão de Plagioclásio (centro da foto) com limites difusos e bordas suturadas. (D) Detalhe de grão de hiperstênio esqueletal apontado em B. (E) Lente de plagioclásio contendo subgrãos (indicados pela seta branca). (F) Quartzo com subgrãos do tipo tabuleiro de xadrez.

O plagioclásio (An_{39}) possui granulação fina (0,5 mm) e limites de grão suturados (Fig. 8C), sugerindo intensa movimentação do retículo. Maclas polissintéticas do tipo albita e albita-Carlshard são comuns. O plagioclásio forma também grãos de arranjo poligonal, raramente maclados, associados ao quartzo e biotita. Incipiente orientação segundo a foliação, *kink bands* e raros subgrãos (Fig. 8E), são também feições observadas nos grãos de plagioclásio. Fraturas muito finas ($\leq 0,01$ mm) no plagioclásio e restritas aos limites do grão são preenchidas por micas brancas. Porfiroblastos (1,0 a 1,5 mm) possuem forma elipsoidal e comumente tem macla do tipo albita-periclina e sua assimetria em relação à foliação indica movimento do topo para oeste. O K-feldspato é subordinado, com pertitas raras e finas. O quartzo (0,1-0,5 mm) exibe arranjo granoblástico interlobado a poligonal e extinção ondulante muito sutil, o que sugere que os grãos estejam recuperados. Grãos de quartzo com subgrãos do tipo tabuleiro de xadrez são comuns (Fig. 8F), e indicam condições de temperaturas mínimas de 680-700°C (Kruhl, 1996) se considerados valores de pressão entre 3-4 Kbar, definidos por Gross *et al.* (2006). Esses valores são concordantes com as condições mínimas de estabilidade do ortopiroxênio referidas por Winkler (1977). Subordinadamente, o quartzo pode ocorrer em grãos alongados, com forte extinção ondulante e subgrãos prismáticos. O zircão (até 0,2 mm) é euédrico, zonado e relativamente abundante, em geral incluso no plagioclásio. A apatita (0,1-0,5 mm) é comum e forma grãos euédricos.

A paragênese $Pl + Bt + Kfs + Qtz + Opx + Cpx + Hbl$ permite classificar estas rochas como ortognaisses tonalíticos da fácies granulito.

3.4 Geoquímica e petrogênese dos gnaisses tonalíticos

Foram selecionadas 10 amostras para análise de elementos maiores e traços dos ortognaisses estudados. As análises foram realizadas no Activation Laboratories, Canadá, utilizando as técnicas de ICP-AES para determinação dos elementos maiores e ICP-MS para os elementos traços, após fusão com metaborato/tetraborato. Uma precisão melhor que 2% e 10% foi obtida para os elementos maiores e traços, respectivamente. Os procedimentos analíticos seguiram os referidos por Jeffery & Hutchison (1981). Os resultados analíticos descritos para os ortognaisses tonalíticos do CMVC

são confrontados com os ortognaisses pertencentes ao Complexo Encantadas (CE), descritos por Philipp *et al.* (2008), devido às semelhanças petrográficas e estruturais entre estas litologias. O Complexo Encantadas compreende dioritos, tonalitos e trondhjemitos metamorfizados, comumente bandados e polideformados, associados com anfíbolitos e metaultramafitos ricos em hornblenda (Philipp *et al.*, 2008). São rochas da série cálcio-alcalina médio-K, compa-ráveis com associações do tipo TTG arqueanas, conforme caracterização de Condie (2005).

Os teores de elementos maiores e traços tendem, de modo geral, a ser semelhantes nas amostras dos ortognaisses do CMVC e do CE (Fig. 9). Os ortognaisses do CMVC possuem valores de SiO_2 entre 61,7% e 73,5 peso% (Tab. 2), correspondendo a rochas de composição modal tonalítica a fracamente granodiorítica (Tab.1). As litologias do CE exibem valores de SiO_2 de 56,5 peso% até 70 peso%, sendo compostas por ortognaisses dioríticos, tonalíticos e trondhjemíticos (Philipp *et al.*, 2008).

