

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

**GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS  
DO COMPLEXO METAMÓRFICO PORONGOS COMPARADAS AOS  
ORTOGNAISSES DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA: UM EXEMPLO DE  
INTERCALAÇÃO TECTÔNICA NO SUL DO BRASIL**

**MATHEUS ARIEL BATTISTI**

ORIENTADORA – Prof. Dra. Maria de Fátima Saraiva Bitencourt

Porto Alegre – 2018

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

**GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS  
DO COMPLEXO METAMÓRFICO PORONGOS COMPARADAS AOS  
ORTOGNAISSES DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA: UM EXEMPLO DE  
INTERCALAÇÃO TECTÔNICA NO SUL DO BRASIL**

**MATHEUS ARIEL BATTISTI**

ORIENTADORA – Prof. Dra. Maria de Fátima Saraiva Bitencourt

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Hardy Jost – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Prof. Dr. Roberto Sacks de Campos – Departamento de Geociências,  
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Felipe Guadagnin – Curso de Geologia, Universidade Federal do  
Pampa

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

Porto Alegre – 2018

### CIP - Catalogação na Publicação

Battisti, Matheus Ariel  
Geologia estrutural e geoquímica das rochas  
metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos  
comparadas aos ortognaisses do Complexo Várzea do  
Capivarita: um exemplo de intercalação tectônica no  
sul do Brasil / Matheus Ariel Battisti. -- 2018.  
90 f.  
Orientadora: Maria de Fátima Aparecida Saraiva  
Bitencourt.  
Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,  
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto  
Alegre, BR-RS, 2018.  
1. Geologia Estrutural. 2. Complexo Metamórfico  
Porongos. 3. Complexo Várzea do Capivarita. I.  
Bitencourt, Maria de Fátima Aparecida Saraiva,  
orient. II. Título.

Dedico esse trabalho aos meus pais;  
Dedico também a você que o lê, pois assim como a felicidade, o conhecimento só é  
real se for compartilhado.  
Nenhuma mente entende, evolui ou inova isoladamente das mentes do passado e  
nenhum conhecimento, por mais ínfimo que pareça, é inútil.

“Aprender é a única coisa de que a mente nunca se cansa,  
nunca tem medo e nunca se arrepende.”

Leonardo Da Vinci

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço às pessoas que tornam minha vida mais bonita, e que sustentam, mesmo que a distância, todos os meus passos com carinho e amor. À minha família sou e serei eternamente grato por tudo que me proporcionam. Joacir, Josiane e Charline nada seria possível sem vocês.

Agradeço a minha querida orientadora, Maria de Fátima Bitencourt, por ter me acolhido tão bem e dado todo o suporte necessário. Também ao mestre Giuseppe Betino de Toni pelos ensinamentos e por estar sempre disposto a me ajudar e ao Jiri Konopasek, pela parceria e risadas nos trabalhos de campo. Aprendi muito com vocês e agradeço imensamente a oportunidade de continuar aprendendo! Sem vocês esse trabalho não se realizaria!

Ao grupo “Magmatismo Sintectônico”, meus sinceros agradecimentos a todos. Vocês tornam os dias árduos de estudos mais alegres e divertidos. Um agradecimento especial a: Luana Florisbal, Jack Percival, Roberto Sacks de Campos, Lauro Nardi, Dionatan Ferri Padilha, Pedro Sulzbach de Andrade, Cristiane Riveira, Diego Lyra, Felipe Manfredini Peruchi, Amós Martini, Camila Rocha Tomé, Érico Albuquerque dos Santos, João Victor Tumenas Mello, Fran Andres, Stephanie Carvalho, Victor Cardoso.

Aos meu amigos e colegas de apartamento, Pedro Luis Ammon Xavier, Laryssa Lange e Cícero Ortigara pelos momentos de descontração. E às visitas sempre agradáveis de: Marciéli, Gessé, Ingrid, Monique, João, e à “galerinha de *Beverly Hills*”, Renato, Rafael, Christian, Gean e Pedro.

Aos motoristas da Geo, Claudinho, Járson e Valter por terem nos acompanhado nos trabalhos de campo, por serem sempre prestativos e pelas boas histórias. E ao pessoal do Anexo, Marcelo e Dedi pela ajuda na preparação das amostras.

Um agradecimento mais que especial à Crislaine, por recheiar minha vida de gentileza e alegria. Obrigado por fazer todas as coisas parecerem simples e por me incentivar e apoiar sempre!

Por fim, à natureza!

## RESUMO

Este trabalho foca no estudo das rochas metavulcânicas do extremo leste do Complexo Metamórfico Porongos (CMP), expostos na parte sul da Província de Mantiqueira. Assim, para investigar a história estrutural e cinemática do CMP, foi realizado estudos de detalhamento estrutural e petrografia, além de análises de geoquímica de rocha total e de microsonda eletrônica. As rochas de Encruzilhada do Sul (subárea 1) e Cerro do Alemão (subárea 2) são dacitos e riolitos que possuem assinatura geoquímica similar a rochas geradas em ambiente de arco magmático maduro, o qual teria ocorrido em torno de 790 Ma. Este mesmo vulcanismo e fases de deformação semelhantes são registrados no Complexo Várzea do Capivarita (CVC), embora em condições metamórficas diferentes. Os dados de geologia estrutural da área estudada revelam que a principal fase de deformação  $D_1$  é uma fase compressiva com pico metamórfico em fáceis anfibolito e,  $D_2$  e  $D_3$  são fases de deformação tardias que desenvolvem dobras em nível crustal raso com clivagem de plano axial. A principal estrutura de  $D_1$  é a intercalação entre  $S_1$  e  $S_1$  com textura milonítica, possivelmente desenvolvida sobre  $S_0$ , e que sugere bandas de cisalhamento sub-horizontais preferenciais, interpretadas como geradas em uma evolução por *fold and thrust belt*. A lineação de estiramento ( $L_1$ ) é distribuída ao longo de um grande círculo nos estereogramas e pode indicar uma rotação ao longo de planos de cisalhamento, que deve estar relacionada a movimentos de transcorrência, similar ao descrito como deformação progressiva no Complexo Várzea do Capivarita. Assim, as bacias vulcano-sedimentares do Complexo Metamórfico Porongos e do Complexo Várzea do Capivarita podem ter compartilhado uma única bacia sedimentar, em que cada complexo ocupara diferentes níveis estratigráficos. Um evento colisional de direção E-W em torno de 650 Ma metamorfozou e gerou *fold-thrusts* em ambos os complexos, colocando-os lado a lado, no mesmo nível crustal. Estudos recentes indicam um evento metamórfico mais jovem, com idade mínima de  $578 \pm 1,6$ . Esse evento deve estar relacionado a reativação do estágio contracional e possivelmente gerou dobras em nível crustal raso nas rochas do leste do CMP, e as empurrou para o topo das rochas do oeste do CMP.

## ABSTRACT

This study focuses on the metavolcanic rocks from the eastern part of the Porongos Metamorphic Complex (PMC), exposed in the southern part of the Neoproterozoic Mantiqueira Province, Brazil. In order to investigate the structural and kinematic history of this part of PMC, detailed structural mapping, petrography, whole-rock and mineral geochemistry were carried out. Metavolcanic rocks from Encruzilhada do Sul (subarea 1) and Cerro do Alemão (subarea 2) are dacites and rhyolites bearing a geochemical imprint of arc magmatism at the age of ca. 790 Ma. A correlated volcanism and similar deformational phases are recorded in the Várzea do Capivarita Complex (VCC), although at higher metamorphic grade. Structural investigation of the area reveals that the main deformation phase  $D_1$  is a compressive phase and reached the metamorphic peak at amphibolite facies conditions.  $D_2$  and  $D_3$  are late deformation phases which develop folds and axial plane cleavages. The most conspicuous  $D_1$  structure is an alternating of  $S_1$  and mylonitic- $S_1$  and suggest preferential sub-horizontal shear bands, interpreted as related to a fold and thrust belt evolution. The scattering of stretching lineation ( $L_1$ ) along a great circle in stereoplots is interpreted as a result of shearing along these planes, similar to what is described for the progressive deformation of VCC nearby. The present dataset supports the interpretation that the volcano-sedimentary register of Porongos Metamorphic Complex and Várzea do Capivarita Complex possibly shared a common sedimentary basin taken to different crustal levels by deformation. A W-directed collisional event at 650 Ma metamorphosed the rocks and generated thrust-folds in both complexes, and placing them side by side at the same crustal level. As indicated by recent studies, a younger metamorphic event of  $578 \pm 1.6$  as minimum age, must have folded the eastern part of PMC generating shallow-level folds, and thrusting the rocks on the eastern side to place them on top of western-side rocks of PMC.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.** A) Mapa das principais unidades do Cinturão Dom Feliciano e seu embasamento Arqueano/Paleoproterozóico. B) Mapa da geologia regional com indicação das duas subáreas estudadas. ....8
- Figura 2.** Diferentes exemplos de Cinturões de Dobras e empurrões, em diferentes regiões do planeta e com diferentes estruturas. A) Montanhas rochosas do Canadá, no Canadá. B) Sul dos Apalaches, Estados Unidos. C) Exemplo de montanhas no Tawain, leste da Ásia. Fonte: (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983)..... 11
- Figura 3.** Fotografias das etapas de deformações experimentais em areia, inicialmente não deformada. As camadas escuras são marcadores passivos. Fonte: (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983)..... 12
- Figura 4.** Modelo didático de uma thrust sheet, delimitada por duas falhas de empurrão, no qual a branch line é a linha que as conecta com a falha de detachment. Fonte: (BOYER; ELLIOTT, 1982)..... 14
- Figura 5.** Classificação dos "Sistemas de Empurrão" (Thrust systems), com base nas estruturas geradas pelas thrust sheets. Fonte: (BOYER; ELLIOTT, 1982). .... 14
- Figura 6.** Bloco diagrama tridimensional que ilustra os diferentes tipos de rampas, as quais dependem da obliquidade da colisão (simbolizada pela seta de "direção do transporte tectônico"). Fonte: (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997)..... 15
- Figura 7.** Transporte diferencial em Cinturões de dobras e empurrões: (a) diagrama tridimensional no qual parte da camada superior está cortada, para melhor ilustração e (b) diagrama de visualização em mapa.  $\psi$  é o ângulo de transporte diferencial, AD é deslocamento diferencial. Fonte: (WILKERSON, 1992). .... 16
- Figura 8.** (a) Mapa esquemático dos traços de falhas de empurrão nas Montanhas Rochosas do Canadá. (b) A "regra de arco-flecha" aplicada a falha de McConnel, em Alberta (Canadá). Na maioria dos Cinturões de dobras e empurrões a razão  $b/a$  é 0,07 a 0,12. Fonte: (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997)..... 17

**Figura 9.** Esboço de evolução do Complexo Metamórfico de Porongos e do Complexo Várzea do Capivarita. Em C, estereogramas obtidos nesse trabalho para o CMP e por Martil et al. 2017 para o CVC, mostrando a semelhança entre ambos. ....75

## SUMÁRIO

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO .....	6
CAPÍTULO II - ESTADO DA ARTE .....	10
1. Definição e Breve Histórico .....	10
2. Características Mecânicas e Geometria.....	12
3. Aspecto em escala de Mapa .....	16
4. Exemplos de Cinturões de Dobras e Empurrões em diferentes ambientes tectônicos.....	17
CAPÍTULO III - MATERIAIS E MÉTODOS.....	19
1. Trabalho de Campo.....	19
1.1 Detalhamento estrutural.....	19
1.2 Coleta de amostras orientadas .....	20
2. Petrografia.....	20
3. Geoquímica de Rocha Total.....	20
4. Microsonda Eletrônica .....	21
CAPÍTULO IV - ARTIGO SUBMETIDO AO <i>JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES</i> .....	22
CAPÍTULO V - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	73
REFERÊNCIAS.....	76

## CAPÍTULO I

### INTRODUÇÃO

Os processos atuantes na deformação de bacias vulcano-sedimentares são alvo de inúmeras discussões geológicas devido a sua difícil compreensão, principalmente em ambientes contracionais, típicos de limites de placas convergentes, como aqueles preservadas em *fold thrust belts* (BOYER; ELLIOTT, 1982; DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983; SANDERSON, 1982). A difícil compreensão desses processos se deve ao fato da recorrente sucessão de períodos contracionais e distensivos, inversões estratigráficas, processos erosivos e sedimentação/vulcanismo sin-deformacionais, características destes ambientes (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983; VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997).

As deformações associadas aos *fold thrust belts* podem ocorrer em diferentes estágios do preenchimento de uma bacia vulcano-sedimentar (pré/sin/pós-colisional) contendo informações importantes a respeito do ambiente sedimentar e tectônico atuantes naquele intervalo de tempo. Contudo, em uma colisão, os efeitos da deformação e metamorfismo podem ser drásticos, envolvendo processos de transpressão, exumação e até justaposição de diferentes níveis crustais, dificultando a reconstituição da bacia pretérita (DEWEY; HOLDSWORTH; STRACHAN, 1998; JONES et al., 2004; SANDERSON; MARCHINI, 1984).

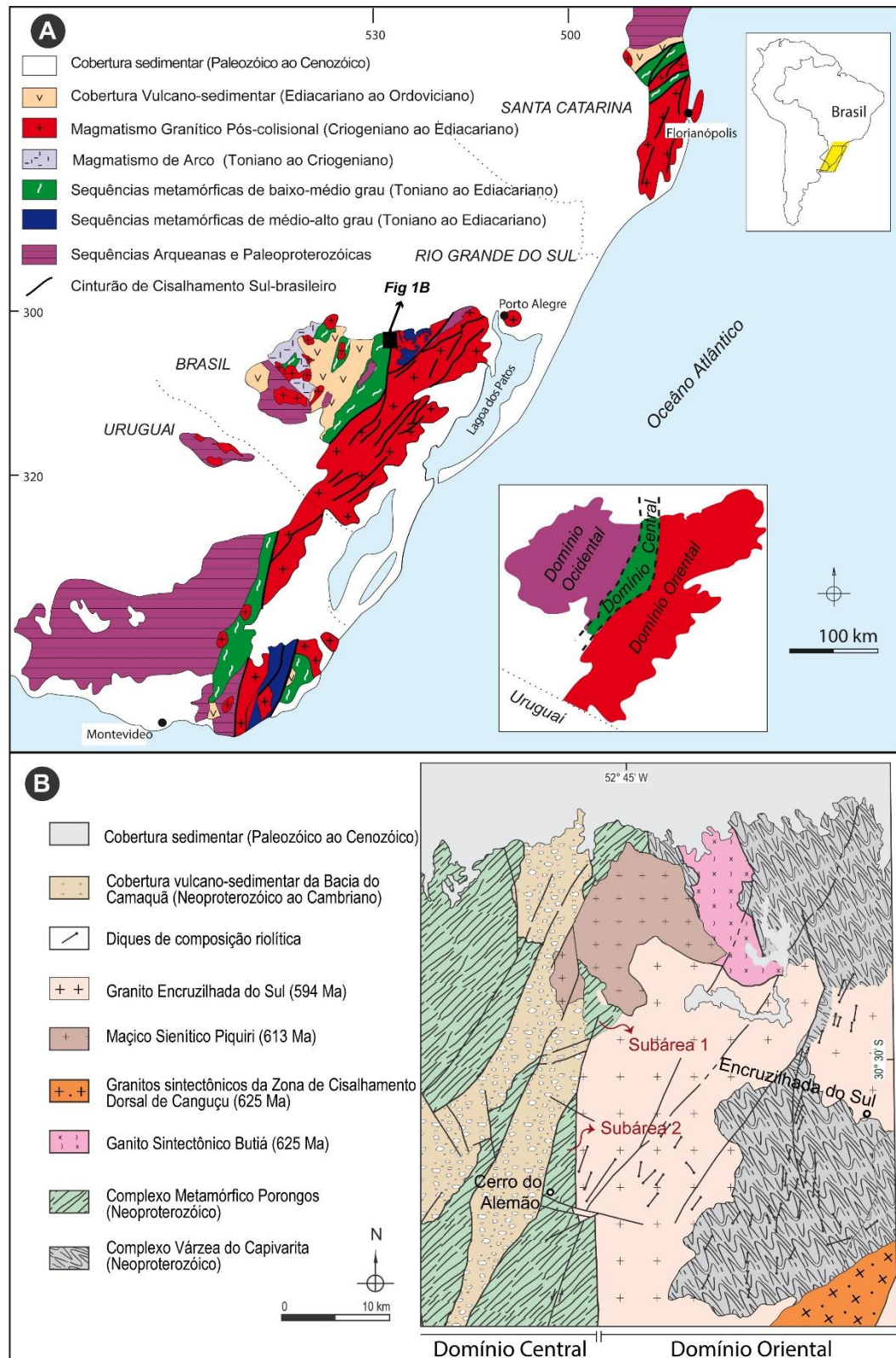
Neste contexto, os cenários de colisões são abundantes no Neoproterozóico e possuem registros em todos os continentes (SATISH-KUMAR et al., 2013). Como exemplo disso, o Cinturão Dom Feliciano (CDF) (**Figura 1A**) também é resultado de colisões de idade Neoproterozóica, correlatas ao supercontinente Gondwana e, portanto, possui estruturação e evolução complexas (DA SILVA et al., 2005; ORIOLO et al., 2017; PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR, 2016). Dessa forma, estudos integrados de geologia estrutural, geoquímica, geocronologia e outras técnicas são relevantes para compreender a evolução do CDF.

A complexidade da evolução do CDF é demonstrada por estudos recentes de geocronologia e fontes de proveniência que demonstram a possibilidade de que parte dos protólitos ígneos e sedimentares do Complexo Metamórfico Porongos (CMP) e do Complexo Várzea do Capivarita (CVC) tenham sido depositados em ambientes correlatos (GRUBER, 2016; MARTIL et al., 2017; MARTIL, 2016). No entanto, os trabalhos de estrutural de detalhe são escassos em ambas as unidades, principalmente na parte relacionada ao Complexo Metamórfico Porongos. Na

compartimentação atual do Cinturão Dom Feliciano (CDF) (FERNANDES; TOMMAZI; PORCHER, 1992; FRAGOSO-CESAR et al., 1986; HARTMANN; CHEMALE JR; PHILIPP, 2007), o Complexo Metamórfico Porongos está posicionado no Domínio Central do CDF enquanto o Complexo Várzea do Capivarita localiza-se no Domínio Oriental do CDF, diferença esta, que pode ser proveniente da escassez de informações sobre a geologia estrutural da região (**Figura 1**).

Assim, Martil (2016) evidenciou semelhanças entre as assinaturas geoquímicas, idades ígneas e idades de herança de parte das rochas ortometamórficas de ambos complexos. De modo similar, Gruber (2016) demonstrou, a partir de estudos de fonte de proveniência, que as idades das fontes das rochas metassedimentares de ambas as paleo-bacias são semelhantes. No entanto, destaca-se que há diferença de grau metamórfico entre ambos os Complexos, questão essa que necessita de estudos mais aprofundados para sua compreensão.

Deste modo, o presente estudo tem como objetivo a caracterização estrutural, petrográfica e geoquímica das rochas do extremo leste do Complexo Metamórfico Porongos, englobando duas unidades metavulcânicas descontínuas. Uma na região de Encruzilhada do Sul (UFRGS, 2008), denominada de subárea 1 e outra no Cerro do Alemão (JOST; BITENCOURT, 1980; JOST, 1981), denominada subárea 2 (**Figura 1B**). A importância da caracterização dessas rochas é devido ao fato de serem as rochas do Complexo Metamórfico Porongos mais próximas das rochas do Complexo Várzea do Capivarita. Além disso, a área de estudo do presente trabalho possui localização limítrofe entre o domínio Central e Oriental do Cinturão Dom Feliciano.



**Figura 1.** A) Mapa das principais unidades do Cinturão Dom Feliciano e seu embasamento Arqueano/Paleoproterozóico. B) Mapa geológico regional com a indicação das duas subáreas estudadas.

A presente dissertação está estruturada em cinco capítulos de modo que os conteúdos apresentados são:

No Capítulo II é ilustrado o estado da arte sobre Cinturões de dobras e empurrões (*Fold and Thrust Belts*), abordando definições e breve histórico do tema, seguido das características mecânicas e sua geometria. Além disso são abordados sucintamente os aspectos em escala de mapa e dados exemplos de Cinturões de Dobras e Empurrões em diferentes ambientes tectônicos.

No Capítulo III é apresentada a metodologia empregada, no qual cada método é brevemente descrito. O capítulo é subdividido em: trabalho de campo, petrografia, geoquímica de rocha total, e microsonda eletrônica.

No Capítulo IV é apresentado o artigo submetido ao "*Journal of American Earth Science*", intitulado: "*A structural, petrographic and geochemical study of eastern end metavolcanic rocks of the Porongos Metamorphic Complex in southern Brazil*", compondo o corpo principal da dissertação Assim, são apresentados dados inéditos de geologia estrutural, petrografia e geoquímica das rochas estudadas e a partir disso, discutida sua importância no contexto regional.

O Capítulo V sintetiza as conclusões apresentados no Capítulo IV com considerações e ponderações acerca dos temas abordados. Por fim, levanta-se perspectivas para trabalhos futuros.

O Anexo A apresenta uma tabela com o resultado das análises químicas das amostras estudadas.

O Anexo B apresenta uma tabela das composições minerais analisadas por Microsonda Eletrônica.

O Anexo C apresenta o e-mail de confirmação da submissão do manuscrito ao *Journal of American Earth Science*.

## CAPÍTULO II

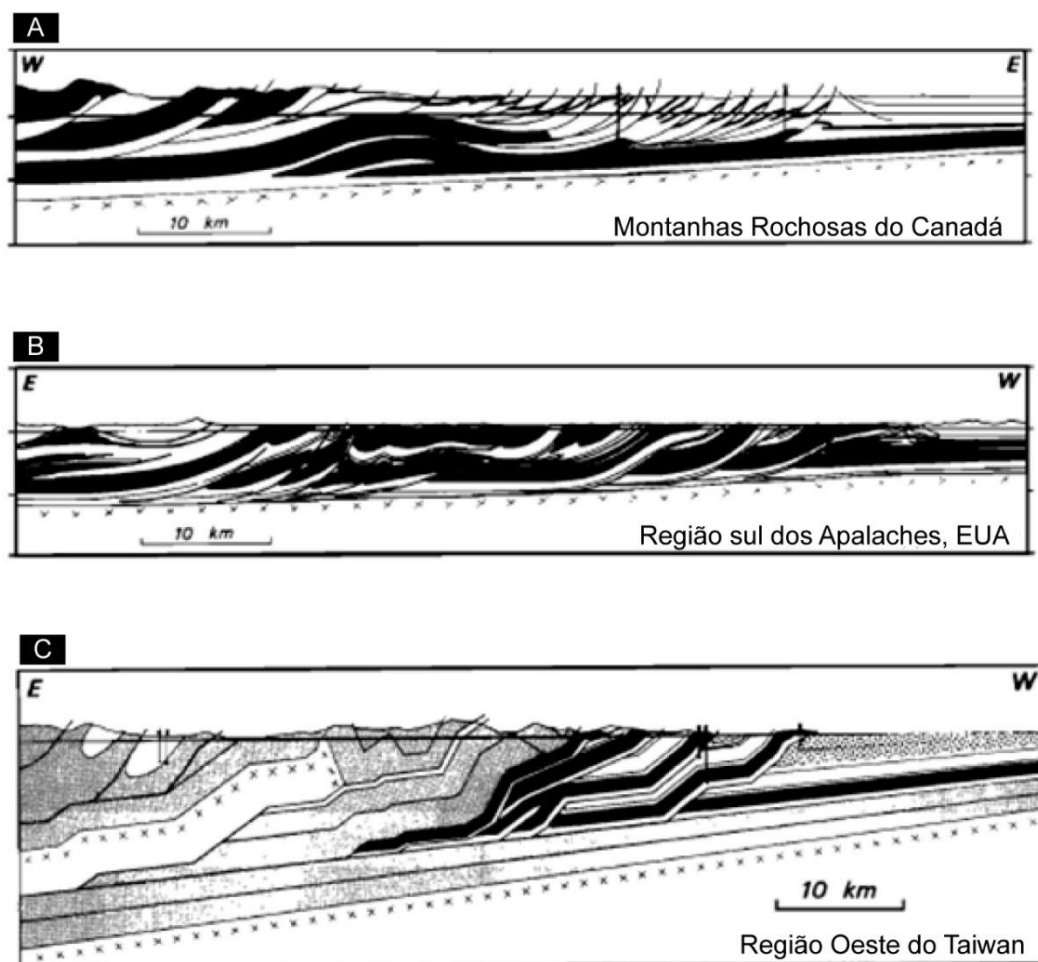
### ESTADO DA ARTE

O presente capítulo aborda uma revisão conceitual sobre cinturões de dobras e empurrões (*Fold and thrust belts*), uma vez que dobramento associado a empurrão são visualizadas no Complexo Metamórfico Porongos (JOST; BITENCOURT, 1980; JOST, 1981) e no Complexo Várzea do Capivarita (MARTIL et al., 2016a). O capítulo é subdividido em: definição e breve histórico, Características mecânicas e geometria, aspecto em escala de mapa, e exemplos de Cinturões de Dobras e Empurrões em diferentes ambientes tectônicos.

#### **1. Definição e Breve Histórico**

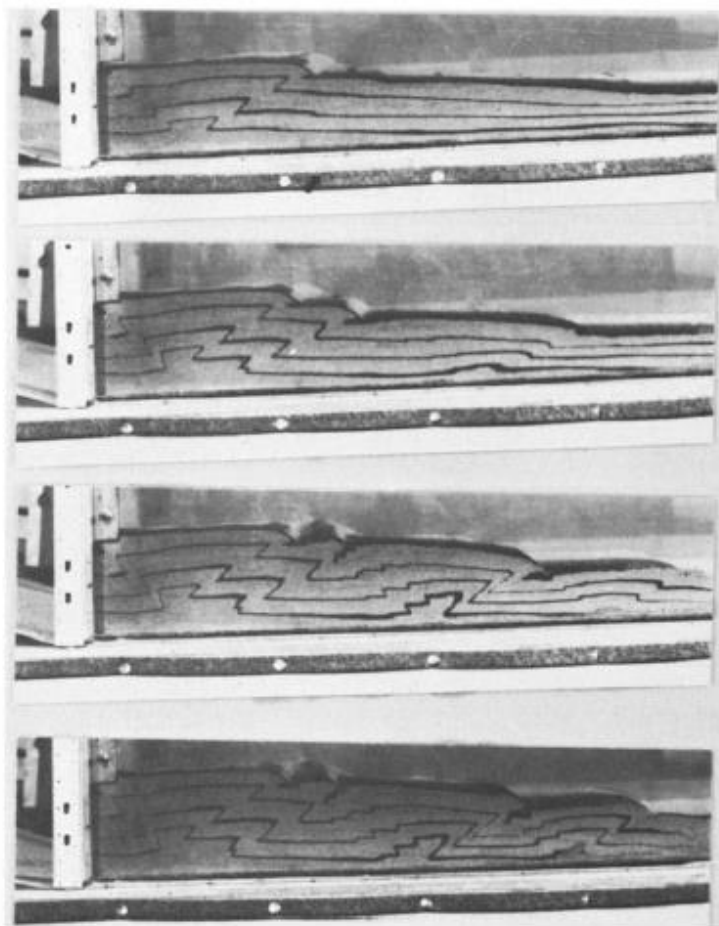
Cinturões de dobras e empurrões, também referido como cinturão de dobras e cavalgamentos (do inglês *Fold and thrust belts*), estão associadas a processos de encurtamento horizontal da crosta terrestre, em baixas condições metamórficas (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997). Desta maneira, ocorrem em várias regiões da Terra, em variados ambientes tectônicos (BOYER; ELLIOTT, 1982; DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983; VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997) (**Figura 2**). Além do mais, como pode ser observado na figura 1, os cinturões de dobras e empurrões possuem variadas configurações, dependendo de alguns fatores, tais como: tipo de rocha deformada, quantidade de deformação, pressão de fluídos e outros (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997; WILKERSON, 1992).





