

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

**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

ORIENTADORA: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria de Fátima Saraiva Bitencourt  
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

**BANCA EXAMINADORA:**

Prof. Dr. Farid Chemale Junior, Centro de Ciências Biológicas e da Saúde, Núcleo de  
Geologia, Universidade Federal de Sergipe  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Renata da Silva Schmitt, Instituto de Geociências, Universidade Federal do  
Rio de Janeiro  
Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do Título de  
Mestre em Geociências.

*À minha avó, Dora.*

## **Agradecimentos**

Neste últimos dois anos, foram muitas as pessoas que contribuíram para este trabalho. As primeiras pessoas que me lembro, como não podia deixar de ser, são meus dois orientadores, Fátima e Lauro. Obrigada pelos ensinamentos e pela paciência com as constantes dúvidas. Valeu Fátima por ter me recebido ainda na graduação, quando tudo que eu queria era fazer o temático envolvendo geologia de campo e estrutural (e consegui!). Ainda tenho muito a aprender, mas o pouco que sei (ainda é bem pouco) foi em grande parte proporcionado pela Fátima. Ao Lauro pelos ensinamentos de geoquímica e pelos inúmeros cafezinhos filosóficos extra-oficiais. Me sinto, de verdade, realmente privilegiada em conviver com o professor, geólogo e amigo que tu és.

A pessoa mais forte, sábia, e adorável que eu conheço minha avó e mãe “em dobro”, Dora, pelo ensinamento constante de que “pensar com o coração” nos faz tomar as atitudes mais certas. Não há nada que ela não compreenda e busque fazer em relação às pessoas que tem a alegria de conviver com esta sábia senhora.

Agradeço muito a Daia também, minha irmã, que em muitas coisas, é muito parecida com a Dorinha, que por ter extrema consideração e afeto pelos amigos e família é capaz de esquecer até de si mesma. Pela tua amizade e apoio... Pelo “suporte técnico” em todas as vezes que eu fui pro campo e tu ficaste responsável por cuidar da Ísis e da Valquíria, e por todas as “pequenas-grandes” ajudas. Tu foste a pessoa que mais estive do meu lado nesse período caótico de fim de mestrado, obrigada por tudo.

Ao meu pai e amigo, Alexandre, por todo apoio que me deste desde sempre, por mais que nem sempre entendesse minhas razões em algumas escolhas, no final das contas tu sempre me apoiou e estive do meu lado, sem me contestar (até por que a teimosia e a obstinação em se fazer o que tem vontade sem dar satisfações a ninguém são coisas que tu também conhece bem...).

A minha mãe Rosane, a minha irmã mais nova Yasmin e a Leca que é minha prima mas é como se fosse minha irmã.

Ainda no quesito família, ao Vini, meu irmão geológico adquirido este ano, com quem tenho a alegria de dividir a casa. Agradeço pelas jantãs, risadas, escaladas, seções de filme e pipoca... Enfim pelo companheirismo e amizade. Gosto muito de ti e do teu jeito leve de encarar a vida.

Ao Abel pelo companheirismo, carinho, por todo apoio e incentivo neste período e por ser compreensivo com minha falta de tempo no final da dissertação. Obrigada por acreditar em mim e estar sempre do meu lado.

As minhas companheiras psíquicas<sup>1</sup> e amigas felinas, Valquíria e Ísis, pelo afeto na sua forma mais verdadeira.

Aos amigos geológicos, sempre prontos a apoiar uns aos outros, acima de qualquer diferença. Leo, Ingke, Maurício, Tchaco, Rafa Rizzardo, muito obrigada por tudo! Ao Leo pela amizade de muitos anos (estamos ficando velhos), por todas as inúmeras vezes que quebrou os galhos pra amiga sem noção, pela ajuda na formatação final da dissertação, bom, se eu fosse citar todas as coisas em que tu me ajudou ia precisar de umas 10 páginas... A Ingke por acordar cedo pra me ajudar no MEV, ao Maurício pelo apoio na preparação de amostra, ao Tchaco por todas as bobagens ditas na escadinha da Geo nas conversas depois do almoço (pérolas), ao Rafa por sempre estar disposto a ajudar os amigos.

Aos amigos e companheiros de campo, pesquisa, preparação de amostras, cafezinhos... Cris Rivera, Moni, Anja, Ingke, Tiago, Jepeto, Samuel, Duda, Ádrio e Daniel.

A Marga, por ser uma amiga tão gentil e dedicada, e ao pessoal da sala de pós-graduação Rose, Cris Lenz, Jean Beline (o pai da Geórgia) e Jorge. A convivência e a amizade de vocês foi mais uma coisa boa que o mestrado me proporcionou.

Aos alunos da disciplina de mapeamento - PPC 2008, com os quais tive a oportunidade de conviver e que foram pacientes com a minha inexperiência quando eu os acompanhei nos trabalhos de campo.

Aos companheiros de Hora Feliz Paula, Tita, Lê, Cássio, Filipe, Bica, e todos os formandos de 2009.

Ao pessoal do anexo, Sandrinha, Cristiano, Adriano e Fabrício pelo suporte e ajuda na preparação das amostras para química. Aos “motoras” da geo, Adalto, Claudinho, Járson pelo apoio nos trabalhos de campo.

Ao Roberto e Letícia do pós-graduação por fazerem malabarismos para ajudar os alunos do pós e resolver nossas constantes dúvidas.

A UFRGS pelo ensino gratuito de qualidade. Muitos de nós só puderam se tornar pesquisadores graças a esta instituição pública.

Enfim ao povo brasileiro, que é trabalhador, guerreiro e solidário, apesar de todas as dificuldades. Espero um dia, quando me tornar uma educadora, poder contribuir com a pesquisa e educação no país.

## RESUMO

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 proterozóicos e fanerozóicos. Ademais, 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. O Escudo Sulrio-grandense (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 Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (CMVC) ocorre nas proximidades da cidade de Encruzilhada do Sul e congrega sequências ortometamórficas de composição tonalítica e sienítica, além de paragneisses pelíticos e calciossilicáticos. Para e ortogneisses são intercalados em escalas diversas 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 ortogneisses tonalíticos, 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 baixo a médio ângulo de mergulho, se retirados os efeitos das dobras tardias. O empilhamento de sequências de composição e ambientes de formação distintos ao longo de estruturas originalmente subhorizontais permite aventar 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 ortogneisses 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 tonalíticos estudados, por sua similaridade composicional e estratigráfica com o Complexo Encantadas, são interpretados como parte do mesmo magmatismo de margem continental ativa de idade paleoproterozóica. Presume-se que o metamorfismo de fácies granulito, associado com fusão parcial dos orto e paragnaisses, tem idade neoproterozóica, concomitante com a tectônica de empurrão que teria justaposto litologias de idade e origem diversa, gerando o Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita.

## ABSTRACT

Orthometamorphic rock sequences keep record of important information regarding magmatic sources and tectonic environments. The study of their geochemical characteristics, together with detailed study of their geological, structural and petrographic features leads to unravelling of their geological history, tectonic environment and magmatic sources of their protoliths. Therefore, criterious investigation of orthometamorphic sequences is an important tool for the reconstruction of the geological history of Proterozoic and Phanerozoic crustal segments. Additionally, unravelling the tectonic stratigraphy commonly found in metamorphic terrains will permit to evaluate the role of differents events which have lead to the thrust piling, and will provide significant information on the genetic processes active in each of the lithological sequences involved. The Sul-rio-grandense Shield is composed mainly of granitoids of different ages and their metamorphic counterparts. Thus, the detailed study of these rocks is of prime importance for the understanding of crustal evolution in this region. The Várzea do Capivarita Metamorphic Complex, situated in the region of Encruzilhada do Sul, RS, is part of this shield area, and encompasses orthometamorphic sequences of tonalitic and syenitic compositions, 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 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 assemblies 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-rio-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 that eventually lead to partial melting of para and orthogneisses is of Neoproterozoic age. Additionally, it would have been synchronous with the thrust event that lead to the tectonic interleaving of rock sequences of different provenance and age that has generated the Complex.

## LISTA DE FIGURAS

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. .... 35

Figura 2 - Mapa geológico da porção leste da Folha Passo das Canas, modificado a partir de Martil (2007), Niessing (2008) e UFRGS (2008, 2009). .... 38

Figura 3 - Feições de campo dos paragnaisses 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. .... 40

Figura 4 - Feições de campo dos ortognaisses 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 gnaiss 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. (d) Ortognaiss sienítico de aspecto maciço intercalado nos ortognaisses tonalíticos. (e) Aspecto textural da mesma banda sienítica mostrada em 4d, destacando-se o arranjo granoblástico interlobado de K-feldspato e lamelas de biotita orientadas. .... 41

Figura 5 - Variação da morfologia das dobras  $F_2$  nos diferentes tipos composicionais do CMVC. (a) Dobras assimétricas nos ortognaisses, 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 paragnaisses calciossilicáticos, com menor comprimento de onda e maior amplitude, vistas aproximadamente no sentido do caimento do eixo. .... 43

Figura 6 - 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 em orto e paragnaisses; (b) orientação da lineação de estiramento, em orto e paragnaisses; (c) diagrama de contorno para a distribuição de polos de planos do bandamento dos paragnaisses; (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  $F_1 / F_2$ . .... 45

Figura 7 - Aspectos petrográficos dos gnaisses tonalíticos do CMVC. (a) Textura granoblástica poligonal bem desenvolvida. (b) Aspecto geral desta lâmina, com grão de hiperstênio esquelético. .... 47

Figura 8 - Textura de alto grau das litologias sieníticas, com porfiroblastos de feldspato potássico alinhados. ....	48
Figura 9 - Rochas sieníticas com texturas ígneas preservadas. (a) Megacristais de K-feldspato com maclas alinhadas de acordo com a foliação reliquiar. (b) Textura poligonal da matriz, na mesma amostra. ....	50
Figura 10 - Diagramas de variação dos elementos maiores e Sr e Rb contra os índices de diferenciação SiO <sub>2</sub> e MgO, para os ortognaisses tonalíticos do CMVC e ortognaisses do CE. ....	53
Figura 11 - Diagrama TAS para ortognaisses do CMVC e do CE. Símbolos na figura 10. ....	54
Figura 12 - Diagrama de classificação Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O) versus Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (CaO + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O), para os ....	54
Figura 13 - Diagrama de classificação R1-R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980), para os ortognaisses do CMVC. ....	54
Figura 14 - (Fe <sup>T</sup> + Ti) – Al – Mg (Jensen, 1976), para os ortognaisses do CMVC e do CE. Símbolos na figura 10. ....	55
Figura 15 - Padrões de ETR normalizados pelos valores condríticos (Nakamura, 1974) para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. Símbolos na figura 10. ....	56
Figura 16 - 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. Símbolos na figura 10. ....	56
Figura 17 - Diagrama multielementar com normalização pelos valores de granitos de cadeias mesoceânicas de Pearce <i>et al.</i> (1984), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. Símbolos na figura 10. ....	57
Figura 18 - Diagrama triangular Rb-Hf-Ta de Harris <i>et al.</i> (1986), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. Símbolos na figura 10. .	58
Figura 19 - Diagramas discriminatórios de Pearce <i>et al.</i> (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. Símbolos na figura 10. ....	60

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Análises modais (1500 pontos/lâmina) para amostras representativas dos ortognaisses tonalíticos e sieníticos do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. 46

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. .... 51

## LISTA DE ABREVIACOES

S<sub>B</sub> – Bandamento Gnássico

L<sub>x</sub> – Lineação de Estiramento

F<sub>1</sub> – Fase de dobramento 1

F<sub>2</sub> – Fase de dobramento 2

Pl – Plagioclásio

Bt – Biotita

Kfs – Feldspato Potássico

Qtz – Quartzo

Opx – Ortopiroxênio

Cpx – Clinopiroxênio

Hbl – Hornblenda

## SUMÁRIO

Agradecimentos .....	3
RESUMO .....	6
ABSTRACT .....	8
Capítulo I - INTRODUÇÃO .....	15
1. Estruturação do texto .....	15
2. Sobre os terrenos metamórficos de alto grau e problemas relacionados .....	16
3. A abordagem geoquímica do metamorfismo de alto grau .....	17
4. Sistemas de cavalgamento desenvolvidos sob metamorfismo de alto grau .....	19
5. Estudos geoquímicos em rochas ortometamórficas do Escudo Sul-rio-grandense .....	21
6. Evolução do conhecimento sobre o Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita .....	23
7. Objetivos .....	25
8. Metodologia .....	26
8.1 Trabalho de Campo .....	26
8.2 Análise Petrográfica e Microestrutural .....	27
8.3 Estudos Geoquímicos .....	28
Capítulo II – ARTIGO SUBMETIDO .....	30
Resumo .....	31
Abstract .....	32
1. Introdução .....	33
2. Contexto Geológico Regional .....	33
3. Geologia do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita na Folha Passo das Canas .....	37
3.1 Geologia Regional e Relações Estratigráficas .....	37
3.2 Caracterização geológica e estrutural .....	39
3.3 Aspectos petrográficos e microestruturais dos ortognaisses .....	46
3.4 Geoquímica e petrogênese dos ortognaisses tonalíticos .....	50
4. Considerações petrogenéticas e geotectônicas .....	58
5. Considerações finais e conclusões .....	62
Capítulo III – CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	64
Capítulo IV – REFERÊNCIAS .....	69
ANEXO A – Carta de Recebimento do Artigo pela Revista Pesquisa em Geociências .....	78

## **Capítulo I**

### **INTRODUÇÃO**

Os terrenos metamórficos de alto grau são importantes constituintes de segmentos crustais antigos. O estudo de gnaisses ortoderivados, nestes ambientes, permite investigar as fontes e ambientes tectônicos envolvidos na geração de seus protólitos e avaliar os processos crustais e/ou mantélicos envolvidos na sua gênese. No Escudo Sul-rio-grandense, os terrenos gnáissicos representam um registro significativo e a investigação de rochas ortoderivadas nestes terrenos fornece informações importantes para o entendimento da evolução deste segmento crustal no Pré-cambriano.

O trabalho proposto integra e discute as informações obtidas durante a elaboração da dissertação de mestrado, para as os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Os resultados obtidos são apresentados na forma de um artigo submetido à revista Pesquisas em Geociências.

#### **1. Estruturação do texto**

Esta dissertação está disposta em quatro capítulos, incluindo introdução, artigo submetido, considerações finais e referências. No Capítulo I, são introduzidos alguns conceitos básicos sobre o conhecimento dos terrenos de alto grau e os problemas envolvidos em sua investigação. São também apresentados os objetivos envolvendo o estudo geoquímico de terrenos metamórficos de alto grau, bem como a discussão de sistemas de cavalgamento e exemplos de informações que podem ser obtidas neste tipo de ambiente tectônico. Litologias ortometamórficas situadas no Escudo Sul-Rio-grandense são brevemente discutidas, com base na bibliografia, a fim de exemplificar a importância do entendimento destas rochas para o conhecimento da evolução do magmatismo no Escudo. A seguir, são relatados os dados pré-existentes sobre o Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (CMVC), seguido do objetivo do estudo das sequências ortognáissicas presentes no Complexo. Por fim, é apresentada a metodologia utilizada para realização deste trabalho.

O Capítulo II é composto pelo artigo elaborado pela autora desta dissertação e seus orientadores. Neste trabalho, consta a caracterização geológica e estrutural do CMVC e a petrografia de detalhe das litologias ortognáissicas. Dados de geoquímica

para elementos maiores e traços foram obtidos para os ortognaisses tonalíticos do Complexo e correlacionados com os dados geoquímicos existentes para o Complexo Encantadas. A integração dos dados petrográficos, estruturais e geoquímicos permitiu discutir a história tectônica do Complexo, bem como as fontes e ambientes envolvidos na gênese do magmatismo tonalítico.

O Capítulo III apresenta algumas conclusões obtidas na elaboração desta dissertação, que é encerrada com o Capítulo IV, de referências bibliográficas.

Em anexo está a carta de recebimento do artigo submetido à revista Pesquisa em Geociências.

## **2. Sobre os terrenos metamórficos de alto grau e problemas relacionados**

Gnaisses de alto grau são rochas que foram submetidas a metamorfismo de fácies anfibolito superior e/ou granulito. Os terrenos metamórficos de alto grau constituem uma porção significativa da crosta continental exposta em cinturões orogênicos fanerozóicos e em crátons pré-cambrianos. Estes terrenos são considerados como representantes de segmentos exumados da crosta continental inferior e, deste modo, seu estudo é uma ferramenta importante para avaliar os processos de gênese crustal (*e.g.* Barbey & Cuneo, 1982; Stähle *et al.*, 1987, Passchier *et al.*, 1993).