Os teores de Al_2O_3 são relativamente elevados em ambas as litologias, variando entre 13 e 17 peso % (Fig. 9A), embora os termos mais diferenciados do CMVC tenham valores inferiores a 14%. São observados dois grupos distintos quando analisados os valores de CaO peso%. O grupo com baixos teores de CaO possui valores entre 2,5 e 3,7 peso%. O grupo de valores mais elevados exibe teores de 4,2 até 6,7 peso%. (Fig. 9B). Os teores de P_2O_5 (Fig. 9C) são em geral mais baixos para as amostras do CMVC, enquanto para as litologias do Complexo Encantadas são observados teores variáveis, embora predominem os maiores que 0,20 peso%. Os teores de K_2O são relativamente semelhantes para ambas as litologias (Fig. 9D). Entretanto, sua grande dispersão sugere que fatores adicionais, como metamorfismo, modificaram os padrões ígneos originais. Os valores de Na_2O (Fig. 9E) são consideravelmente menores para os ortognaisses do CMVC (2,32 – 3,04 peso%), causando o decréscimo da razão Na_2O/K_2O nestas rochas em relação ao CE. Quanto ao $Fe_2O_3^T$ e ao TiO_2 , observa-se a ocorrência de valores em geral mais elevados no CMVC e *trends* distintos (Fig. 9F e 9G), embora o CE tenha valores mais dispersos, com alguns termos relativamente enriquecidos em $Fe_2O_3^T$. Os conteúdos de Sr (Fig. 9H) do CE são bem mais elevados que nas rochas do CMVC. Destaca-se também uma grande dispersão dos valores deste elemento em ambas as litologias. Philipp *et al.* (2008) mencionam que os teores elevados de Sr (449-693) encontrados no Complexo Encantadas

são similares aos encontrados em associações tonalíticas paleoproterozóicas e arqueanas (Condie, 2005). Analisando o diagrama de variação MgO x Rb (Fig.9I) observa-se que os teores de Rb são consideravelmente mais elevados nos ortognaisses do CMVC (92-230 ppm) em relação às rochas do Complexo Encantadas (35-67 ppm), embora os teores de MgO sejam comparáveis,

exceto nos termos menos diferenciados do CE. Nas amostras do CMVC, os teores de Rb crescem com a diferenciação, constituindo o comportamento típico da diferenciação magmática. Contudo, nas amostras do CE, o Rb mostra comportamento oposto. Philipp *et al.* (2008) atribuem o comportamento anômalo e os baixos teores do Rb à sua mobilização por fluidos metamórficos.

Tabela 2. Composição química dos ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Elementos maiores expressos em peso % e elementos traço e terras raras em ppm.