**Figura 2.** Diferentes exemplos de Cinturões de Dobras e empurrões, em diferentes regiões do planeta e com diferentes estruturas. A) Montanhas rochosas do Canadá, no Canadá. B) Sul dos Apalaches, Estados Unidos. C) Exemplo de montanhas no Tawain, leste da Ásia. Fonte: Modificado de DAVIS; SUPPE; DAHLEN (1983).

O comportamento mecânico dos cinturões de dobras e empurrões pode ser modelado, de maneira grosseira, com experimentos em caixa de areia (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983). Embora simples, o experimento da figura 3 auxilia no entendimento do processo, o qual vêm sendo estudado desde 1820, mas teve grande desenvolvimento apenas a partir do uso de dados sísmicos, oriundos da indústria do petróleo por volta dos anos 1960 a 1980 (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983; VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997). Além disso, destaca-se os dados geofísicos obtidos em cunhas de acreção de arcos de ilhas oceânicas, que permitiram a comparação, quase que direta, com orógenos antigos (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983).



**Figura 3.** Fotografias das etapas de deformações experimentais em areia, inicialmente não deformada. As camadas escuras são marcadores passivos. Fonte: (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983).

## **2. Características Mecânicas e Geometria**

De maneira geral, a mecânica de um cinturão de dobras e empurrões e da cunha de acreção, em um limite de placas convergente, assemelha-se ao movimento de um solo ou gelo empurrados por um trator. O material no interior da cunha deforma-se até atingir um estreitamento crítico, após o qual desliza de forma estável. A cunha continua a crescer à medida que mais material é adicionado a parte frontal\* da falha de cavalgamento (\*do inglês *toe*) (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983).

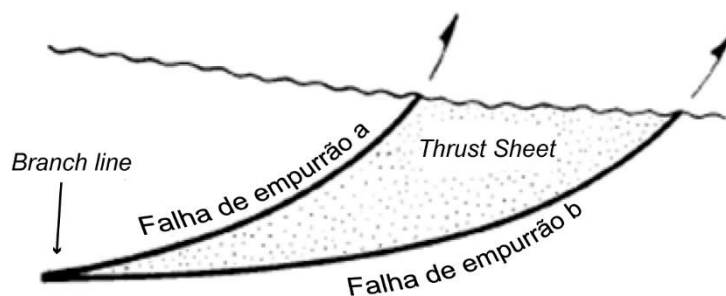
As características geométricas de um cinturão de dobras e empurrão são controladas pelas características mecânicas dos materiais envolvidos. De modo que, a geometria das estruturas dependerá da ductilidade geral da rocha que está sendo deformada e do contraste de ductilidade com as demais rochas subjacentes (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997). No caso de uma sequência sedimentar, por exemplo, uma camada de pelito deformará de maneira diferente de uma camada de arenito, uma vez que possuem propriedades mecânicas diferentes. O controle da

deformação associado a sucessão de camadas de rocha "fortes" e "fracas" recebe o nome de Estratigrafia Mecânica (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997). Assim, como diferentes configurações tectônicas desenvolvem diferentes estratigrafias mecânicas, os cinturões terão diferentes estruturas. Além disso, outras variáveis exercem influência na geometria final do cinturão e serão retomadas posteriormente.

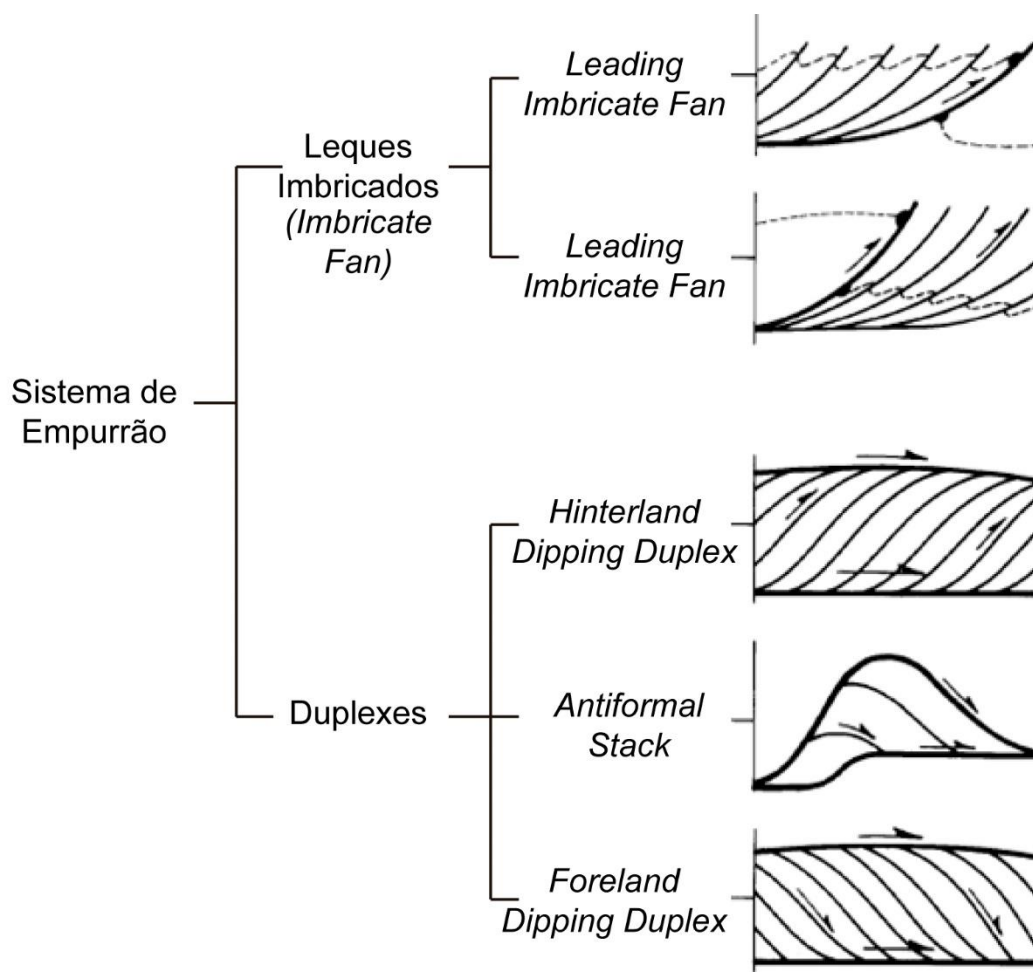
Um cinturão de dobras e empurrões, ou sistema de empurrão (do inglês '*thrust system*') refere-se à uma família de falhas de empurrão que estão relacionadas a uma única falha de *detachment* (em francês, *décollement*) (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997). *Detachment* em português significa "destacamento", uma vez que essa falha separa a rocha acima da falha, deformada, da rocha abaixo da falha, pouco deformada, durante o movimento (CHAPPLE, 1978; VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997). As rochas acima da falha são submetidas a uma forte compressão horizontal (CHAPPLE, 1978), e os dobramentos tendem a se desenvolver em rochas menos competentes, como xisto e evaporitos (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997).

Enquanto um sistema de empurrão é composto por uma família de falhas de empurrão, uma falha de empurrão, isoladamente, é conhecida como *thrust sheet* (lente ou camada de empurrão). Uma *thrust sheet* é delimitada por duas falhas de empurrão (**Figura 4**), podendo inclusive ter velocidades diferentes umas das outras (BOYER; ELLIOTT, 1982; ELLIOTT, 1976; WILKERSON, 1992). A configuração do conjunto de *thrust sheets* irá culminar no arranjo geométrico do sistema de empurrão, no qual dois extremos são conhecidos: os leques imbricados (*imbricate fans*) e as estruturas em duplex (**Figura 5**) (BOYER; ELLIOTT, 1982; VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997).

A linha (em três dimensões) ao longo da qual uma *thrust sheet* se conecta a um *detachment* subjacente é chamada de *branch line* (linha de ramificação). Ao passo que a linha em que a falha termina, ou seja, o deslocamento diminui para zero é chamada de *tip line* (linha de ponta).



**Figura 4.** Modelo didático de uma *thrust sheet*, delimitada por duas falhas de empurrão, no qual a *branch line* é a linha que as conecta com a falha de *detachment*. Fonte: modificado de BOYER; ELLIOTT (1982).

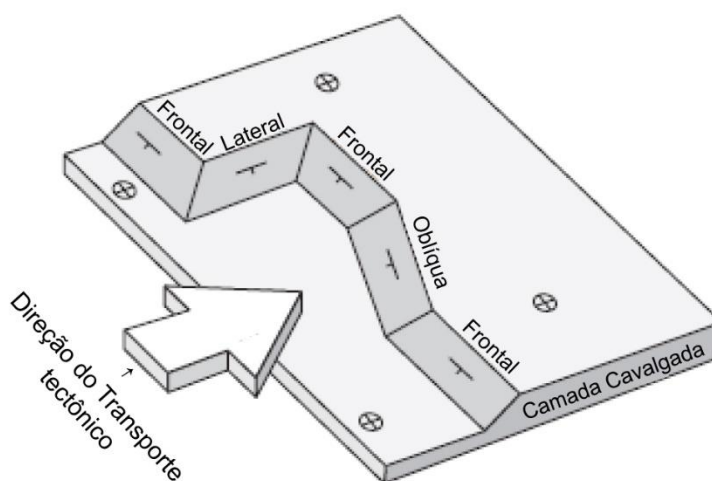


**Figura 5.** Classificação dos "Sistemas de Empurrão" (*Thrust systems*), com base nas estruturas geradas pelas *thrust sheets*. Fonte: modificado de BOYER; ELLIOTT (1982).

Em um cinturão de dobras e empurrões é comum a presença de uma *thrust sheet* dominante, de modo que as *thrust sheet* podem ter estratigrafia, deformação e grau metamórfico distintos entre si (BOYER; ELLIOTT, 1982). Entretanto dentro de um cinturão, a maioria das *thrust sheet* se movem no mesmo sentido, o qual é denominado de direção de transporte tectônico (VAN DER PLUIJM; MARSHAK,

1997). Além disso, a diferença de competência das litologias e de velocidade de transporte das *thrust sheets* podem gerar diferentes geometrias de deformação em um mesmo cinturão (**Figura 5**).

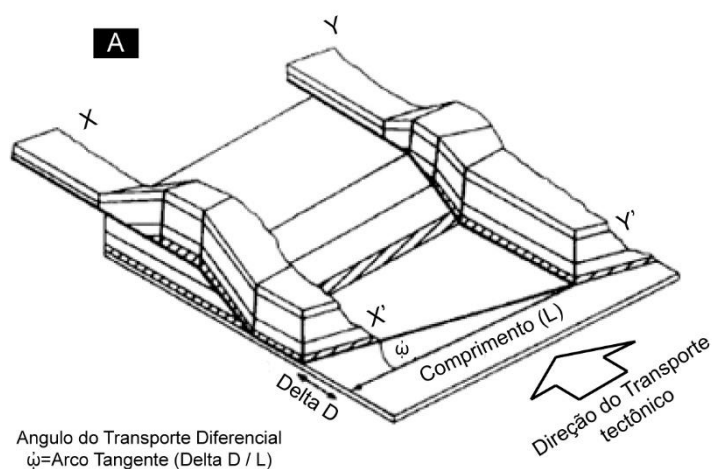
Outro fator importante que influencia a geometria dos cinturões é o ângulo de colisão entre os orógenos, objeto de estudo de diversos modelamentos matemáticos (DEWEY; HOLDSWORTH; STRACHAN, 1998; ELLIOTT, 1976; JONES et al., 2004; SANDERSON, 1982; SANDERSON; MARCHINI, 1984). Resumidamente, de maneira bastante simplificada, a variação da obliquidade da colisão resultará em diferentes tipos de “rampas” (**Figura 6**), de forma que, cada rampa influenciará de maneira singular na deformação de um cinturão (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997). Além disso, a inclinação (ângulo de mergulho) que a rampa terá também é afetada por fatores externos, sendo sensível, por exemplo, a pressão causada por fluidos (DAVIS; SUPPE; DAHLEN, 1983).



**Figura 6.** Bloco diagrama tridimensional que ilustra os diferentes tipos de rampas, as quais dependem da obliquidade da colisão (simbolizada pela seta de “direção do transporte tectônico”). Fonte: Modificado de VAN DER PLUIJM; MARSHAK (1997).

Como as *thrust sheets* geralmente possuem velocidades contrastantes (transporte diferencial), os cinturões de dobras e empurrões comumente representam uma linha sinuosa nos mapas geológicos, ao contrário de uma linha reta, como em uma falha normal, por exemplo. Entretanto, a diferença no transporte das *thrust sheets* pode ser medida a partir de duas secções transversais adjacentes, ao longo de qualquer segmento do cinturão (**Figura 7**) (WILKERSON, 1992). Assim, o ângulo entre elas é definido como o arco tangente da diferença de deslocamento entre as duas seções transversais, divididas pela distância que as separa (WILKERSON, 1992). Estudos de Wilkerson (1992) demonstram que as *thrust sheets* mantêm uma

continuidade lateral, em escala regional, se o ângulo entre elas não ultrapassar 35-40°, ao passo que, em ângulos maiores, elas se tornam separadas por falhas.

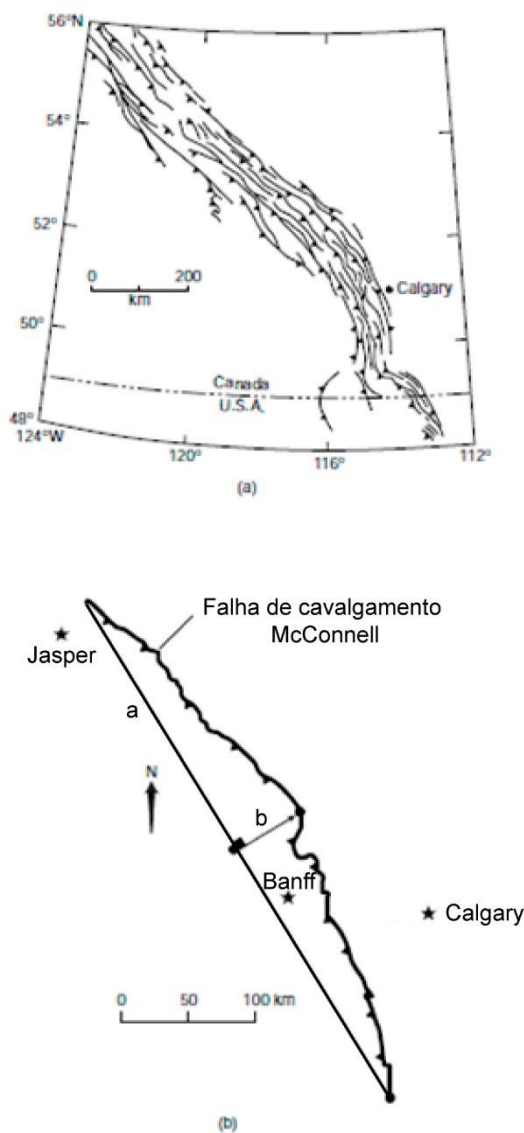


**Figura 7.** Transporte diferencial em Cinturões de dobras e empurrões: (a) diagrama tridimensional no qual parte da camada superior está cortada, para melhor ilustração e (b) diagrama de visualização em mapa.  $\psi$  é o ângulo de transporte diferencial, AD é deslocamento diferencial. Fonte: (WILKERSON, 1992).

### 3. Aspecto em escala de Mapa

Em mapas, o aspecto sinuoso dos cinturões de dobras e empurrões, desenvolve, de maneira aproximada, um padrão de “arco e flecha”, ou “regra do arco e flecha” (*Bow and Arrow rule*). Esta regra geral indica que o vetor de deslocamento máximo de um empurrão é a bissetriz normal de uma linha reta que une as duas extremidades do empurrão (ELLIOTT, 1976) (**Figura 8**). Além disso, a magnitude deste vetor de deslocamento é de 7 a 12% do comprimento dessa linha reta (ELLIOTT, 1976) (**Figura 8**). No entanto, a regra do Arco e flecha é uma generalização, sendo o comportamento do cinturão muito mais complexo, uma vez que provavelmente

envolve estruturas de acomodação da deformação das *thrust sheets* em escalas de detalhe (WILKERSON, 1992).



**Figura 8.** (a) Mapa esquemático dos traços de falhas de empurrão nas Montanhas Rochosas do Canadá. (b) A "regra de arco-flecha" aplicada a falha de McConnell, em Alberta (Canadá). Na maioria dos Cinturões de dobras e empurrões a razão  $b/a$  é 0,07 a 0,12. Fonte: (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 1997).

#### 4. Exemplos de Cinturões de Dobras e Empurrões em diferentes ambientes tectônicos

Devido ao fato de ocorrerem em ambientes geológicos variados, a configuração dos Cinturões de dobras e empurrões diferem entre si. Mais especificamente, Van der

Pluijm & Marshak (1997) sintetizaram 6 ambientes tectônicos que possibilitam a geração destes cinturões:

i) Antepaís de uma convergência do tipo Andina (*Foreland of an Andean-type convergent margin*): Como por exemplo os Andes, na América do Sul e o cinturão Sevier/Laramide, na América do Norte.

ii) Prismas acrescionários em fossa oceânica (*Accretionary prisms bordering a trench*): A maioria dos exemplos contemporâneos de prismas acrescionários estão debaixo d'água, contudo, existem alguns exemplos como a Ilha Kodiak, no Alaska.

iii) Antepaís de uma colisão continental (*Foreland sides of a collisional orogenic belt*): Como por exemplo, a província *Ridge and Valley*, nos Estados Unidos, as montanhas Jura, na Suíça e os Himalaias, na Ásia.

iv) Inversão de uma bacia de *rift* (*Inverted rift basins*): a exemplo dos montes Pireneus, entre a Espanha e a França.

v) Borda de uma bacia sedimentar de margem passiva (*Seaward edge of passive-margin sedimentary basins*): como por exemplo ao longo da costa Oeste do continente africano.

vi) Curvas de contração ao longo de uma grande falha transcorrente (*Restraining bends along large continental strike-slip fault*): como por exemplo a Cadeia Transversa no litoral sul da Califórnia, associada a falha de San Andres.



## CAPÍTULO III

### MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão apresentados os métodos e técnicas empregadas na caracterização das rochas estudadas no Complexo Metamórfico Porongos. A resolução de uma problemática está diretamente ligada a maneira com que ela é abordada e aos métodos utilizados nesse processo. Deste modo, a fim de se obter uma caracterização robusta da litologia utilizou-se as técnicas de detalhamento estrutural e coleta de amostras orientadas, nas etapas de campo. Além disso, as etapas laboratoriais envolveram, petrografia, geoquímica de rocha total e microssonda eletrônica. Assim, o uso integrado de diversos métodos auxiliaram, mesmo que pontualmente, no entendimento da evolução do Complexo Metamórfico Porongos.

#### **1. Trabalho de Campo**

Na subárea 1, o trabalho de campo foi constituído de 5 etapas, as quais somadas, resultaram em 19 dias, e 34 afloramentos estudados. A subárea 1 foi estudada em caráter de detalhe, em consequência dos poucos trabalhos realizados nessa porção do Complexo Metamórfico Porongos. A subárea 2, no entanto, já foi objeto de estudo de outros autores (JOST; BITENCOURT, 1980; JOST, 1981) e, nesse trabalho, apenas foram levantados dados com objetivo de comparar ambas unidades. Assim, realizou-se, na subárea 2, 2 etapas de campo que envolveram 5 dias no total e 8 afloramentos descritos.

##### **1.1 Detalhamento estrutural**

O detalhamento estrutural é utilizado a fim de se investigar feições sutis que não são consideradas em mapeamentos de escala mais regional ou para refinar e entender características que não foram elucidadas em outras escalas. Assim, dois afloramentos foram detalhados na subárea 1. A metodologia utilizada foi a limpeza dos afloramentos, a priori, seguido da elaboração de croquis e perfis com medidas sistemáticas. Os dados estruturais coletados, tais como foliações, lineações, indicadores cinemáticos, plano axiais e eixos de dobras foram as feições de enfoque do presente estudo, de modo que a notação utilizada foi a de “trama” (*dip/dip direction*). Os dados coletados foram tratados no software Stereo 32, enquanto os

esboços geológicos, bem como as fotografias, foram tratadas em Adobe Illustrator® e Adobe Photoshop®.

A localização dos dois afloramentos detalhadas são dadas pelas UTM's: Latitude: 6633569 / Longitude 326698 e Latitude: 6632723 / Longitude 326694, ambos no fuso 22J e DATUM Córrego Alegre. O primeiro trata-se do afloramento MAB 18, (ver **Figura 7** do artigo), enquanto que o segundo é o MAB 24 (ver **Figura 8** do artigo).

### 1.2 Coleta de amostras orientadas

Em estudos de detalhe estrutural a coleta de amostras orientadas é de suma importância, uma vez que permitem a interpretação correta dos indicadores cinemáticos. Deste modo, com exceção das amostras coletadas para geoquímica, as demais foram coletadas orientadas. Assim, isso viabilizou o corte das amostras paralela a lineação e perpendicular à foliação, tornando possível a observação do plano XZ.

## **2. Petrografia**

Para este estudo, 34 lâminas foram confeccionadas paralelas aos eixos XZ do elipsóide de deformação das amostras, no Laboratório de Preparação de Amostras do IG-UFRGS, das quais 27 lâminas são da subárea 1 e 7 da subárea 2. Soma-se a esse montante, duas lâminas paralela aos eixos XY elipsóide de deformação nas amostras da subárea 2, para investigação da relação entre  $L_1$  e  $L_2$ .

A descrição das sessões delgadas foi realizada em microscópio de luz transmitida Olympus BX-51, acoplado a uma câmera Olympus UC-30, que foi utilizada na obtenção das fotomicrografias. O reconhecimento da mineralogia, das microestruturas da rocha e a descrição dos indicadores cinemáticos foram os aspectos abordados na petrografia. A quantificação modal da mineralogia tornou-se dificultada devido à complexidade em diferenciar quartzo plagioclásio e feldspato potássico na matriz de rocha, extremamente fina, assim, optou-se pela utilização de geoquímica de rocha total, para informações sobre os teores dos elementos químicos.

## **3. Geoquímica de Rocha Total**

Para a caracterização geoquímica, foram analisadas 8 amostras de rocha total no laboratório *Activation Laboratories Ltd.* (Actlabs), na cidade de Ancaster, no Canadá, sendo 6 amostras de rocha metavulcânica da subárea 1 e 2 amostras da subárea 2. As técnicas utilizadas foram fluorescência de raio-X (XRF) para determinação dos elementos maiores e espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) na obtenção dos teores dos elementos traços.

#### **4. *Microsonda Eletrônica***

Devido à ausência de paragênese mineral metamórfica nas rochas metavulcânicas estudadas, foram realizadas análises de microsonda eletrônica em duas lâminas. Assim, a partir da composição dos minerais, é possível obter informações sobre as condições metamórficas da litologia. Deste modo, uma amostra da subárea 1 e uma da subárea 2 foram analisadas em uma Microsonda Eletrônica CAMECA SXFive, na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, com condições analíticas de 15 KeV e tamanho do feixe de 5  $\mu\text{m}$ .

## CAPÍTULO IV

ARTIGO SUBMETIDO AO *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES***A structural, petrographic and geochemical study of metavolcanic rocks from the eastern part of Porongos Metamorphic Complex in southern Brazil**

Matheus Ariel Battisti<sup>1\*</sup>, Maria de Fátima Bitencourt<sup>1</sup>, Giuseppe Betino De Toni<sup>1</sup>,  
Lauro Valentim Stoll Nardi<sup>1</sup>, Jiří Konopásek<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, 91500-000, Brasil.

<sup>2</sup> Department of Geosciences, UiT The Arctic University of Norway in Tromsø, Dramsveien 201, 9037 Tromsø, Norway.

\*Corresponding author. E-mail: [matheus.battisti@ufrgs.br](mailto:matheus.battisti@ufrgs.br); Phone: +5551981269469

**Abstract**

This paper focuses on the metavolcanic rocks from the eastern end of the Porongos Metamorphic Complex (PMC), exposed in the southern part of the Neoproterozoic Mantiqueira Province, Brazil. In order to investigate the structural and kinematic history of this part of PMC, detailed structural mapping, petrography, whole-rock and mineral geochemistry were carried out. Metavolcanic rocks from Encruzilhada do Sul (subarea 1) and Cerro do Alemão (subarea 2) are dacites and rhyolites bearing a geochemical imprint of arc magmatism at the age of ca. 790 Ma. A correlated volcanism and similar deformational phases are recorded in the Várzea do Capivarita Complex (VCC), although at higher metamorphic grade. Structural investigation of the area reveals that the main deformation phase D<sub>1</sub> is a compressive phase and reached the metamorphic peak at amphibolite facies conditions. D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> are late deformation phases which develop folds and axial plane cleavages. The most conspicuous D<sub>1</sub> structure is an alternating of S<sub>1</sub> and mylonitic-S<sub>1</sub> and suggest preferential sub-horizontal shear bands, interpreted as related to a fold and thrust belt evolution. The scattering of stretching lineation (L<sub>1</sub>) along a great circle in stereoplots is interpreted as a result of shearing along these planes, similar to what is described for the progressive deformation of VCC

36 nearby. The present dataset supports the interpretation that the volcano-sedimentary  
37 register of Porongos Metamorphic Complex and Várzea do Capivarita Complex  
38 possibly shared a common sedimentary basin taken to different crustal levels by  
39 deformation. A W-directed collisional event at 650 Ma metamorphosed the rocks and  
40 generated thrust-folds in both complexes, and placing them side by side at the same  
41 crustal level. As indicated by recent studies, a younger metamorphic event of  $578 \pm$   
42 1.6 as minimum age, must have folded the eastern part of PMC generating shallow-  
43 level folds, and thrusting the rocks on the eastern side to place them on top of western-  
44 side rocks of PMC.

45

46 Keywords: Porongos Metamorphic Complex, Várzea do Capivarita Complex, Volcano-  
47 sedimentary basins, fold and thrust belts

## 48 1. Introduction

49

50 The deformational evolution of volcano-sedimentary basins record singular data  
51 about the geological history of an area. However, the understanding of such evolution  
52 sometimes becomes difficult due to the involved processes, mainly in orogenies, such  
53 as those preserved in fold and thrust belts (Boyer and Elliott, 1982; Davis et al., 1983;  
54 Sanderson, 1982). This is because of recurrent changes of contractional and  
55 extensional periods, stratigraphic inversions, erosive processes and syn-deformational  
56 sedimentation/volcanism which are characteristic of such environments (Davis et al.,  
57 1983; Van der Pluijm and Marshak, 1997).

58 Fold and thrust belts occur worldwide in a variety of tectonic settings (Boyer and  
59 Elliott, 1982). Additionally, the deformation associated with fold and thrust belts may  
60 occur at different filling stages of a volcano-sedimentary basin (pre/syn/post-collisional)  
61 and contain important information about the sedimentary and tectonic environment  
62 active in that period of time. However, deformation and metamorphism of collisional  
63 environments can be drastic, involving processes of oblique collision, transpression,  
64 exhumation and even juxtaposition of different crustal levels, making difficult the  
65 reconstitution of the original basin (Dewey et al., 1998; Jones et al., 2004; Sanderson  
66 and Marchini, 1984).

67 Collisional environments are abundant in Neoproterozoic times, overspread in all  
68 continents (Satish-Kumar et al., 2013). The Dom Feliciano Belt (DFB) (Fig. 1), in  
69 southern Brazil and Uruguay is a result of Neoproterozoic collisions related to the  
70 Gondwana supercontinent and, therefore, shows a complex structural evolution (Oriolo  
71 et al., 2017; R. Philipp et al., 2016; Silva et al., 2005). Thereby, multi-approach studies  
72 of structural geology, geochemistry, geochronology and other techniques are relevant  
73 to understand the DFB evolution.

74 Recent geochronological and provenance studies in the Dom Feliciano Belt hint  
75 at the possibility of part of the protoliths of metasedimentary and metaigneous rocks of  
76 the Porongos Metamorphic Complex (PMC) and the Várzea do Capivarita Complex  
77 (VCC) (Fig. 1B) have been deposited in the same sedimentary environment (Gruber,  
78 2016; Gruber et al., 2016; Martil, 2016; Martil et al., 2017).