Passchier *et al.* (1993) mencionam que uma grande variedade de tipos litológicos é geralmente observada em terreno gnáissico de alto grau, incluindo rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas, além de intrusões graníticas em proporções variadas. Estas litologias contêm comumente biotita, hornblenda, hiperstênio, granada, polimorfos de alumínio, cordierita, zircão e minerais opacos. A estrutura interna e as intercalações de tipos litológicos em terrenos gnáissicos de alto grau são em geral complexas devido a uma história longa associada a múltiplos eventos deformacionais, metamórficos e intrusivos. Alguns destes terrenos, por exemplo, podem ter sido originalmente compostos por rochas metassedimentares que sofreram vários episódios de intrusão. Deste modo, os litotipos metassedimentares constituiriam apenas uma pequena fração do volume total de rochas.

Estes autores referem ainda a dificuldade de determinar se as litologias presentes em terrenos de alto grau são de natureza para ou ortometamórfica. Gnaisses com estratificação regular podem ter origem sedimentar, ígnea ou composta. Gnaisses que possuem estratos de espessura e /ou composição variada, nas quais as composições são



compatíveis com rocha ígneas normais, são provavelmente de origem vulcânica ou, em alguns casos, podem representar camadas primárias de um grande corpo intrusivo. A estratificação em gnaisses derivados de rochas sedimentares é geralmente mais irregular, tanto na espessura quanto na composição e, normalmente, os estratos metassedimentares têm limites mais difusos do que gnaisses derivados de rochas ígneas. Contudo, é importante não extrapolar a origem ígnea ou sedimentar de uma rocha. Rochas metassedimentares podem ficar tectonicamente intercaladas, mesmo como camadas muito finas, dentro de gnaisses de origem ígnea, por exemplo, e é importante desenvolver critérios de campo confiáveis para distinguir estas litologias.

Rochas de alto grau comumente sofreram repetidos episódios de metamorfismo, deformação e intrusão, que muitas vezes são obliterados por episódios mais jovens. A recristalização e fusão parcial são também processos que tendem a apagar estruturas e paragêneses metamórficas anteriores.

Os estudos estruturais tornam possível a reconstrução da história metamórfica e deformacional de um corpo rochoso, mas não fornecem informações sobre a idade absoluta desses processos. Do mesmo modo, as observações de campo e o trabalho estrutural podem não ser suficientes para identificar os protólitos de muitos gnaisses de alto grau, ou as modificações composicionais associadas com a anatexia e ação geral de fases fluidas em uma rocha.

Devido à complexidade estrutural e metamórfica dos diversos episódios envolvidos na construção dos terrenos de alto grau, o estudo destas litologias geralmente envolve uma abordagem multidisciplinar. Análises integradas de petrografia, geologia estrutural e geoquímica, em conjunto com dados de química mineral e geocronologia são apresentados por muitos autores (*e.g.* Knudsen & Andersen, 1999; Fazlinia *et al.*, 2009; Martins *et al.*, 2009).

### **3. A abordagem geoquímica do metamorfismo de alto grau**

Durante o metamorfismo, as rochas são submetidas a variações composicionais mais ou menos intensas. As variações químicas que os protólitos podem sofrer dependem de inúmeros fatores, tais como a composição original da rocha, as condições de P-T do metamorfismo, etc. No caso de rochas metamorfizadas sob alto grau, as reações de desidratação e a anatexia são fatores particularmente importantes, e os

elementos químicos comumente fracionados durante este tipo de metamorfismo são, comumente, aqueles que tendem a se concentrar na fase fluida ou no líquido resultante da fusão parcial. Deste modo, se é pretendido averiguar as características geoquímicas do protólito de rochas de alto grau, é importante se concentrar nos elementos relativamente imóveis e em outras características que permanecem relativamente inalteradas durante o metamorfismo, além de se avaliar o grau de atuação dos fatores que tendem a alterar a composição química original.

O fracionamento de elementos durante o metamorfismo é mencionado em diversos trabalhos (*e.g.* Stähle *et al.*, 1987). Estes e outros autores descrevem rochas de alto grau fortemente empobrecidas nos elementos incompatíveis de raio iônico grande (LILE – *Large Ion Lithophile Elements*), como U, Th, K, Rb e Ba. Estes elementos parecem ter sido removidos das rochas de alto grau quando elas residiam na crosta inferior, e por meio da ação de fases fluidas ou de fusões, seriam transportados para a crosta superior, onde se concentrariam. Barbey & Cuney (1982) mencionam a importância das fases fluidas no transporte dos elementos LILE durante o metamorfismo de alto grau. Estes mesmos autores citam ainda, como um constituinte importante dos processos de depleção, as sucessivas modificações dos coeficientes de distribuição das fases mineralógicas e fluidas induzidas pelo crescimento de minerais durante o metamorfismo progressivo.

Por outro lado, alguns terrenos de alto grau não exibem esse padrão de empobrecimento e aparentemente as rochas sofreram pouca ou nenhuma mudança na química original durante a formação de paragêneses de alto grau. Hölttä (1997) descreve as características geoquímicas dos ortognaisses granulíticos de idade arqueana do Escudo Fenoscandinavo da área de Varpäisjarvi, Finlândia, que incluem enderbitos ígneos, migmatitos da série tonalito-trondhjemitó-granodiorito e gnaisses máficos metamorfizados em pressões moderadas (8-11 Kbar). Segundo o autor, estas litologias representam um metamorfismo quase isoquímico, tendo preservado suas composições pré-metamórficas. Estas rochas possuem baixas razões K/Rb e padrões horizontalizados de ETRL que teriam sido depletados mais provavelmente durante o fracionamento magmático. Os teores de elementos maiores e traços demonstram que estas litologias preservaram características ígneas compatíveis com protólitos derivados de rochas máficas vulcânicas, com componente de hidrotermalismo de fundo oceânico.

Rollinson & Tarney (2005), ao estudarem adakitos em associações do tipo TTG (Tonalito-Throthjemitó-Granodiorito), sugerem que há poucas evidências que

relacionam a depleção de elementos LILE durante o metamorfismo de fácies granulito e propõem que, ao menos para os gnaisses félsicos do tipo tonalito e trondhjemitó, a depleção seria uma feição primária dos processos de geração de crosta, e que esta assinatura primária seria apenas levemente modificada por componente de fusão parcial durante o metamorfismo.

Estudos geoquímicos em terrenos metamórficos de alto grau são também empregados para obter informações sobre os processos existentes na crosta inferior, visto que frequentemente esse tipo de terreno é formado em níveis crustais profundos. Um exemplo relacionado é apresentado por Hölttä *et al.* (2000). Estes autores descrevem e interpretam as informações obtidas a partir de xenólitos granulíticos presentes em magmas kimberlíticos situados na porção leste da Finlândia, utilizando estudos petrológicos, geoquímicos e datação U-Pb em zircão.

#### **4. Sistemas de cavalgamento desenvolvidos sob metamorfismo de alto grau**

A tectônica de *thrusting* ou de cavalgamento pode empilhar rochas geradas em ambientes distintos, originando um enfriamento de espessura variada que justapõe associações de rochas de relações estratigráficas prévias distintas. A geração de uma estratigrafia tectônica é comumente observada em terrenos de alto grau, e sua identificação permite obter informações sobre os corpos rochosos que sofreram enfriamento sob regime tectônico de baixo ângulo concomitante ao metamorfismo. O reconhecimento destas fatias possibilita a identificação dos eventos tectono-metamórficos envolvidos e até mesmo investigar as características de ambientes precursores a este regime. Diferentes pesquisas podem ser realizadas em uma mesma pilha tectônica como, por exemplo, estudos geocronológicos, determinações de trajetórias pressão e temperatura em litologias que registram em sua trama diferentes eventos, e investigações geoquímicas de protólitos ígneos para determinação de suas fontes magmáticas e ambientes geradores.

Kreissig *et al.* (2001) descreve um sistema de empurrão de fácies granulito materializado pela Zona de Cisalhamento de Hout River, no Cinturão Limpopo, África do Sul. Esses autores apresentam o tempo de duração do metamorfismo granulítico por meio de determinações geocronológicas em diversos litotipos. A idade arqueana para o pico metamórfico é determinada em paragneisses formados em  $2691 \pm 7$  Ma (U/Pb em

zircão). O estágio inicial de exumação ( $2663 \pm 4$  Ma, Pb/Pb em monazita) deste terreno é determinado em charno-enderbitos que teriam sido intrudidos durante um período de reativação da transcorrência de fácies granulito e foram gerados por fusão parcial das litologias gnáissicas. A formação de leucossomas de  $2643 \pm 1$  Ma (ID-TIMS Espectrometria Termal por dissolução de zircão) gerados sob condições de descompressão, marcaria um ambiente mais hidratado em níveis crustais mais rasos, e o fim do metamorfismo granulítico. A seguir a evolução desta Zona de Cisalhamento passaria a apresentar condições retrometamórficas associadas com a infiltração de fluidos durante o Proterozóico.

No bloco Amapá, Norte do Brasil, é realizado um trabalho semelhante (Rosa-Costa *et al.*, 2008). Estes autores integram dados de geologia de campo e estudos geocronológicos do tipo U-Th-Pb em monazita e Pb-Pb em zircão, para estudar as idades de metamorfismo de alto grau relacionada a tectônica de empurrão. A área foco do estudo, é composta por ortognaisses granulíticos associados a plutons charnoquíticos e raros paragnaisses pelíticos. Rosa-Costa *et al.* (2008) descrevem nas litologias gnáissicas uma foliação dúctil de direção NW-SE, que mergulha  $40-60^\circ$  SW, e lineação mineral e de estiramento com caimento médio para SW. Segundo os autores, essas feições teriam se formado em regime de cavalgamento, em condições compatíveis com as da fácies granulito, que corresponderia aos estágios iniciais de um regime de colisão oblíquo com transporte de SW para NE. Este regime evoluiria para um regime de transcorrência definido por foliação milonítica NW-SE de mergulho alto e lineação sub-horizontal, que teria causado o retrabalhamento da trama pré-existente (*e.g.* transposição do bandamento). A idade deste metamorfismo em 2,09-2,10 Ga foi obtida em leucossomas que ocorrem em bandas concordantes com o bandamento gnáissico, e que possuem lineação mineral paralela à lineação dos gnaisses, sendo estes leucossomas atribuídos à fusão parcial das litologias granulíticas. As feições estruturais observadas em campo, combinadas com os dados geocronológicos, indicam que o metamorfismo granulítico foi contemporâneo à tectônica tangencial.

Outro exemplo da aplicação do estudo metamorfismo de alto grau contemporâneo à tectônica de empurrão é descrito na porção leste da Índia, onde ocorre uma zona de cisalhamento dúctil de escala crustal em que estão justapostos dois terrenos granulíticos denominados de Cinturão Ghats (CG) e de Cráton Bastar (CB). Um modelo tectônico envolvendo a análise de trajetórias de P-T e suas isothermas originadas pelo metamorfismo gerado pelo posicionamento desta zona de cisalhamento

é descrito por Das *et al.* (2008). Nos estágios iniciais de cavalgamento, o bloco ascendente, representado pelo CG, experimentou resfriamento, enquanto a borda cratônica teve uma sobrecarga resultante do espessamento crustal durante o transporte e posicionamento de fatias de rochas imbricadas pelo cavalgamento. A seguir, é registrado aquecimento devido ao relaxamento termal ao longo de uma trajetória horária de P-T. Este aquecimento progressivo seria responsável pelo metamorfismo de fácies granulito registrado nas litologias do CB e originou o sobrecrecimento de minerais (Ortopiroxênio + Plagioclásio) sobre a antiga trama granulítica das rochas do CG, gerada em uma orogênese anterior. Segundo os autores, estas feições resultam de um evento colisional.

## **5. Estudos geoquímicos em rochas ortometamórficas do Escudo Sul-rio-grandense**

As litologias ortometamórficas fornecem um importante registro das fontes magmáticas e ambiente relacionados aos seus protólitos. A investigação dos seus aspectos geoquímicos, integrados com dados estruturais, petrológicos e isotópicos constituem uma importante ferramenta para compreender a história evolutiva dos segmentos crustais antigos. No sul do Brasil, a maior parte dos terrenos pré-Cambrianos é constituída por granitóides e seus equivalentes metamórficos, sendo portanto, imprescindível a sua utilização na investigação da evolução crustal da região (Nardi & Bitencourt, 2007).

O estudo de diferentes associações de rochas ortometamórficas no ESR é exemplificado pelo Complexo Encantadas, na região de Santana da Boa Vista (Philipp *et al.*, 2008), pelo Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria (Gregory *et al.*, 2009a, 2009b; Gregory, 2010), ambos de idade paleoproterozóica, e pelas associações descritas em Lavras do Sul e Vila Nova, relacionadas a ambiente de arco neoproterozóico.

O Complexo Encantadas, compreende dioritos, tonalitos e trondhjemitos metamorfizados, comumente bandados e polideformados, associados com anfibolitos e metaultramafitos ricos em hornblenda (Philipp *et al.*, 2008). São rochas da série cálcio-alcalina médio-K, comparáveis com associações do tipo TTG arqueanas, conforme caracterização de Condie (2005). Os conteúdos de Y, inferiores a 10 ppm em rochas com 70% de SiO<sub>2</sub>, a razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, próxima de 0,55, e os padrões de ETR altamente

fracionados, com LaN/YbN entre 25 e 50, são feições destes metatonalitos, típicas do metamorfismo arqueano caracterizado por Condie (2005). Philipp *et al.* (2008) concluíram, com base nos dados geoquímicos e geológicos, que o Complexo Encantadas representa uma associação de arco magmático continental cujos magmas parentais basálticos são derivados de fontes metassomatizadas por fluidos vinculados à subducção litosférica.

No Complexo Arroio dos Ratos, região de Quitéria, foram descritas por Gregory *et al.* (2009), duas associações tonalítico-dioríticas. A mais antiga, denominada de Associação 1 é composta por rochas intensamente deformadas sob condições de alto grau que são intrudidas pelas tonalitos e dioritos da Associação 2, que apresentam texturas ígneas mais bem preservadas e contêm xenólitos tonalíticos da associação 1. A Associação 1 materializa o magmatismo precoce da região e compreende granada metatonalitos foliados de arranjo granoblástico equigranular médio a grosso, contendo xenólitos de ortognaisses tonalíticos e dioríticos, de paragnaisses calciossilicáticos e de rochas metavulcânicas. Os metatonalitos são associados a hornblenda dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos máficos. Dados geoquímicos sugerem que os metagranitóides desta associação seriam derivados de litologias de afinidade cálcio-alcálica médio a alto-K. O conteúdo de alumina em torno de 15% (para 68,9%SiO<sub>2</sub>) e de elementos litófilos (*e.g.* K<sub>2</sub>O = 0,54-2,71%, Sr = 273-361 ppm, Th = 0,1-16,6 ppm, Y = 6-13 ppm, Nb = 5-11 ppm), bem como as razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0,44-0,76), e o grau de fracionamento de ETR ((La/Yb)N=11,3-48,9) para intervalos de SiO<sub>2</sub> de 63,1 a 68,9%, marcam a sua similaridade com associações do tipo TTG (Condie, 2005), sugerindo a vinculação deste magmatismo com um arco continental (Gregory *et al.*, 2009).

Na região de Lavras do Sul e Vila-Nova ocorrem ortognaisses e litologias metavulcânicas cujo magmatismo exhibe uma variação composicional compatível com a evolução de um arco magmático continental cálcio-alcálico em Lavras do Sul (Kraemer, 1995), passando, na região de Vila-Nova, para pós-colisional típico, de afinidade toleítica enriquecida em K (Nardi & Bitencourt, 2007). As feições composicionais mais marcantes desta evolução são o caráter mais aluminoso dos magmas precoces, juntamente com razões FeO<sub>T</sub>/(FeO<sub>T</sub>+MgO) mais baixas, além dos menores conteúdos de ETR e o caráter mais cálcio-alcálico e enriquecido em Sr. O magmatismo tardio mostraria afinidade toleítica, com caráter intraplaca marcado pelos conteúdos crescentes de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e de elementos traços como Nb, Ta, Zr e ETR. A transição observada no

magmatismo de Lavras-Vila Nova representaria uma evolução de arco magmático continental maduro para pós-colisional intraplaca (Nardi & Bitencourt, 2007).

## **6. Evolução do conhecimento sobre o Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita**

O Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita foi inicialmente definido por Frantz *et al.* (1984) e incluía as associações gnáissicas de alto grau que ocorrem na região de Encruzilhada do Sul. Este complexo era formado por paragnaisses aluminosos, calciossilicatados e quartzo-feldspáticos, intercalados com ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, além de metamanortositos (Anortosito Capivarita).