Amostras										
Elem.	TM 36g	TM 35b	TM 38a	TM 35a	TM 36j	TM 01e	TM 12e	TM 29b	MN155g	TM 39a
SiO ₂	61,69	63,8	65,16	65,48	67,08	68,28	69,38	69,55	69,97	73,49
Al ₂ O ₃	16,42	14,13	14,76	14,51	15,62	14,99	13,43	13,63	13,35	12,13
Fe ₂ O _{3t}	7,26	6,65	6,32	6,01	5,24	5,02	4,75	3,82	4,02	3,21
MnO	0,10	0,12	0,11	0,11	0,08	0,09	0,08	0,05	0,06	0,06
MgO	2,07	2,57	2,14	2,14	1,47	1,67	1,72	0,97	1,46	0,95
CaO	5,17	3,63	4,4	3,23	4,67	4,22	3,78	2,51	2,67	2,43
Na ₂ O	2,92	2,77	2,3	2,56	2,9	3,04	2,32	2,89	2,67	2,65
K ₂ O	1,65	1,66	2,59	3,41	1,13	1,52	2,3	3,63	3,66	2,38
TiO ₂	0,82	0,78	0,71	0,76	0,64	0,54	0,59	0,53	0,541	0,39
P ₂ O ₅	0,15	0,1	0,11	0,14	0,12	0,1	0,1	0,12	0,11	0,09
LOI	0,95	2,5	0,98	0,95	1,31	1,35	1,93	1,16	1,37	2,28
Total	99,2	98,72	99,58	99,31	100,3	100,8	100,4	98,95	99,87	100,1
Sc	24	19	20	18	19	16	16	12	9	9
Be	5	5	3	3	3	4	4	3	9	3
V	105	115	100	89	78	78	81	61	62	32
Ba	432	408	736	796	508	427	516	1310	937	657
Sr	199	351	265	216	154	145	177	372	318	121
Y	22	17	10	22	28	22	18	14	12	27
Zr	329	209	198	211	191	201	211	229	188	206
Ga	22	21	18	20	20	17	17	18	20	16
Rb	137	92	106	140	107	114	102	114	230	117
Nb	11	15	9	13	9	8	9	8	19	8
Cs	27,8	6	4,9	9,9	19,2	13	4,1	2,1	14,6	6,6
Hf	9,2	6,6	6	6,8	5,9	5,8	6,4	7,1	5,8	6,5
Ta	0,8	0,9	0,5	0,6	0,7	0,7	0,7	0,4	1,5	0,7
Th	6,1	14,2	3,9	94	9,5	7,4	9,3	14,9	32,9	11,6
U	0,9	1,1	0,6	1,9	1,3	0,9	1,4	0,9	8,9	2,4
La	22,3	28,3	22,7	33,9	27,7	26,2	28,3	52,7	43,4	29,8
Ce	44,2	58,3	44,2	69,9	57,5	53,7	56,5	103	74,9	60,8
Pr	5,78	7,25	5,24	8,5	7,27	6,65	6,96	12	8,13	7,47
Nd	19,9	24,3	17,1	27,6	24,5	21,8	23	38	23,3	25,1
Sm	4,1	4,8	3,1	5,5	5	4,5	4,4	6,2	3,8	4,9
Eu	1,09	1,14	1,24	1,45	1,07	1,03	1,02	1,32	0,99	0,81
Gd	3,7	3,8	2,3	4,4	4,5	3,8	3,6	4,3	2,5	4,3
Tb	0,6	0,6	0,4	0,7	0,9	0,7	0,6	0,6	0,4	0,8
Dy	3,6	3	2	4	4,9	3,9	3,2	3,1	2,3	4,4
Ho	0,7	0,6	0,4	0,8	1	0,7	0,7	0,5	0,4	0,9
Er	2,2	1,7	1,3	2,5	3	2,8	2	1,4	1,3	2,8
Tm	0,35	0,26	0,21	0,38	0,47	0,42	0,29	0,19	0,19	0,46
Yb	2,2	1,7	1,5	2,5	3	2,7	2	1,2	1,2	2,7
Lu	0,35	0,27	0,24	0,38	0,45	0,41	0,31	0,17	0,18	0,4

Figura 9. Diagramas de variação dos elementos maiores e Sr e Rb contra os índices de diferenciação SiO₂ e MgO, para os ortognaisses tonalíticos do CMVC e ortognaisses do CE.

Os ortognaisses de ambos os complexos possuem caráter subalcalino definido pelos teores de álcalis relativamente baixos, conforme ilustrado no diagrama TAS (Fig. 10), embora o CE seja levemente mais enriquecido em álcalis. Mesmo que os padrões originais ígneos destes elementos tenham sido possivelmente modificados pelo metamorfismo, seu caráter subalcalino é coerente com a composição modal das rochas (Tab. 1). Os ortognaisses estão distribuídos nos campos dos granodioritos e granitos, com excessão de uma amostras do CE, que plota no campo dos dioritos. No diagrama ACNK proposto por Shand (1943), observa-se que as rochas do

Complexo Encantadas são metaluminosas a fracamente peraluminosas, enquanto as litologias do CMVC são peraluminosas (Fig. 11). No diagrama R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980) as rochas pertencentes ao CMVC plotam no campo dos diferenciados mantélicos, o que decorre de seu caráter empobrecido em Na₂O (Fig. 12). As litologias relacionadas ao CE situam-se no campo das rochas de arco magmático pré-colisional. A afinidade cálcio-alcalina destas rochas é indicada pelo diagrama de classificação (Fe^T + Ti) – Al – Mg (Jensen, 1976), que também evidencia teores de Mg ligeiramente menores para os ortognaisses do CMVC (Fig. 13).