79 However, detailed structural studies are scarce in both units, and especially in  
80 the Porongos Metamorphic Complex. In some divisions proposed for the DFB  
81 (Fragoso-Cesar et al., 1986; Fernandes et al. 1992; Hartmann et al. 2007), the PMC  
82 is placed in the Central Domain (schist belt) while the VCC is placed in the Eastern

83 Domain (granitic batholith) (Fig. 1A). Such difference is possibly due to the lack of  
84 information about the structural geology of the Belt.

85 The provenance study of Gruber (2016) demonstrated that the sources of  
86 sedimentation in both complexes were of similar ages. In the same way, Martil et al.  
87 (2016a) and Martil et al. (2017) recognized similarities in geochemical signatures,  
88 igneous ages and inheritance ages in metaigneous rocks of both complexes. However,  
89 the difference in the metamorphic grade of the two complexes is still poorly understood  
90 (Fig 1).

91 This paper presents a structural, petrographic and geochemical characterization  
92 of metamorphosed igneous rocks located along the eastern edge of the Porongos  
93 Metamorphic Complex. The studied rocks comprise the metavolcanic rocks of two  
94 discontinuous areas of PMC nearest to the Várzea do Capivarita Complex (Fig. 1B)  
95 which we have assigned as Subarea 1, near the town of Encruzilhada do Sul, and  
96 Subarea 2, in the locality of Cerro do Alemão (Fig 1B). Moreover, the study area  
97 represents a border region between the Central and Eastern domains of the Dom  
98 Feliciano Belt.

99

## 100 **2. Geological Setting**

101

### 102 ***2.1. Geology of the Southern Mantiqueira Province***

103

104 The Mantiqueira Province (MP) (Almeida et al. 1981) lies along the South  
105 American coast from south of Bahia, in Brazil, to Uruguay. The southern portion of this  
106 province in Brazil is located in the states of Santa Catarina and Rio Grande do Sul and  
107 it is known as the Dom Feliciano Belt (Fig. 1). The basement of DFB is Archaean to  
108 Paleoproterozoic  $2.7 \pm 17$  Ga (igneous age, Hartmann et al. (2000) in Rio Grande do  
109 Sul and 2.5-2.1 Ga (igneous age, Hartmann et al. 1999) in Santa Catarina (Fig. 1A).

110 The overall architecture of the Mantiqueira Province has developed in  
111 Neoproterozoic times as a result of collisional processes related to the generation of  
112 the Gondwana supercontinent (Oriolo et al., 2017; Ramos et al., 2017; Rapela et al.,  
113 2011; Satish-Kumar et al., 2013). This tectonic event, reported in the literature as  
114 “Brasiliano / Pan-African Cycle” (900-500 Ma) was responsible for the metamorphism  
115 of the basement and formation of most of the Neoproterozoic (Tonian, Cryogenian and  
116 Ediacaran) rock units that make up the Province (Basei et al., 2010; Silva et al., 2005).

117 The Dom Feliciano Belt, in Rio Grande do Sul is usually divided in Western,  
118 Central and Eastern domains (Fig. 1A) (Fernandes et al., 1992; Fragoso-Cesar et al.,  
119 1986). The oldest rocks of the Belt crop out in the Western Domain (Hartmann et al.,  
120 1999; Philipp et al., 2016). Moreover, the Western Domain comprises arc-related rocks  
121 of Tonian-Cryogenian ages (Fig. 1A) (750-680 Ma - (Babinski et al., 1997; Nardi and  
122 Bitencourt, 2007; Philipp et al., 2016).

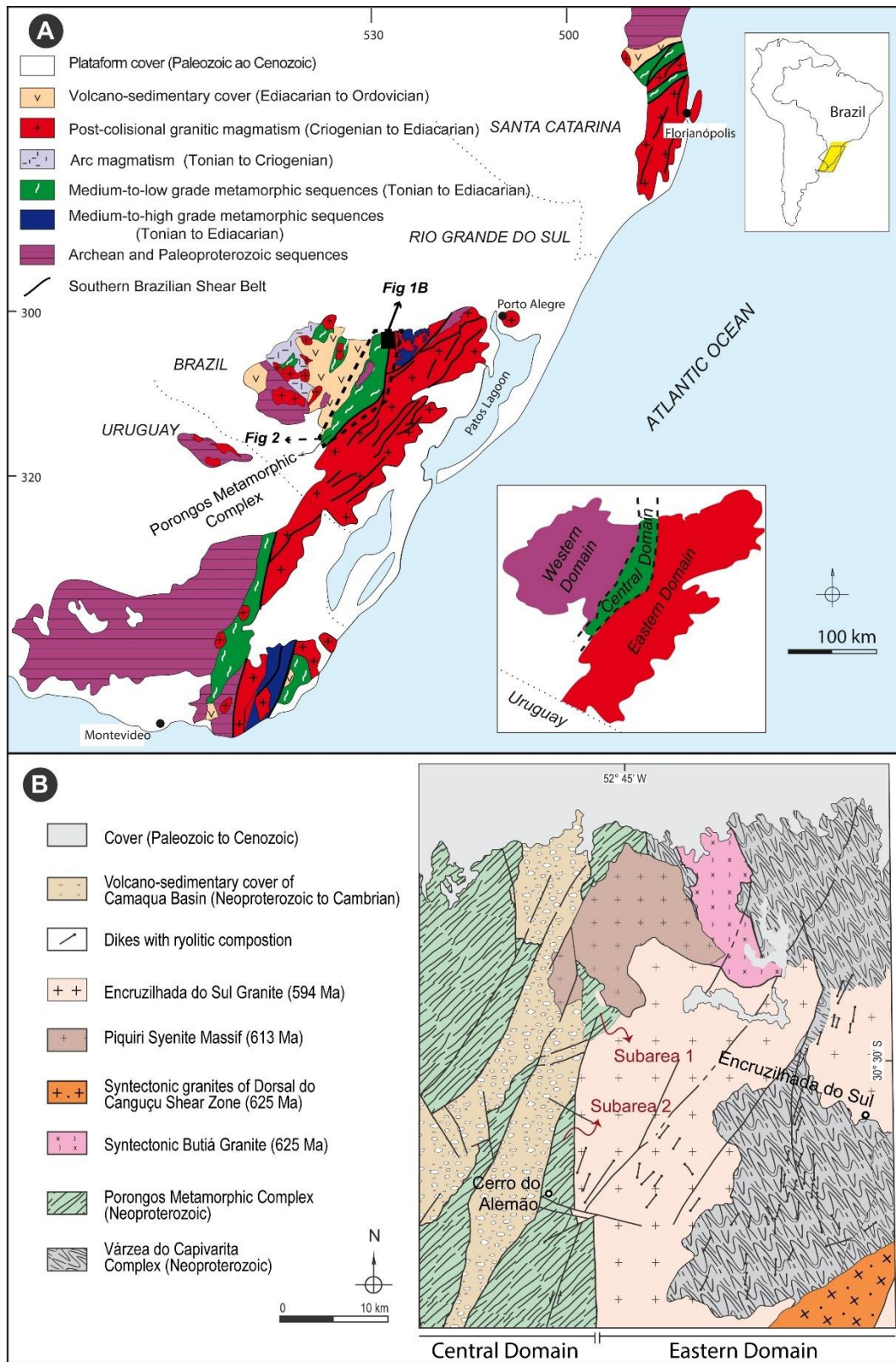
123 The Central Domain comprises mainly Tonian to Ediacarian metamorphosed  
124 volcano-sedimentary sequences of low to medium metamorphic grade grouped in the  
125 Porongos Metamorphic Complex (Jost, 1981; Jost and Bitencourt, 1980).  
126 Paleoproterozoic (2.26-2.0 Ga) rocks are locally found as basement nuclei in these  
127 areas (Fig. 1A) (Camozzatto et al., 2013; Hartmann et al., 2003; R. Philipp et al., 2016;  
128 Philipp et al., 2008). Additionally, late-orogenic, Ediacaran to Ordovician (630-510 Ma)  
129 volcano-sedimentary rocks are exposed (Paim et al., 2014) (Fig. 1B).

130 The Eastern Domain features mainly granitic rocks interpreted as a post  
131 collisional granitic belt (Bitencourt and Nardi 1993; Bitencourt and Nardi 2000; Philipp  
132 and Machado, 2002). Such magmatism was controlled, in successive stages, by a  
133 lithospheric scale discontinuity referred to as the Southern Brazilian Shear Belt (SBSb)  
134 active between 650 and 580 Ma (Bitencourt and Nardi, 2000; Nardi and Bitencourt,  
135 2007). Its activity is associated with transpressive tectonics at the end of the  
136 Brasiliano/Pan-African Cycle. Paleoproterozoic rocks with age between 2.2 and 2.0 Ga  
137 (Leite et al., 2000; Gregory et al., 2015) (Fig. 1A) found in this domain. are interpreted  
138 to represent roof pendants on the Neoproterozoic igneous rocks (Gregory et al., 2015;  
139 Philipp et al., 2016). Other roof pendants from this domain comprise high grade  
140 metamorphic rocks of the Várzea do Capivarita Complex (Fig. 1 B) on Neoproterozoic  
141 granites (Philipp et al., 2016; Martil et al., 2017). The Várzea do Capivarita Complex is  
142 represented by tectonically interleaved orthogneisses and paragneisses of Tonian age,  
143 and the metaigneous rocks are interpreted as an association of mature magmatic arc  
144 (Martil et al., 2017, 2011). Recent studies by Martil et al. (2017) have shown  
145 geochemical similarities of the high-grade orthometamorphic rocks of the Várzea do  
146 Capivarita Complex and the low/medium grade metavolcanic rocks of the Porongos  
147 Metamorphic Complex suggesting that both complexes could have been generated  
148 from the same magmatic source. In addition, provenance studies of metasedimentary  
149 rocks in both complexes also showed similarities between them (Gruber, 2016).

150 The study area features acid metavolcanic rocks of low to medium metamorphic  
151 grade attributed to the Porongos Metamorphic Complex (PMC) (Fig 1B). The studied



152 metavolcanics of Subarea 1 are limited by the Neoproterozoic rocks of the Piquiri  
153 Syenite Massif ( $611 \pm 3$  Ma - Pb-Pb in zircon, Philipp and Machado 2002) to the north,  
154 northwest and east and covered by the volcano-sedimentary rocks of the Camaquã  
155 Basin to the southwest, and by the Encruzilhada do Sul Granite, to the south ( $594 \pm 5$   
156 Ma - U-Pb TIMS zircon age, Babinski et al., 1997) (Fig 1B). The metavolcanics from  
157 Subarea 2 are also limited by the Encruzilhada do Sul granite and partly covered by  
158 the volcano-sedimentary rocks of the Camaquã Basin to the west, of Ediacarian-  
159 Ordovician sedimentation age (Paim et al. 2014).  
160



161  
162  
163  
164  
165  
166

Figure 9. a) Main tectonic domains of the southern Mantiqueira Province, called Dom Feliciano Belt (modified by Bitencourt and Nardi, 2000); DFB domains in Rio Grande do Sul state shown in the inset. b) Regional setting of the study areas.

## 2.2. Geology of the Porongos Metamorphic Complex

167  
168  
169  
170  
171  
172  
173  
174  
175  
176  
177  
178  
179  
180  
181  
182  
183  
184  
185  
186  
187  
188  
189  
190  
191  
192  
193  
194  
195  
196  
197  
198  
199  
200  
201

The Porongos Metamorphic Complex (PMC) is a NE-trending elongate belt 170 km long and 15 to 30 km wide (Jost 1981), located in the Central Domain of the Dom Feliciano Belt (Fig 1A). The PMC is an association of supracrustal rocks metamorphosed at lower greenschist to medium-upper amphibolite facies, composed mainly of metasedimentary and metavolcanic rocks, deformed granitoids and ultramafic lenses (Fig. 2) (Jost and Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Marques et al., 2003; Zvirtes, 2012).

Four domains are recognized in the Porongos Metamorphic Complex on account of the regional-scale antiformal structures named Capané Antiform, Serra dos Pedrosas Antiform, Santana da Boa Vista Dome and Godinho Antiform (Fig. 2). Despite widely-accepted regional features, the detailed structural evolution of the complex remains poorly understood. The pre-Neoproterozoic basement (Encantadas Complex) is only exposed in the core of the Santana da Boa Vista Dome and in the Godinho Antiform (Fig. 2) (Jost, 1981; Jost and Bitencourt, 1980; Philipp et al., 2013; Philipp et al., 2016).

Four deformation phases are established in the PMC by Jost (1981). The main structural element is a NE-trending schistosity ( $S_2$ ) related to the development of isoclinal folds during  $D_2$ , and later studies agree with this interpretation (Machado et al., 1987; Porcher and Fernandes, 1990; Remus et al., 1990, 1987). Porcher and Fernandes (1990) and Remus et al. (1990) describe a progressive deformation from  $D_1$  to  $D_2$ . Saalman et al. (2006) also suggest the progressive character of the early deformation phases, although they mention three of them, instead of two. According to Jost (1981) and Jost and Bitencourt (1980), a thrust fault has thrown the eastern rocks over the western rocks of the Encantadas Complex (Fig. 2) during  $D_3$ , when NW-verging nappes were formed. Saalman et al. (2006) mention that the thrusting occurred under retrograde metamorphic conditions, unlike Jost (1981) who suggested similar metamorphic conditions for  $D_2$  and  $D_3$  deformation phases.

The development of the Santana da Boa Vista dome, according to Jost and Bitencourt (1980), is related to phase  $D_2$ , whilst the Serra dos Pedrosas Antiform is related to phase  $D_4$  and is conceived as a shear-related, regional drag fold (Jost, 1981). Other studies suggest that the regional scale structures result from dome-and-basin interference pattern (Ramsay and Huber, 1987) resulting from the overprint of late phases ( $D_3$  and  $D_4$  - Machado et al. 1987; Mello et al. 1987; Remus et al. 1987). Remus

202 et al., (1990) discuss basement uplift as the result of transpressional doming  
203 associated with the evolution of ductile shear zones during D<sub>3</sub>. Saalman et al. (2005;  
204 2006) suggest that the antiformal geometry of the Santana da Boa Vista region results  
205 from NW-verging fold-thrust (D<sub>4</sub>) followed by a brittle-ductile-phase (D<sub>5</sub>).

206 Metamorphic grade in the PMC ranges from greenschist to amphibolite facies  
207 and increases from west to east (Jost 1981; Lenz 2006; Marques and Caravaca 1994;  
208 Porcher and Fernandes 1994). Cerro do Facão metapelites, at the eastern border,  
209 record the highest metamorphic grade of the complex (Fig. 2), represented by the  
210 assemblage quartz-muscovite-biotite-staurolite-chlorite-andalusite (Jost, 1981; Lenz,  
211 2006; Marques and Caravaca, 1994). In its central part, the PMC shows low-pressure  
212 metamorphism recorded by andalusite and cordierite, whilst the northern (Capané  
213 Antiform) and southern regions show intermediate pressure metamorphism (Jost and  
214 Bitencourt, 1980; Porcher and Fernandes, 1994).

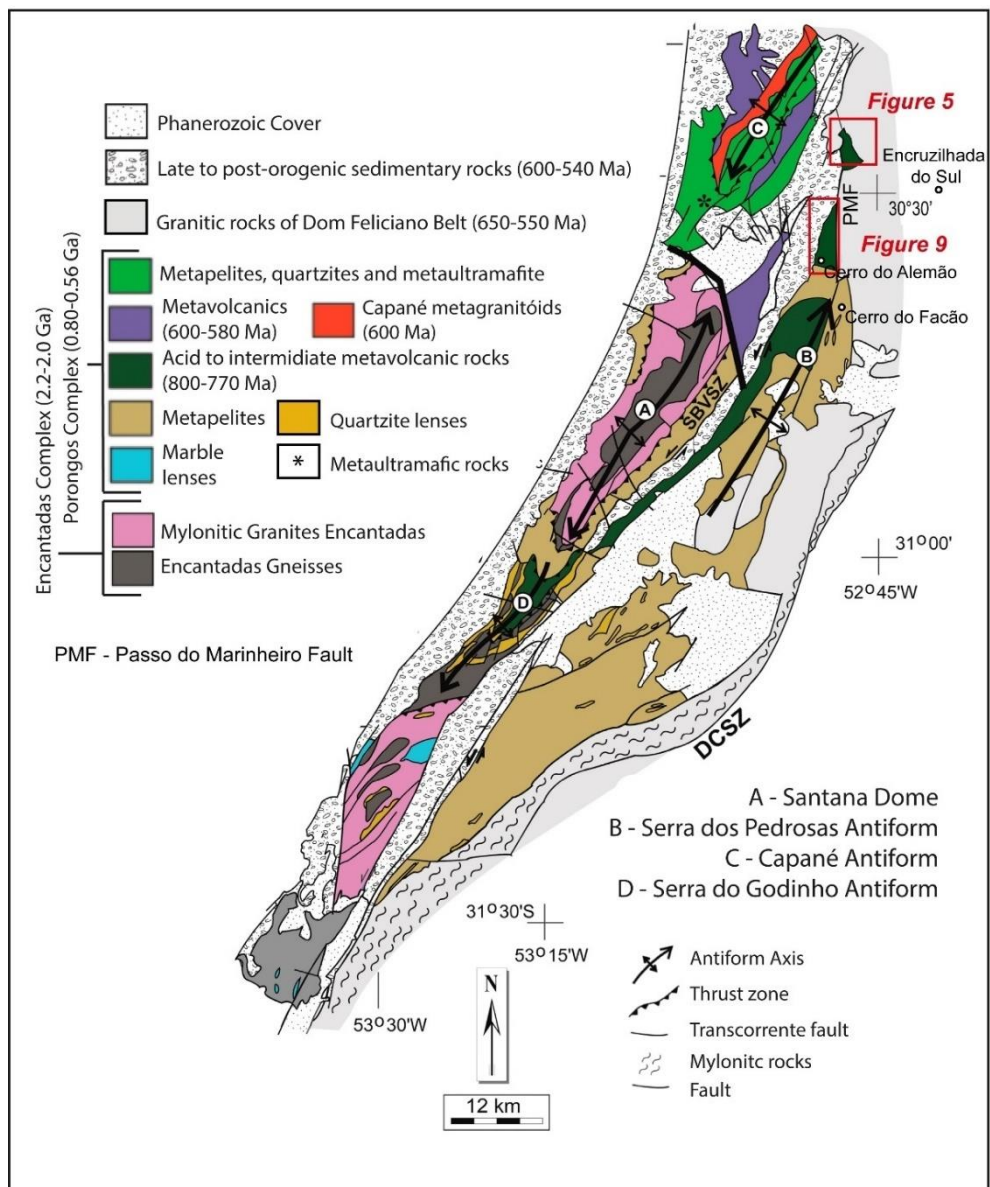
215 Detailed studies carried out in the Serra dos Pedrosas Antiform suggest three  
216 metamorphic events in PMC (Lenz, 2006): a regional metamorphism (M1), which  
217 reached the metamorphic peak; a contact metamorphism (M2) in the Cerro do Facão  
218 rocks, associated with Neoproterozoic granite intrusion; and a retrograde, exhumation  
219 event (M3). The main metamorphic event (M1) was dated at  $658 \pm 26$  Ma (Rb-Sr in  
220 muscovite and whole-rock - Lenz, 2006).

221 Provenance studies suggest that the PMC was originally composed of two  
222 sedimentary sequences with distinct sources (Gruber et al., 2011; Höfig et al., 2017;  
223 Pertille et al., 2017, 2015a). Data from the Santana da Boa Vista region indicate  
224 sources of Archaean (2.9 Ga), Paleoproterozoic (2,2-1,8 Ga) and Mesoproterozoic (1,5  
225 and 1,0 Ga) ages, and no Neoproterozoic record. In contrast, the rocks from northern  
226 PMC (Capané Antiform) exhibit Paleoproterozoic, as well as Neoproterozoic sources,  
227 with younger ages ranging from 800 to 570 Ma (Gruber et al., 2011; Hartmann et al.,  
228 2004; Höfig et al., 2017; Pertille et al., 2015a, 2015b). Such data has led Höfig et al.  
229 (2017) to suggest that the Porongos Metamorphic Complex is composed of two basins  
230 filled at different time periods and slightly different tectonic evolution.

231 Similar to the provenance data, intermediate to acid metavolcanic rocks have  
232 contrasting igneous ages in different regions of the complex (Fig. 2). Studies in the  
233 central and eastern regions of the PMC mention igneous ages for the metavolcanic  
234 rocks around 780 Ma (Martil et al., 2016a; Saalman et al., 2005), whilst other studies  
235 in the northern portion of the PMC (Capané Antiform) mention ages of  $578 \pm 1.6$  and  
236  $601 \pm 2.6$  Ma (LA-MC-ICP-MS in zircon) (Kohlrausch, 2013). Such dataset shows that

237 the igneous activity, as well as the late sedimentation in Capané Antiform is younger  
 238 than the metamorphic peak recorded in the eastern portion of the Porongos Complex  
 239 ( $658 \pm 26$  Ma - Lenz, 2006). Although one must take into account the uncertainties  
 240 related to different age-dating methods, the available data suggest the presence of two  
 241 diachronic metamorphic events in the Porongos Complex.

242 Metavolcanic rocks are found in several parts of the Porongos Metamorphic  
 243 Complex. In the studied areas their contact with the adjacent rocks are mainly tectonic  
 244 (Fig. 2). However, in Subarea 1, close to the eastern contact with the Piquiri Syenite  
 245 Massif, the PMC metavolcanic rocks are affected by contact metamorphism (Martil,  
 246 2007).  
 247



248  
 249

250 Figure 10. Geological map of Porongos Metamorphic Complex and Encantadas Complex (modified after  
 251 Philipp et al., 2016).

### 252 **3. Materials and Methods**

253

254 In order to investigate the structural and kinematic history of this part of PMC,  
255 detailed structural mapping and petrographic analyses were carried out. Additionally,  
256 whole-rock geochemistry and electron microprobe analyses were performed in order  
257 to enable a better characterization of lithological variation and metamorphic grade.

258 Structural detail studies were performed at two outcrops of Subarea 1, where  
259 no previous data were available. Previous data from Subarea 2, in the region of Cerro  
260 do Alemão, were available from the papers of Jost and Bitencourt (1980) and Jost  
261 (1981), so this paper focuses mainly on the metavolcanic rocks of Subarea 1.

262 Petrographic data encompasses mineralogy, microstructures and kinematic  
263 indicators. However, whole-rock geochemical analyses are necessary because the  
264 rock matrix is extremely fine-grained and the rock composition is difficult to estimate at  
265 the microscope.

266 Major and trace element analyses were carried out at AcmeLabs™, Ancaster,  
267 Canada, using the techniques of X-ray Fluorescence for major elements and ICP-MS  
268 (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) for trace and rare earth elements.  
269 Six samples from Subarea 1 and two samples from Subarea 2 were analyzed.

270 Due to the absence of diagnostic mineral assemblages in the metavolcanic  
271 rocks, electron microprobe analyses of two thin sections were performed in order to  
272 estimate the metamorphic conditions based on mineral compositions. The analyses  
273 were carried out at Universidade Federal do Rio Grande do Sul, in a CAMECA SXFive  
274 microprobe with analytical conditions of 15 KeV and beam size of 5 µm. Mineral  
275 classifications were established using “GabbroSoft” (2012).

276

### 277 **4. Geological features at mesoscopic scale**

278

#### 279 **4.1. Subarea 1**

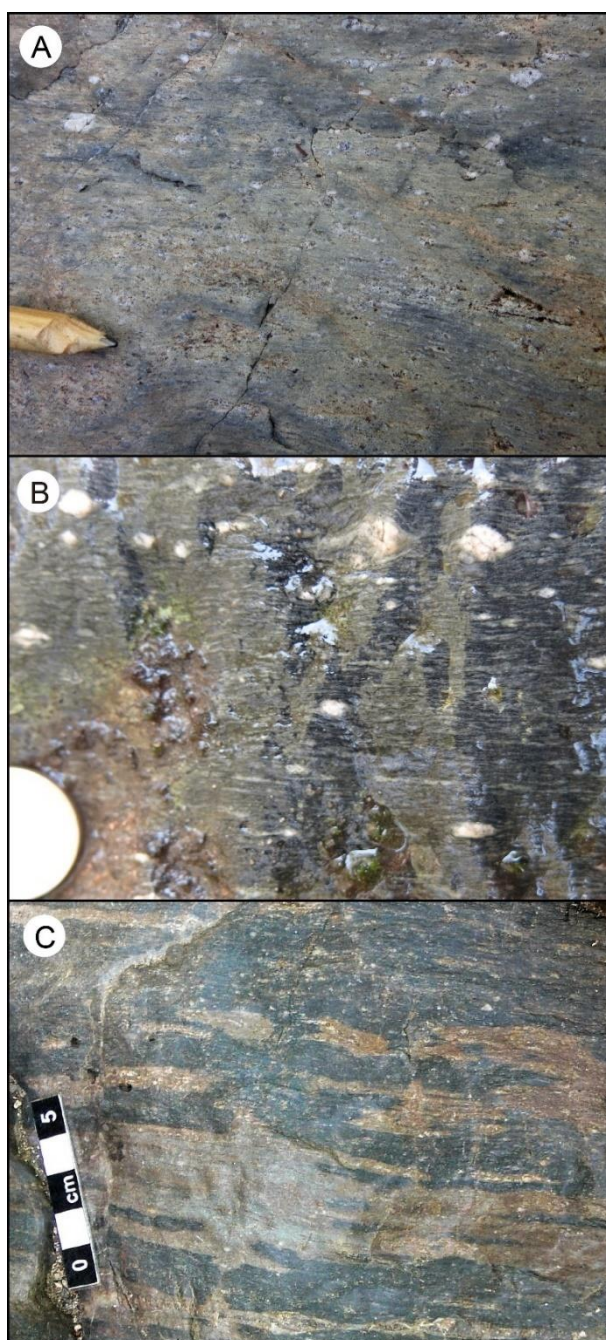
280

281 Subarea 1 comprises strongly-foliated, light-gray to dark-gray acid  
282 metavolcanic rocks containing phenocrysts of blue quartz and feldspar dispersed in  
283 a fine-grained, granolepidoblastic matrix (Fig. 3A). Quartz phenocrysts are often  
284 stretched, whilst feldspars are fractured. The matrix is composed of quartz, feldspar  
285 and biotite, the latter mostly in mm-thick, irregular layers. In some places the rock

286 exhibits a mylonitic structure (Fig. 3B) and rotated feldspar porphyroclasts commonly  
287 show tails of recrystallized quartz.

288 At the easternmost part of the Subarea 1, the rock locally contains amphibole.  
289 In such localities the rocks also show light green calc-silicate lenses interleaved with  
290 the metavolcanic quartz-feldspathic material. Calc-silicate lenses are composed of  
291 clinopyroxene, quartz, feldspar, opaque minerals, titanite and occasionally garnet.  
292 These lenses are mm-thick and rather discontinuous, interleaving with cm-thick bands  
293 of metavolcanic rock (Fig. 3C).

294



295  
296  
297  
298

Figure 11 a) Metavolcanic rock. b) Mylonitic metavolcanic rock. c) Metavolcanic rock (black) interleaved with discontinuous calc-silicate layers (green).

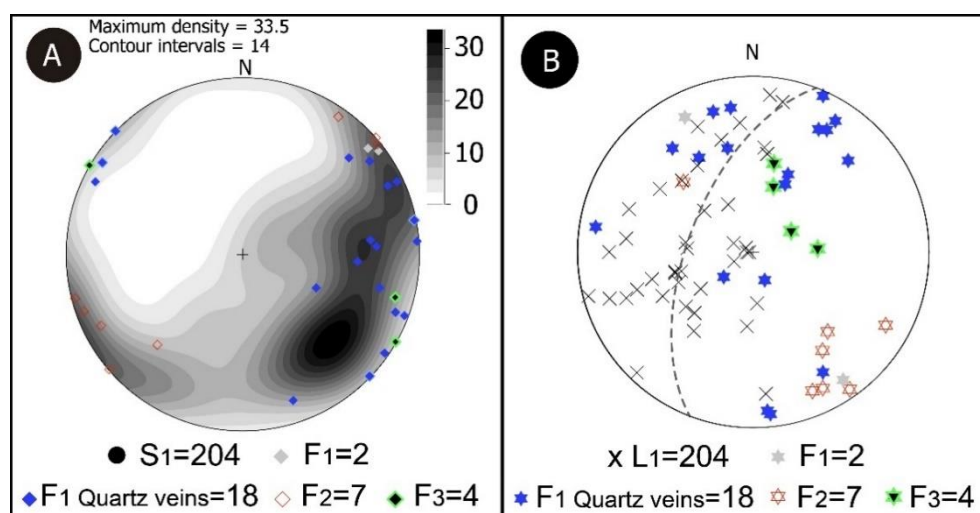
299 The main structures found in Subarea 1 were developed during the first  
 300 deformation phase, D<sub>1</sub>. S<sub>1</sub>, L<sub>1</sub> and F<sub>1</sub> were formed at metamorphic peak conditions, as  
 301 marked by the mineral assemblage of calc-silicate lenses interleaved with  
 302 metavolcanic rock (Fig 3C).