O CMVC foi posteriormente desmembrado por Fernandes *et al.* (1988) em uma seqüência de rochas parametamórficas de alto grau, denominada Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC), e ortognaisses cálcio-alcalinos, agrupados no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR). A SMVC seria constituída por gnaisses pelíticos dominantes intercalados com gnaisses calciossilicáticos, mármore e pequenos corpos de anfibolito. Estas rochas ocorreriam como xenólitos e pendentes de teto de dimensões variáveis nas litologias relacionadas ao CGAR. A SMVC é interpretada como uma seqüência de sedimentos de plataforma, do tipo margem continental passiva (Fragoso César, 1991), metamorfizada em condições de fácies anfibolito superior a granulito. Gross *et al.* (2006) relacionam estas rochas a um evento tectono-termal com temperatura 750-800°C e pressão entre de 3-4 Kbar. Estes autores mencionam ainda idades radiométricas Sm-Nd em granadas entre 604 a 626 Ma. Estas idades seria interpretadas por estes como a idade do amalgamento dos crátons Rio de La Plata e Kalahary.

O Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos seria composto por três grupos de granitóides de volume variável com relações intrusivas entre si. A litologia mais antiga (G1) inclui ortognaisses da fácies anfibolito superior a granulito e com composição tonalítica a granodiorítica. Os ortognaisses G1 conteriam enclaves dioríticos de textura fina à média e xenólitos de paragnaisses relacionados a SMVC. Os veios trondhjemiticos (G2) que cortam o bandamento da litologia mais antiga, possuem espessura centimétrica e granulação fina a média e são cortadas por rochas leuco a mesocráticas (G3) de granulação grossa a pegmatóide. Segundo Fernandes *et al.* (1992

a, 1992 b) as rochas do CGAR teriam afinidade cálcio-alcálica médio-K e ter-se-iam originado em um ambiente de arco magmático gerado pela convergência dos crátons Rio de La Plata e Kalahari.

Determinações geocronológicas do tipo SHRIMP em zircão, obtidas por Leite *et al.* (2000) sugere idades transamazônicas para o magmatismo do CGAR (~2.08 Ga). Contudo, Koester *et al.* (2008), através de estudos radiométricos U-Pb em zircão, observa idades de magmatismo entorno de 650 Ma, salientando que as idades de 2.08 Ga não foram identificadas para as rochas da mesma unidade (G3) e na mesma área de estudo (Encruzilhada do Sul). Deste modo, sugere que a idade transamazônica observada por Leite *et al.*, (2000) talvez seja produto da presença de zircões herdados. Contudo, as idades obtidas para o Gnaiss Chácara das Pedras (~1.1 Ga) – considerado como um segmento das rochas do CGAR na região de Porto Alegre – também sugerem a presença de crosta antiga (transamazônica) nas rochas relacionadas ao Complexo. Neste caso, o CGAR, seria um fragmento da crosta transamazônica, retrabalhado durante eventos magmáticos do Brasileiro (~650 Ma).

O Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e a Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita foram primeiramente definidos na região de Quitéria-Capivarita, pelo projeto de mapeamento realizado por Fernandes *et al.* (1988). Posteriormente, em um trabalho de mapeamento na escala 1:250.000, na folha de Cachoeira (Porcher, 2000), litologias ortognáissicas encontradas a norte e a sul da cidade de Encruzilhada do Sul, bem como litologias parametamórficas também descritas nesta região, foram relacionadas as rochas do CGAR e do SMVC por Fernandes & Porcher (2000).

Durante a última década, os trabalhos recentes sobre as seqüências parametamórficas e ortognáissicas (e.g. Gross *et al.*, 2006, Koester *et al.*, 2008) utilizaram-se da distribuição estratigráfica e geológica da SMVC e do CGAR proposto por Fernandes *et al.* (e.g. 1992, 1995, Fernandes & Porcher 2000). Contudo, a área aflorante destas litologias tem sido atualmente redefinida com dados de mapeamentos recentes nas regiões de Quitéria e Encruzilhada do Sul (UFRGS, 2006; UFRGS, 2007; Gregory, 2007; Niessing, 2007; Martil, 2007; UFRGS, 2008). Nestes trabalhos, é observada uma redução considerável da distribuição destes litotipos, e regiões anteriormente atribuídas ao CGAR são atualmente ocupadas por diversas intrusões sintectônicas, denominadas Granitóides Arroio Divisa, Granodiorito Cruzeiro do Sul e Granito Sanga do Areal. Na seção tipo do CGAR (Fernandes *et al.*, 1988), situada em um perfil a norte do Cerro dos Burros, ao longo de um trecho do Arroio dos Ratos,



foram recentemente identificadas duas associações tonalítico-dioríticas (Gregory, 2007; Gregory *et al.*, 2009).

Na Folha de Cachoeira do Sul, região de Encruzilhada, a área de ocorrência das litologias ortometamórficas foi restrita a regiões adjacentes ao contato leste e sudeste do Maciço Sienítico Piquiri (Martil, 2007, Niessing, 2007, UFRGS, 2008). Nestas porções foram também identificados granitóides porfiríticos sieno a monzograníticos e dioritos foliados (Granitóides Arroio das Palmas), intrusivos nas litologias gnáissicas. Martil (2007) verificou também que para e ortognaisses estavam associados em afloramento em regiões anteriormente atribuídas, de acordo com o mapa apresentado por Porcher (2000), apenas a SMVC. Na porção norte de Encruzilhada, antes atribuída ao CGAR, é atualmente descrito um grande corpo composto por muscovita-biotita-leucogranitos com silimanita prismática, denominados de Granito Butiá (Niessing, 2007). Sua foliação é bem desenvolvida, e feições de deformação magmática e subsolidus são abundantes. (Niessing *et al.*, 2008). Os dados estruturais referendam similaridades entre as litologias gnáissicas e as rochas pertencentes aos granitóides Arroio das Palmas e Granito Butiá, sugerindo que estas litologias teriam participado da mesma deformação. Estas rochas possuíram uma trama de orientação preferencial NNW, que é gerada por uma zona de cisalhamento subvertical de caráter transcorrente horário. Os granitóides Arroio das Palmas e leucogranitos relacionados ao Granito Butiá teriam sido posicionados concomitante movimentação desta zona.

## 7. Objetivos

Em vista dos novos resultados obtidos em mapeamentos recentes na região de Encruzilhada do Sul, o trabalho proposto tem como objetivo investigar os ortognaisses descritos nesta região e discutir a afinidade química, a origem do protólito magmático, e o ambiente tectônico das variedades tonalíticas. A pesquisa realizada investiga também as condições de metamorfismo e as relações estratigráficas envolvidas na formação do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Para tanto, são integradas três abordagens principais, quais sejam: (i) detalhamento estrutural de seções de interesse; (ii) descrição petrográfica e microestrutural, e (iii) estudos de geoquímica de rocha para elementos maiores e traços.

## 8. Metodologia

Neste trabalho foram utilizados métodos que incluem o levantamento, caracterização e correlação dos dados petrográficos, estruturais e geoquímicos referentes aos ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. A descrição e interpretação dos resultados dos trabalhos de campo e laboratório integram a dissertação.

### 8.1 Trabalho de Campo

Durante os trabalhos de campo realizados em 2007, foram identificadas litologias gnáissicas situadas a leste, sudeste e norte do Maciço Sienítico Piquiri, na Folha Passo das Canas. O trabalho de campo consistiu, primeiramente, em uma abordagem regional da área onde afloravam as litologias de interesse, através do acompanhamento do mapeamento na escala 1:25.000, dos alunos do Projeto Passo das Canas - Capané (PPC-2008). Os afloramentos de ortognaisses identificados nesta etapa foram integrados com afloramentos reconhecidos e descritos em trabalhos de campo prévios.

Os dados levantados incluíram a descrição detalhada de afloramentos, com obtenção de fotos e croquis das feições estratigráficas e estruturais principais. Foram coletadas amostras orientadas para estudos petrográficos e microestruturais, e também amostras para caracterização geoquímica das unidades ortometamórficas de interesse. O levantamento estrutural incluiu as medições das estruturas principais – foliações, lineações, dobras, indicadores cinemáticos, etc. O objetivo consistiu em identificar os controles e os estilos estruturais de evento metamórficos e de deformação, determinar possíveis direções de movimento tectônico e, no caso das dobras, em auxiliar na definição de diversas etapas de deformação. Posteriormente, os dados estruturais foram tratados com uso do *software* Steronete<sup>tm</sup>, que permitiu confeccionar os estereogramas de interesse.

Estes dados foram adquiridos em três etapas realizadas entre 2008 e 2009, a primeira em março de 2008 (15 dias), a segunda em setembro de 2008 (7 dias) e a última em fevereiro de 2009 (6 dias).

## 8.2 Análise Petrográfica e Microestrutural

Nesta etapa foi realizada a descrição petrográfica de detalhe das amostras de mão e de suas respectivas lâminas delgadas. Foram reconhecidas as feições microestruturais e texturais particulares, e subsequente obtenção de fotomicrografias das mesmas. São também correlacionadas as características de campo com as feições observadas na etapa de petrografia.

A descrição petrográfica e microestrutural envolveu a seleção, a partir de dados de campo, de cerca de 30 amostras representativas. As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de preparação de amostras do IG-UFRGS, sendo estas posteriormente submetidas à análise sob microscópio de luz transmitida *Olympus*. Para determinação do teor de An dos plagioclásios foi empregado o método alfa-normal descrito por Hibbard (1995, p.76-94).

Devido à dificuldade de diferenciar opticamente plagioclásio e feldspato potássico em algumas amostras, foram realizadas análises MEV-EDS em duas lâminas polidas de amostras representativas dos ortognaisses estudados. Estes estudos foram realizados no Centro de Microscopia Eletrônica CME/UFRGS. A análise por MEV-EDS permite a determinação semi-quantitativa dos elementos presentes em uma certa região da amostra. Para as amostras selecionadas, foram realizadas imagens ERE (elétrons retroespalhados) e o mapeamento da distribuição dos elementos químicos em porções de lâmina. Os elementos selecionados para mapeamento foram Si, K, Ca, para distinguir os feldspatos entre si, além de Fe, Mg para diferenciar o feldspato potássico de biotita e flogopita. Foram então gerados mapas composicionais para os elementos escolhidos, em diferentes campos da lâmina. As concentrações destes elementos foram identificadas por cores distintas, o que permitiu avaliar a distribuição das fases minerais desejadas em cada amostra.

O detalhamento petrográfico incluiu também a estimativa modal de amostras através da contagem de 1500 pontos/lâmina, utilizando-se o contador Prior-Swift. Tal contagem foi efetuada em amostras representativas, num total de oito. A classificação destas rochas foi expressa pela porcentagem de suas fases modais e as litologias foram nomeadas de acordo com Streckeinsen (1976) e Le Maitre *et al.* (1989).

### 8.3 Estudos Geoquímicos

As análises geoquímicas foram utilizadas para determinação dos conteúdos dos elementos maiores e traços em rocha a fim de investigar os protólitos ígneos dos ortognaisses tonalíticos, com o objetivo de estabelecer as séries magmáticas originárias e seus possíveis ambientes tectônicos.

Para realização destes estudos, as amostras foram preparadas no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFRGS, envolvendo as seguintes etapas: (i) lavagem das amostras, (ii) moagem das amostras em prensa hidráulica, (iii) quartejamento das amostras e subsequente redução da granulação da fração escolhida em gral de porcelana, (iv) novo quartejamento de amostras com separação de 10g para moagem em moinho de bolas, (v) redução da granulometria das amostras em gral de ágata até a obtenção da fração pó, (vi) acondicionamento e envio das amostras para análise por ICP-AS para elementos traço e ICP-MS para elementos maiores, no *Activation Laboratories*, Canadá.

As análises foram realizadas no laboratório Act Labs, Canadá, utilizando das técnicas de ICP-AS 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.

Rollinson (1993) descreve os principais aspectos sobre as técnicas de ICP-AS e ICP-MS. A técnica de ICP – *Inductively coupled plasma emission spectrometry* – é um método capaz de medir a maior parte dos elementos descritos na tabela periódica com baixos limites de detecção e boa precisão. Os elementos são medidos simultaneamente e uma análise completa pode ser feita em cerca de dois minutos. Após a fusão e solução da amostra, esta é transportada na forma de aerosol por meio de um nebulizador até o plasma de argônio, uma chama aquecida entre 6000 – 10000°K. O ICP consiste em um fluxo de átomos de argônio, aquecidos por calor induzido por uma bobina de radiofrequência que por sua vez é acendida por uma descarga de alta frequência Tesla. A amostra é dissociada no plasma de argônio e um grande número de linhas espectrais atômicas e iônicas são excitadas. As linhas espectrais são detectadas por um grande número de fotomultiplicadores, sendo comparadas com linhas de calibração e, a seguir, tem sua intensidade convertida em concentrações.

O uso do espectrômetro de absorção atômica (ICP-AS) consiste em uma técnica baseada na capacidade dos átomos de um elemento absorver radiação eletromagnética. Isto ocorre quando o elemento é atomizado e o comprimento de onda de luz absorvida é

específico para cada elemento. O ICP-AS compreende um dispositivo de atomização, uma fonte de luz e um detector. Uma diminuição da resposta no detector durante a atomização de uma amostra, como consequência da absorção atômica, pode ser detectada com uma precisão na escala ppm. Entretanto, há duas limitações na análise de rochas silicáticas por este método: a amostra precisa ser preparada para formar uma solução e, geralmente, somente um elemento pode ser analisado por vez. Esta análise é geralmente empregada para detecção de elementos maiores, tais como Na, K, Mg e Ca, fornecendo um limite de detecção bastante baixo. Todos os elementos maiores podem ser mensurados em apenas uma solução, bastando utilizar o catodo específico para cada elemento.

A utilização do espectrômetro de massa (ICP-MS) é o método mais efetivo para medir razões isotópicas e elementos traços. A análise por ICP-MS é geralmente precedida por uma separação química dos elementos de interesse. Os elementos a serem analisados são então ionizados pelo bombardeamento de uma amostra gasosa com elétrons (fonte gasosa) ou pela volatilização da amostra em um filamento incandescente feito de um metal com temperatura de fusão muito elevada (fonte sólida). O feixe de íons é arremessado ao longo de um tubo curvado que contém um campo eletromagnético, o qual separa os íons de acordo com suas massas. Um espectro das massas destes íons é então produzido, no qual os íons mais leves são defletidos por terem um menor raio de curvatura do que os íons mais pesados. O limite de detecção deste método é entorno de dois ou mais números de massa, de modo que seja possível o cálculo de razões isotópicas. Espectrômetros de fonte gasosa são usados em estudos envolvendo isótopos estáveis, enquanto o espectrômetro de fonte sólida é utilizado em outras aplicações geológicas e geocronológicas (Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd) e em análises de elementos traços por diluição isotópica (Rollinson, 1993).

Para a comparação com as amostras de ortognaisses do tipo TTG do complexo Encantadas, foi montado uma planilha com base nos dados químicos apresentados por Philipp *et al.* (2008). Estes dados e os dados químicos inéditos obtidos neste trabalho foram processados com o *software* GCD Kit 2.3 e interpretados.

**Capítulo II**  
**ARTIGO SUBMETIDO**

**Caracterização Estrutural e Petroológica do Magmatismo Pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita**

**Structural and petrological characterization of pre-collisional magmatism in the Sul-rio-grandense Shield: the Várzea do Capivarita Metamorphic Complex orthogneisses**

Mariana Maturano Dias MARTIL\*1, Maria de Fátima BITENCOURT2 & Lauro Valentim Stoll NARDI3

<sup>1</sup>Programa 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. Endereço eletrônico: marianamdmaril@yahoo.com.br

<sup>2</sup>Centro 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. Endereço eletrônico: fatimab@ufrgs.br

<sup>3</sup>Centro 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. Endereço eletrônico: lauro.nardi@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 sequências ortometamórficas de composição tonalítica e metassienítica, além de paragnaisses pelíticos e calciossilicáticos. Para e ortognaisses 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 tonalíticos, 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 ângulo de 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 permite aventar 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 ortognaisses tonalíticos são meta a peraluminosos e pertencem à série cálcio-alcálica. 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 tonalíticos estudados, por sua similaridade composicional e estratigráfica com o Complexo Encantadas, são interpretados como parte do mesmo magmatismo de margem continental ativa de idade paleoproterozóica. Presume-se que o metamorfismo de fácies granulito, associado com fusão parcial dos orto e paragnaisses, tem idade neoproterozóica, concomitante com a tectônica de empurrão que teria justaposto 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

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 orthometamorphic sequences of tonalitic and syenitic compositions, 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 assemblies 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-rio-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 that eventually lead to partial melting of para and orthogneisses is of Neoproterozoic age. Additionally, it would have been synchronous with the thrust event that lead to the tectonic interleaving of rock sequences of different provenance and age that has generated the Complex.