Figura 10. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para ortognaisses do CMVC e do CE.

Figura 11. Diagrama de classificação Al_2O_3 ($Na_2O + K_2O$) versus Al_2O_3 ($CaO + Na_2O + K_2O$), para os ortognaisses do CMVC e do CE.

Figura 12. Diagrama de classificação R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980), para os ortognaisses do CMVC e do CE.

Figura 13. $(Fe^T + Ti) - Al - Mg$ (Jensen, 1976), para os ortognaisses do CMVC e do CE.

Os padrões de ETR normalizados contra os valores condriticos (Fig. 14) de ambos os complexos mostram um certo paralelismo, sugerindo similaridade de fontes e de mecanismos evolutivos. Os ortognaisses do CMVC possuem valores médios de $LaN = 100$ e de $YbN = 10$, e as litologias do CE formam dois conjuntos de padrões com valores médios de LaN próximos de 100 e de YbN entre 4-2 (tonalito e trondhjemitito) e 10 (diorito). Estes valores implicam razões $LaN/YbN = 10$ para o CMVC e para algumas amostras do CE, embora algumas amostras deste tenham razões LaN/YbN entre 25 e 50. Philipp *et al.* (2008) mencionam que os padrões mais fracionados de distribuição dos ETR nos gnaisses tonalíticos do CE são similares aos padrões ETR dos tonalitos arqueanos, que são originados por fusões de alta pressão em equilíbrio com resíduos de eclogito (Rapp *et al.*, 1991; Condie, 2005). Os mesmos autores sugerem também que a ausência de anomalias negativas de Eu nos ortognaisses do CE indica que o plagioclásio sofreu baixo fracionamento, ou que não está presente como fase residual. Os padrões de ETR dos ortognaisses do CMVC são moderadamente fracionados, diferindo dos padrões típicos de rochas arqueanas e sendo comparáveis aos descritos em ambientes de arcos magmáticos proterozóicos. A ausência de forte fracionamento das ETRP e de anomalias negativas de Eu indica que o plagioclásio e a granada não fizeram parte das assembléias predominantes no resíduo das fusões ou nos fracionados magmáticos. Os teores de La e Ce normalizados próximos de 100 são comuns em rochas de arco magmático maduro ou em ambientes tardi a pós-colisionais (Nardi, 1989).

Figura 14. Padrões de ETR normalizados pelos valores condriticos (Nakamura, 1974) para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE.

Figura 15. Diagrama multielementar com normalização pelos valores da Crosta Continental Superior (Taylor & McLennan, 1985), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE.

Figura 16. Diagrama multielementar com normalização pelos valores de granitos de cadeias mesoceânicas de Pearce *et al.* (1984), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE.

Os padrões de elementos traços representados no diagrama multielementar normalizado contra a crosta continental superior (CCS) demonstram maior similaridade da CCS com as rochas do CMVC do que com as do Complexo Encantadas, embora os padrões observados entre as amostras destes complexos sejam próximos. (Fig. 15). Os teores de Th, U, Nb e Ta são mais baixos em ambas as associações em relação à CCS, mostrando menor empobrecimento nas rochas do CMVC. As rochas do CMVC são mais ricas em Hf e Zr em relação à CCS e às litologias integrantes do CE, que exibem valores inferiores aos da CCS. Os ortognaisses do CMVC possuem teores elevados de Rb e Cs em relação à CCS e ao Complexo Encantadas.

O diagrama multielementar proposto por Pearce *et al.* (1984, Fig. 16) demonstra grande similaridade dos padrões das associações entre si e com os granitóides de arcos magmáticos maduros como o Arco da Jamaica, apresentado pelos autores.