303 S<sub>1</sub> is the main planar structure in Subarea 1 and it is a N-NW-trending  
 304 penetrative schistosity, sometimes enhanced by mylonitic structures, which dips at low  
 305 to high angles to the SW and NE (Fig. 4A). Bands of mylonitic-S<sub>1</sub> alternate with bands  
 306 of non-mylonitic S<sub>1</sub> (schistosity) all over Subarea 1. As a result, mylonitic rock slices of  
 307 variable thicknesses are formed, dominantly at decametre scale. Foliation S<sub>1</sub> often  
 308 bears a stretching lineation L<sub>1</sub> marked by elongate quartz crystals, and sometimes also  
 309 feldspar. Its orientation is scattered along a great circle, although with very large  
 310 dispersion (Fig. 4B). In places where the mylonitic structure is present, L<sub>1</sub> is also  
 311 marked by rotated quartz and feldspar porphyroclasts.

312 F<sub>1</sub> folds are intrafolial isoclinal folds, frequently with boudinaged limbs and the  
 313 hinges often thickened by coalescence of two or more fold hinges. F<sub>1</sub> has NW-trending  
 314 axial plane with variable plunge of the axis and is often evidenced in folded quartz  
 315 veins (Fig 5A, B).

316 The most conspicuous D<sub>2</sub> structures are F<sub>2</sub> folds and locally S<sub>2</sub> axial-planar  
 317 cleavage. F<sub>2</sub> are metre-size upright, open folds with low to moderately-plunging hinge  
 318 line and NW-trending axial plane (Fig 5C). The associated planar feature, S<sub>2</sub>, is a  
 319 poorly-developed cleavage, locally showing cataclastic features (Fig 5C).

320 Deformation phase D<sub>3</sub> comprises F<sub>3</sub> folds, oriented perpendicular to F<sub>2</sub>. They  
 321 are decametric, reclined to vertical open folds which sometimes develop cataclastic  
 322 features along NE-trending axial planes (Fig. 5D).



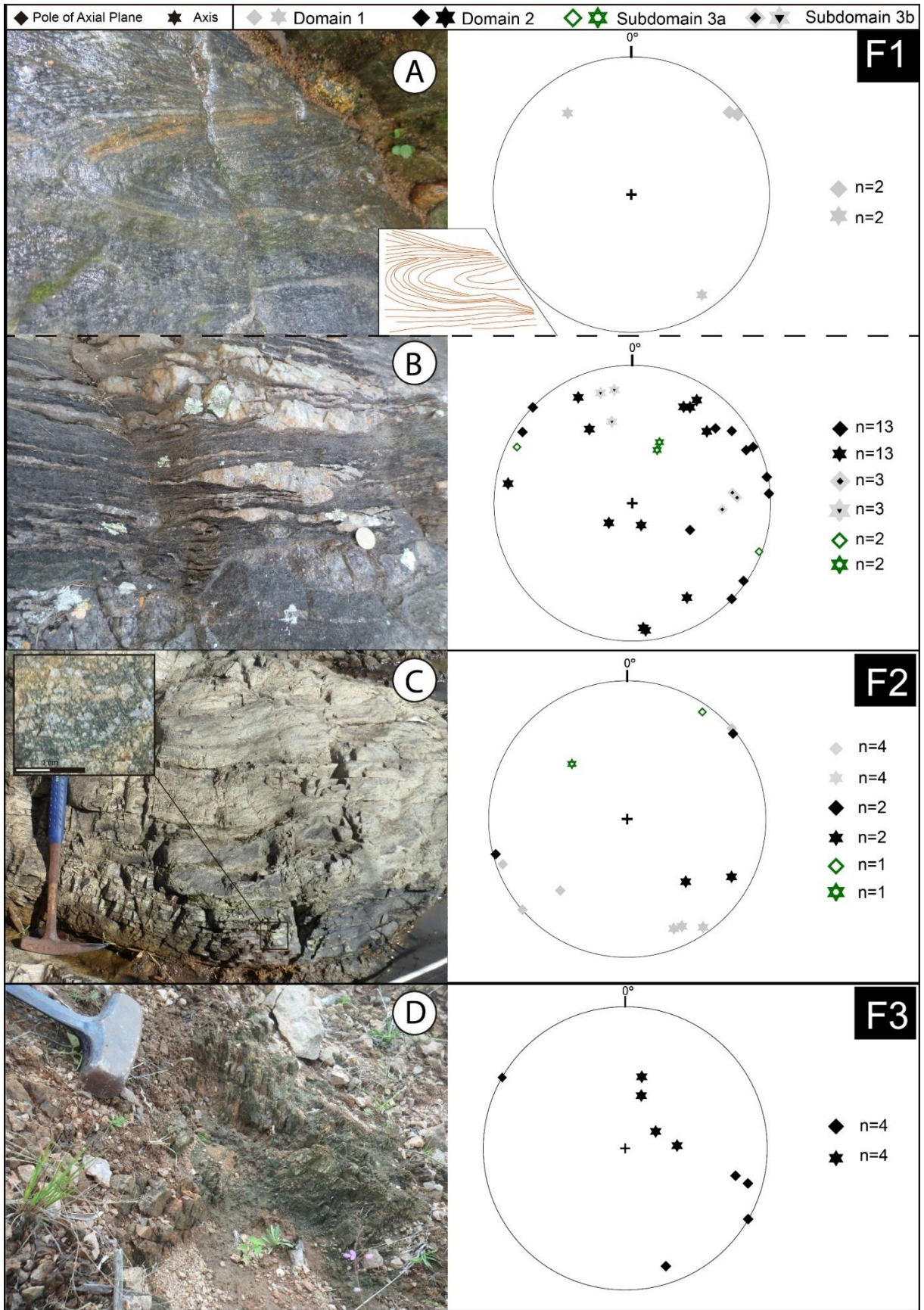
323  
 324  
 325

Figure 12. All planar (A) and linear (B) structures of Subarea 1: Poles to S<sub>1</sub> (Circle) and poles to axial plane (diamond), Axial plane (star) and Lineation (x).



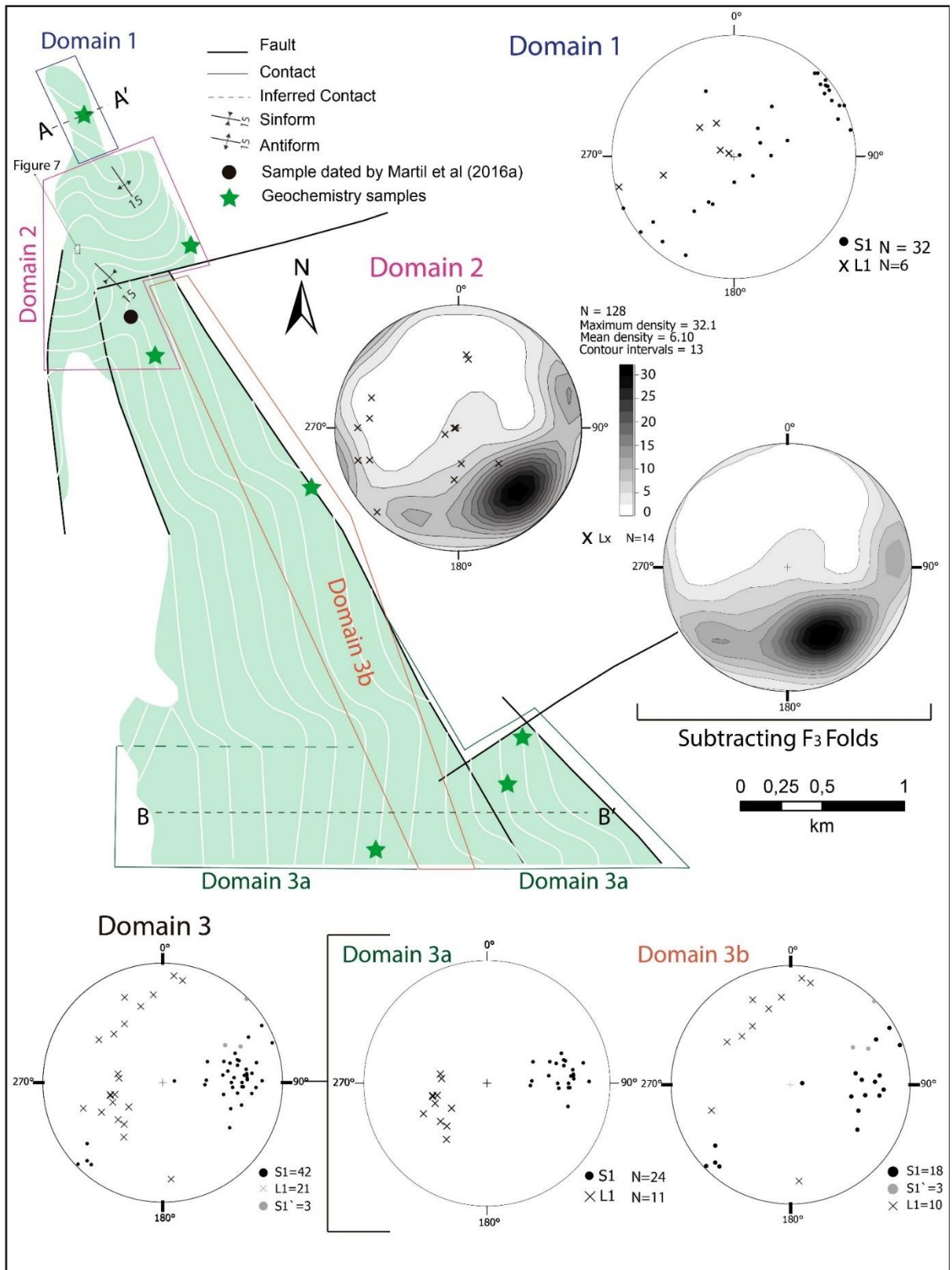
326           As shown in figure 4 the overprinting of structural phases results in complex  
327 patterns. Therefore, Subarea 1 was subdivided in homogeneous structural domains in  
328 order to characterize and enhance major features with minimum interference (Fig. 6).

329           Three structural domains are observed in Subarea 1, with the following  
330 diagnostic features: (i) Domain 1 is the only one where  $F_1$  folds are preserved aside  
331 from those that affect quartz veins (Fig 5A);  $S_1$  is only affected by  $F_2$ . (ii) Domain 2 is  
332 the only one showing well-developed  $F_2$  re-folded by  $F_3$ ; and (iii) Domain 3, the only  
333 one with  $L_1$  scattered along a great circle, has the best developed mylonitic structure  
334 of  $S_1$  (Fig. 6).



335  
336  
337  
338  
339

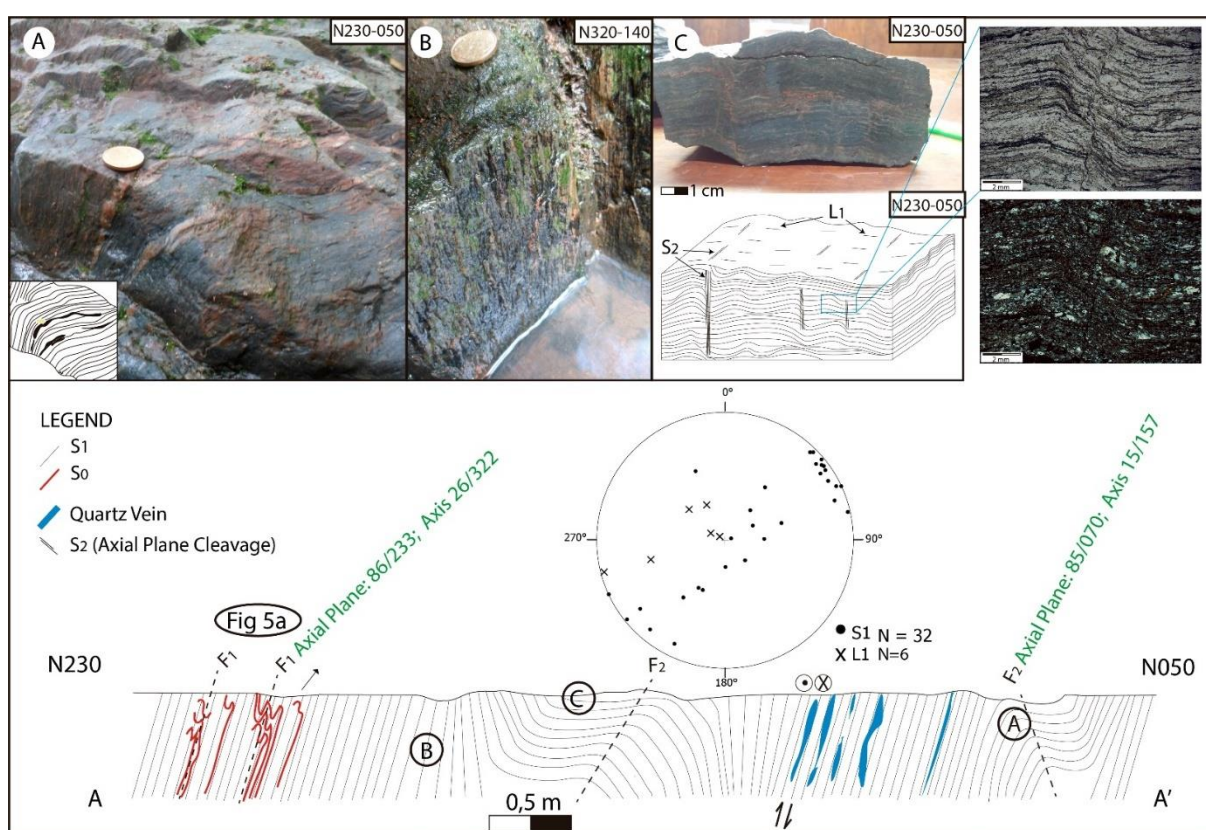
Figure 13. Folds in Subarea 1 (Encruzilhada do Sul region), measured in different domains, indicated by colors. Left column shows field aspects, and right column the orientation of corresponding deformation phase. (Diamonds are poles to axial planes, while stars are the axes).



340  
 341  
 342  
 343  
 344  
 345  
 346

Figure 14. Foliation orientation contour lines, structural domains and stereoplots for planar and linear features of Subarea 1. Geological cross-sections of figures 7 and 9 are indicated as A-A' and B-B', respectively. Location of detail structural map of figure 7 and analyzed samples also shown.

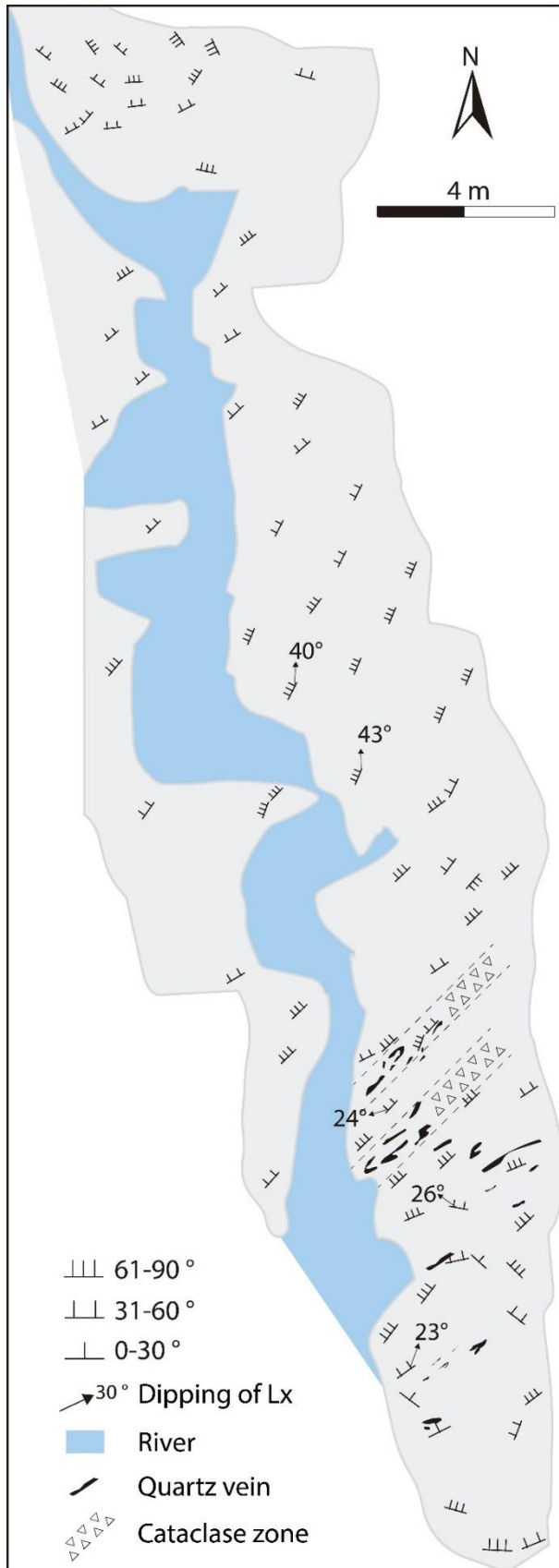
347 In Domain 1  $S_1$  trends NW and dips at variable angles towards NE and SW,  
 348 displaying a complete girdle;  $L_1$  plunges at variable angles, mostly towards NW (Fig.  
 349 7). Intrafolial folds are found between  $S_1$  planes (Fig. 5A, Fig. 7), indicating the  
 350 presence of an earlier metamorphic fabric, or even  $S_0$ . Open  $F_2$  folds are also well-  
 351 preserved in this domain. They sometimes develop kink folds with a flat limb, where it  
 352 is possible to see a sub-horizontal lineation (Fig. 7A, C). However, the lineation pitch  
 353 on the foliation plane remains the same on the flat and on the steep limb of the kink  
 354 fold suggesting that the sub-horizontal lineation is the same  $L_1$  (Fig. 7B, C) folded by  
 355  $F_2$ . An overview of Domain 1 structures is shown in the figure 7.  
 356



357  
 358  
 359  
 360  
 361  
 362  
 363  
 364

Figure 15. Structural aspects of Domain 1 (section A-A') with poles to foliation planes  $S_1$  (circles), and stretching lineation  $L_1$  (crosses). A)  $F_2$  kink folds. B) Steeply plunging  $L_1$  with high pitch on  $S_1$ . C) Hand sample taken from the hinge of an  $F_2$  fold shows shallow plunge, high pitch  $L_1$ ; below, sample sketch; on the right-hand side,  $S_2$  planar cleavage in thin-section, plane polarized (upper) and cross-polarized light (lower).

365 Domain 2 features the largest variation in the orientation of  $S_1$ , probably due to  
 366 well-developed, late  $F_2$  and  $F_3$  folds (Fig. 6).  $F_2$  folds are re-folded by  $F_3$ , of  
 367 perpendicular axial plane. The NE-trending  $F_3$  axial planes sometimes develop narrow  
 368 cataclastic zones (Fig. 8).



369  
 370  
 371  
 372  
 373

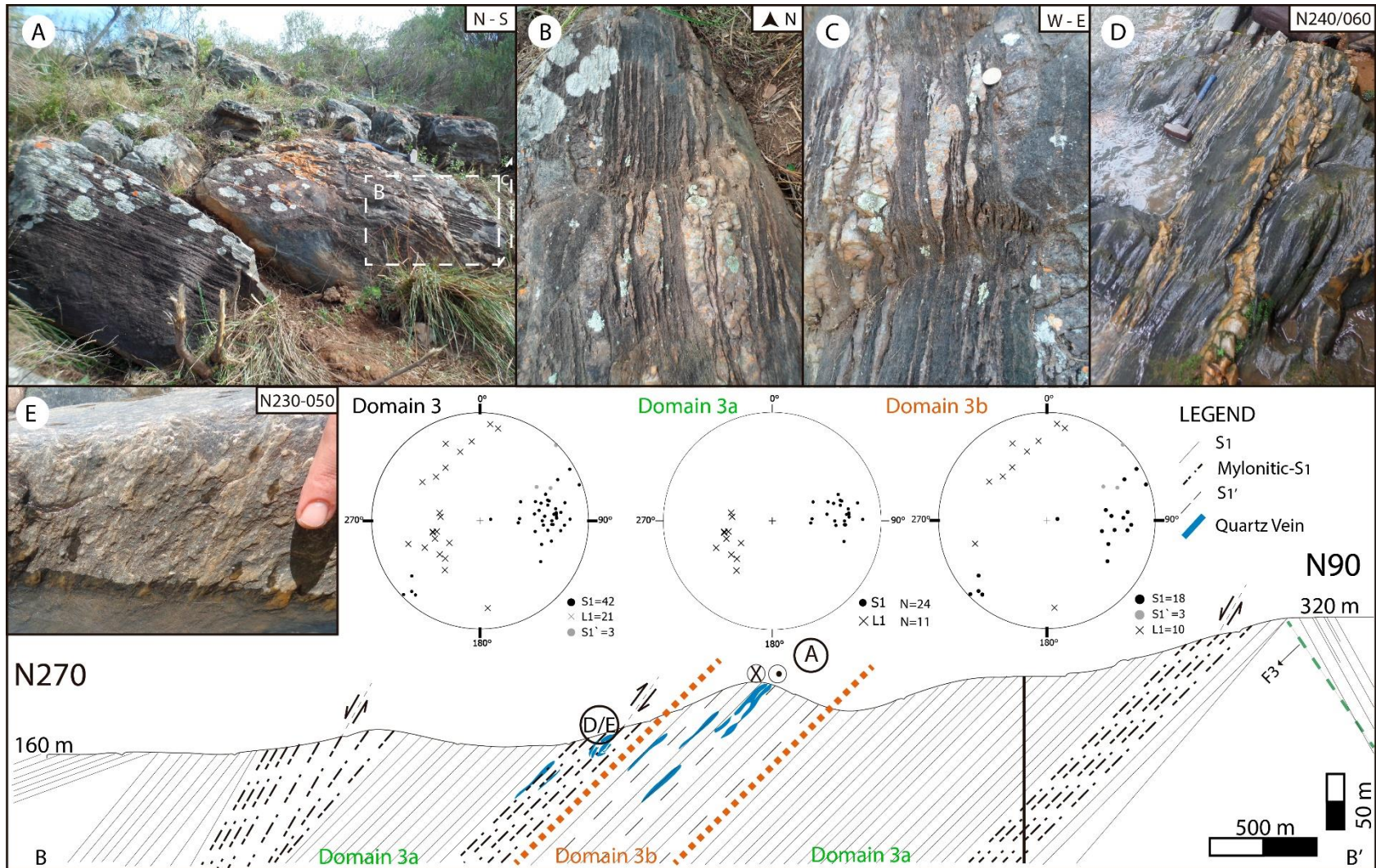
Figure 16. Detailed structural map of an outcrop from Domain 2. Notice, to the north, the open fold  $F_2$ , and to the south the cataclastic zones along  $F_3$  axial planes.

374 Domain 3 is the largest one in Subarea 1;  $S_1$  dips moderate to steeply towards  
375 WSW or NE and forms an incomplete girdle similar to the one of Domain 1. Alternating  
376 mylonitic and non-mylonitic  $S_1$  are characteristic of this Domain (Fig 9). Discrete,  
377 subvertical shear planes are locally found; they were labeled  $S_1'$  because: (i) they  
378 share the same strike with  $S_1$ , despite steeper dip values; (ii) they contain a stretching  
379 lineation indicating similar conditions of  $L_1$  as seen on  $S_1$ , although with lower plunge  
380 values, and (iii) they exhibit shear structures like rotated porphyroclasts and mica fish  
381 with shear sense compatible with the one determined on  $S_1$ . Furthermore, the entire  
382 Domain 3 is dominated by  $F_3$ , whilst  $F_2$  is only locally found (Fig. 5B, C).

383 Due to the scattering of  $L_1$  along a great circle (Fig. 6) Domain 3 is best  
384 described as two sub-domains, based on  $L_1$  plunge value and on the presence or  
385 absence of  $S_1'$ . In Subdomain 3a,  $S_1$  and  $L_1$  have virtually no variation, whilst in  
386 Subdomain 3b  $S_1$  has variable orientations, with sub-horizontal  $L_1$  and the local  
387 presence of  $S_1'$ .

388 Subdomain 3a features N-NW-trending  $S_1$  with moderate to steep dips toward  
389 W-SW, and moderately-plunging  $L_1$  toward W-SW, with medium to high pitch on the  
390 foliation plane (Fig 9). Dip-slip is suggested by high-pitch stretching lineation on  
391 mylonitic- $S_1$ , further documented by the asymmetry of quartz and feldspar  
392 porphyroclasts. As expected, no kinematic indicators are found along non-mylonitic  $S_1$ .

393 Subdomain 3b features gently-plunging  $L_1$ ;  $S_1$  strikes N-NW and dips at  
394 moderate to high angle toward SW, and at high angle towards NE (Fig. 9). The  
395 generation of sub-horizontal  $L_1$  and the presence of shear structures on  $S_1'$  suggest  
396 development of local and discrete sub-vertical shear planes.



397  
398  
399  
400

Figure 17. Geological cross section (B-B' on figure 6). A) Outcrop overview. Top-view (B) and profile view (C) of the  $F_1$  folds with broken limbs. D)  $F_1$  folds on mylonitic  $S_1$ . E)  $L_1$  with medium dip and high pitch.

401 **4.2. Subarea 2**

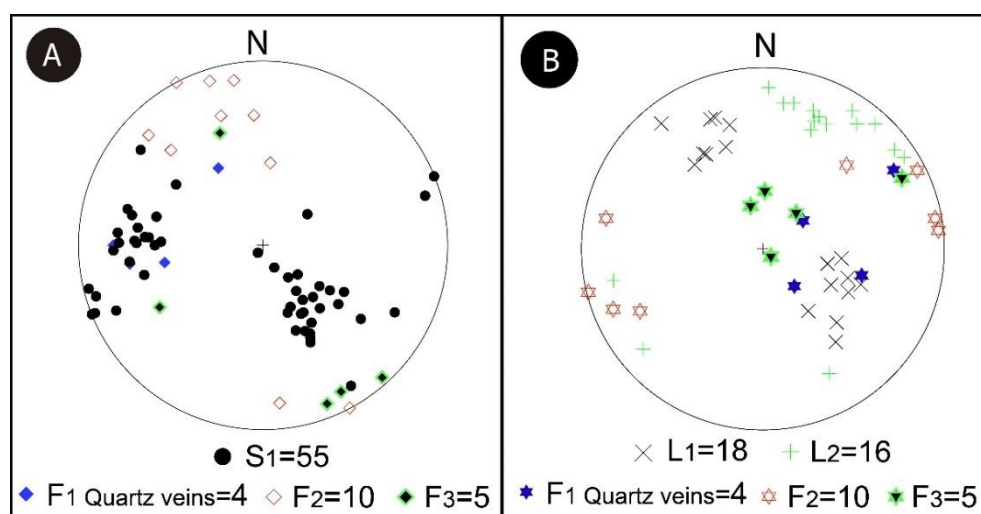
402

403 Subarea 2 also comprises acidic metavolcanic rocks with well-developed  
 404 mylonitic foliation marked by blue quartz and feldspar porphyroclasts in a fine-grained,  
 405 granolepidoblastic matrix composed of white mica, quartz and feldspar and alternating  
 406 white mica-rich layers which occasionally contain also biotite and chlorite. Amphibole  
 407 is found in the matrix and rarely in the phyllosilicate-rich layers.