Key words: 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 proterozóicos e fanerozóicos. Ademais, 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 é parte da dissertação de mestrado da primeira autora e integra informações resultantes de mapeamento geológico e estudo estrutural, petrográfico e geoquímico dos ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (CMVC), que ocorre nas proximidades da cidade de Encruzilhada do Sul, Folha Passo das Canas, e pertence ao Escudo Sul-rio-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 investigar os ortognaisses inclusos no CMVC e discutir a afinidade química, a origem do protólito magmático, e o ambiente tectônico das variedades tonalíticas. 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) detalhamento estrutural de seções de interesse; (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 neoproterozóicos 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, na região sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense, e uma área mais significativa no Escudo Uruguaio. Na porção oeste do ESRG, e restrita à mesma, é registrado magmatismo relacionado a ambiente de arco no Neoproterozóico, conforme admitido por diversos autores. 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 (Fig. 1a) constitui a região central deste segmento da PM, onde as condições metamórficas atingem as fácies anfíbolito inferior a médio, denominada de Complexo Metamórfico Porongos no RS, Complexo Metamórfico Brusque em SC e Complexo Lavallega 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 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 (CCSb), e estaria intimamente associada à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro.

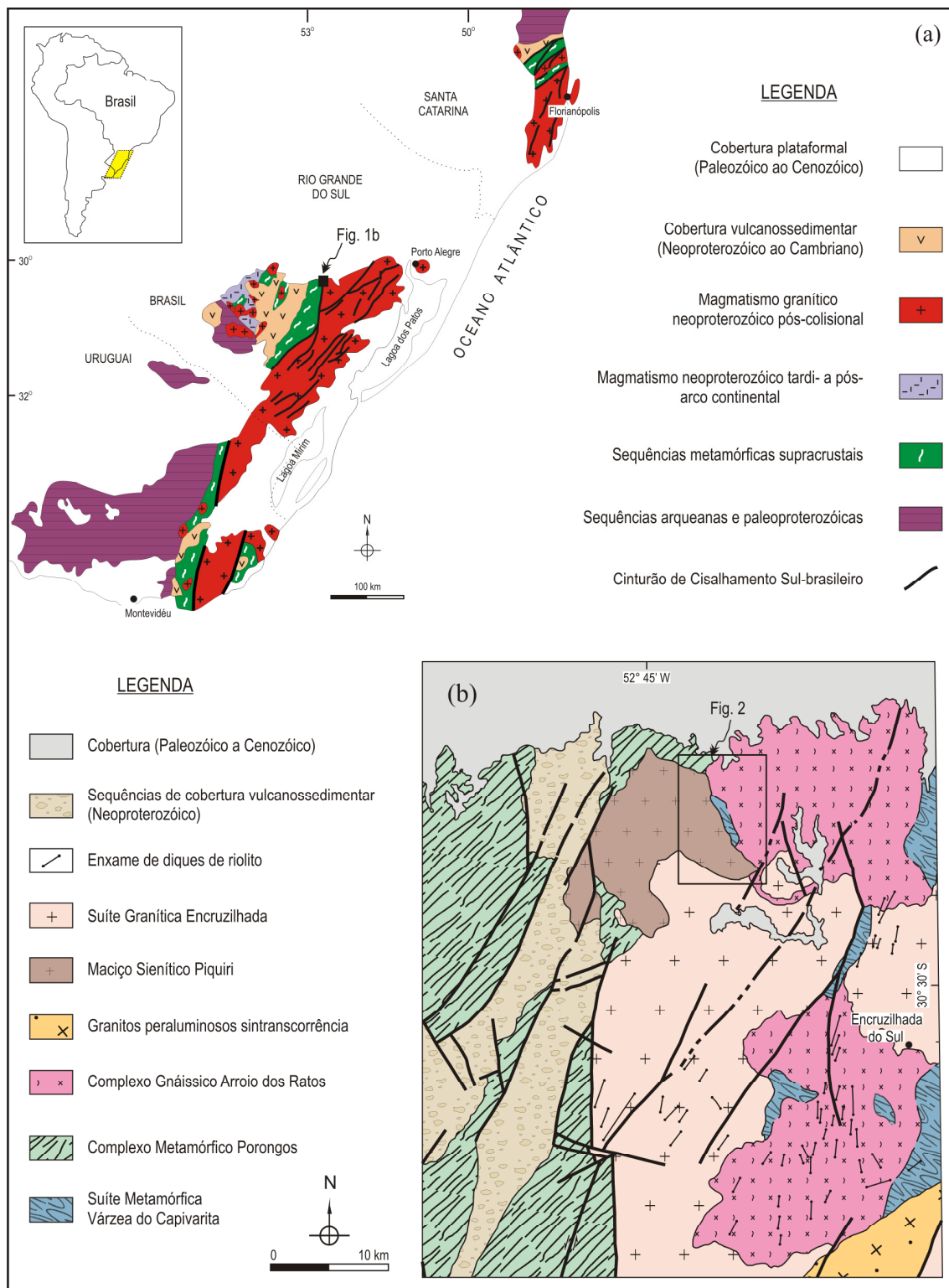


Figura 1 - (a) Principais domínios geotectônicos do segmento meridional da Província Mantiqueira (modificado de Nardi & Bitencourt, 2007). (b) Mapa geológico simplificado da porção leste da Folha Cachoeira do Sul, segundo os dados apresentados por Porcher *et al.* (2000); a área indicada corresponde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

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 ESR, com idade Pb-Pb em zircão de  $611 \pm 3\text{Ma}$  (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 Metamórfico 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 paragneisses, 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, 1992a, 1995, entre outros) referem estas duas unidades a uma história deformacional comum, registrada em uma trama originalmente subhorizontal, com lineação de estiramento indicativa de transporte tectônico de E para W (Fernandes *et al.* 1992a).

Na interpretação de diversos 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 anfíbolito 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.

### **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 (2008) e UFRGS (2008 e 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 (2008), a um sillimanita-biotita leucogranito foliado, denominado Granito Butiá (Fig. 2), o qual é interpretado como exemplo de magmatismo sintectônico a zonas de transcorrência do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Niessing *et al.*, 2008a, b).

Na ocorrência atribuída à Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, a leste do maciço sienítico, Martil (2007) e Niessing (2008) descrevem a intercalação de orto e paragneisses em diversas escalas, o que torna impossível a separação de 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 ortogneisses granodioríticos de fácies granulito é também descrita por Lima *et al.* (1998) na Folha Passo das Canas.

Em razão do acima exposto, optou-se por empregar, neste trabalho, o termo Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita para designar o conjunto de paragneisses e ortogneisses 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).

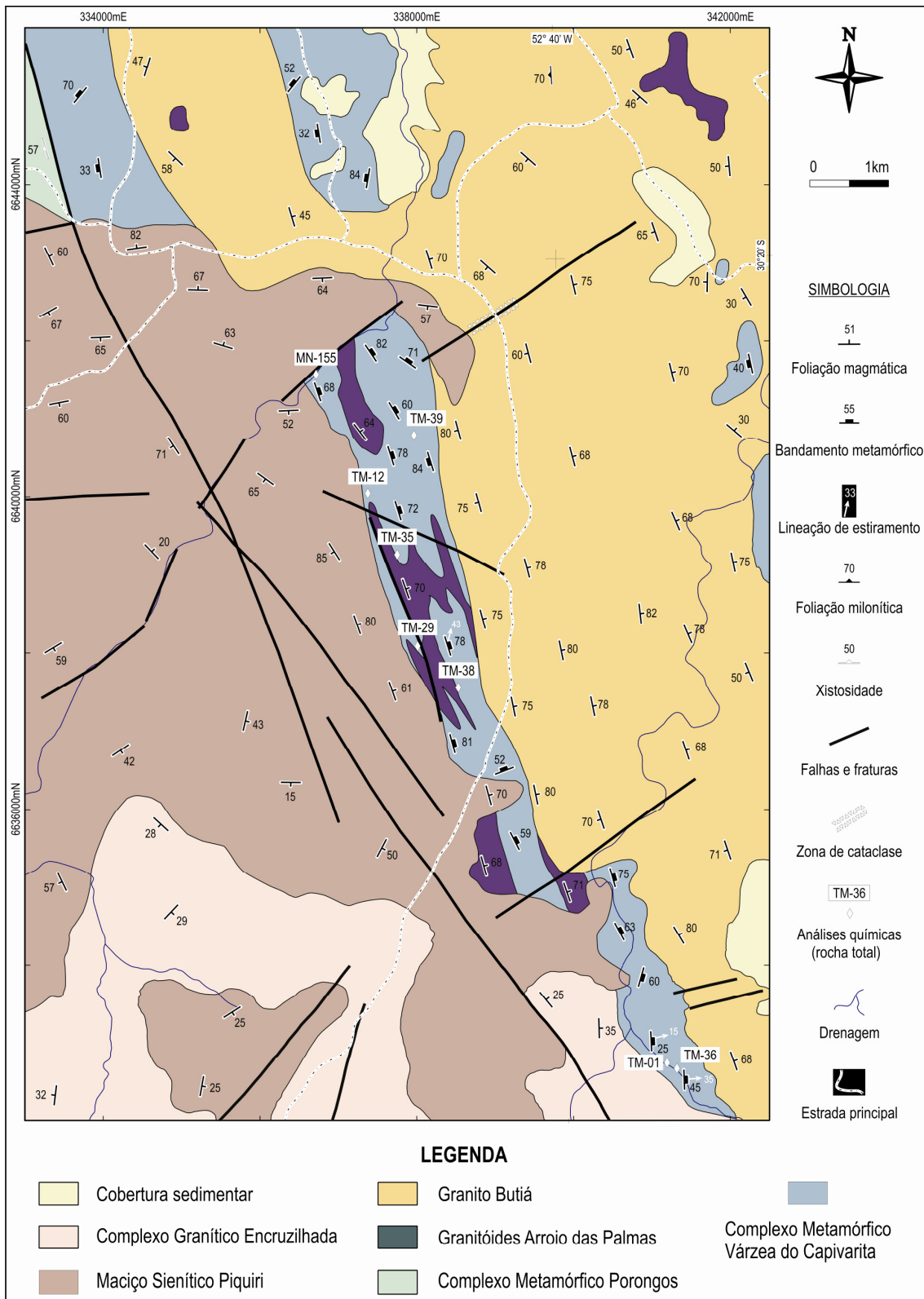


Figura 2 - Mapa geológico da porção leste da Folha Passo das Canas, modificado a partir de Martil (2007), Niessing (2008) e UFRGS (2008, 2009).

As litologias do CMVC são intrudidas por um conjunto de rochas porfiríticas e equigranulares finas de contatos gradacionais, denominadas Granitóides Arroio das Palmas (GAP - Martil, 2007). Os termos porfiríticos são sieníticos a quartzo-sieníticos, com megacristais de K-feldspato da ordem de 1cm de tamanho, e os termos finos têm composição tonalítica. No Granito Butiá, a leste, as litologias do CMVC, bem como os Granitóides Arroio das Palmas, ocorrem como xenólitos e pendentes de teto.

### **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 e tipos calciossilicáticos, com amplo predomínio dos primeiros.

Os metapelitos são granada-espinélio-cordierita gnaisses finamente laminados, com alternância de níveis máficos e félsicos de espessura milimétrica (Fig. 3a) e intercalações localizadas de níveis concordantes, de espessura centimétrica a decimétrica, de composição calciossilicática e estrutura maciça, em geral do cor cinza escura a preta e granulação fina. Os gnaisses calciossilicáticos têm composição mais variável, contendo às vezes bandas boudinadas (Fig. 3b) onde se concentra piroxênio, alternando-se a bandas de granulação fina, contendo biotita e anfibólio magnésiano. Ocasionalmente, os gnaisses pelíticos exibem alternância mais regular de bandas de composição calciossilicática e granulação fina boudinadas e rompidas, ou mesmo de tipos pelíticos mais competentes (Fig. 3c). Os gnaisses pelíticos contêm às vezes níveis de espessura métrica caracterizados pela abundância de fragmentos angulosos retangulares a lenticulares de composição calciossilicática ou pelítica (Fig. 3d). 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).

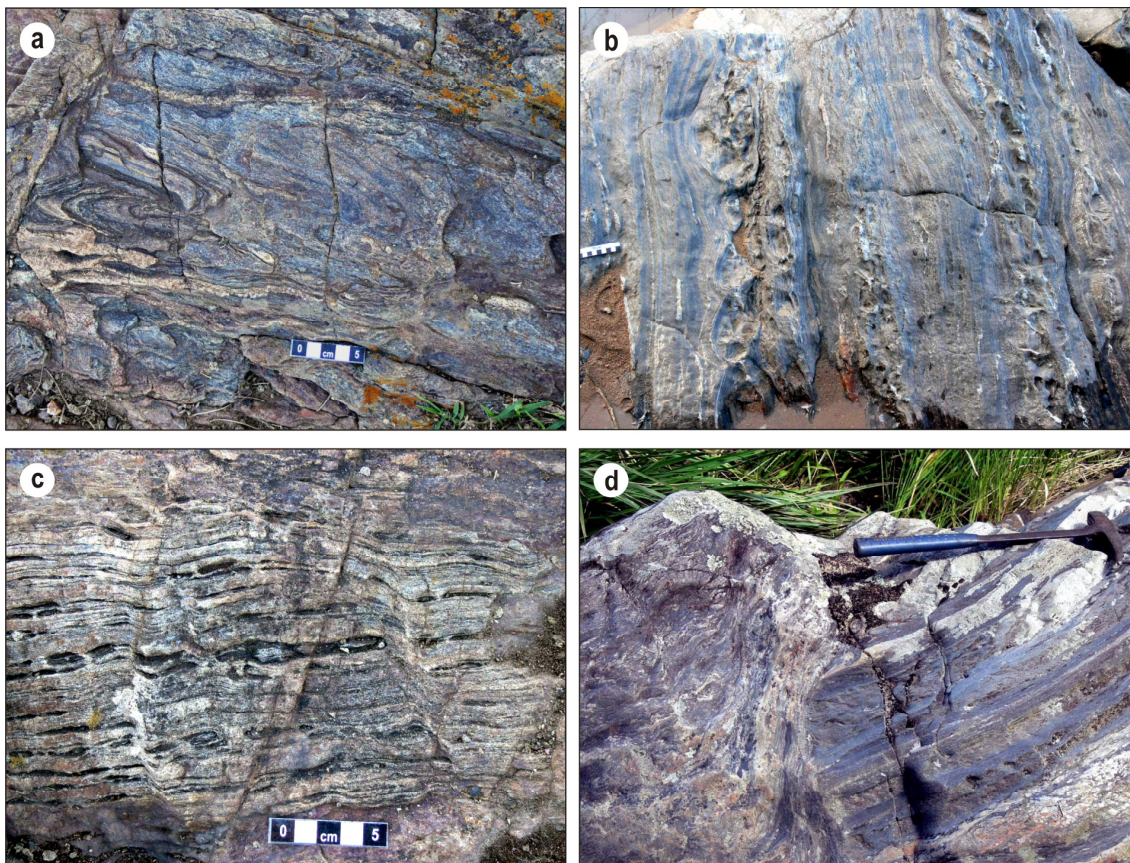


Figura 3 - Feições de campo dos paragnaisses do CMVC. (a) Gnaisses pelíticos laminados, com bandamento afetado por dobras isoclinais. (b) Gnaisses calcissilicáticos contendo bandas boudinadas, à base de piroxênio. (c) Estreitas bandas boudinadas e rompidas de rochas calciossilicáticas cinza-escuras a pretas nos gnaisses pelíticos. (d) Gnaisse calcissilicático mais competente (à direita), com bandamento rotacionado no contato com gnaisse pelítico menos competente.

Os ortognaisses compreendem predominantemente granulitos de composição tonalítica, coloração cinza escura 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 ortognaisses mostram com frequência injeções leucotonalíticas concordantes com o bandamento (Fig. 4a), de espessura muito variável e contatos nítidos. Injeções de espessura milimétrica são geralmente irregulares e com frequência mostram estruturas de adelgaçamento-espessamento, enquanto as de espessura centimétrica tendem a ser tabulares e chegam a formar corpos de até 1m de espessura. Injeções leucotonalíticas discordantes são menos comuns, mas também ocorrem com frequência.