No diagrama ternário proposto por Harris *et al.* (1986), os dois grupos de amostras – CMVC e CE – plotam no campo das rochas de arco vulcânico (Fig. 17). Os ortognaisses do CMVC, no entanto, mostram razões Rb/Hf mais elevadas, situando-se mais para o topo do diagrama, afastando-se do campo dos granitóides de assoalho oceânico. De modo similar ao exposto na figura 17, os diagramas Rb versus (Y+Nb) e Y versus Nb (Fig. 18A e 18B) apontam para a similaridade entre ambas as litologias estudadas com associações do tipo arco magmático. Na figura 18A (Rb versus (Y+Nb)) é possível distinguir dois grupos, de baixo e alto teor de Rb, sendo que as amostras relacionadas ao CMVC se aproximam dos limites do campo sincolisional e intraplaca. No diagrama Nb versus Y (Fig. 18B) os dois conjuntos de amostras estão situados no campo correspondente a ambiente de arco vulcânico e sincolisional, e novamente as litologias ligadas ao CMVC tendem ao campo dos granitos de ambiente intraplaca.

4. Considerações petrogenéticas e geotectônicas

Os gnaisses tonalíticos do CMVC são composicionalmente comparáveis com o magmatismo constituinte do Complexo Encantadas, conforme descrito por Philipp *et al.* (2008). Ambas as sequências possuem teores de elementos maiores similares, tais como Al_2O_3 , CaO e K_2O . No entanto, os valores de Na_2O , Sr e Rb são marcadamente distintos, visto que as amostras do CMVC possuem teores menores de Na_2O e Sr, e mais

Figura 17. Diagrama triangular Rb-Hf-Ta de Harris *et al.* (1986), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE.

elevados de Rb. Os valores mais baixos de Na_2O poderiam ser explicados por perda durante o metamorfismo, contudo, os teores de Sr não corroboram esta possibilidade, visto que são comuns para rochas desta composição (145-351 ppm), embora sejam relativamente inferiores aos das amostras do CE. Os valores de Rb mais elevados do CMVC, bem como a diminuição dos teores de Na_2O e Sr podem ser atribuídos à maior participação crustal nas fontes dos magmas geradores desta associação, como ocorre em ambientes de arco de maior maturidade, ou à contaminação crustal dos magmas durante seu transporte. Já os conteúdos mais elevados de TiO_2 e Fe_2O_3^T observados no CMVC sugerem um ambiente de arco magmático de maior maturidade em relação ao de geração dos granitóides do CE, o que também é sugerido nos diagramas de ambientes tectônicos com base em elementos traços.

Os teores de Cs, de modo similar aos de Rb, são mais elevados na associação do CMVC (Fig.15) e podem ser atribuídos principalmente a três processos, quais sejam: (i) enriquecimento devido à diferenciação, dado o caráter incompatível desses elementos, (ii) mobilização desses elementos por fluidos metamórficos, o que causaria maior concentração desses elementos em determinados minerais (*e.g.* micas), e (iii) contaminação crustal por fusões de rochas supracrustais. O enriquecimento devido à diferenciação parece pouco provável, visto que os orto-

Figura 18. Diagramas discriminatórios de Pearce *et al.* (1984), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. (A) Dois grupos distintos, de baixo e alto teor de Rb, reunindo respectivamente as litologias do CE e os ortognaisses tonalíticos do CMVC. (B) Os dois conjuntos de amostras estão situados nos campos de ambiente de arco vulcânico e sincolisional, mas as litologias do CMVC tendem ao campo dos granitos de ambiente intraplaca. Siglas dos campos inclusos nos diagramas: ORG – ocean ridge granites, VAG – volcanic arc granites, WPG – within plate granites, syn-COLG – syn-collision granites.

gnaisses do CMVC e do CE possuem teores similares de SiO_2 e MgO . Não se observam evidências, tais como aumento de minerais metamórficos hidratados, que corroborem o aumento dos teores desses elementos devido à ação de fluidos metamórficos. Considerando, ainda, que nas rochas do CMVC também cresce a proporção de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e a peraluminosidade, admite-se como hipótese mais provável a de que o enriquecimento de Rb e Cs foi causado por contaminação dos magmas granitóides por líquidos graníticos produzidos por fusão crustal.