408 The main structures of Subarea 2 are  $S_1$ ,  $L_1$  and  $F_1$  related to the main  
 409 deformation phase  $D_1$ .  $S_1$  is a well-developed mylonitic foliation, widespread in this  
 410 subarea, striking N to NNW- with moderate to steep dips toward ENE and WSW.  
 411 Locally,  $S_1$  trends NE and dips at low to moderate angles toward NW and moderate to  
 412 high angle toward SE due to subsequent folding (Fig. 10A).

413  $L_1$  is a stretching lineation characterized by elongate quartz-feldspar aggregates  
 414 and by rotated quartz/feldspar porphyroclasts plunging at low to moderate angle  
 415 toward NW or SE (Fig 10B).  $L_1$  lies in the foliation plane at high angles with its strike.  
 416  $L_1$  is also frequently marked by the alignment of amphibole crystals.

417



418

419

420 Figure 18. All planar (A) and linear (B) structures of Subarea 2 (Cerro do Alemão region): Pole to  $S_1$   
 421 (Circle) and pole to axial plane (diamond), axes (star), stretching lineation (x) and fold axis lineation  $L_2$   
 422 (+).  
 423

423

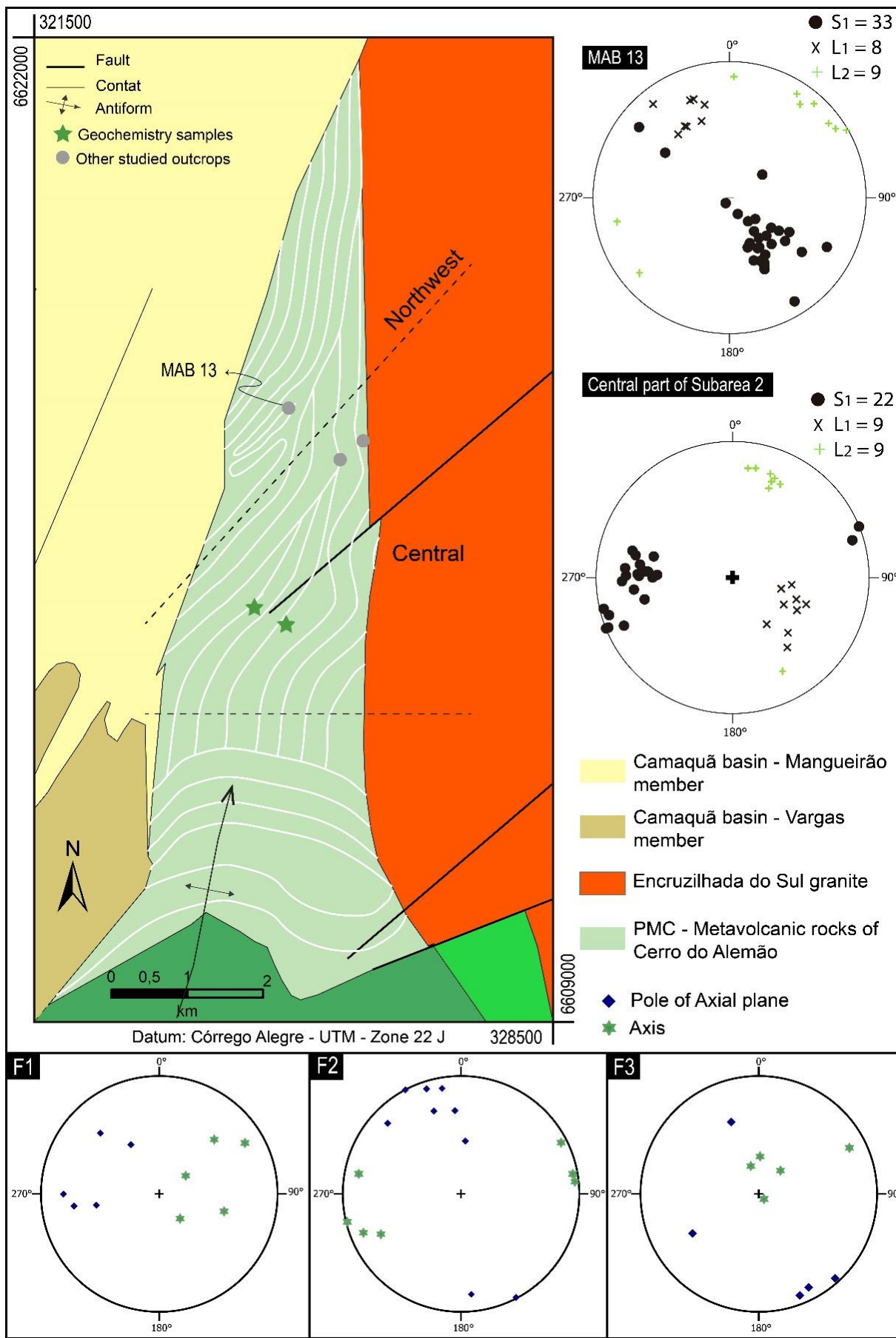
424  $F_1$  folds are best-developed in central part of Subarea 2. They are isoclinal,  
 425 intrafolial folds with N/NE-trending axial planes and variably oriented fold axes (Fig.  
 426 11). These folds are often developed over quartz veins with boudinaged limbs.

427 Deformation phase  $D_2$  comprises the structures  $F_2$ ,  $S_2$  and  $L_2$ .  $F_2$  folds are m-  
 428 scale, upright folds with NE-trending axial plane and gently-plunging hinge lines (Fig.



429 11).  $F_2$  folds are best developed in the northwestern part of Subarea 2, represented by  
430 "MAB 13" outcrop in figure 11.  $S_2$  is an axial-planar, poorly-developed foliation, of cm  
431 to mm spacing. The intersection of  $S_2$  and  $S_1$  results in a lineation ( $L_2$ ) which is parallel  
432 to the axes of  $F_2$  folds.  $L_2$  has gentle plunge toward NE and SW (Fig. 10B, Fig. 11).  
433 The two perpendicular lineation  $L_1$  and  $L_2$  are found in all samples of Subarea 2.

434 The structures of deformational phase  $D_3$  are  $F_3$  and locally  $S_3$ .  $F_3$  are vertical  
435 crenulation folds with NE-trending axial plane and steeply-plunging hinge lines.  $S_3$  is a  
436 very heterogenous, poorly-developed axial-planar crenulation cleavage.



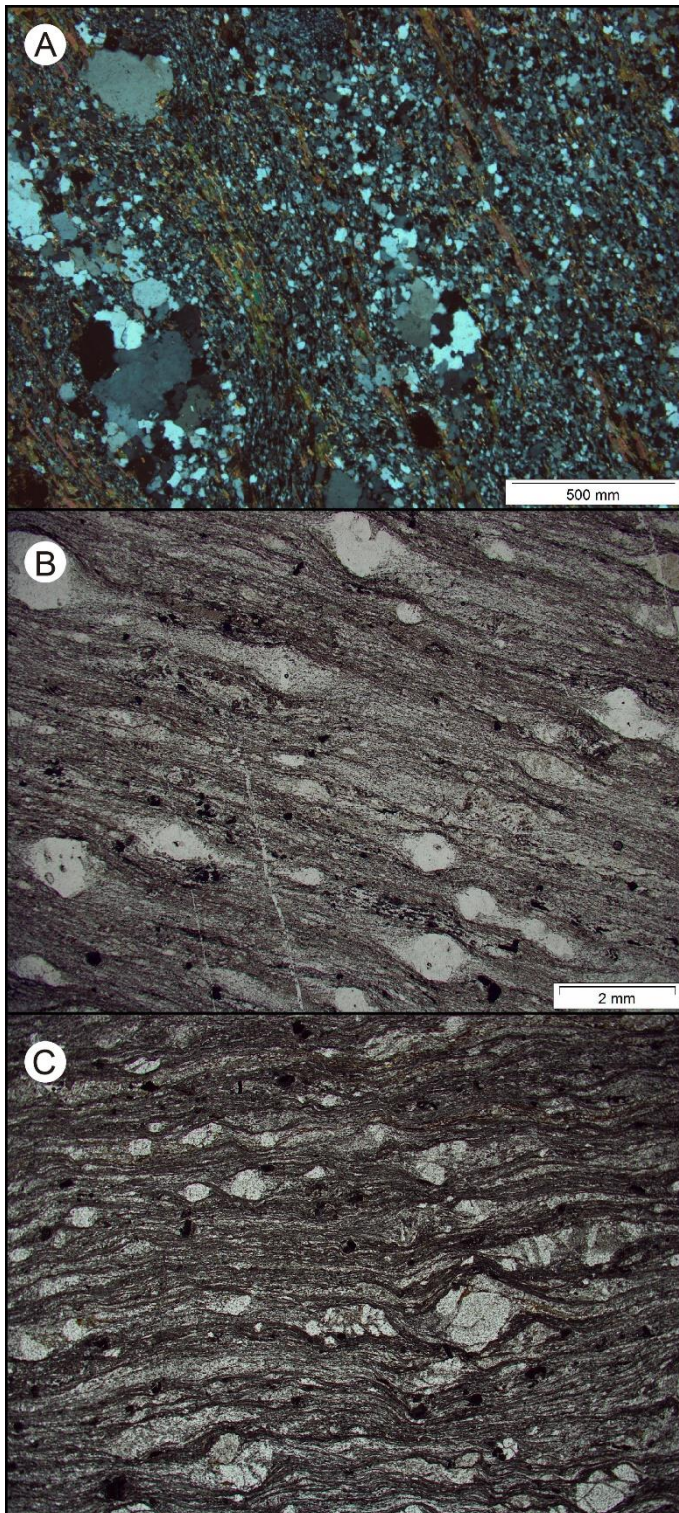
437  
438  
439  
440

Figure 19. Foliation orientation contour lines and stereoplots for planar and linear features of Subarea 2. Below, the folds orientations (Cerro do Alemão region - modified from Jost, 1981).

## 441 5. Petrography and microstructures

442

443 The metavolcanic rocks from the studied areas have 1 to 5 millimeter-long  
444 phenocrysts of blue quartz and feldspar. The fine-grained (0.05 to 0.1 mm)  
445 granolepidoblastic matrix contains quartz, feldspar and biotite (Fig. 12A).  $S_1$  is marked  
446 by bands of porphyroclasts and quartz-feldspathic matrix which alternate with layers  
447 enriched in biotite and some chlorite. In Subarea 2, mica-rich bands show high amount  
448 of muscovite and sometimes biotite, amphibole and chlorite. A strong mylonitic  
449 structure is present in some samples, where 1-2 mm-long rotated porphyroclasts of  
450 quartz and feldspar are set in a very fine grained (0.02 to 0.05 mm), foliated matrix  
451 (Fig. 12B, C). Mylonitic varieties are more common in Subarea 2 and in the  
452 southernmost part of Subarea 1.



453  
454  
455  
456  
457

Figure 20. A) General aspect of metavolcanic rocks of Subarea 1 (Crossed polars). B) Mylonitic structure in rocks from Subarea 1; C) General aspect of metavolcanic rocks of subarea 2 (Mylonitic texture).

458         Porphyroclasts are mainly of quartz, with subordinate K-feldspar and  
459 plagioclase (Fig. 13D, E, F and Fig. 14A, B, D). Quartz augens are often stretched and  
460 completely recrystallized to equant grains arranged within the limits of the former  
461 phenocryst. In some cases, new grains are restricted to the external rim of the  
462 porphyroclats, whilst its inner part shows only undulose extinction. The elongate quartz

463 aggregates show variable XZ ratios, probably due to the original size of the crystal, but  
464 ratios of 3:1 and 4:1 are the most common in Subarea 1, whilst Subarea 2 show mainly  
465 ratios of 1.5:1 and only rarely up to 2.5:1. Feldspar is often equidimensional, shows no  
466 stretching and has only incipient dynamic recrystallization features. The porphyroclasts  
467 are commonly fractured and exhibit perthites. The relationship of the stretching  
468 lineation  $L_1$  and the lineation associated with  $F_2$  axes ( $L_2$ ) in Subarea 2, is shown at  
469 figure 14B.

470 Feldspar composition is variable. In places where the metavolcanic rocks are  
471 interleaved with calc-silicate lenses of Subarea 1 (Fig. 13B), K-feldspar is orthoclase  
472 with 4.7-8.6 % of albite component, and plagioclase composition ranges from  $An_{26}$  to  
473  $An_{35}$  (oligoclase to andesine). In Subarea 2, K-feldspar is also orthoclase, with 1.4-  
474 1.8% of albite component and plagioclase composition ranges from  $An_2$  to  $An_4$  (albite).  
475 Complete mineral analyses are presented as supplementary data.

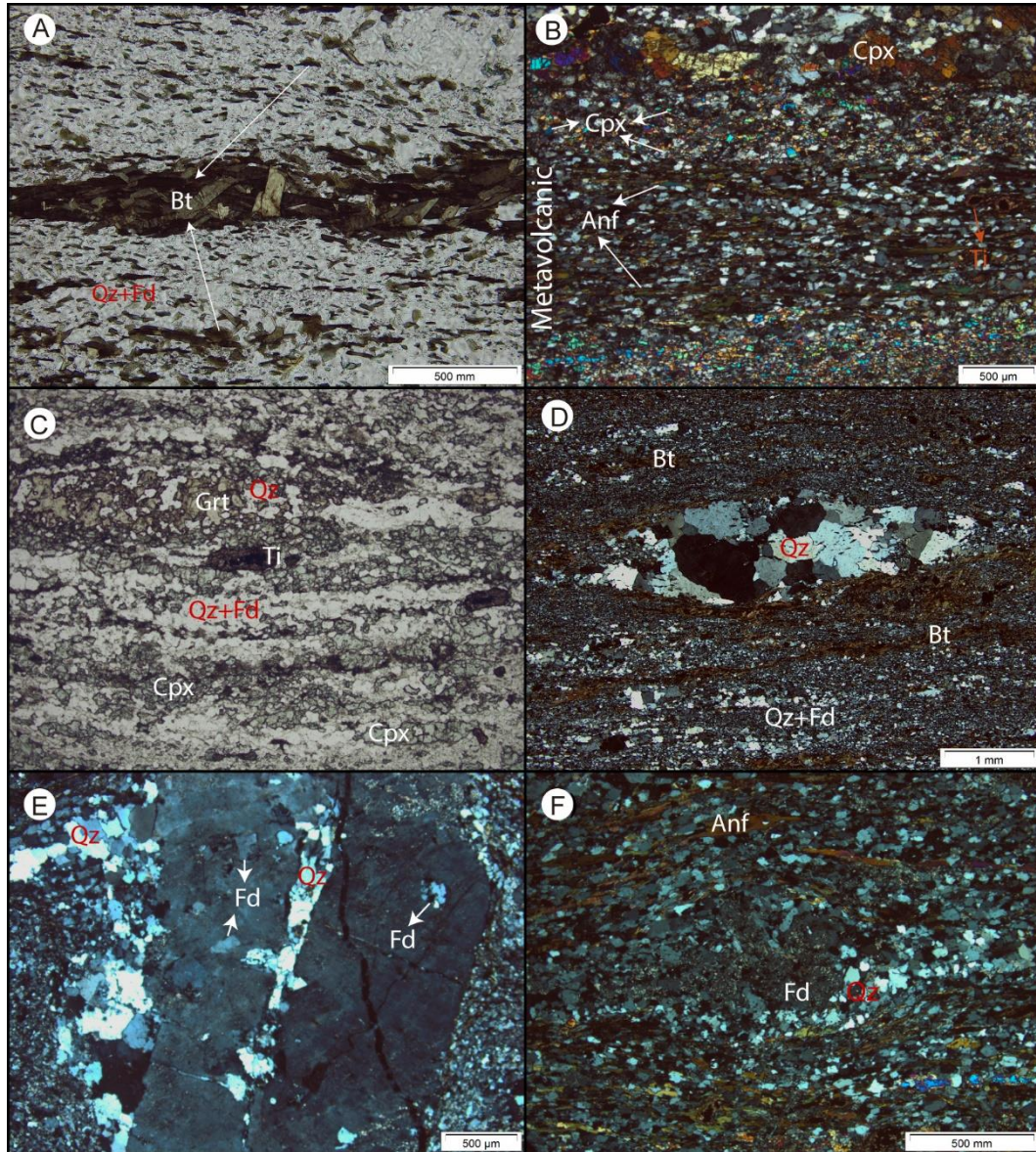
476 The mica-rich layers are mm-thick, irregular and composed of larger biotite  
477 crystals (0.2 to 0.6 mm) with XMg ratios between 0.47 and 0.48, and some chlorite in  
478 Subarea 1 (Fig. 13A). In Subarea 2, mica-rich bands are cm-thick, regular and  
479 composed mainly of muscovite crystals and, in some samples also of biotite with XMg  
480 ratio of 0.51, amphibole and chlorite. Accessory minerals, in both subareas, are  
481 opaque minerals (mainly ilmenite), and occasionally epidote, apatite, and zircon.  
482 Secondary sphene is common.

483 Metavolcanic varieties interleaved with calc-silicate bands at the easternmost  
484 part of the Subarea 1 contain nematoblastic amphibole of mg-hornblende composition  
485 (Leake et al., 1997) (Fig. 13B). In Subarea 2, actinolite is a common accessory mineral  
486 (Fig. 14C). The crystals are light green and very slender (less than 0.02mm). Rare,  
487 light-brown, 0.6 mm long mg-hornblende crystals are also found. Amphibole crystals  
488 are aligned parallel to  $L_1$  in both subareas.

489 Recrystallization of quartz porphyroclasts involved mainly subgrain rotation and  
490 local bulging (Fig. 13D, F and 14F). On the other hand, feldspar porphyroclasts are  
491 rarely recrystallized along their margins (Fig. 13E). Recrystallized quartz is often found  
492 in feldspar fractures, and in pressure shadows (Fig. 13E, F).

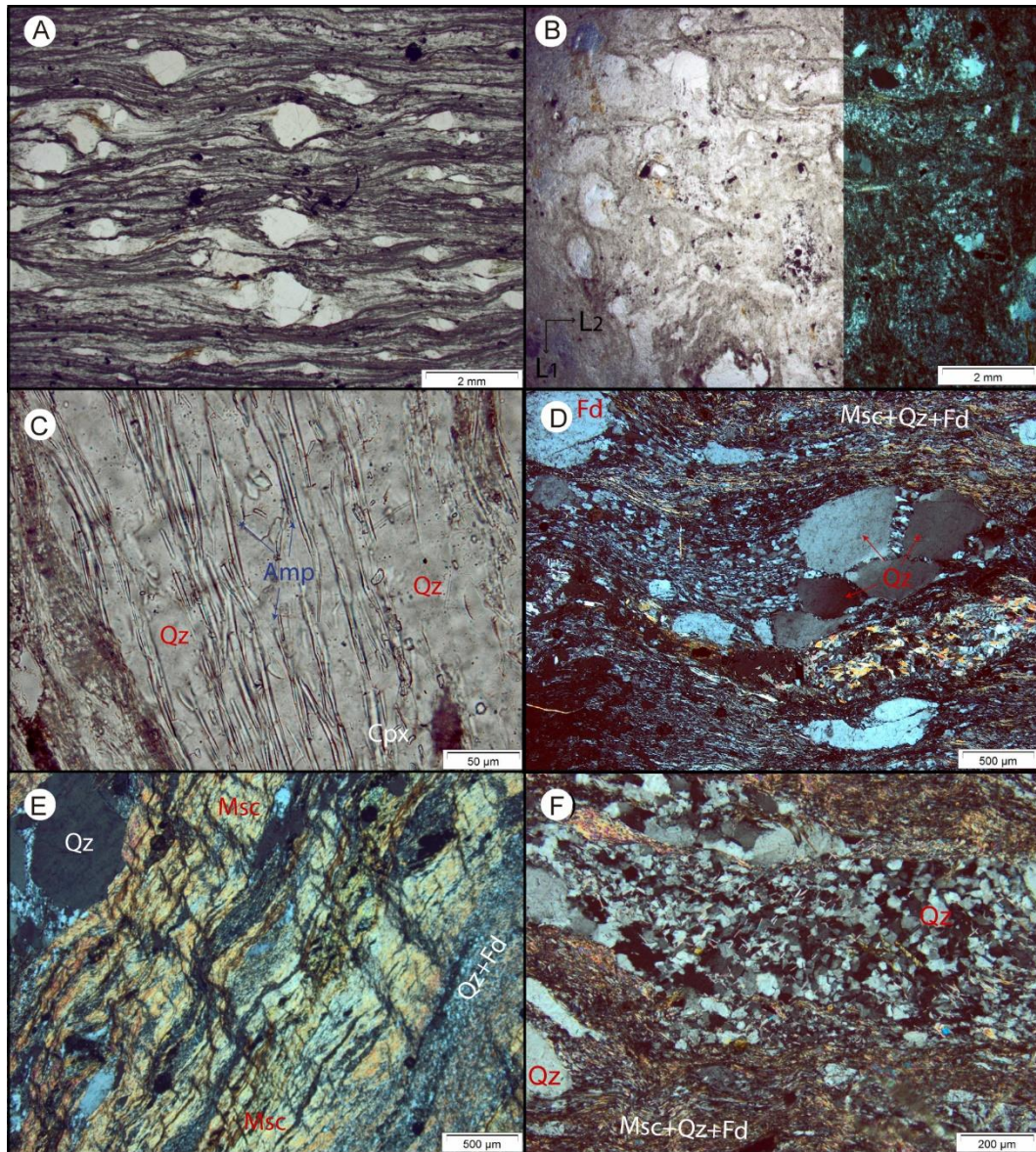
493 The microstructures indicate the general temperature conditions to the main  
494 deformational-metamorphic event D1 in the studied areas. Quartz + K-feldspar +  
495 albite-rich plagioclase + muscovite + actinolite  $\pm$  chlorite  $\pm$  biotite characterize the  
496 metamorphic assemblage in Subarea 2. On the other hand, in Subarea 1, the mineral  
497 assemblage is characterized of quartz + K-feldspar + oligoclase to andesine

498 plagioclase + mg-hornblende + biotite, in the metavolcanic rocks interleaved with calc-  
 499 silicate lenses and of the mineral assemblage composed of quartz + feldspar +  
 500 clinopyroxene + titanite + garnet + ilmenite in calc-silicate lenses.  
 501



502  
 503  
 504  
 505  
 506  
 507  
 508  
 509

Figure 21. Petrographic aspects of Subarea 1 metavolcanics. A) Biotite crystals with decussate texture in mica-rich layers. B) Intercalation of calc-silicate lenses and amphibole-bearing metavolcanic rock. C) Garnet-rich lenses in calc-silicate rock. D) Completely recrystallized quartz porphyroclasts. E) Fractured porphyroclast of feldspar with incipient recrystallization. F) Porphyroclast of feldspar with quartz crystallized at pressure shadows. Abbreviations: Qz – Quartz, Fd – Feldspar, Bt – Biotite, Cpx – Clinopyroxene, Anf- Amphibole, Grt – Garnet, Ti – Titanite.



510  
511  
512  
513  
514  
515  
516

Figure 22. Petrographic aspects of Subarea 2 metavolcanics. A) General aspect of metavolcanic rocks in section parallel to XZ. B) Relation between L1 and L2 in section parallel to the foliation plane. C) Amphibole crystals between layers of quartz-feldspathic matrix. D) Fractures in quartz crystals. E) F3 crenulation cleavage. F) Recrystallized quartz in porphyroclast pressure shadow. Abbreviations: Qz – Quartz, Fd – Feldspar, Msc – Muscovite, Amp – Amphibole.

517

### 518 **5.1. Kinematic Indicators**

519

520 Mylonitic rocks are present in both studied subareas and indicate that sub-  
521 horizontal shear bands were important in the main deformation phase D<sub>1</sub>.  
522 Nevertheless, intense overprint by subsequent deformation phases makes it difficult to  
523 evaluate the original shear sense.

524 Rotated porphyroclasts of quartz and feldspar are the most common kinematic  
525 indicators in mylonitic samples from the studied subareas (Fig. 15). In both cases the

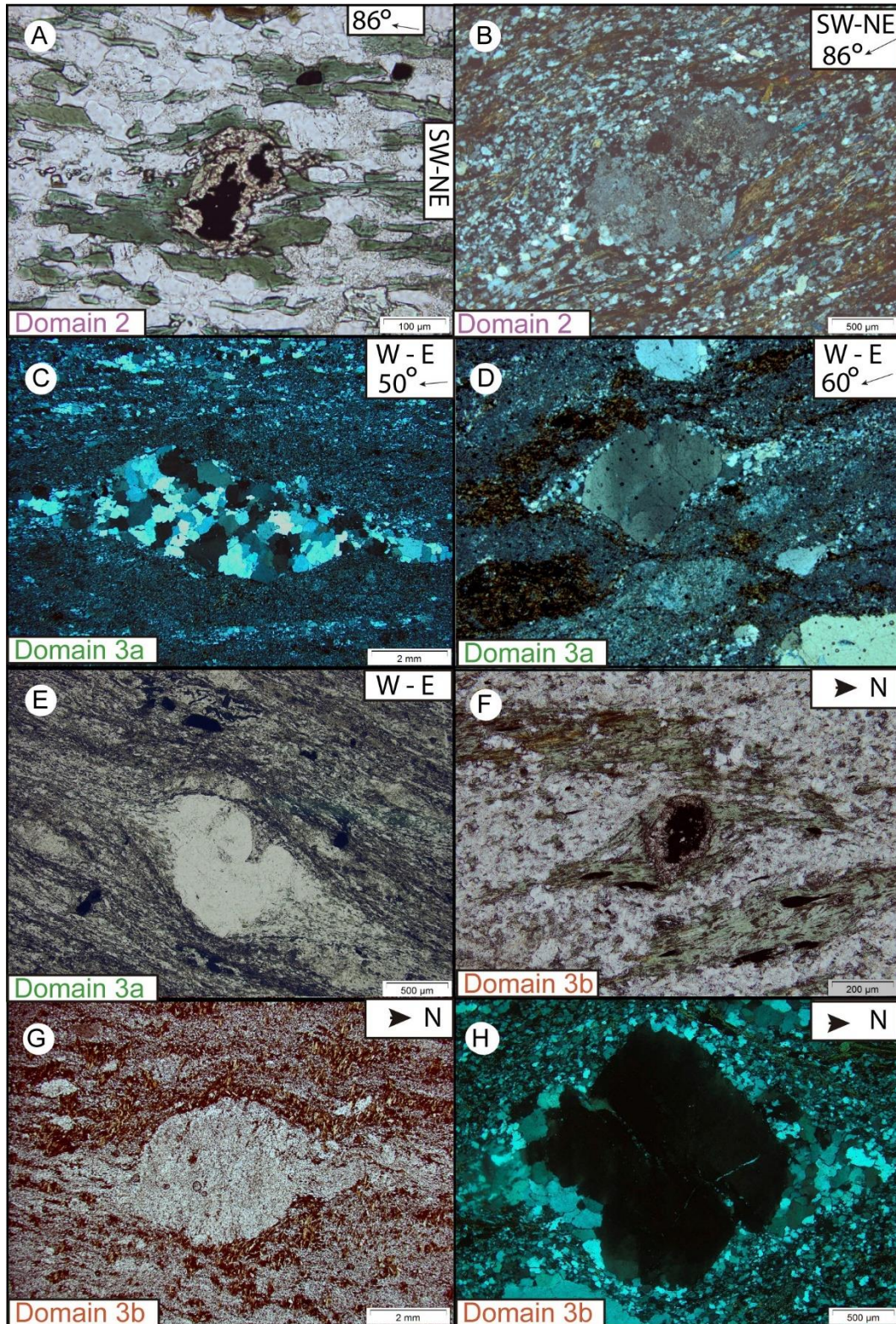
526 pressure shadows are formed by quartz, and the porphyroclasts are sometimes  
527 symmetrical. Mica fish is also a common kinematic indicator in the studied rocks, but  
528 it usually shows ambiguous sense of shear. Sometimes, ilmenite crystals rimmed by  
529 titanite and amphibole or chlorite can be used as kinematic indicators (Fig. 15A, F).