Os ortognaisses têm lineação de estiramento ( $L_X$ ) bem desenvolvida (Fig. 4b), marcada por agregados quartzo-feldspáticos lenticulares, geralmente em alto ângulo com a direção do bandamento que a contém. Em amostras serradas no plano XZ



(paralelo a  $L_X$  e perpendicular a  $S_B$ ), observa-se que os cristais e agregados de cristais de hiperstênio são alinhados segundo  $L_X$  (Fig. 4c).

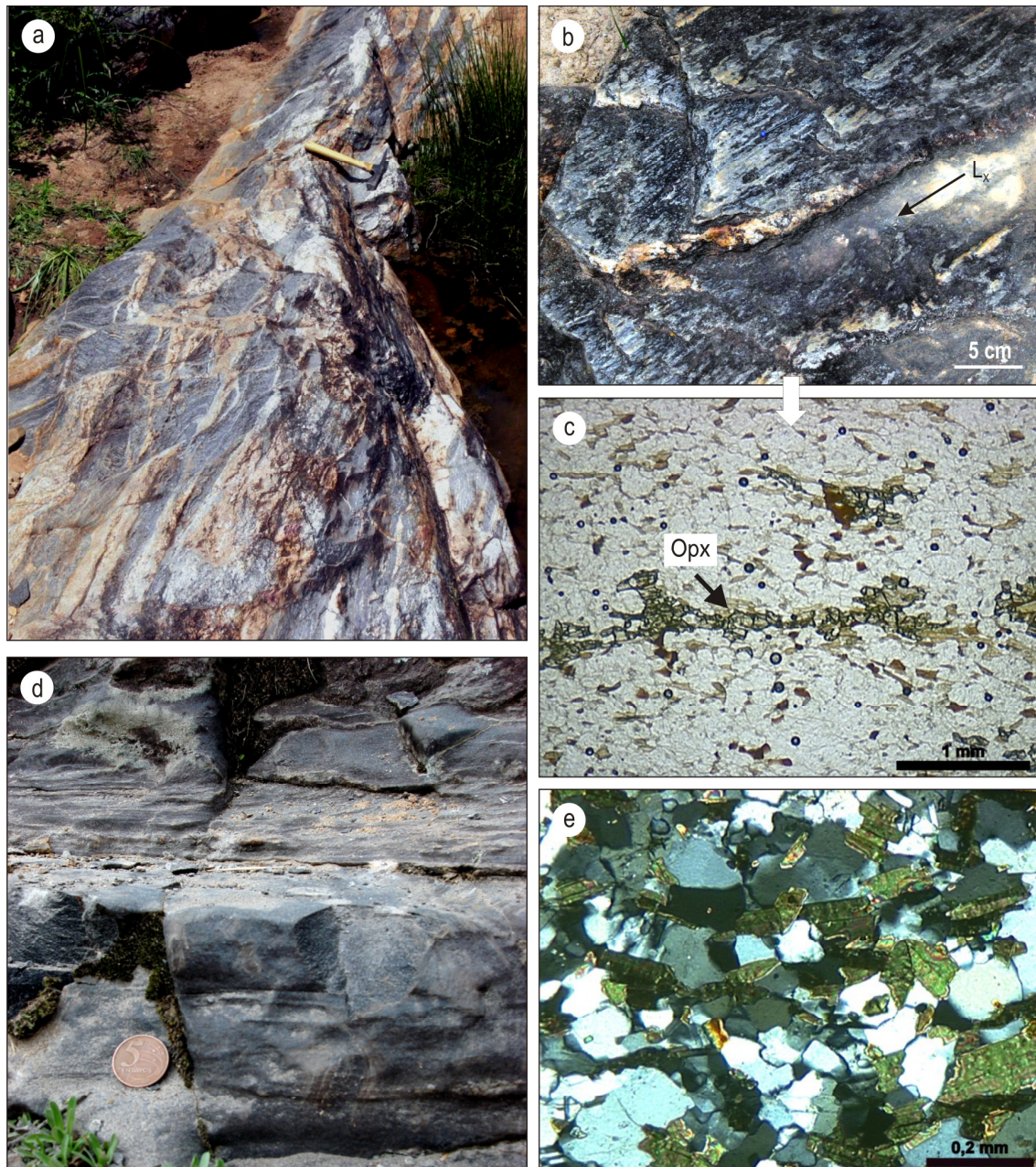


Figura 4 - Feições de campo dos ortognaisses do CMVC. (a) Gnaisses tonalíticos com injeções leucocráticas concordantes com o bandamento gnáissico. (b) Detalhe da lineação de estiramento ( $L_X$ ) bem desenvolvida nos gnaisses tonalíticos. (c) Seção delgada do mesmo gnaisse tonalítico, visto em corte perpendicular ao bandamento e paralelo à lineação de estiramento indicada em 4b, mostrando grãos de ortopiroxênio (Opx) alinhados paralelo à lineação. (d) Ortogneisse sienítico de aspecto maciço intercalado nos ortognaisses tonalíticos. (e) Aspecto textural da mesma banda sienítica mostrada em 4d, destacando-se o arranjo granoblástico interlobado de K-feldspato e lamelas de biotita orientadas.

Localizadamente, intercalam-se nos gnaisses tonalíticos corpos de composição sienítica (Fig. 4d) também tabulares e concordantes, mostrando igualmente textura granoblástica dominante (Fig. 4e). Os gnaisses sieníticos têm granulação fina e por vezes caráter mais maciço que os tonalíticos, embora alguns termos possuam granulação média. Injeções leucotonalíticas concordantes ou não com o bandamento são também frequentes nestas rochas, e em qualquer dos casos 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.

Os diferentes tipos composicionais de orto e paragnaisses ocorrem intercalados no CMVC, formando bandas ou fatias tabulares, em geral 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 e afetado por ao menos uma fase de dobramento isoclinal cuja geometria original é modificada pelas deformações sucessivas, encontrando-se preservada principalmente como dobras de dimensões centimétricas a decimétricas, às vezes sem raiz, nos flancos de estruturas mais jovens.

As dobras  $F_2$  são as mais comumente preservadas, na área de trabalho, e controlam o padrão de afloramento, ocorrendo em escala métrica a decamétrica, com morfologia variável de acordo com a litologia afetada. Nos ortognaisses, as dobras  $F_2$  têm charneira horizontal de direção NNW-SSE, quando pouco ou nada 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. 5a) e exibem clivagem plano-axial espaçada de 10 a 15 cm, com transposição localizada e pouco desenvolvida, de movimento dextral. Nos paragnaisses pelíticos, as  $F_2$  são mais apertadas (Fig. 5b) e a transposição ao longo da clivagem plano-axial é relativamente avançada, embora também localizada. Nos paragnaisses calcissilicáticos,

as dobras  $F_2$  tendem a ser também mais apertadas, com maior amplitude e menor comprimento de onda (Fig. 5c).

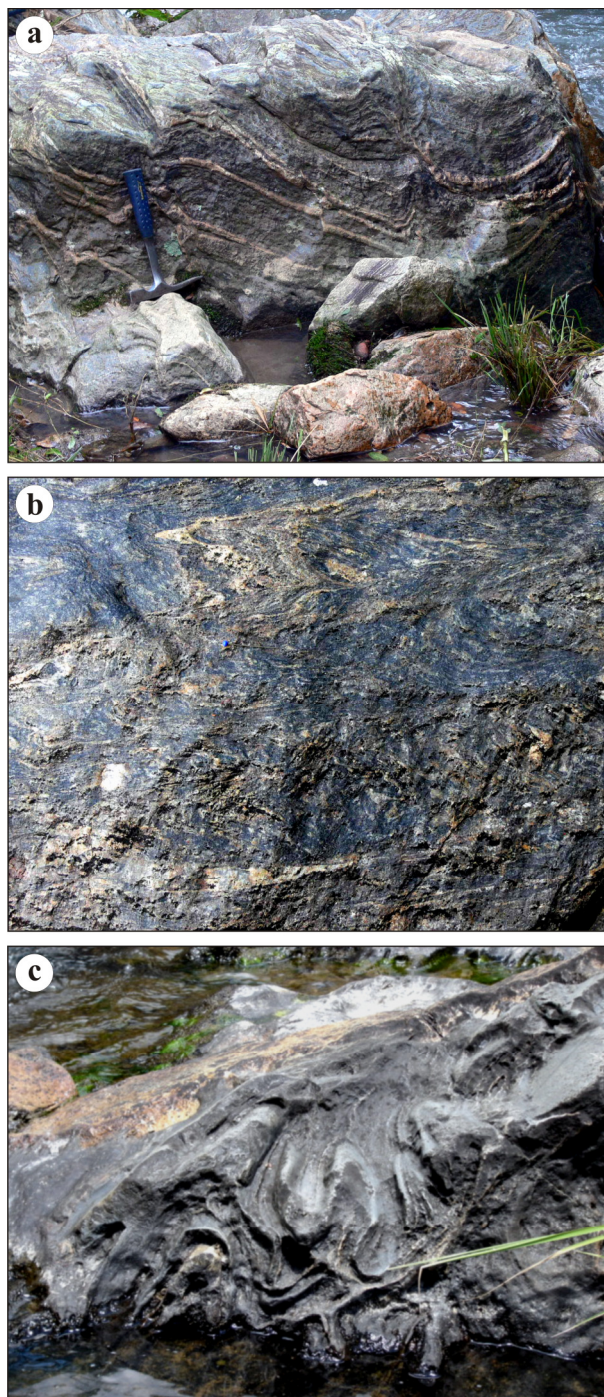


Figura 5 - Variação da morfologia das dobras  $F_2$  nos diferentes tipos composicionais do CMVC. (a) Dobras assimétricas nos ortognaisses, vistas aproximadamente no plano de perfil, com clivagem de transposição pouco desenvolvida no plano axial. (b) Vista em corte oblíquo das dobras  $F_2$  em gnaisses pelíticos laminados, com clivagem de transposição plano-axial localmente bem desenvolvida. (c) Dobras normais de baixo caimento, nos paragnaisses calciossilicáticos, com menor comprimento de onda e maior amplitude, vistas aproximadamente no sentido do caimento do eixo.

As dobras tardias ( $F_{\text{tardi}}$ ) 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  $F_{\text{tardi}}$  são também registradas nas litologias que intrudem o CMVC

A distribuição dos polos de  $S_B$ , discriminando-se as medidas nos ortognaisses e paragnaisses (Fig. 6a) 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 SB, mostra também comportamento coerente entre orto e paragnaisses (Fig. 6b), e as medidas, mesmo quando analisadas independentemente, se distribuem ao longo de um mesmo meridiano modal, com eixo estatístico de orientação ( $60^\circ$ ;  $252^\circ$ ).

Entretanto, observa-se na figura 6a um conjunto de medidas no quadrante SE, indicativo de planos de direção EW a NE e mergulho médio, que fica restrito aos paragnaisses. Este conjunto de planos é suficientemente representativo para modificar o padrões nos diagramas contornados (Fig. 6c e 6d), mas não afeta significativamente a reconstituição geométrica das dobras. A dispersão é interpretada como resultado da diferença de comportamento reológico entre para e ortognaisses, 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. 6e e 6f) é coerente com a sua descrição de campo, notando-se o predomínio de eixos orientados NNW-SSE, cujo caimento variável resulta provavelmente da ação de dobras  $F_{\text{tardi}}$ , e planos axiais de mergulho acentuado, para NE e SW.

A distribuição dos polos de planos do bandamento (Fig. 6a, 6c e 6d), é coerente com a atuação principal das dobras  $F_2$ , e extraído-se este efeito tem-se uma posição originalmente subhorizontal de  $S_B$ , em concordância com a afirmativa de Fernandes & Porcher (2000) para estas litologias. No entanto, não se consolida a afirmação dos mesmo 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 medidas de lineação de estiramento sobre um meridiano modal (Fig. 6b) não parece refletir diretamente a atuação das dobras  $F_2$ , sendo mais coerente com o efeito gerado pelas dobras tardias.

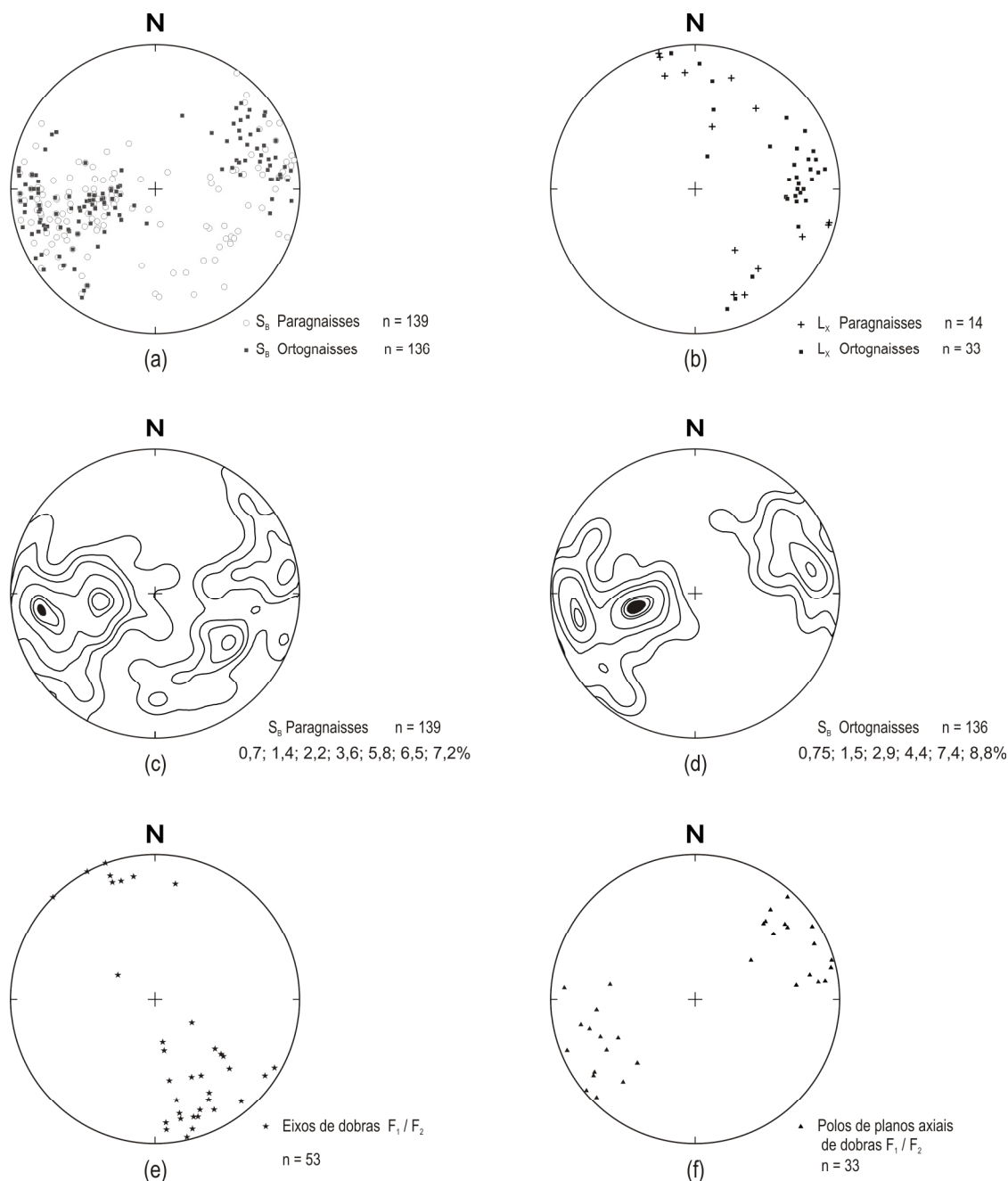


Figura 6 - Estruturas planares e lineares do CMVC representadas em rede equiárea de Schmit (hemisfério inferior);  $S_B$ - bandamento metamórfico,  $L_X$  -lineação de estiramento: (a) polos dos planos de bandamento em orto e paragneisses; (b) orientação da lineação de estiramento, em orto e paragneisses; (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  $F_1 / F_2$ .

### 3.3 Aspectos petrográficos e microestruturais dos ortognaisses

Dados petrográficos e microestruturais foram obtidos em cerca de 25 amostras de ortognaisses tonalíticos e 5 amostras de composição sienítica. 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 8 amostras representativas destas litologias, cujos resultados são apresentados na tabela 1.