O magmatismo relacionado ao CMVC possui afinidade cálcio-alcálica, e seu caráter peraluminoso pode corroborar a contaminação por fusões graníticas crustais, provavelmente responsáveis pelas variações dos conteúdos de Rb, Cs e Na₂O. A tendência das litologias do CMVC de se situarem mais próximas dos campos pós-colisional e intraplaca, nos diagramas descritos por Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986), do que as litologias do CE sugere sua geração em ambiente de arco mais maduro, com maior espessamento da crosta. As litologias do Complexo CMVC e do CE são composicionalmente próximas e correlacionáveis em termos geotectônicos, visto que ambas as sequências podem ser entendidas como originadas de fontes ligadas à ambiente de arco continental (Fig. 17 e 18). Exibem, contudo, algumas diferenças significativas em seus padrões geoquímicos. Deste modo, as litologias relacionadas ao Complexo Encantadas são interpretadas como típicas do magmatismo de arco continental mais precoce, enquanto as litologias do CMVC seriam relacionadas a ambiente do tipo arco maduro, mais próximo, em termos de fontes magmáticas, dos ambientes intraplaca ou pós-colisional.

Dados geocronológicos preliminares (U-Pb em zircão – Martil *et al.*, em prep.) na sequência metamórfica estudada indicam *ca.* 648 Ma como idade do metamorfismo para o Complexo. Este dado é comparável à idade Brasileira obtida por Gross *et al.* (2006), em gnaisses pelíticos da mesma região. Embora estudos geocronológicos sejam ainda necessários para determinação da idade das rochas tonalíticas, a similaridade geoquímica entre as rochas do CE e os ortognaisses estudados sugere que sua idade seja paleoproterozóica.

A intercalação tectônica das rochas orto e parametamórficas do CMVC, na forma de fatias concordantes de espessura variável e a inexistência cronológica distinta entre essas fatias, tais como xenólitos ou pendentes de teto dos para nos ortognaisses, sugere a existência de um regime tectônico do tipo cavalgamento. A estrutura regional gerada pela intercalação tectônica é materializada pelo bandamento metamórfico, ao longo do qual se alinham minerais de alta temperatura, tais como hiperstênio e cordierita-espinélio, contidos, respectivamente, nos ortognaisses e nos paragnaisses, o que sugere a contemporaneidade entre o metamorfismo de fácies granulito e a tectônica de empurrão que originou o empilhamento. A intercalação de rochas ortoderivadas ou de seus protólitos ígneos com rochas sedimentares é improvável, nessas condições. Por outro lado, não se pode ainda descartar a pos-

sibilidade da ocorrência de mais de um evento metamórfico nos paragnaisses, ou de uma trajetória progressiva dos mesmos, que culminaria no evento de empurrão. Gregory *et al.* (2011) descrevem a existência de xenólitos de gnaisses calciossilicáticos com metamorfismo de alto grau em metatonalitos de idade paleo-proterozóica relacionados ao Complexo Arroio dos Ratos. Embora não se possa afirmar a correlação destes xenólitos com as supracrustais da região estudada, esses dados sugerem a possibilidade de que aos menos a sequência calciossilicática seja mais antiga.

Deste modo, são três as possibilidades de correlação entre o metamorfismo de alto grau e a tectônica de empurrão. A intercalação observada: (i) seria posterior aos estágios iniciais do metamorfismo granulítico que atinge as sequências gnáissicas da região e seria, portanto, classificada como tardi-M₁, ou (ii) é contem-porânea a um metamorfismo de fácies granulito mais jovem – M_{n+1} – que teria reequilibrado os paragnaisses paleoproterozóicos, ou ainda (iii) é possível que o mesmo evento tectônico responsável por empilhar sequências tão distintas como orto e paragnaisses, tenha também atuado na justaposição de sequências parametamórficas paleoproterozóicas e Brasileiras.

5. Considerações finais e conclusões

No Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita é descrita a justaposição tectônica de litologias de composição e ambientes de formação diversos, e que revelam estruturas e características petrográficas e microestruturais geradas sob condições de metamorfismo de fácies granulito. O complexo inclui paragnaisses de composição calciossilicática e pelítica e tipos ortometamórficos de composição tonalítica. Os ortognaisses tonalíticos são rochas calcioalcalinas peraluminosas, cujos dados geoquímicos sugerem que a fonte deste magmatismo é compatível com ambiente de arco continental, com contaminação crustal indicada pela variação nos teores de Rb, Cs e Na₂O. A tendência que a sequência tonalítica mostra nos diagramas geoquímicos indicativos de ambientes tectônicos, de se deslocar no sentido dos campos intraplaca e pós-colisional, quando comparada às rochas do Complexo Encantadas, sugere que o protólito magmático destas rochas foi gerado em ambiente de arco mais maduro, com maior espessamento da crosta.