530 Field data, together with data from thin sections allow the kinematic indicators  
531 to be interpreted. Taking into account only data from places least affected by late folds,  
532 some considerations can be done. Such places are represented by Domain 3, in  
533 Subarea 1 (Fig. 6), and by the central part of Subarea 2 (Fig. 11). In subarea 2,  $L_1$   
534 plunges at moderate angle toward SE and the asymmetric porphyroclasts on mylonitic-  
535  $S_1$  indicate top-to-the-NW/W shear sense. In Domain 3 of Subarea 1, however, the  
536 data on mylonitic- $S_1$  shows top-to-the-NE/E shear sense and also down-dip transport  
537 with the west block down (Fig. 15C, D, E).

538 On discrete, sub-vertical shear planes  $S_1'$  from Subarea 1 (subdomain 3b, in Fig.  
539 9),  $L_1$  is sub-horizontal and kinematic indicators are either dextral or sinistral, with no  
540 clearly dominant sense of shear (Fig. 15F, G, H).



541



542  
 543  
 544  
 545  
 546  
 547  
 548  
 549  
 550

Figure 15. A) Ilmenite rimmed by titanite and amphibole indicating top-to-the-NE/E. B) Rotated feldspar porphyroclast indicating top-to-the-NE/E. C and D) Rotated quartz porphyroclast marking downdip movement with west block down. E) Symmetrical quartz porphyroclast. F) Ilmenite rimmed by titanite and chlorite in sub-horizontal  $L_1$  with dextral sense of shear. G) Feldspar porphyroclast with dextral sense of shear. H) Quartz porphyroclast with sinistral sense of shear. Arrows represent the approximate plunge of  $L_1$ .

## 551 6. Geochemistry data

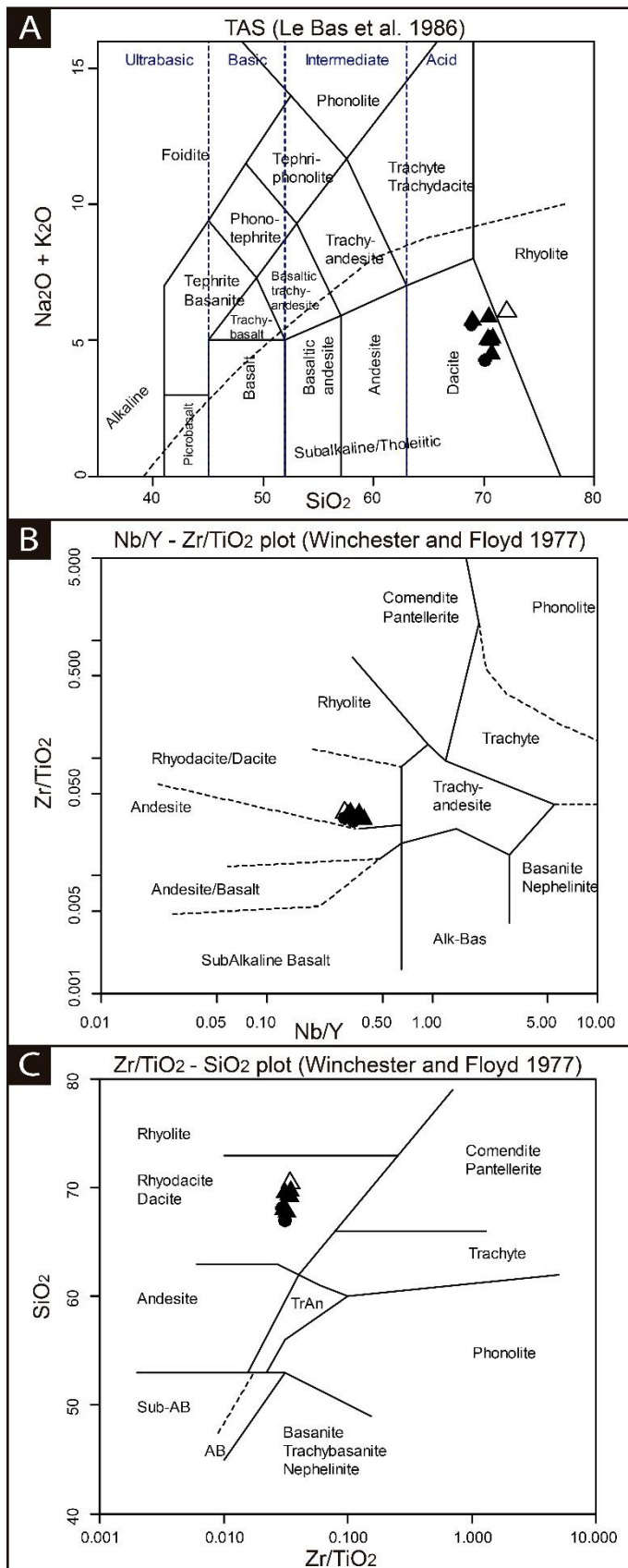
552

553 The geochemical data for Subarea 1 and Subarea 2 samples show similar  
554 values for major and trace elements. The data obtained in this paper are compared  
555 with those reported in Martil et al. (2017) for the VCC orthogneisses.

556 Major element concentrations are: SiO<sub>2</sub> from 67 to 69.71 wt%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 12.58  
557 to 14.03 wt%, CaO from 2.04 to 3.43 wt% and moderate values of alkalis, since Na<sub>2</sub>O  
558 values are 1.6 to 3.23 wt% and K<sub>2</sub>O values 2.41 to 3.4 wt%. Total alkali contents  
559 (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) are 4.13 to 5.66 wt%, K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O ratios range from 1.01 to 1.59 and  
560 CaO/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) ratios lie between 0.36 and 0.91. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> contents range from 4.81  
561 to 5.71 wt% and those of MgO from 1.74 to 2.26 wt%. Complete major and trace  
562 element compositions are presented as supplementary data.

563 The studied metavolcanic rocks are acid, subalkaline and classified as dacites  
564 and rhyolites according to Le Bas et al. (1986), as shown in figure 16A. Despite the  
565 possible mobilization of elements such as LILE and Na during metamorphism, we  
566 present some classification diagrams based on the ratios of relatively immobile  
567 elements, for instance, Winchester and Floyd (1977) (Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y and SiO<sub>2</sub>  
568 versus Zr/TiO<sub>2</sub>). As shown in figure 16B and 16C, the resulting plot of data on these  
569 diagrams corroborate to the ones displayed on the TAS (Le Bas et al., 1986), where  
570 the rocks classify as dacites to rhyodacites, suggesting that metamorphism did not  
571 significantly change the content of alkalis.

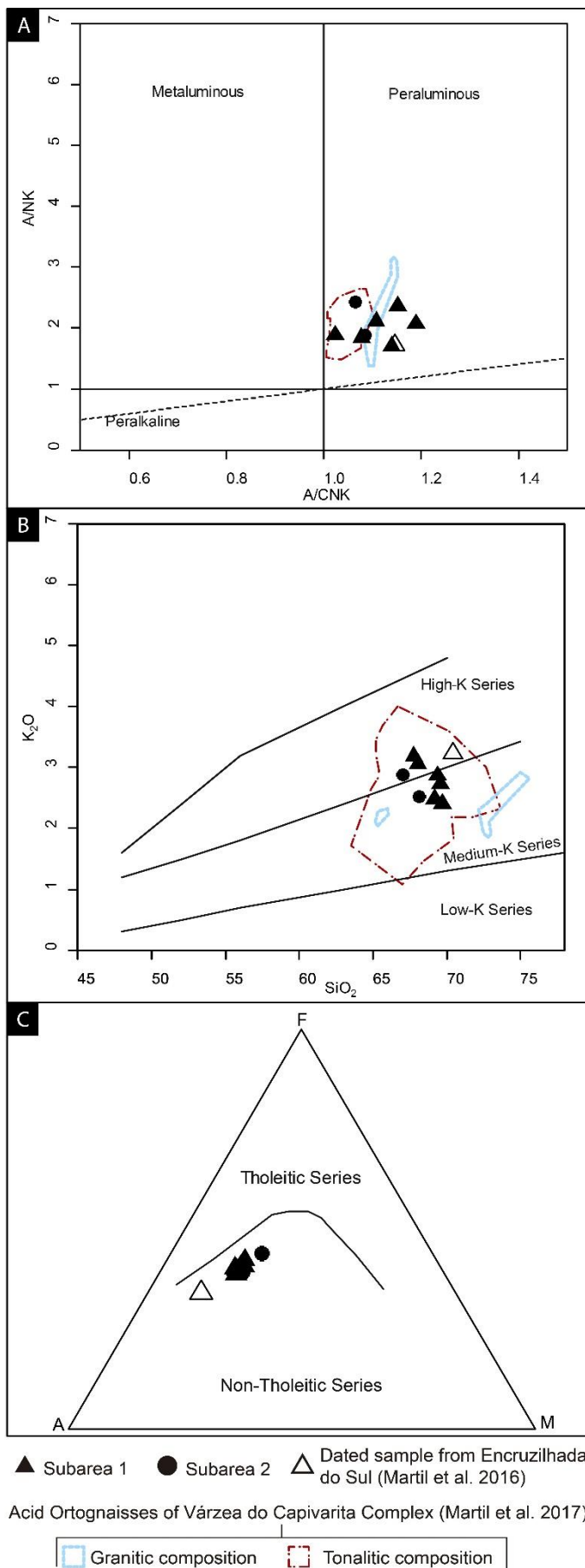
572 The rocks from both subareas are peraluminous (Shand, 1943) and have  
573 medium to high-K affinity (Peccerillo and Taylor, 1976) (Fig. 17 A, B), as the  
574 orthogneisses of Várzea do Capivarita Complex (Martil et al., 2017). Given the narrow  
575 range of SiO<sub>2</sub> values in the studied samples, no clear correlation can be traced for  
576 major and trace elements in Harker diagrams. On the AFM diagram (Irvine and  
577 Baragar, 1971) the PMC studied rocks plot as not related to the tholeiitic series (Fig.  
578 17 C).



▲ Subarea 1    ● Subarea 2    △ Dated sample from Subarea 1 (Martil et al. 2016)

579  
580  
581  
582

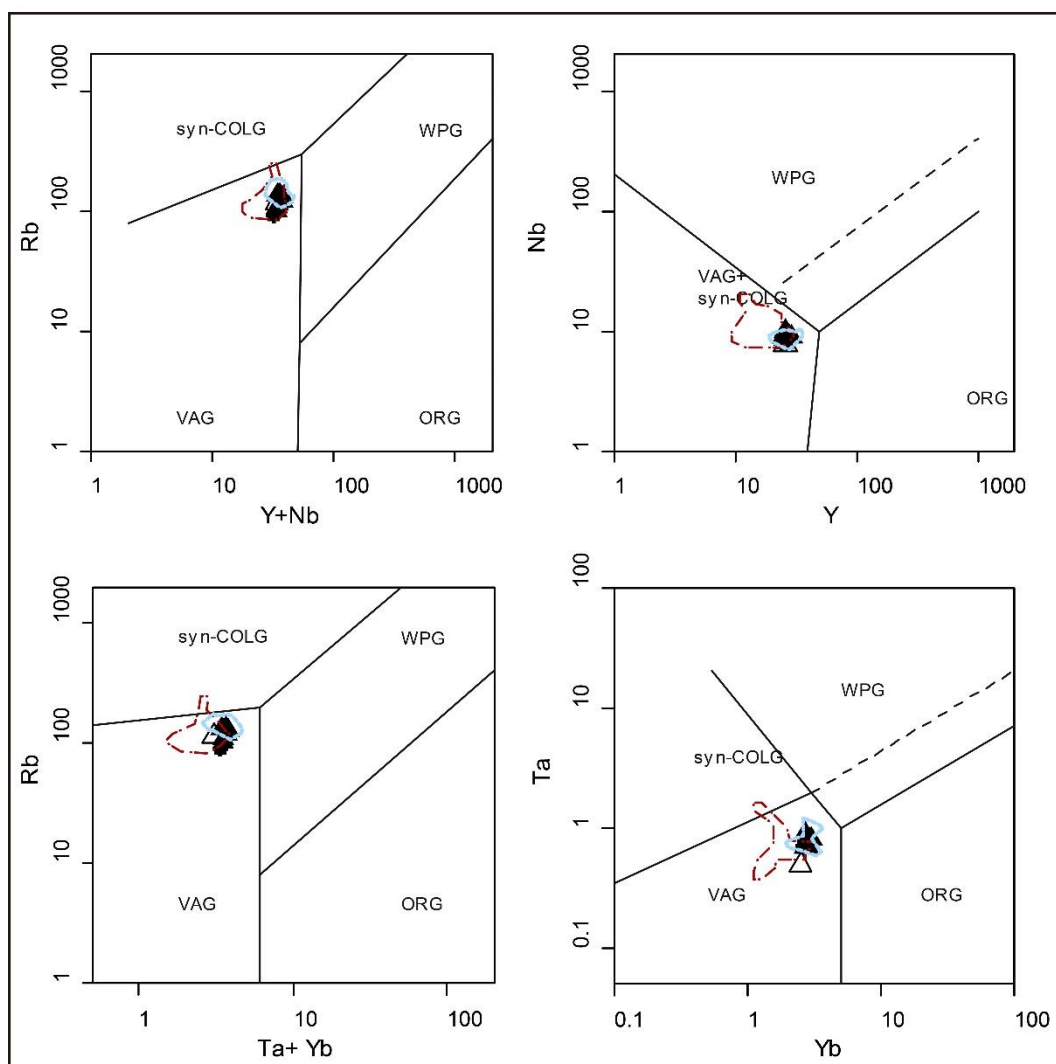
Figure 23. Rock classification diagrams for volcanic rocks. A) TAS Diagram (Le Bas 1986). B) and C) Winchester and Floyd (1977) diagrams.



583  
584  
585  
586

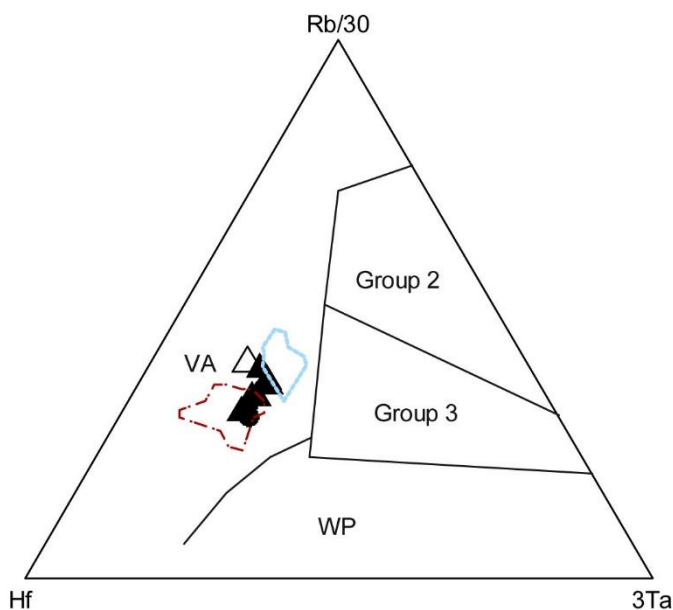
Figure 24. Diagram for chemical classification. A) A/NK x A/CNK diagram (Shand 1943). B) SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O diagram (Peccerilo and Taylor, 1976, modified). C) AFM diagram (Irvine and; Baragar, 1971).

587 Trace element discriminant diagrams, such as the ones from Pearce et al.  
 588 (1984) and Harris et al. (1986) were used in order to investigate the geotectonic setting.  
 589 As shown in figure 18, the studied rocks plot in the field of Volcanic Arc Granites (VAG),  
 590 with a slight trend to the Within Plate field (WPG). These trends, associated with the  
 591 higher  $K_2O$  contents of the studied rocks can be related to the mature character of this  
 592 volcanic arc (Fig. 18,19).  
 593



594  
 595  
 596  
 597  
 598

Figure 25. Tectonic setting discriminant diagrams (Pearce et al., 1984), comparing the studied rocks with data from the VCC orthogneisses (dashed fields) (Martil, et al. 2016b). Symbols as in figure 17.

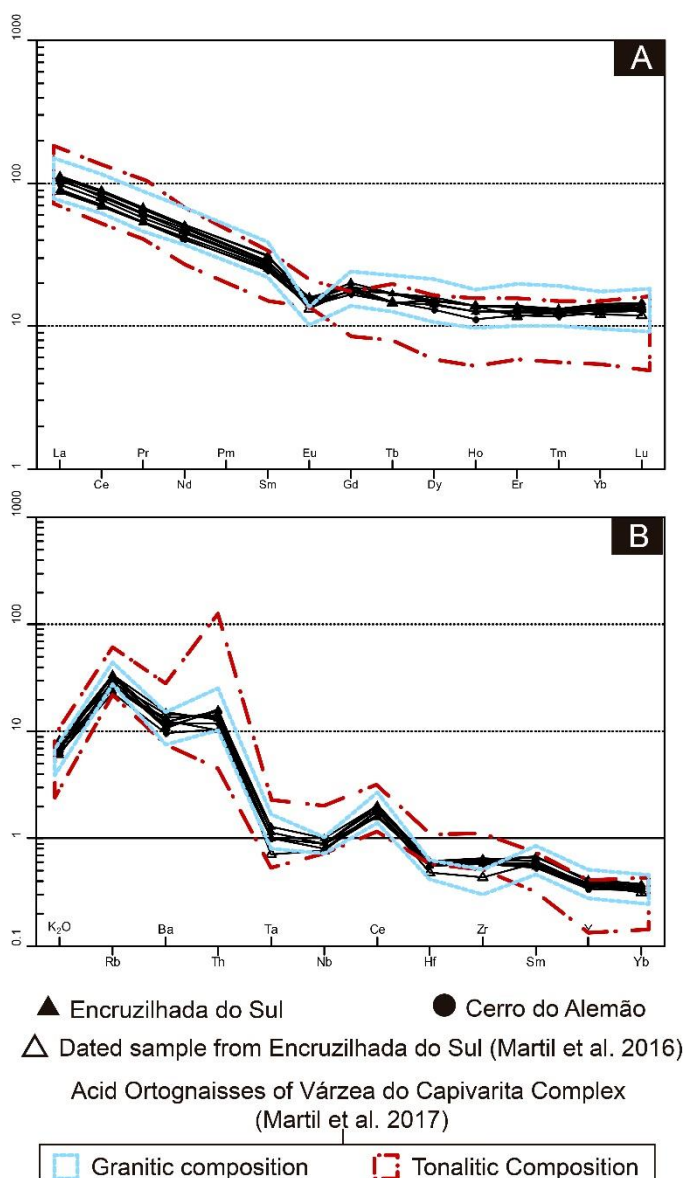


599  
600  
601  
602  
603

Figure 26. Tectonic setting discriminant diagrams of Harris et al. (1986). Symbols and fields as in figure 17.

604  
605  
606  
607  
608  
609  
610  
611

The REE patterns normalized against chondrite values from Boyton (1984) show a moderate enrichment of LREE to HREE, with  $(La/Yb)_N$  ratio values of 6.45 - 9.00 (Fig. 20A). All the samples have negative Eu anomalies, with  $Eu/Eu^*$  values of 0.60 - 0.70. In the spidergrams, the studied rocks were compared with the Ocean Ridge Granite (ORG) values from Pearce et al. (1984), and showed enrichment in K, Rb, Ba, Th and Ce, Ta and Nb negative anomalies, and values of Nb, Hf, Zr, Sm, Y and Yb close to 1. All those features are characteristic of the Andes' granitoids used by Pearce et al. (1984) to describe the Chile mature arc granitoids (Fig. 20B).



612  
 613  
 614  
 615

Figure 27. Rare Earth Element fractionation pattern normalized by: A) Chondrite (Boyton, 1984); B) ORG (Pearce et al, 1984).

616

## 617 7. Discussion

618

619        Geochemical data indicate that the metavolcanic rocks of the Encruzilhada do  
 620 Sul (Subarea 1) and Cerro do Alemão (Subarea 2) regions are peraluminous, high-K  
 621 dacites and rhyolites. The geochemical signature of the studied rocks are quite similar  
 622 to those of the VCC orthogneisses described by Martil et al. (2017) in the neighboring  
 623 region. The high alkalis, LILE and LREE contents; trace elements contents related to  
 624 VAG in geotectonic discriminant diagrams; associated with moderate REE  
 625 fractionation ( $(La/Yb)_N \sim 6.45 - 9.00$ ), negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^* \sim 0.60 - 0.70$ );  
 626 negative Ta and Nb anomalies in multiple-element plots and finally spidergram

627 patterns normalized by ORG similar to the mature magmatic arcs from the Andes,  
628 suggest sources and settings related to continental arc.

629 The geochemical identity of the studied rocks with the VCC granitic  
630 orthogneisses dated at ca. 790 Ma by Martil et al. (2016b), and also interpreted as  
631 generated in an active magmatic arc, reinforces the hypothesis of correlation of these  
632 metavolcanic rocks with an active continental arc at this time. Moreover, according to  
633 Martil et al. (2017), the VCC orthometamorphic rocks are correlated to other similar  
634 units of ca. 800 Ma, all interpreted as related to continental arc settings, such as the  
635 Cerro Bori orthogneisses, in Uruguay, and some metavolcanic rocks from the PMC. In  
636 addition, all those units present Sm-Nd isotope signatures indicative of Neoproterozoic  
637 juvenile sources with little addition of reworked old crust, suggesting that at least part  
638 of the PMC and VCC represent a single continental arc environment (Martil et al.,  
639 2017). Furthermore, inheritance ages found in VCC (Martil et al., 2017) show mainly  
640 Paleoproterozoic (1.9 to 1.5 Ga), subordinated Mesoproterozoic (1.2 to 1.0 Ga) and rare  
641 Archean (3.1 Ga) ages and are similar to provenance ages found in metasediments  
642 from the eastern and central part of PMC (Gruber et al., 2011; Hartmann et al., 2004;  
643 Martil et al., 2016b).

644 Alternatively, Konopasek et al. (2017) interpret the VCC orthogneisses, together  
645 with similar associations in Uruguay and Namibia, as formed in a back arc/rift setting.  
646 They interpret the geochemical signature of these magmas as arc-like, i.e., inherited  
647 from crustal and/or lithospheric mantle sources that have retained geochemical  
648 signature acquired during an older subduction-related episode. Independent of the  
649 given interpretation of geochemical signature of the felsic rocks, as indicative of  
650 magmatic arc or as inherited from a former arc, there is an agreement upon the imprint  
651 of an arc source on these rocks. In the absence of related basic and/or intermediate  
652 rocks, further geochemical interpretation about geotectonic settings should be made  
653 with caution.

654 Structural data show that  $D_1$  is the main deformation phase in the studied areas.  
655 The most conspicuous  $D_1$  structure is an alternating of  $S_1$  and mylonitic- $S_1$ , developed  
656 over a horizontal  $S_0$ .  $S_1$  and mylonitic- $S_1$  contain a medium-high plunge stretching  
657 lineation  $L_1$ . The observed alternation between  $S_1$  and mylonitic- $S_1$  indicates  
658 development of preferential sub-horizontal shear bands, represented by the mylonites.  
659 The presence of such medium- to high-angle kinematic indicators on mylonitic  $S_1$  as  
660 well as their absence on non-mylonitic  $S_1$  favor this hypothesis. Therefore, non-  
661 mylonitic  $S_1$  would be interpreted as deformed layers preserved in between two



662 adjacent mylonitic-S<sub>1</sub> shear bands. The data suggest, thus a contractional D<sub>1</sub>  
663 deformation which has evolved into shearing along former flat-lying planes. Intrafolial  
664 F<sub>1</sub> folds of sub-horizontal hinge lines are interpreted as early-D<sub>1</sub> structures, partly  
665 transposed by shearing along L<sub>1</sub>. All these aspects are compatible with the structures  
666 expected in a fold and thrust belt (Boyer and Elliott, 1982; Chapple, 1978; Davis et al.,  
667 1983; Elliott, 1976; Sanderson, 1982; Wilkerson, 1992) and this is therefore, the  
668 evolution model proposed for the area (Fig. 21).

669 Moreover, prevailing mylonitic-S<sub>1</sub> in Subarea 2 may indicate that the entire area  
670 behaved as a sub-horizontal shear zone during contractional D<sub>1</sub>. On the other hand,  
671 D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> are interpreted as late deformation phases since they develop folds with  
672 axial plane cleavages in both subareas.

673 This interpretation relies mainly on the presence of different structures  
674 developed along fold axial planes, such as catclastic zones, suggestive of higher  
675 crustal levels or stronger strain rates. However, the amount of time elapsed between  
676 the first deformation and the here called "late" ones is not known. A detailed study  
677 performed along the entire PMC area may show that medium- to low-temperatures are  
678 also found as reworking of S<sub>1</sub> structures, but this has not yet been found.

679 Metamorphic peak conditions are thought to have been reached during D<sub>1</sub>. The  
680 microstructures indicate greenschist facies conditions, with general temperatures  
681 between 400-500 °C, for this deformational-metamorphic in the studied areas ( Stipp  
682 et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005). This is also supported by the assemblage  
683 quartz + K-feldspar + albite-rich plagioclase + muscovite + actinolite ± chlorite ± biotite  
684 mineral in Subarea 2. However, the mineral assemblage quartz + K-feldspar +  
685 oligoclase to andesine plagioclase + mg-hornblende + biotite , suggest local upper-  
686 greenschist to amphibolite facies in Subarea 1, in which andesine indicates at least  
687 600° C (Best, 2003). The metamorphic peak at amphibolite facies conditions is also  
688 suggested by the mineral assemblage found in calc-silicate lenses composed of quartz  
689 + feldspar + clinopyroxene + titanite + garnet + ilmenite.

690 The two studied subareas have several aspects in common. Nevertheless, the  
691 main orientation of almost all measured structures is contrasting. Such differences may  
692 be related to the location of Subarea 2 in the vicinity of the Serra dos Pedrosas antiform  
693 (Fig. 2 and Fig. 11), interpreted by Jost (1981) as a large-scale drag-fold. According to  
694 this interpretation, the drag fold would have resulted from dextral transcurrent  
695 movement along the boundary between the PMC and younger granites, which means  
696 it would have to be younger than ca. 590 Ma in order to match the age values available

697 for the granitic magmatism ( $594 \pm 5$  Ma - U-Pb TIMS zircon age, Babinski et al., 1997).  
698 The dextral transcurrent kinematic would have thus rotated the originally NNW-  
699 trending structures of Subarea 2 onto NNE trends, as observed now.

700 Data from kinematic indicators are still not reliable, and may demand further  
701 specific investigation. However, despite the contrasting shear senses shown by these  
702 indicators, no evidence of reworking of higher-temperature structures under lower-  
703 temperature conditions are found, and they appear to have all formed under the same  
704 P-T conditions. Therefore, it seems more reasonable to think that the contrasting shear  
705 sense may result from the pure shear effect arising from opposite shear senses on the  
706 limbs of a regional fold. This might also explain the presence of many symmetrical  
707 indicators. Therefore, the antiform structures, on a regional scale, could have acted as  
708 drag-folds, similar to those described by Jost (1981) for the Serra dos Pedrosas  
709 antiform, which would have affected  $D_1$  structures much later and under colder, higher  
710 crustal conditions.

711 Evidence of a transcurrent phase related to  $D_1$  is only local in the study areas.  
712 However, the structure described as  $S_1'$ , best registered in Domain 3b of Subarea 1,  
713 may account for the same type of displacement described in the VCC as  $S_2$  (Martil et  
714 al., 2016b). In such places, scattering of  $L_1$  along a great circle which coincides with  
715 the main orientation of  $S_2$  (or  $S_1'$ ) is observed. In our case, we interpreted this feature  
716 as indicative of rotation of  $L_1$  by shearing along  $S_1'$  planes towards the end of  $D_1$ . In  
717 the VCC, these structures may have been much more penetrative due its higher  
718 temperature conditions. The similarities of the two cases are pointed out in figure 21C.