**Tabela 1 - Análises modais (1500 pontos/lâmina) para amostras representativas dos ortognaisses tonalíticos e sieníticos do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita.**

AMOSTRAS								
Minerais	TM 01 A	TM 12 E	TM 29 A	TM 35 B	TM 36 F	MN 79 A	TM 40 A	MN 155 F
Quartzo	23.40	23.40	20.40	26.33	15.67	35.07	6.00	9.33
K-feldspato	2.33	9.60	2.73	1.07	0.93	2.73	72.87	58.67
Plagioclásio	60.73	52.33	53.60	45.27	60.67	49.87	4.07	2.87
Ortopiroxênio	1.27	1.47	3.67	0.13	0.53	0.00	0.00	0.00
Clinopiroxênio	1.67	0.67	2.47	2.33	0.47	0.00	2.20	9.20
Biotita	10.47	12.13	14.87	20.87	17.87	11.00	13.13	15.60
Anfibólio	0.00	0.00	0.07	0.93	2.93	0.00	0.67	3.27
Zircão	0.07	0.00	0.07	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00
Apatita	0.00	0.07	0.07	0.00	0.13	0.00	0.13	0.07
Opacos	0.07	0.07	0.53	0.47	0.13	0.00	0.33	0.27
MG anf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Titanita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.60
Secundários	0.00	0.27	1.53	2.60	0.53	1.33	0.00	0.13
Total	100.00	100.00	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	7.23	13.17
A	2.70	11.25	3.56	1.47	1.21	3.12	87.86	82.78
P	70.24	61.33	69.85	62.29	78.52	56.88	4.90	4.05
Classificação	Tonalito	Granodiorito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Alcali – quartzo sienito	Alcali – quartzo sienito

Os **ortognaisses tonalíticos** possuem granulação fina e em raras amostras a composição tende a granodiorítica (Tab. 1). Porfiroblastos lenticulares de plagioclásio marcam a lineação de estiramento. O bandamento é milimetricamente espaçado, geralmente contínuo e regular, onde bandas mais ricas em plagioclásio intercalam-se com bandas em que predomina biotita e quartzo. A textura dominante é granoblástica interlobada a poligonal (Fig. 7a) 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 forma as vezes grãos esqueletais (Fig. 7b), mas é mais comum em grãos poiquiloblásticos com inclusões de biotita orientada, plagioclásio e quartzo.

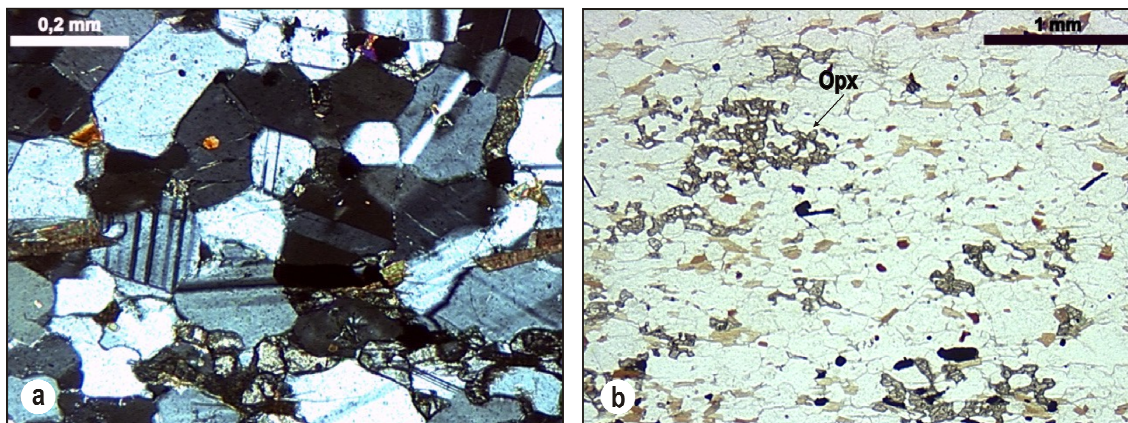


Figura 7 - Aspectos petrográficos dos gnaisses tonalíticos do CMVC. (a) Textura granoblástica poligonal bem desenvolvida. (b) Aspecto geral desta lâmina, com grão de hiperstênio esqueletal.

O plagioclásio ( $An_{39}$ ) possui granulação fina (0,5 mm) e limites de grão rendilhados, sugerindo intensa movimentação do retículo, maclas polissintéticas comuns, do tipo albita e albita-Carlsbard. O plagioclásio forma também grãos de arranjo poligonal, raramente maclados, associados a quartzo e biotita. Possui também incipiente orientação segundo a foliação, *kink bands* e raros subgrãos. Fraturas muito finas ( $\leq 0,01$  mm) no plagioclásio e restritas aos limites do grão são preenchidas por micas brancas. Porfiroblastos de 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) exhibe arranjo granoblástico interlobado a poligonal e extinção ondulante muito sutil, o que em conjunto com as demais evidências sugere que os grãos estejam recuperados. Grãos de quartzo com subgrãos do tipo tabuleiro de xadrez são comuns, e indicam condições de temperaturas mínimas de 680-700°C (Kruhl, 1996) se considerados valores de pressão entre 3-4 Kbar, conforme mencionadas por Gross *et al.* (2006). Esses valores são concordantes com as condições mínimas de estabilidade do Ortopiroxênio conforme referido por Winkler (1977). Subordinadamente, o quartzo forma grãos alongados, com extinção ondulante bem marcada 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 paragenese  $Pl + Bt + Kfs + Qtz + Opx + Cpx + Hbl$  permite classificar estas rochas como ortognaisses tonalíticos da fácies granulito.

Os **ortognaisses sieníticos** guardam forte semelhança textural e microestrutural com os de composição tonalítica. Possuem granulação fina (0,5 – 1,0 mm) e textura dominante granoblástica interlobada (Fig.8). A foliação é bem desenvolvida, dada pela orientação das lamelas de biotita, com espaçamento milimétrico e regular. No entanto, tipos de aspecto maciço são também observados e exibem arranjo aproximadamente equigranular. Os minerais máficos são biotita, diopsídio, hiperstênio e hornblenda e os acessórios são titanita, apatita e zircão. Clorita é o mineral de alteração comum.

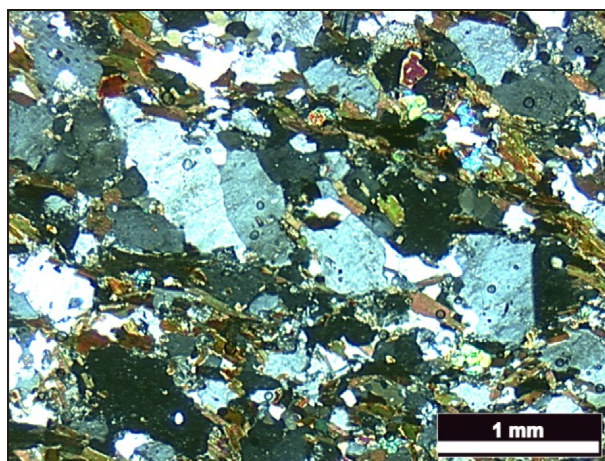


Figura 8 - Textura de alto grau das litologias sieníticas, com porfiroblastos de feldspato potássico alinhados.

A biotita é por vezes intersticial e localmente ocorre inclusa nos feldspatos. Lamelas ligeiramente curvas são raras. O diopsídio e o hiperstênio estão associados à biotita na foliação. Ocorrem em grãos arredondados quando em agregados de grãos finos. O anfibólio está comumente associado aos piroxênios e a biotita é por vezes parcialmente transformado em clorita. O feldspato potássico, quando em grãos menores (0,3 mm) é finamente pertítico. Já os grãos maiores (1,5 mm) por vezes são subédricos e raramente demonstram macla de Carlsbard (Fig.8). Os grão de plagioclásio (0,3–0,5 mm) têm limites lobados ou irregulares, comumente mostrando macla em cunha. Mimerquitos são raros no contato com o K-feldspato. O quartzo (0,3–0,5 mm) é comumente anédrico e intersticial, com extinção ondulante e, mais raramente, subgrãos. Nos termos mais maciços, o quartzo pode desenvolver subgrãos com arranjo do tipo tabuleiro de xadrez.



Devido à dificuldade de diferenciar opticamente plagioclásio e feldspato potássico em algumas amostras, foram realizadas análises MEV-EDS (Centro de Microscopia Eletrônica CME/UFRGS) em duas lâminas polidas de amostras dos ortogneisses sieníticos. Para as amostras selecionadas, foram realizadas imagens ERE (elétrons retroespalhados) e mapas da distribuição dos elementos químicos em porções da lâmina, gerando-se mapas composicionais que permitiram discriminar os feldspatos não maclados. Em uma das amostras foram identificados plagioclásio cálcico e flogopita, sendo esta composição anômala possivelmente gerada devido à perda de alguns elementos durante o metamorfismo. Para a amostra mais típica foi confirmado o predomínio de feldspato potássico.

Algumas amostras de gnaisse sienítico, que constituem álcali quartzizienitos (Tab. 1), mostram evidências de texturas plutônicas preservadas, tais como: (i) megacristais de K-feldspato (2 – 3 mm), por vezes subédricos, com maclas Carlsbard alinhadas de acordo com uma provável foliação reliquiar (Fig. 9a); (ii) textura anédrica da matriz parcialmente preservada. Contudo, nas amostras com recristalização mais acentuada, os megacristais de feldspato potássico possuem maclas apagadas, extinção ondulante e subgrãos. Estes cristais têm seus limites lobados ou então parcialmente recristalizados em grãos finos, de textura granoblástica. Na matriz feldspática (~1 mm) é dominante a textura anédrica preservada nas amostras menos deformadas, mas estão localmente registradas feições resultantes de recristalização, incluindo o desenvolvimento de arranjo granoblástico interlobado e, mais raro, de contatos poligonais (Fig. 9b). Biotita, clinopiroxênio e hornblenda constituem as fases máficas varietais. O clinopiroxênio forma grãos anédricos comumente substituídos por hornblenda e por vezes alterados para clorita. A biotita possui ng castanho e está alinhada na foliação em conjunto com os megacristais de K-feldspato. É possível que a preservação localizada de texturas ígneas, incomum em rochas da fácies granulito, se deva à composição sienítica do protólito, visto que estas rochas são geralmente anidras e, sob estas condições, o desenvolvimento do arranjo granoblástico pode ser heterogêneo. Contudo, a paragênese presente em algumas amostras sieníticas, composta por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, hiperstênio e diopsídio, somada as evidências de fusão crustal, são características compatíveis com metamorfismo da fácies granulito.

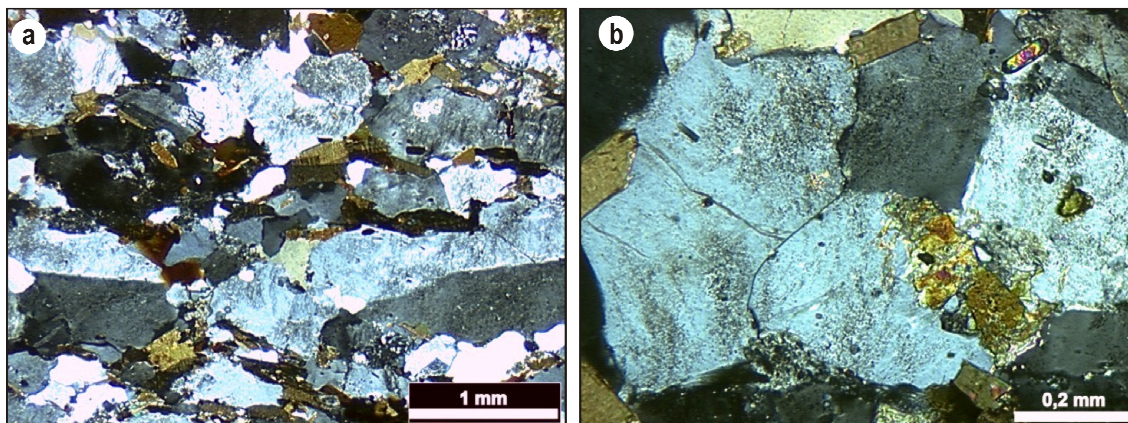


Figura 9 - Rochas sieníticas com texturas ígneas preservadas. (a) Megacristais de K-feldspato com maclas alinhadas de acordo com a foliação reliquiar. (b) Textura poligonal da matriz, na mesma amostra.

### 3.4 Geoquímica e petrogênese dos ortognaisses tonalíticos

Foram selecionadas 15 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). Das amostras analisadas, foram selecionadas 10 como representativas da associação de ortognaisses tonalíticos do CMVC, sendo os gnaisses de composição sienítica considerados como pertencentes a uma associação distinta. Os resultados analíticos descritos para os ortognaisses tonalíticos do CMVC são confrontados com os ortognaisses de associação do tipo TTG pertencentes ao Complexo Encantadas (CE), descritos por Philipp *et al.* (2008), devido às semelhanças petrográficas e estruturais entre estas litologias. Os teores de elementos maiores e traços tendem, de modo geral, a ser semelhantes nas amostras dos ortognaisses do CMVC e do CE (Fig.10). Os ortognaisses do CMVC possuem valores de SiO<sub>2</sub> 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<sub>2</sub> de 56,5 peso% até 70 peso%, sendo compostas por ortognaisses dioríticos, tonalíticos e trondhjemíticos (Philipp *et al.*, 2008).

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 <sub>2</sub>	61,69	63,8	65,16	65,48	67,08	68,28	69,38	69,55	69,97	73,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,42	14,13	14,76	14,51	15,62	14,99	13,43	13,63	13,35	12,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	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 <sub>2</sub> O	2,92	2,77	2,3	2,56	2,9	3,04	2,32	2,89	2,67	2,65
K <sub>2</sub> O	1,65	1,66	2,59	3,41	1,13	1,52	2,3	3,63	3,66	2,38
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,78	0,71	0,76	0,64	0,54	0,59	0,53	0,541	0,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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	9,4	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

Os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são relativamente elevados em ambas as litologias, variando entre 14 e 17 peso % (Fig. 10 a), 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 exhibe teores de 4,2 até 6,7 peso%. (Fig. 10b). Os teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Fig. 10c) 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 10d). Entretanto, sua grande dispersão sugere que fatores adicionais, como metamorfismo, modificaram os padrões ígneos originais. Os valores de  $Na_2O$  (Fig. 10e) 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. 10f e 10g), embora o CE tenha valores mais dispersos, com alguns termos relativamente enriquecidos em  $Fe_2O_3^T$ . Os conteúdos de Sr (Fig. 10h) 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 comumente encontrados em associações tonalíticas paleoproterozóicas e arqueanas (Condie, 2005). Analisando o diagrama de variação  $MgO \times Rb$  (Fig.10i) 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 litologias do CE, o Rb mostra comportamento anômalo. Philipp *et al.* (2008) atribuem o comportamento anômalo e os baixos teores do Rb à sua mobilização por fluidos metamórficos.

Os ortognaisses de ambos os complexos possuem caráter subalcalino definido pelos teores de álcalis relativamente baixos, conforme ilustrado no diagrama TAS (Fig. 11), embora as litologias do CE sejam levemente mais enriquecidas em álcalis. Mesmo que os padrões originais ígneos destes elementos estejam possivelmente modificados pelo metamorfismo, seu caráter subalcalino é coerente com a composição modal das rochas (Tab. 1). Os ortognaisses estão distribuídos nos campos correspondentes a granodioritos e granitos, e uma das amostras relacionadas ao CE 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.12). 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  $Na_2O$  (Fig.13). As litologias relacionadas ao CE situam-se no campo das rochas de arco magmático pré-colisional. A

afinidade cálcio-alcálica destas rochas é indicada pelo diagrama de classificação ( $\text{Fe}^{\text{T}} + \text{Ti}$ ) – Al – Mg (Jensen, 1976), que também evidencia teores de Mg ligeiramente menores para os ortognaisses do CMVC (Fig. 14).