A estrutura planar de direção NNW e baixo

ângulo de mergulho, contendo lineação de estiramento de alta obliquidade, foi formada sob condições metamórficas de alto grau, embora ainda não seja possível afirmar se foi precoce ou tardia em relação ao evento metamórfico. Dados geocronológicos preliminares, obtidos através do método U-Pb em zircão, indicam idade Brasileira para este metamorfismo (ca. 648 Ma).

O conjunto destes dados sugere a existência de um evento tectônico de cavalgamento, sob condições de alto grau metamórfico durante o Brasileiro, que teria controlado a justaposição de tipos litológicos distintos. Os dados são compatíveis com um evento de colisão continental ocorrido há cerca de 650 Ma, conforme referido também por Gross *et al.* (2006, 2009). Em relação a este evento, o magmatismo estudado é pré-colisional.

Em síntese, os ortognaisses tonalíticos do CMVC, por sua similaridade composicional e estratigráfica com o Complexo Encantadas, como descrito por Philipp *et al.* (2008), são interpretados como parte do mesmo magmatismo de margem continental ativa de idade paleoproterozóica. O metamorfismo granulítico que o afeta é assumido como de idade neoproterozóica, concomitante com uma tectônica de baixo ângulo que teria justaposto litologias de idade e origem diversa, gerando o CMVC.

Agradecimentos – Os autores agradecem ao CNPq pela concessão de bolsa de mestrado a Mariana Maturano Dias Martil e bolsa de produtividade a Maria de Fátima Bitencourt e Lauro Valentim Stoll Nardi. Parte dos trabalhos de campo foi financiada pelo Programa de Apoio a Núcleos de Excelência, CNPQ-FAPERGS (PRONEX nº: 04/0825-3).

Referências

- Babinski, M., Chemale, Jr.F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 10: 263-274.
- Basei, M. A. S., Siga, O. JR, Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M. & Precozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Rio de la Plata Craton: Framework, Tectonic Evolution and Correlation with Similar Provinces of Southwestern Africa. In: Cordani, U. G., Milani E. J., Tomaz, A. & Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 311-34.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to Post-collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1):3-16.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Condie, K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80: 33-44.
- De La Roche H., Leterrier J., Grande Claude P. & Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C.; Vieira Jr, N.; Marques-Toigo, M. Guerra-Sommer & M.; Piccoli, A.E. 1988. *Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria (SH 22-Y-B-I-4) e Varzea do Capivarita (SH 22-Y-B-I-3), RS*. Porto Alegre, 1988. 1 mapa preto e branco. Escala 1:50.000.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1990. Esboço Estrutural de Parte do Batólito Pelotas - Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensia*, 30: 117-138.
- Fernandes, L.A.D, Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kraemer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- Fernandes, L.A.D. & Porcher, C.C. 2000. Geologia Estrutural. In: Porcher, C.A. (Coord.). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Cachoeira SH.22-Y-A. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM, p. 59-92.
- Frantz, J. C., Lima, E. F., Pinheiro-Machado & Naumann, M.P. 1984. Contribuição a geologia da região de Encruzilhada do Sul-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 5. p. 2407-2416.
- Fragoso César, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo. 362 p. Tese de Doutorado em Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F.A.S. & Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. *Pesquisas em Geociências*.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Koester, E. 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita metamorphic suite, SE