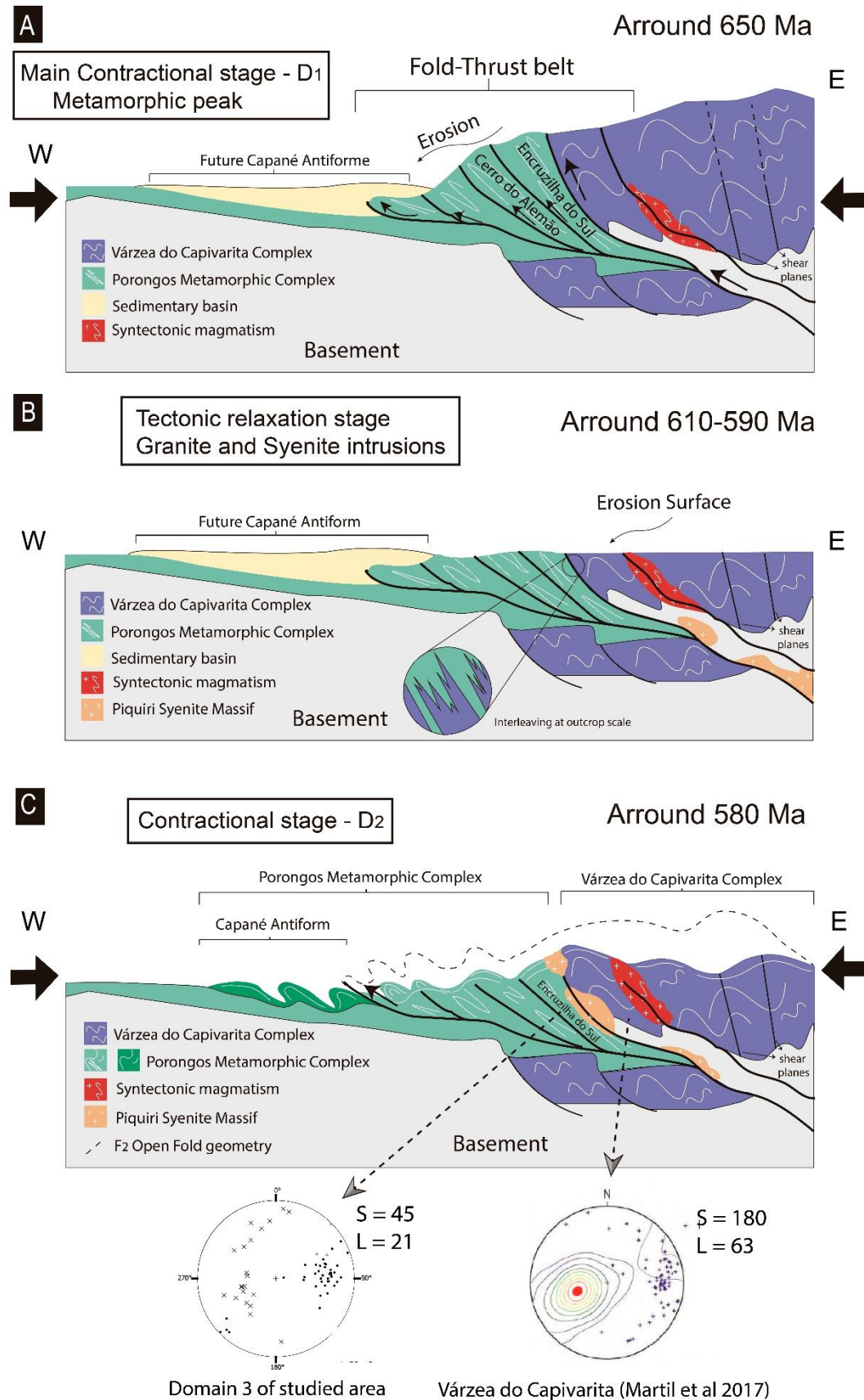
719 Considering the Porongos Metamorphic Complex and Várzea do Capivarita  
720 Complex as part of a single basin, each complex could represent limbs of a km-size  
721 thrust pile (Fig. 21 C). Thus, the thrusting towards the NW described by Martil et al  
722 (2016b) for the VCC may represent parasitic folds along this structure, whilst the  
723 studied PMC Subarea 1 would represent another slice, which dips mainly towards the  
724 west, and whose shear sense is not yet clearly established. Additionally, kinematic  
725 indicators in Subarea 2 should be more reliable, since mylonitic bands are better  
726 developed there, and therefore, top-to-the-WNW seems to be the best shear sense  
727 estimated so far.

728 Similar metamorphic age data from both complexes also corroborate the  
729 hypothesis of a single basin. The available metamorphic age value for the Porongos  
730 Metamorphic Complex, despite the large error, points to the main metamorphic event  
731 at  $658 \pm 26$  Ma (Lenz 2006), whilst in the Várzea do Capivarita Complex the

732 metamorphic event is  $648 \pm 18$  Ma (Martil et al., 2016b). The age data suggest that  
733 PMC and VCC were near at that time, or even in same basin, but were taken to different  
734 crustal levels, since the metamorphic grades are so contrasting.

735 Furthermore, provenance studies point out that the PMC is actually comprised  
736 of two basins filled at different ages, and with slightly different tectonic evolution (Höfig  
737 et al., 2017; Pertille et al., 2017). Additionally, igneous ages from metavolcanic rocks  
738 in the Capané Antiform are younger than other PMC metavolcanic rocks (Saalman et  
739 al. 2005; Martil et al. 2016b; Kohlrausch 2013). The igneous ages obtained in the  
740 Capané Antiform are younger than the metamorphic peak recorded in the eastern  
741 portion of the Porongos Complex ( $658 \pm 26$  Ma - Lenz, 2006). This suggests a younger  
742 metamorphic event with minimum age of  $578 \pm 1.6$  Ma (Kohlrausch, 2013), probably  
743 related to the reactivation of contractional structures. This younger event must have  
744 folded the eastern part of PMC generating shallow-level folds, and thrusting the rocks  
745 on the eastern side (Serra dos Pedrosas Antiform) to place them on top of western-  
746 side rocks (Capané Antiform and Santana da Boa Vista Antiform) (Fig. 21 C).

747 Therefore, it is suggested that the two complexes came to be side by side by  
748 tectonic juxtaposition. Thus, the local presence of metasedimentary rocks with medium  
749 to high metamorphic grade in the PMC, represented by garnet-clinopyroxene  
750 calciosilicate rocks, suggest that tectonic interleaving may have occurred at outcrop  
751 scale, close to the contact between PMC and VCC.



752  
753  
754  
755  
756  
757  
758  
759

Figure 28. Evolution sketch for Porongos and Várzea do Capivarita complexes. A) The main contractional stage occurred during D<sub>1</sub> and has thrown the deeper portion (VCC) to the top of the shallower crustal portion (PMC), followed by a tectonic relaxation stage (B), with the emplacement of granites. C) The reactivation of contractional structures generates open folds and/or thrust piles in VCC and PMC, with thrusting of the eastern part of PMC to the top of the western rocks of PMC (Capané Antiform).

## 760 8. Conclusions

761

762 Metavolcanic studied rocks are dacites and rhyolites bearing a geochemical  
763 inprint of arc magmatism at the age of ca. 790 Ma. These rocks were affect by three  
764 main deformation phases. A correlated volcanism and similar deformational phases  
765 are recorded in the Várzea do Capivarita Complex, although submitted to different  
766 metamorphic conditions. The present structural investigation reveals that the main  
767 deformation phase D<sub>1</sub> is a contractional phase with metamorphic peak at amphibolite  
768 facies conditions. The most conspicuous D<sub>1</sub> structure is described as an alternating of  
769 S<sub>1</sub> and mylonitic-S<sub>1</sub>, possibly developed over a horizontal S<sub>0</sub>. The alternation between  
770 S<sub>1</sub> and mylonitic-S<sub>1</sub> indicates development of preferential sub-horizontal shear bands,  
771 represented by the mylonites. The planes of S<sub>1</sub> and mylonitic-S<sub>1</sub> contain a medium- to  
772 high-pitch stretching lineation L<sub>1</sub>. The stretching lineation (L<sub>1</sub>) is scattered along a great  
773 circle, which is taken as indicative of rotation along shear planes related to nearly  
774 coeval strike-slip movement, similar to that described in VCC. D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> are late  
775 deformation phases which develop folds axial plane cleavages evolving onto  
776 cataclastic zones.

777 The volcano-sedimentary basins of Porongos Metamorphic Complex and  
778 Várzea do Capivarita Complex have shared at least some igneous and sedimentary  
779 sources. Additionally, it is possible that both complexes have shared a single  
780 sedimentary basin, taken to different crustal levels by deformation. A W-directed  
781 collisional event at 650 Ma metamorphosed the rocks and generated thrust-folds in  
782 both complexes, and placing them side by side at the same crustal level either very  
783 later or repeatedly along their geological history. As indicated by recent studies, a  
784 younger metamorphic event of  $578 \pm 1.6$  as minimum age, is probably related to the  
785 reactivation of this contractional structures. This younger event must have folded the  
786 eastern part of PMC generating shallow-level folds, and thrusting the rocks on the  
787 eastern side (Serra dos Pedrosas Antiform) to place them on top of western-side rocks  
788 (Capané Antiform and Santana da Boa Vista Antiform).

789

## 790 9. Acknowledgements

791

792 We thank the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior  
793 (CAPES) for the MSc (M.A. Battisti). M.F. Bitencourt and L. Nardi acknowledge the  
794 Brazilian National Research Council (CNPq) for their Productivity grants.

795 This work was supported by CNPq Universal Project number 442818/2014-0.

796

## 797 **11. References**

798

799 Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., de Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian  
800 structural provinces: An introduction. *Earth-Science Rev.* 17, 1–29.  
801 [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

802 Babinski, M., Chemale, F., Vanschmus, W.R., Hartmann, L.A., Dasilva, L.C., 1997. U-  
803 Pb and Sm-Nd Geochronology Of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom  
804 Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 263–274.  
805 [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00021-7](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00021-7)

806 Basei, M.A.S., Neves, B.B.B., Siga, O., Babinski, M., Pimentel, M.M., Gaeta Tassinari,  
807 C.C., Hollanda, M.H.B., Nutman, A., Cordani, U.G., 2010. Contribution of SHRIMP  
808 U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian  
809 Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Res.* 183, 112–144.  
810 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.015>

811 Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic petrology*, 2nd ed. Blackwell Publishing  
812 company. <https://doi.org/10.1180/minmag.1983.047.344.33>

813 Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism  
814 related to the southern Brazilian shear belt. *Rev. Bras. Geociencias* 30, 184–187.

815 Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to Postcollisional Brasiliano Magmatism  
816 in Southernmost Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 65, 3–16.

817 Boyer, S.E., Elliott, D., 1982. Thrust System. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 66, 1196–  
818 1230.

819 Boyton, W. V., 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite studies, in:  
820 Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, New York, p.  
821 63.

822 Camozzatto, E., Philipp, R.P., Chemale F., J., 2013. Idades Estaterianas no Domo da  
823 Vigia:Complexos Vigia e Porongos, Metagranito Seival e Anfibolito Tupi Silveira,  
824 Bagé, RS. *Symp. Int. Tectonics - XIV Simpósio Nac. Estud. Tectônicos* 1.

- 825 Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol. Soc. Am.*  
826 *Bull* 89, 1189–1198.
- 827 Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and  
828 accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory. *J. Geophys. Res. Solid Earth*  
829 88, 1153–1172. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10087>
- 830 Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension  
831 zones I, 1–14.
- 832 Elliott, D., 1976. The Energy Balance and Deformation Mechanisms of Thrust Sheets.  
833 *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 283, 289–312.  
834 <https://doi.org/10.1098/rsta.1976.0086>
- 835 Fernandes, L.A.D., Tommazi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the  
836 southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *J. South Am.*  
837 *Earth Sci.* 5, 77–96.
- 838 Fragoso-Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr, E., Faccini, U.F., 1986. O  
839 Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eopaleozóico) no escudo do Rio Grande  
840 do Sul. XXXIV Congr. Bras. Geol. 1321–1342.
- 841 GabbroSoft, 2012. . <Http://gabbrosoft.org/index.html>.
- 842 Gregory, T.R., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Chemale, F., 2015.  
843 Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos  
844 Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in  
845 Paleoproterozoic times. *J. South Am. Earth Sci.* 57, 49–60.  
846 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.11.009>
- 847 Gruber, L., 2016. Geocronologia do Complexo Metamórfico Porongos e Suíte  
848 Metamórfica Várzea Do Capivarita , Cinturão Dom Feliciano , sul do Brasil :  
849 implicações para a evolução ocidental.
- 850 Gruber, L., Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2011. Geocronologia e  
851 geoquímica isotópica no estudo das áreas fonte dos metassedimentos do  
852 complexo metamórfico Porongos, cinturão Dom Feliciano, RS. Congr. Bras.  
853 Geoquímica (13. 2011 out. 9-14. Gramado, RS); Simpósio Geoquímica dos  
854 Países do Mercosul (3. 2011 out. 9-14. Gramado, RS). [Anais]. [Porto Alegre]  
855 UFRGS/IGEO, 2011. 1 CD-ROM. 1159–1162.

- 856 Gruber, L., Porcher, C.C., Geller, H., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2016.  
857 Geochronology ( U-Pb ) and isotope geochemistry ( Sr / Sr and Pb / Pb ) applied  
858 to the Várzea do Capivarita Metamorphic Suite , Dom Feliciano Belt , Southern  
859 Brazil : Insights and paleogeographical implications to. *Geochim. Bras.* 30, 55–71.  
860 <https://doi.org/10.21715/GB2358-2812.2016301055>
- 861 Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of  
862 collision-zone magmatism. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 19, 67–81.  
863 <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- 864 Hartmann, L.A., Chemale Jr, F., Philipp, R.P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio  
865 Grande do Sul no Pré-Cambriano. 50 anos Geol. - Inst. Geociências da Univ. Fed.  
866 do Rio Gd. do Sul 1, 97–123.
- 867 Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Da Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J.,  
868 Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances  
869 in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and  
870 metallogenic evolution of southern Brazil. *Aust. J. Earth Sci.* 47, 829–844.  
871 <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00815.x>
- 872 Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, L.L., Remus, M.V.D., Lima, E.F., Mexias,  
873 A.S., 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do  
874 Sul shield, Brazil. *Pesqui. em Geociencias* 26, 45–63.
- 875 Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S.,  
876 Vasconcellos, M.A.Z., 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital  
877 zircons, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian shield. *Int. Geol. Rev.*  
878 46, 127–157. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.2.127>
- 879 Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Leite, J.A.D., Porcher, C.C., Mcnaughton, N.J., 2003.  
880 Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário  
881 ultramafic amphibolite, Encantadas complex, southernmost Brazil. *An. Acad.*  
882 *Bras. Cienc.* 75, 393–403. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652003000300010>
- 883 Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C., Frantz, J.C.,  
884 2017. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in  
885 SW Gondwana: new insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos  
886 Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Res.*  
887 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.031>



- 888 Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the  
889 Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.  
890 <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- 891 Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarnelli, E., 2004. Inclined  
892 transpression. *J. Struct. Geol.* 26, 1531–1548.  
893 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.01.004>
- 894 Jost, H., 1981. Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista Region,  
895 Southern Brazil.
- 896 Jost, H., Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de  
897 Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol Leop* 11, 27–59.
- 898 Kohlrausch, C.B., 2013. Determinação de idades U-Pb em zircão por LA-ICP-MS nas  
899 rochas metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos.
- 900 Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical  
901 classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol.*  
902 27, 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- 903 Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D.,  
904 Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J.,  
905 Madarino, J.A., Maresch, W. V., Nickel, E.H., Rocks, N.M.S., Schumacher, J.C.,  
906 Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y., 1997.  
907 Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the  
908 International Mineralogical Association, comission on new minerals and mineral  
909 names. *Can. Mineral.* 35, 219–246.
- 910 Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Soliani, Ê.,  
911 Koester, E., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP  
912 dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. *J.*  
913 *South Am. Earth Sci.* 13, 739–750. [https://doi.org/10.1016/S0895-](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00058-4)  
914 [9811\(00\)00058-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00058-4)
- 915 Lenz, C., 2006. Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra dos  
916 Pedrosas: condições e idades do metamorfismo 111.
- 917 Machado, R., Fragoso Cesar, A.R., Faccini, U.F., 1987. O Domo De Santana (RS):  
918 Domo Gnáissico Manteado ou Figura de Interferência Tipo Domo e Bacia? 166–

- 919 175.
- 920 Marques, J.C., Caravaca, G., 1994. Eventos Tectono-Metamórficos Do Complexo  
921 Cerro Da Árvore Suíte Metamórfica Porongos, Encruzilhada Do Sul-RS 1994.
- 922 Marques, J.C., Roisenberg, A., Jost, H., Frantz, J.C., Teixeira, R.S., 2003. Geologia e  
923 geoquímica das rochas metaultramáficas da antiforme Capané, suíte metamórfica  
924 Porongos, RS. *Rev. Bras. Geociências* 33, 83–94.
- 925 Martil, 2016. O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 ma) e a  
926 reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 ma) no Complexo  
927 Várzea Do Capivarita, Sul da Província Mantiqueira.
- 928 Martil, M.M.D., 2007. Relações de intrusão do Maciço Sienítico Piquíri, RS com suas  
929 encaixantes. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 930 Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e  
931 petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: Os  
932 ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesqui. em*  
933 *Geociencias* 38, 181–201.
- 934 Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Armstrong, R., Pimental, M.M.,  
935 Schimit, R., Florisbal, L.M., Chemale Jr, F., 2016a. Cryongenian granulitic  
936 orthogneisses of the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications of  
937 magmatic arc activity and continental collision in the southern Mantiqueira  
938 Province, Brazil. *O Magmat. arco Cont. pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição*  
939 *espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no complexo Várzea do*  
940 *Capivarita, sul da província Mantiqueira. Unpubl. PhD. thesis, Univ. Fed. do Rio*  
941 *Univ. pp 73–112. <https://doi.org/http://hdl.handle.net/10183/149194>*
- 942 Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Schmitt, R. da S., Weinberg, R.,  
943 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern  
944 Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the  
945 Várzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274–275, 39–52.  
946 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.011>
- 947 Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Schmitt, R. da S., Weinberg, R.,  
948 2016b. Structural Evolution of the Várzea do Capivarita Complex: a record of  
949 Cryogenian (ca. 650Ma) transpressive tectonics in southernmost Brazil. *O*  
950 *Magmat. arco Cont. pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal*

- 951 do regime transpressivo (650 Ma) no complexo Várzea do Capivarita, sul da  
952 província Mantiqueira. Unpubl. PhD. thesis, Univ. Fed. do Rio Gd. do S 39–66.  
953 <https://doi.org/http://hdl.handle.net/10183/149194>
- 954 Mello, F.M. de, Machado, R., Fragoso Cesar, A.R., 1987. O Sistema De  
955 Cavalgamentos Porongos Em Sua Localidade Tipo, Município De Pinheiro  
956 Machado-Rs.
- 957 Nardi, L.V.S., Bitencourt, M. de F., 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal  
958 no Sul do Brasil. 50 anos Geol. - Inst. Geociências da Univ. Fed. do Rio Gd. do  
959 Sul 1, 125–141.
- 960 Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2017. Contemporaneous  
961 assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the  
962 supercontinent cycle. *Geosci. Front.* 8, 1431–1445.  
963 <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.01.009>
- 964 Paim, P.S.G., Chemale Junior, F., Wildner, W., 2014. Estágios Evolutivos Da Bacia  
965 Do Camaquã (Rs). *Ciência e Nat.* 36, 183–193.  
966 <https://doi.org/10.5902/2179460X13748>
- 967 Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, 2nd ed. Springer, Berlin.
- 968 Pearce, J. a, Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element distribution diagrams  
969 for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.  
970 <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- 971 Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks  
972 from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 58, 63–81.  
973 <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- 974 Pertille, J., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., 2015a. Zircon U-Pb age constraints on the  
975 Paleoproterozoic sedimentary basement of the Ediacaran Porongos Group, Sul-  
976 Riograndense Shield, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 63, 334–345.  
977 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.08.005>
- 978 Pertille, J., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Petry, T.S., de Carvalho Lana, C., 2015b.  
979 Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian  
980 Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb,  
981 Lu-Hf isotopes. *J. South Am. Earth Sci.* 64, 69–93.

- 982 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.001>
- 983 Pertille, J., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Armstrong, R., 2017.  
984 Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and  
985 thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes.  
986 *Int. Geol. Rev.* 59, 1532–1560. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1285257>
- 987 Philipp, R., Machado, R., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito  
988 Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Rev.*  
989 *Bras. Geociencias* 32, 277–290.
- 990 Philipp, R., Pimentel, M.M., Chemale Jr, F., 2016. Tectonic evolution of the Dom  
991 Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb  
992 geochronology. *Brazilian J. Geol.* 46, 83–104. [https://doi.org/10.1590/2317-](https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016)  
993 [4889201620150016](https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016)
- 994 Philipp, R.P., Bom, F.M., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Zvirtes, G., 2016. SHRIMP U-  
995 Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the  
996 Várzea do Capivarita Complex: Implications for the origin of Pelotas Batholith,  
997 Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 66, 196–207.  
998 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.008>
- 999 Philipp, R.P., Lusa, M., Nardi, L.V.S., 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and  
1000 trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista,  
1001 southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *An. Acad.*  
1002 *Bras. Cienc.* 80, 735–748. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652008000400013>
- 1003 Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Hartmann, L.A., Campos, R.S. De, Pertile, J., Lena, L.O.,  
1004 Lopes, C.G., Bom, F.M., Vedana, L.A., Camozzato, E., Laux, J.H., Gubert, M.,  
1005 2013. Correlação entre os complexos metavulcano-sedimentares dos Escudos do  
1006 RS e SC : evidências da evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano com base  
1007 em geocronologia U-Pb em zircão. *Simpósio Nac. Estud. Tectonicos.*
- 1008 Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 1994. Zoneamento Metamórfico da Suíte Porongos,  
1009 RS: Uma discussão. *An. do 38 Congr. Bras. Geol.* 275–277.
- 1010 Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 1990. Relações embasamento-cobertura na porção  
1011 ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesqui. em*  
1012 *Geociências* 17, 72–84.

- 1013 Ramos, V.A., Cingolani, C., Junior, F.C., Naipauer, M., Rapalini, A., 2017. The  
1014 Malvinas (Falkland) Islands revisited: The tectonic evolution of southern  
1015 Gondwana based on U-Pb and Lu-Hf detrital zircon isotopes in the Paleozoic  
1016 cover. *J. South Am. Earth Sci.* 76, 320–345.  
1017 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.013>
- 1018 Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol.*  
1019 *2: Folds and Fractures*, Pergamon P. ed. London.
- 1020 Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D.,  
1021 Baldo, E.G., 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-  
1022 African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west  
1023 Gondwana. *Gondwana Res.* 20, 673–690.  
1024 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.001>
- 1025 Remus, M.V.D., Faccini, U.F., Tedesco, M.A., Philipp, R.P., 1987. Evolucao estrutural  
1026 dos Metamorfitos Porongos a sul do rio Camaqua (RS). *Simp. Sul-Brasileiro Geol.*  
1027 (3. 1987 Curitiba, Pr). *Atas. Curitiba, Pr SBG, 1987.* 223–243.
- 1028 Remus, M.V.D., Phiipp, R.P., Ubiratan, F.F., Junges, S.L., 1990. Contribuição ao  
1029 estudo geológico-estrutural oos gnaisses encantadas e das relações com as  
1030 supracrustals porongos na região de Santana da Boa Vista - RS 2358–2370.
- 1031 Saalman, K., Hartmann, L.A., Remus, & M., 2005. *International Geology Review*  
1032 *Tectonic Evolution of Two Contrasting Schist Belts in Southernmost Brazil: A Plate*  
1033 *Tectonic Model for the Brasiliano Orogeny.* *Int. Geol. Rev.* 4712, 1234–1259.  
1034 <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.12.1234>
- 1035 Saalman, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Structural evolution and tectonic  
1036 setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geol. Mag.* 143, 59.  
1037 <https://doi.org/10.1017/S0016756805001433>
- 1038 Sanderson, D.J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A  
1039 review. *Tectonophysics* 88, 201–233. [https://doi.org/10.1016/0040-](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90237-2)  
1040 [1951\(82\)90237-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90237-2)
- 1041 Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *J. Struct. Geol.* 6, 449–458.  
1042 [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90058-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90058-0)
- 1043 Satish-Kumar, M., Hokada, T., Owada, M., Osanai, Y., Shiraishi, K., 2013.

- 1044 Neoproterozoic orogens amalgamating East Gondwana: Did they cross each  
1045 other? *Precambrian Res.* 234, 1–7.  
1046 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.010>
- 1047 Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks : their genesis, composition, classification, and their*  
1048 *relation to ore deposits with a chapter on meteorites*, 2nd ed. London.
- 1049 Silva, L.C. da, McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005.  
1050 The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-  
1051 based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of  
1052 orogens. *Precambrian Res.* 136, 203–240.  
1053 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.004>
- 1054 Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault  
1055 zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a  
1056 temperature range from 250 to 700 °C. *J. Struct. Geol.* 24, 1861–1884.  
1057 [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4)
- 1058 Van der Pluijm, B.A., Marshak, S., 1997. *Earth structure : an introduction to structural*  
1059 *geology and tectonics*, 2nd ed. Norton & Company, Inc.  
1060 <https://doi.org/10.1126/science.1196263>
- 1061 Wilkerson, M.S., 1992. Differential transport and continuity of thrust sheets. *J. Struct.*  
1062 *Geol.* 14, 749–751. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90132-G](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90132-G)
- 1063 Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma  
1064 series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20,  
1065 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- 1066 Zvirtes, G., 2012. *Evolução tectônica do Metagranito Capané, Complexo Porongos,*  
1067 *Cachoeira do Sul - RS.*
- 1068

## CAPÍTULO V

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente estudo demonstra que as rochas metavulcânicas estudadas são dacitos e riolitos, que possuem assinatura geoquímica semelhante à de ambientes de arco magmático maduro, o qual teria ocorrido em 790 Ma. As rochas estudadas foram afetadas por 3 fases de deformação principal. Esse mesmo vulcanismo e fases deformacionais semelhantes também se encontram registrados no Complexo Várzea do Capivarita, embora submetidas a diferentes condições metamórficas (MARTIL et al., 2016a, 2016b, 2017).

O estudo estrutural revela que a principal fase de deformação  $D_1$  é uma fase compressiva com pico metamórfico em fáceis anfibolito e,  $D_2$  e  $D_3$  são fases de deformação tardias que desenvolvem dobras em nível crustal raso com clivagem de plano axial. A principal estrutura de  $D_1$  é a intercalação entre  $S_1$  e  $S_1$  com textura milonítica, possivelmente desenvolvida sobre uma  $S_0$  horizontal, e que sugere bandas de cisalhamento sub-horizontais preferenciais, interpretadas como relacionadas a uma evolução por *fold and thrust belt*. A lineação de estiramento ( $L_1$ ) é distribuída ao longo de um grande círculo nos estereogramas e pode indicar uma rotação ao longo de planos de cisalhamento, que deve estar relacionada a movimentos de transcorrência, similar ao descrito como deformação progressiva no Complexo Várzea do Capivarita (MARTIL et al., 2016a).

Assim as características estruturais e geoquímicas das rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos apresentadas neste trabalho reforçam a hipótese de que estas rochas tenham tido protólitos comuns ou semelhantes aos dos ortognaisses de alto grau do Complexo Várzea do Capivarita. Deste modo, as bacias vulcano-sedimentares do Complexo Metamórfico Porongos e do Complexo Várzea do Capivarita compartilharam as mesmas fontes ígneas e sedimentares, sendo possível até mesmo terem feito parte de uma mesma bacia sedimentar com cada complexo ocupando um nível estratigráfico distinto. Um evento colisional de direção E-W, há 650 Ma, metamorizou e gerou *thrust-folds* em ambos os complexos e os colocou lado a lado, no mesmo nível crustal, como se encontram atualmente.