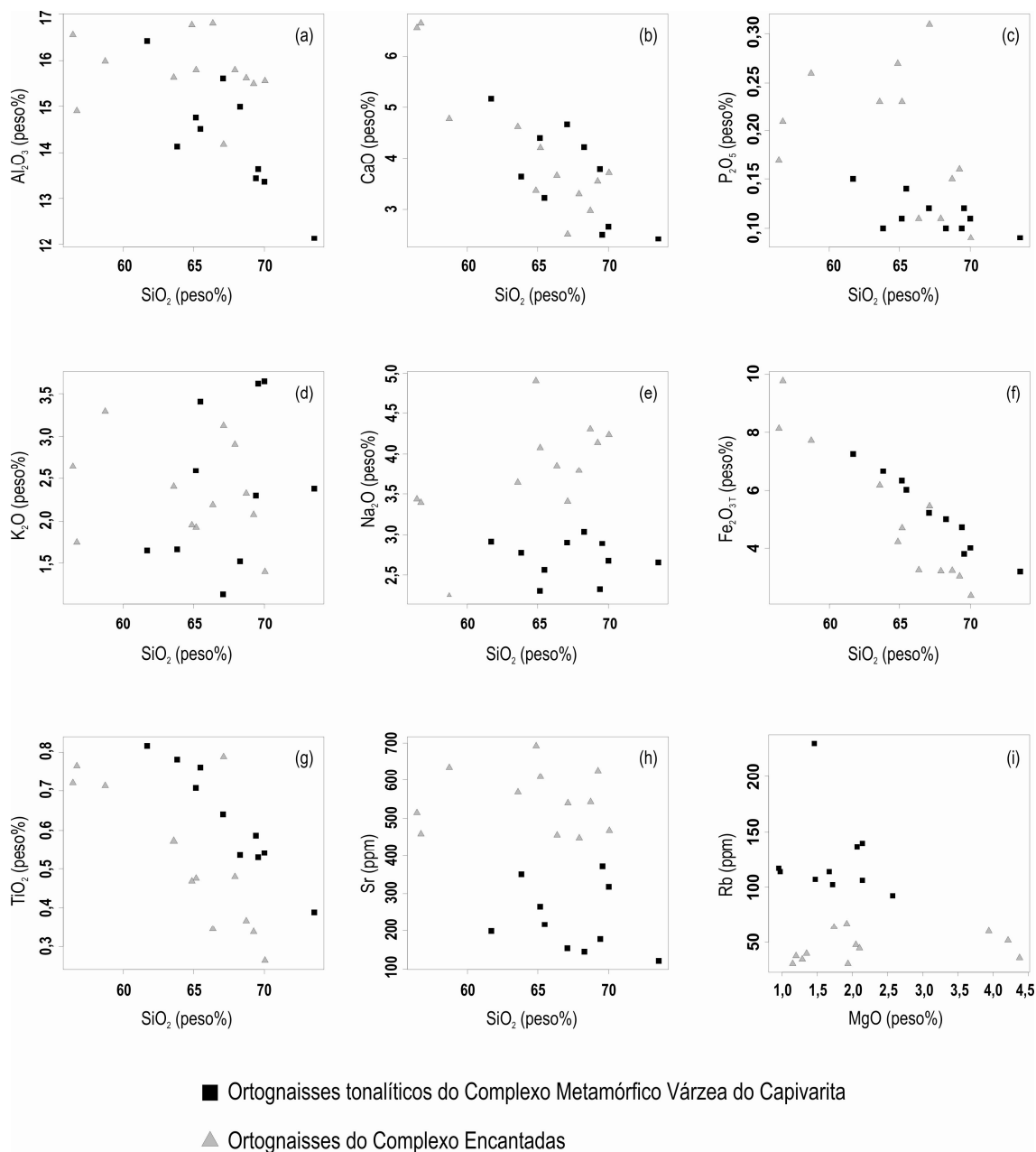


Figura 10 - Diagramas de variação dos elementos maiores e Sr e Rb contra os índices de diferenciação  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$ , para os ortognaisses tonalíticos do CMVC e ortognaisses do CE.

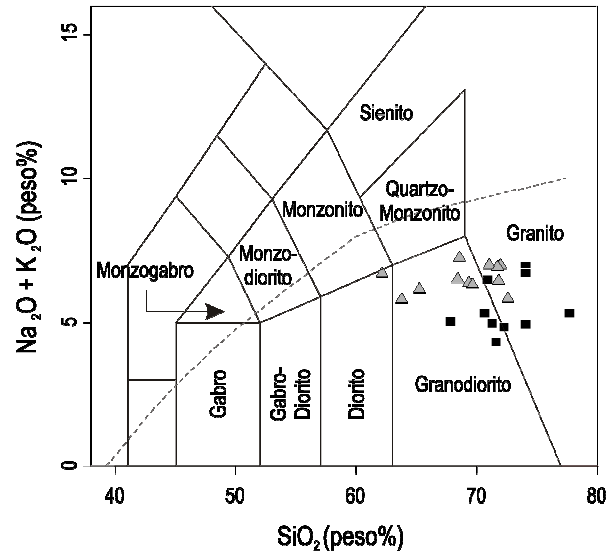


Figura 11 - Diagrama TAS para ortognaisses do CMVC e do CE. Símbolos na figura 10.

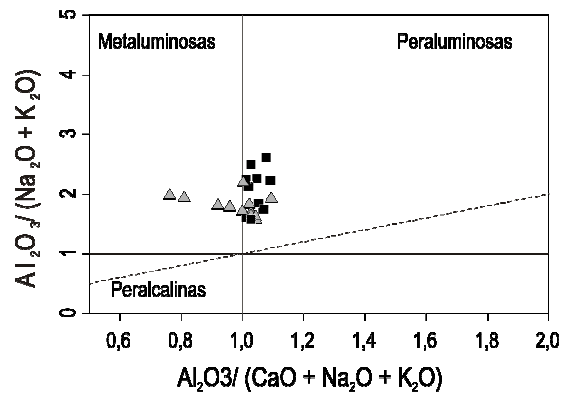


Figura 12- Diagrama de classificação  $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$  versus  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ , para os ortognaisses do CMVC e do CE. Símbolos na figura 10.

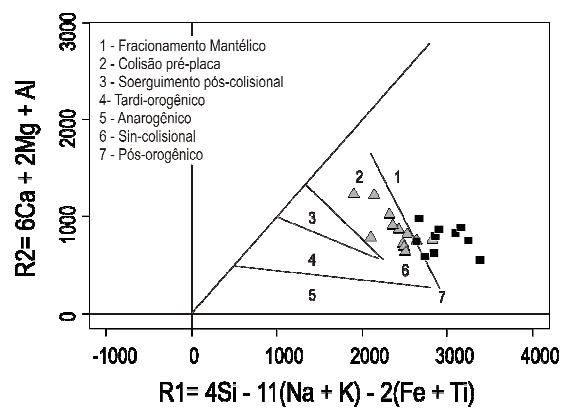


Figura 13 - Diagrama de classificação R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980), para os ortognaisses do CMVC e do CE. Símbolos na figura 10.

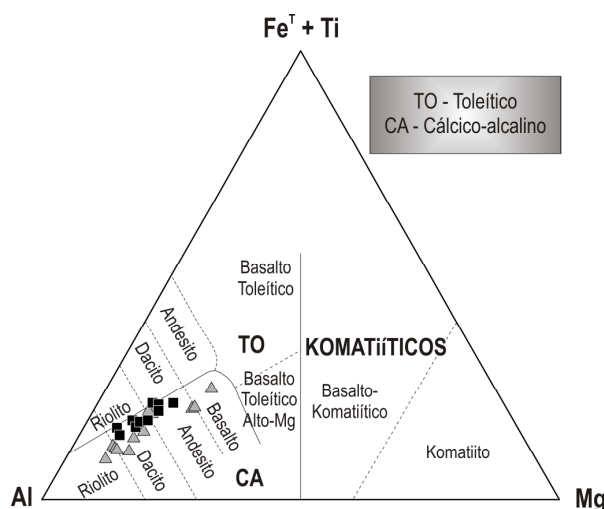


Figura 14 - (Fe<sup>T</sup> + Ti) - Al - Mg (Jensen, 1976), para os ortognaisses do CMVC e do CE. Símbolos na figura 10.

Os padrões de REE normalizados contra os valores condríticos (Fig.15) de ambos os complexos mostram um certo paralelismo, sugerindo similaridade de fontes e de mecanismos evolutivos. Os ortognaisses do CMVC possuem valores médios de  $La_N = 100$  e valores de  $Yb_N = 10$ , e as litologias do CE formam dois conjuntos de padrões com valores médios de  $La_N$  próximos de 100 e de  $Yb_N$  entre 4-2 (tonalito e trondhjemito) e 10 (diorito). Estes valores implicam razões  $La_N/Yb_N = 10$  para o CMVC e para alguns termos do CE, embora algumas amostras deste tenham razões  $La_N/Yb_N$  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 também sugerem 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 maturo ou em ambientes tardi a pós-colisionais (Nardi, 1989).

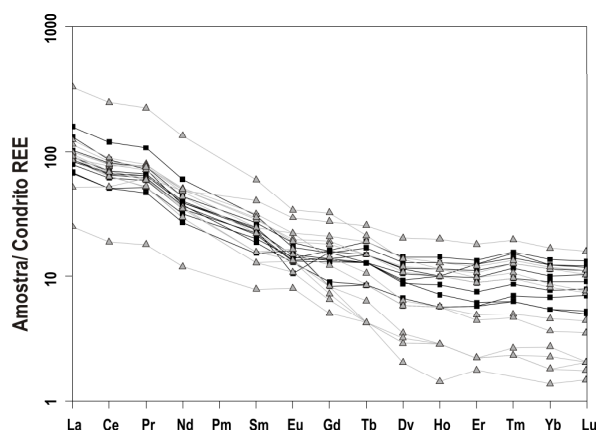


Figura 15 - Padrões de ETR normalizados pelos valores condriticos (Nakamura, 1974) para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. Símbolos na figura 10.

Os padrões de elementos traços representados no diagrama multi-elementar 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.16). 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, Fig17) demonstra grande similaridade dos padrões das associações entre si e bem como entre estas e os granitóides de arcos magmáticos maduros como o Arco da Jamaica, apresentado pelos autores.

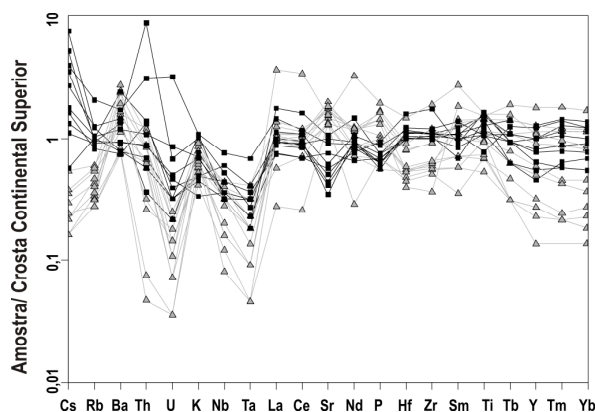


Figura 16 - Diagrama multielementar com normalização pelos valores da Crosta Continental Superior (Taylor & McLennan, 1985), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. Símbolos na figura 10.



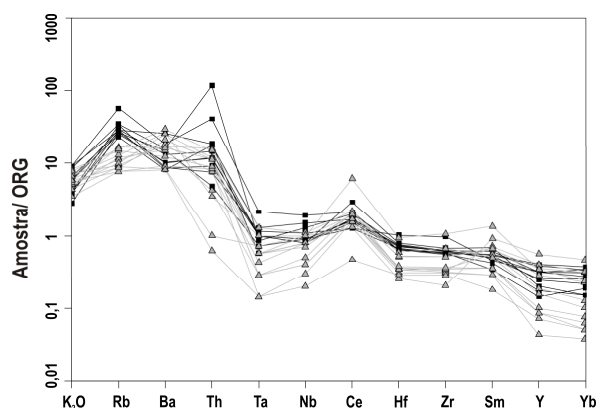


Figura 17 - Diagrama multielementar com normalização pelos valores de granitos de cadeias mesoceânicas de Pearce *et al.* (1984), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. Símbolos na figura 10.

No diagrama ternário proposto por Harris *et al.* (1986), os dois grupos de amostras – CMVC e CE - plotam no campo correspondente às litologias relacionadas a arco vulcânico. Os ortognaisses do CMVC, no entanto, mostram razões Rb/Hf mais elevadas, situando-se mais para o topo do diagrama (Fig. 18), afastando-se do campo dos granitóides de assoalho oceânico. De modo similar ao exposto na figura 18, os diagramas Rb *versus* (Y+Nb) e Y *versus* Nb (Fig. 19a e 19b), apontam para a similaridade entre ambas as litologias estudadas com associações do tipo arco magmático. Na figura 19a (Rb *versus* (Y+Nb)) é possível distinguir dois grupos, de baixo e alto teor de Rb, reunindo respectivamente as litologias do CE e os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Desta forma, observa-se que as amostras relacionadas ao CMVC se aproximam dos limites do campo sincolisional e intraplaca. No diagrama Nb *versus* Y (Fig.19b) 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.

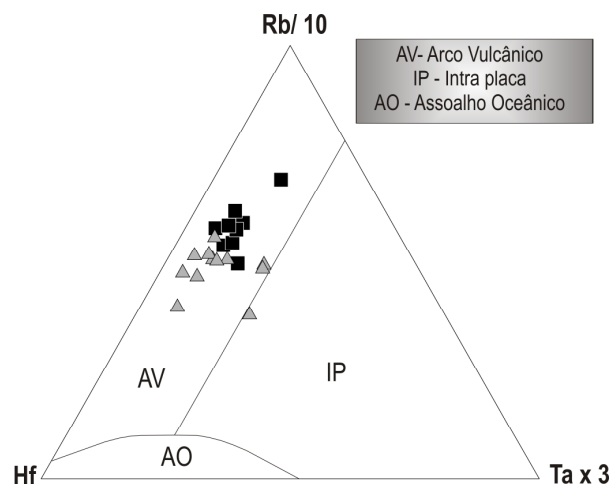


Figura 18 - Diagrama triangular Rb-Hf-Ta de Harris *et al.* (1986), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. Símbolos na figura 10.

#### 4. Considerações petrogenéticas e geotectônicas

O Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, na Folha Passo das Canas, região de Encruzilhada do Sul, compreende paragnaisses e ortognaisses tectonicamente intercalados, sem evidência de cronologia distinta, tais como xenólitos ou pendentes de teto dos para nos ortognaisses. As litologias paraderivadas incluem tipos calciossilicáticos e metapelíticos, ambos metamorizados em alto grau. Nos ortognaisses são reconhecidos dois tipos composicionais, dos quais o mais abundante tem composição tonalítica. Rochas de composição sienítica registram o metamorfismo granulítico e, em alguns casos, mostram texturas plutônicas preservadas. Estudos geoquímicos em andamento revelam seu caráter peralcalino e feições típicas de magmatismo cratônico, como enriquecimento em elementos como Nb, ETR, Zr e Y. As rochas parametamórficas e ortoderivadas ocorrem na forma de corpos de espessura decimétrica a métrica e são estruturalmente concordantes. O bandamento possui direção NNW com baixo ângulo de mergulho, desde que subtraído o efeito das dobras regionais, e contém lineação de estiramento de alta obliquidade.

Os ortognaisses tonalíticos do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita são composicionalmente compatíveis 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  $K_2O$ . Contudo, 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 elevados de Rb. Os valores mais baixos

de  $\text{Na}_2\text{O}$  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 obtidos para as amostras do CE. Os valores de Rb mais elevados do CMVC, bem como a diminuição dos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  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  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$  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.16). Os valores relativamente elevados de Rb e Cs 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 ortognaisses do CMVC e do CE possuem teores similares de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$ . 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-alcalina, e seu caráter peraluminoso pode corroborar a contaminação por fusões graníticas crustais, provavelmente responsáveis pelas variações dos conteúdos de Rb, Cs e  $\text{Na}_2\text{O}$ . 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 dos Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita e do Complexo Encantadas são composicionalmente próximas e correlacionáveis em termos geotectônicos, visto que ambas as sequências podem ser

entendidas como originadas de fontes ligadas a ambiente de arco continental (Fig.18 e 19). Exibem, contudo, algumas diferenças significativas em seus padrões geoquímicos. Deste modo, as litologias relacionadas ao Complexo Encantadas são interpretadas com 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.