- Brazil: thermo-barometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, 147:41-64.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds.) *Collision Tectonics, Geological Society Special Publication*, 19: p.67-81.
- Hartmann, L. A., Leite, J.A.D., Mcnaughton, N.J. & Santos, J. O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil - SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27(10):947-950.
- Jeffery, P.G. & Hutchison, D., 1981. *Chemical Methods of Rock Analysis*, 3rd ed. Oxford, Pergamon Press, 379 p.
- Jensen L.S., 1976. A new cationic plot for classifying sub-alcalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines, Miscellaneous paper*, 6: 1-22.
- Kraemer, G. 1995. *Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, Região de Lavras do Sul (RS)*, Porto Alegre, 99p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermo-barometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 581-589.
- Le Bas M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Lima, E.F. de, Porcher, C.A. & Wildner, W. 1997. Identificação das Rochas Granulíticas da porção leste do Estado do Rio Grande do Sul, região da Várzea do Capivarita – Brasil. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 4., & SEMANA DE GEOQUÍMICA, 10., 1997, Braga Portugal,. *Actas...* Braga, v.1, p.73-76.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of Igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 193 p.
- Marques, J.C. 1996. *Petrologia e Metalogênese da Sequência Metaultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul – RS*, Porto Alegre, 165 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D. 2007. *Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS com Suas Encaixantes*, Porto Alegre, 71p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D.; Bitencourt, M.F.; Chemale Jr, F.; Nardi, L.V.S. Geochronology of Orthogneisses from the Passo das Canas Thrust Pile and implications for the timing of continent collision in southernmost Brazil (*em prep.*).
- Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nardi, L.V.S. 1989. Geoquímica dos Elementos Terras Raras em Rochas Graníticas da Região Centro-Sul do Brasil. In: Formoso, M.; Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. (Eds.) *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, p.71-81.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: Frantz, J.C., Iannuzzi, R. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul - 50 Anos do IG-UFRGS*. Porto Alegre, IG-UFRGS, p. 125-141.
- Nardi, L.V.S., Plá Cid, J. & Bitencourt, M.F. 2007. Minette mafic microgranular enclaves and their relationship to host syenites in systems formed at mantle pressures: major and trace element evidence from the Piquiri Syenite Massifsouthernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology*, 91:101-116., southernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology*, 91:101-116.
- Niessing, M. 2007. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leuco-granite from the Sul-rio-grandense Shield. Munique, 104p. Dissertação de Mestrado, Technische Universität München.
- Niessing, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H.; Martil, M.M.D.; Gregory, T.R.; Centeno, A.P.; Fontana, E. & Knijnik, D.B. 2008. Magma emplacement and crystallization during regional stress: an example from the Sul-rio-grandense Shield (Southern Brazil). 86TH ANNUAL MEETING OF THE GERMAN MINERALOGICAL SOCIETY (DMG), 14-17 September 2008, Berlin/Germany, Book of Abstracts (CD-Rom), Symposium "Making and Breaking of Continents", Abstract n. S07P09.
- Pearce, J.A. Harris, N.B.W. Tindle, A.J. 1984. Trace Element Discrimination for the tectonics interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S. & Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito de Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 277-290.
- Philipp, R.P., Lusa, M., Nardi, L.V.S. 2008. Geochemistry and Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southern-most Brazil: a Paleoproterozoic continental arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(4): 1-14.
- Porcher, C.A. (Coord.) 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Cachoeira SH.22-Y-A. Estado do Rio Grande do Sul*. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 131p.
- Rapp, R.P, Watson, E.B. & Miller, C.F. 1991. Partial Melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalites. *Precambrian Research*, 51: 1-25.
- Saalmann, K., M. V. D. Remus. & Hartmann, L.A, 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143 (1): 59-88.
- Silva, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Droop, G.T.R. 2002. Termobarometria da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (RS): Embasamento do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):419-432.

- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York, John Wiley & Sons, 488p.
- Soliani Jr, E., Koester, E. & Fernandes, L.A.D. 2000. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense. Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora da UFRGS/Centro de Investigação do Gondwana - Instituto de Geociências, p. 175-230.
- Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford. 312p.
- UFRGS, 2008. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH22-Y-A-III-3 (MI2984/3)*, RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Uni-versidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS, 2009. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4)*, RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Uni-versidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Winkler, 1977. *Petrogênese das rochas meta-mórficas*. Porto Alegre, Editora Edgard Blücher Ltda, Co-edições UFRGS, 256 p.