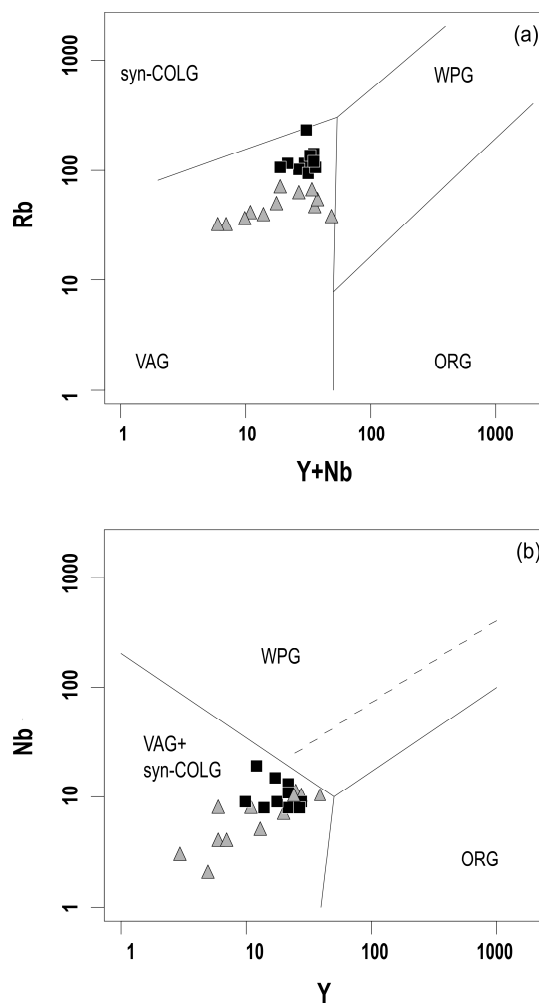


Figura 19 - Diagramas discriminatórios de Pearce *et al.* (1984), para amostras dos ortognaisses tonalíticos do CMVC e dos ortognaisses do CE. (a) Dois grupos distintos, de baixo e alto teor de Rb, reunindo respectivamente as litologias do CE e os ortognaisses tonalíticos do CMVC. (b) Os dois conjuntos 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. Símbolos na figura 10.

Dados preliminares indicam, para algumas amostras sieníticas do CMVC, evidência geoquímica de fusão parcial, cujo resíduo teria originado uma rocha de composição empobrecida em Na e K, contendo plagioclásio cálcico e flogopita. Embora esta rocha mostre depleção no conteúdo de alguns elementos maiores devido à atuação

do metamorfismo, a concentração de elementos traços e terras raras permanece inalterada e similar às demais rochas sieníticas do Complexo.

Dados geocronológicos preliminares (U-Pb em zircão – Martil *et al.*, em prep.), indicam *ca.* 780 Ma como idade magmática do protólito dos gnaisses sieníticos e *ca.* 648 Ma como idade de metamorfismo. Com base nos dados químicos e geocronológicos disponíveis, ainda em fase de interpretação, é possível sugerir que as litologias sieníticas tenham se originado em ambiente do tipo cratônico, tendo em conta sua composição alcalina e o fato de não serem conhecidos eventos orogênicos neste período (780 Ma). A idade de metamorfismo é comparável à idade Brasiliana obtida por Gross *et al.* (2006), em gnaisses pelíticos da mesma região. Embora determinações geocronológicas ainda não tenham sido obtidas para as litologias tonalíticas do CMVC, sua grande proximidade em termos químicos e de fonte com as rochas do Complexo Encantadas permite sugerir uma idade ígnea paleoproterozóica.

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-espinelio, 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 possibilidade da ocorrência de mais de um evento metamórfico nos paragnaisses, ou de uma trajetória progressiva dos mesmos, que culminaria no evento de empurrão. Gregory (2010) descreve a existência de xenólitos de gnaisses calciossilicáticos com metamorfismo de alto grau em metatonalitos de idade paleoproterozóica 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- $M_1$ , ou (ii) é contemporânea 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 ortometamórficas de ambientes e, aparentemente,

idades diversas, tenha também atuado na justaposição de sequências parametamórficas paleoproterozóicas e Brasilianas.

## 5. Considerações finais e conclusões

No Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, é descrita a justaposição tectônica de litologias de composição e ambiente de formação diversos, que em sua maior parte revelam estruturas e características petrográficas e microestruturais geradas sob condições de metamorfismo de fácies granulito. O complexo inclui paragneisses de composição calciossilicática e pelítica e tipos ortometamórficos de composição tonalítica e sienítica. Os termos sieníticos são de natureza peralcalina, têm idade ígnea em torno de 780 Ma, e são possivelmente gerados em ambiente cratônico. Os ortogneisses tonalíticos são rochas calcioalcalinas peraluminosas. Os estudos 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 Na<sub>2</sub>O. 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 ao CE, sugere que o protólito magmático destas rochas foi geradas em ambiente de arco mais maduro, com maior espessamento da crosta. Embora estudos geocronológicos sejam ainda necessários para determinação da idade desta sequência, a similaridade geoquímica entre as rochas do Complexo Encantadas e os ortogneisses tonalíticos estudados sugere que sua idade seja paleoproterozóica.

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 Brasiliana 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 Brasiliano, 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, associado com fusão parcial de orto e paragnaisses, 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).

### Capítulo III

#### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo de seqüências ortometamórficas consiste numa importante ferramenta para o entendimento de ambientes tectono-magmáticos envolvidos nos processos de gênese e evolução da crosta. A investigação integrada das relações de campo e dos aspectos estruturais, petrográficos e geoquímicos de ortognaisses permite estabelecer a cronologia dos eventos metamórficos e regimes tectônicos envolvidos, e mesmo os ambientes magmáticos dos protólitos destas rochas podem ser investigados.

Terrenos de alto grau que tenham desenvolvido estruturas e tramas compatíveis com o empilhamento sob regime tectônico de cavalgamento concomitante ao metamorfismo comumente exibem segmentos crustais de composições e origens distintas justapostos lado a lado. O estudo destes segmentos permite ir além na investigação do desenvolvimento da história evolutiva da crosta, visto que cada um deles pode conter diferentes associações para e ortometamórficas que registram aspectos particulares dos ambientes em que foram gerados e dos processos tectono-metamórficos que sofreram. Algumas destas associações podem ser mais afetadas pelas condições de metamorfismo e deformação a que são submetidas, enquanto outras litologias podem manter preservadas boa parte de suas características prévias. Desta forma, as litologias justapostas sob tectônica de cavalgamento fornecem muitas vezes informações privilegiadas sobre a evolução crustal de uma região em um espaço relativamente reduzido.

Embora seja classicamente abordada na literatura a depleção de elementos químicos, particularmente os LILE, durante o metamorfismo de alto grau devido à geração de fases fluidas por reações de desidratação e anatexia, muitos autores mencionam que o empobrecimento de elementos atribuído ao metamorfismo é relativamente restrito e muitas das rochas ortometamórficas de alto grau mantêm suas características ígneas preservadas (*e.g.* Hölttä, 1997; Rollinson & Turney, 2005). Desse modo, é possível extrair, mesmo de ortognaisses granulíticos, informações sobre suas séries e fontes magmáticas, fracionamento e condições particulares geradas durante a formação dos seus protólitos.

O Escudo Sul-rio-grandense é em grande parte composto por granitóides de diversas idades e seus equivalentes metamórficos (Nardi & Bitencourt, 2007). Desta



forma, o estudo destas litologias é fundamental para o entendimento da evolução do ESRGS em diferentes períodos. Neste trabalho são integrados estudos de campo, petrográficos e geoquímicos dos ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, situado no Escudo Sul-rio-grandense, na região de Encruzilhada, folha Passo das Canas. A investigação dos aspectos estruturais e petrográficos das litologias do CMVC permitiu estabelecer a cronologia de eventos de deformação e condições de metamorfismo. Com o uso de geoquímica de elementos maiores e traços foram avaliadas as fontes e ambiente gerador do magmatismo tonalítico. A integração desses dados entre si e com os dados existentes na bibliografia permitiu estabelecer algumas considerações sobre o magmatismo tonalítico e sobre o regime tectônico envolvido na gênese do CMVC.

No Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita é descrita a justaposição tectônica de litologias de composição e ambiente de formação distintos e que em sua maior parte revelam estruturas e características petrográfica e microestruturais geradas sob condições de metamorfismo compatíveis com a fácies granulítica. O complexo inclui paragnaisses dominantes de composição calciossilicática e pelítica e tipos ortometamórficos de composição tonalítica ou sienítica. Estudos geoquímicos em andamento para as rochas sieníticas revelam seu caráter peralcalino e feições típicas de magmatismo cratônico, como enriquecimento em elementos como Nb, ETR, Zr e Y. As sequências parametamórficas e ortoderivadas ocorrem na forma de corpos de espessura decimétrica a métrica e são estruturalmente concordantes. As rochas do Complexo possuem bandamento de direção preferencial NNW com baixo ângulo de mergulho, desde que subtraído o efeito das dobras regionais.

Os ortognaisses tonalíticos do Complexo Várzea do Capivarita são composicionalmente compatíveis com o magmatismo constituinte do Complexo Encantadas conforme descrito por Philipp *et al* (2008). Ambas as sequências possuem teores de elementos maiores em geral similares, tais como  $Al_2O_3$ , CaO e  $K_2O$  contudo, os valores de  $Na_2O$ , Sr, Rb e Cs são marcadamente distintos, visto que as amostras do CMVC possuem teores menores de  $Na_2O$  e Sr e mais elevados de Rb e Cs. 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 obtidos para as amostras do CE. Os valores de Rb e Cs mais elevados da 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 a contaminação crustal dos magmas durante seu transporte. As razões maiores de  $K_2O/Na_2O$  e a elevação da peraluminosidade para as rochas do CMVC também sugere contaminação por líquidos graníticos. Já os conteúdos mais elevados de  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3$  observados na CMVC indicam 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.

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  $Na_2O$ . 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 dos Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita e do Complexo Encantadas são composicionalmente próximas e correlacionáveis em termos geotectônicos, visto que ambas as sequências podem ser entendidas como originadas de fontes ligadas a ambiente de arco continental. Exibem, contudo, algumas diferenças significativas em seus padrões geoquímicos. Deste modo, as litologias relacionadas ao Complexo Encantadas são interpretadas com 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 preliminares indicam, para algumas amostras sieníticas do CMVC, evidência geoquímica de fusão parcial, cujo resíduo teria originado uma rocha de composição empobrecida em Na e K, contendo plagioclásio cálcico e flogopita. Embora esta rocha mostre depleção no conteúdo de alguns elementos maiores devido à atuação do metamorfismo, a concentração de elementos traços e terras raras permanece inalterada e similar às demais rochas sieníticas do Complexo.

Dados geocronológicos preliminares (U-Pb em zircão – Martil *et al.*, em prep.), indicam *ca.* 780 Ma como idade magmática do protólito dos gnaisses sieníticos e *ca.* 648 Ma como idade de metamorfismo. Com base nos dados químicos e geocronológicos disponíveis, ainda em fase de interpretação, é possível sugerir que as litologias sieníticas tenham se originado em ambiente do tipo cratônico, tendo em conta sua

composição alcalina e o fato de não serem conhecidos eventos orogênicos neste período (780 Ma). A idade de metamorfismo é comparável à idade Brasileira obtida por Gross *et al.* (2006), em gnaisses pelíticos da mesma região. Embora determinações geocronológicas ainda não tenham sido obtidas para as litologias tonalíticas do CMVC, sua grande proximidade em termos químicos e de fonte com as rochas do Complexo Encantadas permite sugerir uma idade ígnea paleoproterozóica.

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-espínélio, 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 possibilidade da ocorrência de mais de um evento metamórfico nos paragnaisses, ou de uma trajetória progressiva dos mesmos, que culminaria no evento de empurrão. Gregory (2010) descreve a existência de xenólitos de gnaisses calciossilicáticos com metamorfismo de alto grau em metatonalitos de idade paleoproterozóica 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- $M_1$ , ou (ii) é contemporânea 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 ortometamórficas de ambientes e, aparentemente, idades diversas, tenha também atuado na justaposição de sequências parametamórficas paleoproterozóicas e Brasileiras.

Em síntese, as estruturas desenvolvidas durante a tectônica de direção NNW e de baixo ângulo foram formadas sob condições metamórficas de alto grau, embora não seja possível afirmar exatamente se esta incidiu em período sin ou tardi-metamórfico. 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, associado com fusão parcial dos orto e paragnaisses, 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.

## Capítulo IV

### 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 South American Earth Science*, 10:263-274.

Barbey, P. & Cuney, M. 1982: K,Rb, Sr, BA, U e Th Geochemistry of the Lapland Granulites (Fennoscandian). LILE Fractionation Controlling Factors. *Contributinos to Mineralogy and Petrology*, 81: 304-316.

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 *Tectonic Evolution of South America* (Eds U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Tomaz and D. A. Campos), pp. 311–34. 31st International Geological Congress, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.

Batchelor, R.A. & Bowden P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to Post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65., Rio de Janeiro, v. 1, p. 3-16, 1993.

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. 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. 2000.

Condie, K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80: 33-44.

Das, S., Nasipuri, P., Bhattacharya & A., Swaminathan, S. 2008. The thrust-contact between the Eastern Ghats Belt and the adjoining Bastar craton (Eastern India): Evidence from mafic granulites and tectonic implications. *Precambrian Research*, 162: 70–85.

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.

Fazlnia, A., Schenk, V., Straaten, F. van der & Mirmohammadi, M. 2009. Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*, 112: 413–433.

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 Várzea 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 Geologica Leopoldensia*, 30:117-138.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1992a. 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., Tommasi, A., Porcher, C.C., Koester, E., Kramaer, G., Scherer, C.M.S. & Menegat, R. 1992 b. Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas em Geociências*, 19 (2): 195-215.

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. cap. 3, p. 59-92.

Jeffery, P.G. & Hutchison, D., 1981. *Chemical Methods of Rock Analysis*, 3rd ed. Pergamon Press, Oxford, 379 pp.

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., 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Gray, C.M. 1977. The Geochemistry of Central Australian Granulites in Relation to the Chemical and Isotopic Effects of Granulite Facies Metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65: 79-89.

Gregory, T.R. 2007. *Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Precoce do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos*. 53p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gregory, T.R.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S.; Martil, M.M.D. 2009. Caracterização Geoquímica do Magmatismo Precoce do Complexo Arroio dos Ratos. In: XII Congresso Brasileiro de Geoquímica. Ouro Preto, MG, 2009, Ouro Preto, Livro de Resumos.

Gregory, T.R. 2010. *Condicionamento estrutural e evolução petrológica e geoquímica do magmatismo tonalítico-diorítico precoce da região de Quitéria, RS*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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: thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian research*, 147:41-64.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tindle, A.G. 1986. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds.) *Collision Tectonics, Geological Society Special Publication*, 19: p. 67-81.

Hartman, 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.

Hibbard, M.J.1995. *Petrography to Petrogenesis*. Englewood Cliffs, Prentice Hall, 587p.

Hölttä, P. 1997. Geochemical characteristics of granulite facies rocks in the Archean Varpaisjärvi area, central Fennoscandian Shield. *Lithos*, 40: 31-53

Hölttä, Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P. & Juhanoja, J. 2000. Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos*, 51: 109–133.

Kraemer, G. 1995. *Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbiciú, Região de Lavras do Sul (RS)*. Porto Alegre. 99p. Dissertação de Mestrado 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 geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 581-589.



Kreissig, K., Holzer, L., Frei, R., Villa, I.M., Kramers, J.D., Kröner, Smit, C.A. & Reenen, D.D. van 2001. Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa. *Precambrian Research*, 109: 145-173.

Knudsen, T.-L. & Andersen, T. 1999. Petrology and Geochemistry of the Tromøy Gneiss Complex, South Norway, an Alleged Example of Proterozoic Depleted Lower Continental Crust. *Journal of Petrology*, 40 (6): 909–933.

Jensen L.S., 1976. A new cationic plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines, Miscel. Paper 6*: 1-22.

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.

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*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado.

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 (*in prep.*).

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: 71–85.

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*. DNPM/CPRM. p.71-81.

Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: J.C. Frantz & R. Ianuzzi (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul - 50 Anos do IG-UFRGS*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade. CIGO e 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 Massif, southernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology*, 91:101-116.

Niessing, M. 2007. *Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite 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.

Passchier, C.W., Myers, J.S. & Kröener, A. 1993. *Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau*. São Paulo. Editora da Universidade de São Paulo. 188 p.

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.

Phillip, 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.

Phillip, 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, southernmost 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.

Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, UK. 352 pp. Co-published by J. Wiley & Sons. Inc. in the USA.

Rollinson, H. R. & Tarney, J. 2005 Adakites – the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos*, 79: 61– 81.

Rosa-Costa, L.T. da, Lafon, J.M., Cocherie, A. & Delor, C. 2008. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 445-462.

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), pp. 59–88.

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.

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.

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: Michael Holz & Luis Fernando De Ros. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Editora da UFRGS/Centro de Investigação do Gondwana - Instituto de Geociências, p. 175-230.

Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth- Science Reviews*, 12: 1-33.

Stähle, H.J., Raith, M., Hoernes, S., Delfs, A. 1987. Element Mobility During Incipient Granulite Foramtion at Kabbaldurga, Southern India. *Journal of Petrology*, 28: 803-834.

Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

UFRGS 2006. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2007. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2008. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS.* Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade 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, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Winkler, 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas.* Porto Alegre, Editora Edgard Blücher Ltda, Co-edições urgs, 256 p.