No entanto, estudos recentes sugerem um evento metamórfico mais jovem com  $578 \pm 1,6$  como idade mínima (KOHLEAUSCH, 2013). Esse evento mais jovem, provavelmente está relacionado à reativação do estágio contraccional e deve ter

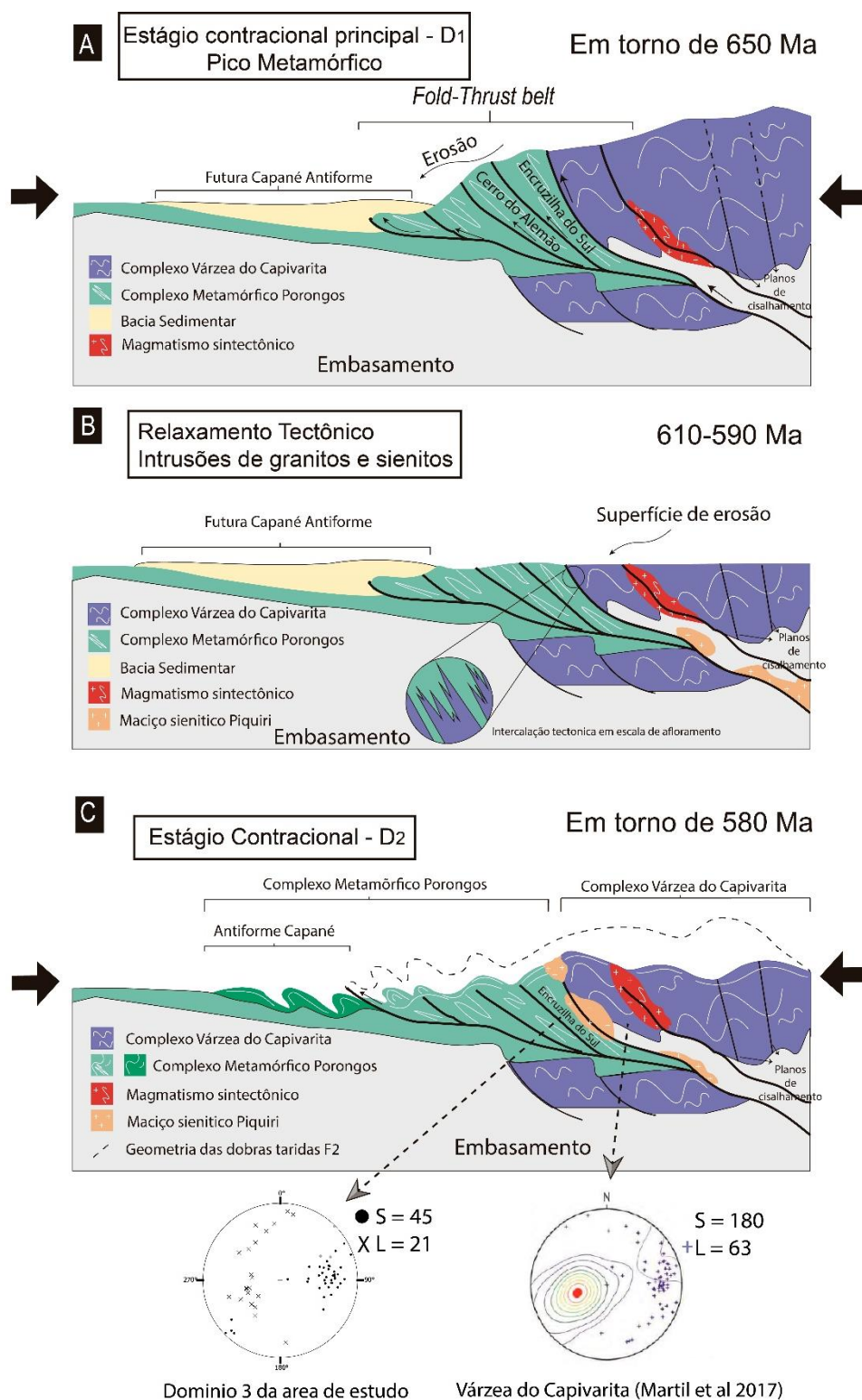
dobrado a parte leste do CMP, gerando dobras pouco profundas, e empurrado as rochas do leste do Complexo (Antiforme Serra dos Pedrosas) sobre as rochas do oeste (Antiforme Capané, Domo de Santana da Boa Vista).

Deste modo, os resultados apresentados auxiliam no entendimento da evolução da Província Mantiqueira no Sul do Brasil. Além disso reforçam a hipótese de que a evolução tectônica do Complexo Metamórfico Porongos e do Complexo Várzea do Capivarita possuem maior conexão em relação ao que se era considerado.

Assim, a partir das hipóteses levantadas neste estudo, algumas ideias de trabalhos futuros podem ser sugeridas. Visto isso, acredita-se que há necessidade de estudos de detalhamento estrutural em várias regiões do CMP, uma vez que a maioria dos trabalhos estruturais possuem abrangência regional (JOST; BITENCOURT, 1980; JOST, 1981; MACHADO; FRAGOSO CESAR; FACCINI, 1987; PORCHER; FERNANDES, 1990; REMUS et al., 1990; SAALMANN; REMUS; HARTMANN, 2006). Todavia, trabalhos de estrutural de detalhe foram realizados na região da Antiforme Capané (p.e. MARQUES et al., 1998; ZVIRTES, 2012). No entanto, como é sugerido anteriormente, essa porção do CMP deve ter tido uma evolução um pouco distinta, e merece ainda maior atenção dos pesquisadores.

Em se tratando das condições de metamorfismo do Complexo Metamórfico Porongos, sabe-se que o grau metamórfico cresce de oeste para leste (JOST; BITENCOURT, 1980; JOST, 1981; LENZ, 2006; MARQUES; CARAVACA, 1994; PORCHER; FERNANDES, 1994). No entanto, subtraindo-se o trabalho de Lenz (2006), nota-se que os demais trabalhos são antigos, ausentes de modelamentos, sendo as condições metamórficas estimadas apenas por paragênese mineral. Todavia, Lenz (2006) estudou pseudo-seções e estimou as condições de metamorfismo das rochas metapelíticas da região da Serra dos Pedrosas, a qual representa apenas uma parte do CMP. Além disso, a datação do metamorfismo do Complexo Metamórfico Porongos é problemática, uma vez que os dados são escassos e possuem margem de erro elevada (maior que 26 Ma). Assim, estudos que preencham essas lacunas auxiliarão no entendimento da geologia do Complexo Metamórfico Porongos.





**Figura 29.** Esboço de evolução dos complexos Porongos e Várzea do Capivarita. A) O estágio contraccional principal ocorreu durante D1 e colocou a porção mais profunda (CVC) no topo da porção de crosta superficial (CMP), seguida de um estágio de relaxamento tectônico (B), com a colocação de granitos. C) A reativação das estruturas de contração gera dobras abertas e/ou *fold thrusts* em ambos os complexos, e empurra as rochas do leste do PMC para o topo das rochas do oeste (Capané Antiform).

## REFERÊNCIAS

- BOYER, S. E.; ELLIOTT, D. Thrust System. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, [s. l.], v. 66, p. 1196–1230, 1982.
- CHAPPLE, W. M. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. **Geol. Soc. Am. Bull.**, [s. l.], v. 89, p. 1189–1198, 1978.
- CHARÃO MARQUES, Juliana et al. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul -RS. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 28, n. 4, p. 467–472, 1998.
- DAVIS, Dan; SUPPE, John; DAHLEN, F. A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, [s. l.], v. 88, n. B12, p. 1153–1172, 1983. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JB089iB12p10087>>
- DEWEY, J. F.; HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A. Transpression and transtension zones. [s. l.], v. 1, p. 1–14, 1998.
- ELLIOTT, D. The Energy Balance and Deformation Mechanisms of Thrust Sheets. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, [s. l.], v. 283, n. 1312, p. 289–312, 1976.
- FERNANDES, Luís Alberto D'Ávila; TOMMAZI, Andrea; PORCHER, Carla Cristine. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 5, n. 1, p. 77–96, 1992.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S. et al. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eopaleozóico) no escudo do Rio Grande do Sul. **XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia**, [s. l.], p. 1321–1342, 1986.
- GRUBER, Leonardo. **Geocronologia do Complexo Metamórfico Porongos e Suíte Metamórfica Várzea Do Capivarita , Cinturão Dom Feliciano , sul do Brasil : implicações para a evolução ocidental**. [s.l: s.n.].
- HARTMANN, Léo Afraneo; CHEMALE JR, Farid; PHILIPP, Ruy Paulo. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. **50 anos de Geologia - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul**, [s. l.], v. 1, p. 97–123, 2007.

- JONES, Richard R. et al. Inclined transpression. **Journal of Structural Geology**, [s. l.], v. 26, n. 8, p. 1531–1548, 2004.
- JOST, H.; BITENCOURT, M. F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geol Leop**, [s. l.], v. 11, n. 7, p. 27–59, 1980.
- JOST, Hardy. **Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil**. [s.l: s.n.].
- KOHLRAUSCH, C. B. **Determinação de idades U-Pb em zircão por LA-ICP-MS nas rochas metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos**. 2013. [s. l.], 2013.
- LENZ, Cristine. Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo. [s. l.], p. 111, 2006.
- MACHADO, Rômulo; FRAGOSO CESAR, Antonio Romalito; FACCINI, Ubiratan Ferrucio. O Domo De Santana (RS): Domo Gnáissico Manteado ou Figura de Interferência Tipo Domo e Bacia? [s. l.], p. 166–175, 1987.
- MARQUES, Juliana Charão; CARAVACA, Gérson. Eventos Tectono-Metamórficos Do Complexo Cerro Da Árvore Suíte Metamórfica Porongos, Encruzilhada Do Sul-RS. [s. l.], n. 6, p. 1994, 1994.
- MARTIL. **O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 ma) no Complexo Várzea Do Capivarita, Sul da Província Mantiqueira**. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/149194>>.
- MARTIL, Mariana Maturano Dias et al. Structural Evolution of the Várzea do Capivarita Complex: a record of Cryogenian (ca. 650Ma) transpressive tectonics in southernmost Brazil. In: **O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no complexo Várzea do Capivarita, sul da província Mantiquera**. Unpublished PhD. thesis, **Universidade Federal do Rio Grande do Sul**, [s. l.], p. 39–66, 2016. a. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/149194>>
- MARTIL, Mariana Maturano Dias et al. Cryongenian granulitic orthogneisses of the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications of magmatic arc activity and continental collision in the southern Mantiqueira Province, Brazil. In: **O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no complexo Várzea do Capivarita, sul da província Mantiquera**. Unpublished PhD. thesis, **Universidade Federal do Rio**

**Universidad**, [s. l.], p. pp 73–112, 2016. b. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/149194>>

MARTIL, Mariana Maturano Dias et al. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. **Lithos**, [s. l.], v. 274–275, p. 39–52, 2017. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493716304078>>. Acesso em: 17 ago. 2017.

ORIOLO, Sebastián et al. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. **Geoscience Frontiers**, [s. l.], v. 8, n. 6, p. 1431–1445, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2017.01.009>>

PHILIPP, R.; PIMENTEL, Marcio Martins; CHEMALE JR, Farid. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, [s. l.], v. 46, n. Suppl 1, p. 83–104, 2016.

PORCHER, C. C.; FERNANDES, L. A. D. Relações embasamento-cobertura na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. **Pesquisas em Geociências**, [s. l.], v. 17, p. 72–84, 1990.

PORCHER, Carla Cristine; FERNANDES, Luís Alberto D'Ávila. Zoneamento Metamórfico da Suíte Porongos, RS: Uma discussão. **Anais do 38 Congresso Brasileiro de Geologia**, [s. l.], p. 275–277, 1994.

REMUS, Marcus Vinicius Dorneles et al. Contribuição ao estudo geológico-estrutural oos gnaisses encantadas e das relações com as supracrustals porongos na região de Santana da Boa Vista - RS. [s. l.], p. 2358–2370, 1990.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. **Geological Magazine**, [s. l.], v. 143, n. 1, p. 59, 2006. Disponível em: <[http://www.journals.cambridge.org/abstract\\_S0016756805001433](http://www.journals.cambridge.org/abstract_S0016756805001433)>

SANDERSON, David J. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A review. **Tectonophysics**, [s. l.], v. 88, n. 3–4, p. 201–233, 1982.

SANDERSON, David J.; MARCHINI, W. R. D. Transpression. **Journal of Structural Geology**, [s. l.], v. 6, n. 5, p. 449–458, 1984.

SATISH-KUMAR, M. et al. Neoproterozoic orogens amalgamating East Gondwana: Did they cross each other? **Precambrian Research**, [s. l.], v. 234, p. 1–7, 2013.

Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.010>>

SILVA, Luiz Carlos Da et al. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, [s. l.], v. 136, n. 3–4, p. 203–240, 2005.

UFRGS. **Projeto Passo das Canas. Mapa Geológico 1:25.000**. Porto Alegre, Brasil: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008.

VAN DER PLUIJM, Ben A.; MARSHAK, Stephen. **Earth structure : an introduction to structural geology and tectonics**. 2nd. ed. [s.l.] : Norton & Company, Inc., 1997.

WILKERSON, M. S. Differential transport and continuity of thrust sheets. **Journal of Structural Geology**, [s. l.], v. 14, n. 6, p. 749–751, 1992.

ZVIRTES, Gustavo. **Evolução tectônica do Metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul - RS**. 2012. [s. l.], 2012.

## ANEXO A

	MAB 05 A	MAB 09 C	MAB 10 A	MAB 18 A	MAB 30 A	PP 026 C	PP 027 A	TM 27 A
SiO <sub>2</sub>	68,05	67	68,11	67,78	69,38	69,71	69,58	69,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,03	13,8	13,02	12,73	13,68	14,03	12,58	13,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	5,48	5,49	5,51	5,7	5	4,81	5,71	5,21
MnO	0,098	0,107	0,105	0,113	0,084	0,087	0,11	0,089
MgO	2,1	2,26	2,23	2,06	1,74	1,83	2,03	1,91
CaO	2,99	2,96	3,77	2,04	3,22	3,43	3,09	2,75
Na <sub>2</sub> O	2,59	2,57	1,6	2,44	2,06	2,03	2,26	2,46
K <sub>2</sub> O	3,07	2,88	2,53	3,19	2,87	2,41	2,73	2,49
TiO <sub>2</sub>	0,707	0,667	0,676	0,61	0,637	0,627	0,652	0,654
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,09	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12
LOI	1,02	2,02	2,29	2,62	1,21	1,09	1,23	1,36
Total	100,2	99,86	99,94	99,41	99,99	100,2	100,1	100,2
Sc	16	18	18	16	15	15	20	17
Be	3	2	2	4	3	3	2	3
V	89	92	93	86	83	76	97	87
Ba	625	591	481	757	562	534	634	673
Sr	149	109	150	532	175	164	129	151
Y	26	27	24	25	29	28	25	25
Zr	213	206	199	197	212	216	201	222
Cr	50	40	40	40	40	40	30	40
Co	12	12	13	12	11	11	13	12
Ni	20	< 20	20	< 20	20	20	< 20	20
Cu	20	10	20	20	30	20	20	10
Zn	70	70	70	100	60	60	80	70
Ga	16	16	14	15	16	16	15	16
Ge	1	2	1	2	2	2	2	2
As	< 5	< 5	12	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	136	103	91	135	130	120	109	101
Nb	10	8	8	9	9	9	9	9
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,6	0,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	2	2	1	2	2	3	2	2
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	4,5	1,9	1,9	4	5,2	4,5	4,9	4,5
La	34	30,2	28	27,7	34,8	35	26,8	32,2
Ce	70,4	62,2	57	57,5	71,5	72,4	55,8	66,9
Pr	8	7,02	6,55	6,56	8,29	8,29	6,41	7,58
Nd	29,7	26,6	24,4	25,2	30,7	30,7	24,2	28,9
Sm	5,6	5,2	4,8	5,1	6	6,1	4,9	5,5
Eu	1,1	1,1	1,02	1,03	1,12	1,13	1,06	1,17
Gd	4,9	4,5	4,3	4,6	5,2	5,2	4,5	4,9
Tb	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
Dy	4,8	4,5	4,2	4,6	5,1	4,9	4,5	4,5
Ho	1	0,9	0,8	0,9	1	1	0,9	0,9
Er	2,8	2,7	2,5	2,6	2,9	2,9	2,7	2,7

<b>Tm</b>	0,42	0,4	0,38	0,4	0,43	0,42	0,42	0,39
<b>Yb</b>	2,7	2,8	2,6	2,7	3	2,9	2,8	2,8
<b>Lu</b>	0,44	0,42	0,41	0,42	0,47	0,45	0,43	0,45
<b>Hf</b>	5,5	5,2	5	5	5,1	5,5	5,1	5,5
<b>Ta</b>	0,9	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,7
<b>W</b>	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
<b>Tl</b>	1,1	0,8	0,6	0,9	0,8	0,7	0,6	0,6
<b>Pb</b>	16	14	14	43	19	18	15	18
<b>Bi</b>	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0,4	< 0.4	< 0.4
<b>Th</b>	12,3	9,5	8,4	10,4	12,5	12,9	8,2	11,4
<b>U</b>	3,1	2,4	2,1	2,5	3	3,3	2,1	2,8

## ANEXO B

Feldspato Potássico										
	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	FeO	TiO2	Cr2O3	Total
Subárea 1	1,08	64,44	0,00	18,37	14,85	0,04	0,03	0,01		98,83
	0,67	63,81	0,01	18,45	15,70	0,00	0,11	0,02		98,77
	1,19	64,74	0,01	18,34	14,80	0,00	0,07	0,00		99,15
Subárea 2	0,128	47,117	1,091	32,173	10,761	0,010	2,432		0,001	93,712
	0,169	46,864	0,874	32,721	10,685	0,015	2,210		0,000	93,537
	0,141	46,387	0,639	33,826	10,873	0,000	1,974		0,018	93,857

Plagioclásio													
	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	FeO	TiO2	MnO	SrO	BaO	Total	Nome
Subárea 1	7,31	59,69	0,00	25,29	0,21	7,21	0,01	0,13				99,86	Andesine
	7,59	60,03	0,00	26,48	1,05	5,40	0,00	0,19				100,74	Oligoclase
	7,59	60,20	0,02	24,83	0,30	6,65	0,00	0,21				99,80	Andesine
Subárea 2	11,36	68,43	0,03	19,33	0,27	0,03	0,11					99,588	Albite
	11,40	67,98	0,00	19,54	0,12	0,36	0,03	0,01	0,03	0,06	0,02	99,55	Albite
	11,15	67,95	0,01	19,88	0,08	0,70	0,07	0,01	0,00	0,00	0,03	99,89	Albite
	11,60	68,06	0,01	19,76	0,08	0,34	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	99,91	Albite
	11,49	69,24	0,00	19,38	0,07	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,01	100,31	Albite
	11,33	68,59	0,00	19,51	0,11	0,14	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	99,73	Albite
	11,20	68,05	0,01	19,97	0,08	0,68	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	100,03	Albite
	11,32	68,14	0,04	19,63	0,22	0,26	0,08	0,01	0,00	0,03	0,00	99,72	Albite
	11,12	67,65	0,00	20,12	0,12	0,79	0,06	0,01	0,00	0,02	0,02	99,92	Albite
11,29	67,54	0,00	20,01	0,07	0,45	0,09	0,01	0,03	0,03	0,00	99,52	Albite	

Amphibole																
	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	BaO	F	Total	Fe2O3	Total*	Nome
Subárea 1	0,84	47,68	11,80	5,81	0,55	11,67	0,56	17,33	0,41	0,00			96,66	19,26	98,58	Mg-Hornblende
	1,01	46,58	11,01	7,03	0,72	11,54	0,94	17,77	0,43	0,09			97,13	19,75	99,10	Mg-Hornblende
	0,78	49,50	12,78	4,93	0,38	11,48	0,17	16,58	0,47	0,02			97,09	18,43	98,94	Mg-Hornblende
	0,71	48,28	12,09	5,47	0,52	11,97	0,60	16,18	0,42	0,01			96,24	17,98	98,05	Mg-Hornblende
	0,89	46,93	11,32	6,69	0,66	11,58	0,79	17,27	0,47	0,01			96,60	19,19	98,53	Mg-Hornblende
	1,03	46,31	10,36	6,88	0,67	11,47	0,84	18,80	0,47	0,01			96,86	20,89	98,93	Mg-Hornblende
	0,99	46,86	11,38	6,39	0,57	11,30	0,61	17,76	0,50	0,02			96,39	19,74	98,36	Mg-Hornblende
	0,94	48,02	11,79	5,98	0,48	11,46	0,25	17,72	0,47	0,07			97,19	19,69	99,15	Mg-Hornblende
	0,95	48,19	11,58	6,20	0,61	11,57	0,42	17,55	0,44	0,00			97,50	19,50	99,46	Mg-Hornblende
Subárea 2	0,13	48,66	13,24	3,89	0,07	10,00	0,01	18,43	0,41		0,00	0,08	94,91	20,51	97,00	Mg-Hornblende
	0,10	46,69	13,21	5,92	0,10	8,60	0,01	19,81	0,42		0,00	0,05	94,90	22,05	97,14	Mg-Hornblende
	0,10	44,74	13,28	6,92	0,06	7,83	0,07	20,72	0,40		0,03	0,19	94,34	23,06	96,68	Mg-Hornblende

\*Total recalculado



Micas														
	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	BaO	F	Total	XMg
Subárea 1	0,06	36,02	10,76	14,37	9,34	0,02	3,90	20,82	0,19	0,02			95,51	47,949
	0,09	35,99	10,69	14,15	9,46	0,00	3,93	20,96	0,25	0,03			95,56	47,619
	0,10	36,07	10,52	14,14	9,29	0,02	3,80	21,07	0,26	0,07			95,34	47,089
	0,08	35,63	10,54	14,33	9,41	0,00	3,70	20,93	0,26	0,06			94,93	47,302
	0,07	36,46	10,80	14,61	9,40	0,00	3,65	20,39	0,23	0,07			95,69	48,562
Subárea 2	0,13	49,02	2,64	27,41	10,87	0,00	0,16	4,51	0,02	0,00	0,25	0,27	95,2911	51,034

## ANEXO C

Manuscrito submetido ao periódico “*Journal of South American Earth Sciences*” da Editora Elsevier, sob a referência SAMES\_2018\_39. Abaixo está um *print-screen* da *e-mail* de confirmação recebido.

*This message was sent automatically. Please do not reply.*

Ref: SAMES\_2018\_39

Title: A structural, petrographic and geochemical study of eastern end metavolcanic rocks of the Porongos Metamorphic Complex in southern Brazil  
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Battisti,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: [http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL\\_ACR=SAMES](http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES) and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,


Journal of South American Earth Sciences

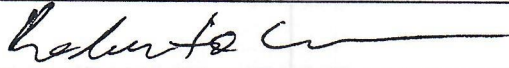
**Have questions or need assistance?**

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

-----  
Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação/Tese:	
<b>" GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO PORONGOS COMPARADAS AOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA: UM EXEMPLO DE INTERCALAÇÃO TECTÔNICA NO SUL DO BRASIL"</b>	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: <b>Matheus Ariel Battisti</b>	
Orientadora: Prof. <sup>a</sup> Dr. <sup>a</sup> Maria de Fátima Saraiva Bitencourt	
Examinador: Prof. Dr. Hardy Jost	
Data: 06 de fevereiro de 2018	
Conceito: A Com parabéns ao autor e à Orientadora	
<b>PARECER:</b>	
Na presente dissertação, o autor visa, mediante dados de campo e laboratório, estabelecer a correlação entre rochas metavulcanosedimentares dos complexos metamórficos Porongos e Várzea do Capivarita, do Rio Grande do Sul, para definir e exemplificar uma situação de Intercalação tectônica de associações de rochas submetidas a condições de metamorfismo contrastantes.	
Da análise detalhada da dissertação extraio as seguintes coonclusões:	
1 - os objetivos da dissertação estão claramente enunciados	
2 – há uma clara conexão entre os objetivos formulados e os resultados alcançados;	
3 – esta correlação se fundamenta em métodos de trabalho claramente fixados e consistentes	
4 – métodos estes que, combinados com o tirocínio científico e suporte bibliográfico atul, Conduziram a conclusões sólidas.	
5 – louvo o capítulo II, onde o autor, de forma didática, resume as propriedades de terrenos Do tipo <i>thrust-and-fold belts</i> .	
6 – o texto, como um todo e, em particular o artigo submetido para publicação retratam um Um excelente cunho científico, sóbrio, elegante, conciso e de fácil leitura que permitem Ao leitor acompanhar o raciocínio da autoria, como requerido em artigos científicos.	
7 – nada a comentar sobre a forma de exposição do tema	
9 – por fim, me congratulo com a iniciativa do autor e sua Orientadora pela escolha do tema, A rigor, em parte, objeto de nossa Tese de Doutorado em 1981, a partir da qual esperaria avanços significativos com o decorrer do tempo, como é o caso em pauta.	
Assinatura: 	Data: 06/02/2018
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação/Tese:	
<b>" GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO PORONGOS COMPARADAS AOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA: UM EXEMPLO DE INTERCALAÇÃO TECTÔNICA NO SUL DO BRASIL"</b>	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: <b>Matheus Ariel Battisti</b>	
Orientadora: Prof. <sup>a</sup> Dr. <sup>a</sup> Maria de Fátima Saraiva Bitencourt	
Examinador: Prof. Dr. Roberto Sacks de Campos	
Data: 18/02/2018	
Conceito: A	
<b>PARECER:</b>	
<p>Esta dissertação é um importante trabalho para o conhecimento do magmatismo ácido presente nas rochas do Complexo Porongos, bem como suas estruturas e fases de deformação. Também é uma excelente contribuição para o entendimento das relações entre as rochas dos Cinturões Tijucas e Dom Feliciano. Como destaque a dissertação apresenta uma excelente caracterização estrutural da área de estudo, trazendo dados sistemáticos demonstrados por meio de mapas, estereogramas e figuras de ótima qualidade. O texto também inclui dados de petrografia, química mineral e geoquímica de rocha total. No que diz respeito a caracterização petrográfica é preciso incluir a tabela de síntese mineral ou algum tipo de informação a respeito da constituição mineral de cada amostra. A química mineral poderia ter sido mais explorada, por exemplo, apresentar as informações em diagramas, relacionar as análises com as texturas minerais (para o caso dos porfiroclastos/ fenocristais por exemplo) e também verificar possíveis zonações minerais). As informações a respeito de paragêneses e grau metamórfico estão muito resumidas e precisam ser melhor desenvolvidas. Por exemplo, poderia ter sido aplicado o termometro anfibólio-plagioclásio (por exemplo Blundy &amp; Holland 1990), diagramas de composição mineral, etc... No capítulo de geoquímica é preciso revisar alguns diagramas apresentados na caracterização geoquímica e também seria importante verificar o grau de alteração das amostras por algum método ou indicar isto claramente na petrografia.</p> <p>É fundamental revisar a estruturação e texto do trabalho (como a numeração das figuras). Existem diversos erros nas referências (por exemplo falta indicar que tipo de trabalho é e aonde foi publicado) entre outros equívocos. Todas estas e outras sugestões estão nos comentários do arquivo pdf enviado em conjunto com este parecer.</p>	
Assinatura: 	Data: 19/02/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
<b>" GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO PORONGOS COMPARADAS AOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA: UM EXEMPLO DE INTERCALAÇÃO TECTÔNICA NO SUL DO BRASIL"</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Matheus Ariel Battisti</b>
Orientadora: Prof. <sup>a</sup> Dr. <sup>a</sup> Maria de Fátima Saraiva Bitencourt
Examinador: Prof. Dr. Felipe Guadagnin
Data: 19 de fevereiro de 2018
Conceito: B (Bom)
PARECER:
<p>A dissertação em análise consiste em um estudo inédito envolvendo análise estrutural e petrológica das rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos. O autor informa no título da dissertação que realiza uma comparação com o Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. A dissertação está organizada de acordo com as normas do Programa de Pós-Graduação em 5 capítulos: Introdução, Estado da Arte dos Cinturões de Dobramentos e Cavalgamentos, Materiais e Métodos, Corpo Principal da Dissertação contendo artigo científico submetido a revista <i>Journal of South American Earth Sciences</i>, e Considerações Finais, além de conter anexos. O corpo principal da dissertação contém dados estruturais e geoquímicos importantes para a compreensão da geometria das estruturas tectônicas e padrões geoquímicos das rochas metavulcânicas na região NE do Complexo Metamórfico Porongos. De uma maneira geral, é possível observar diversos erros, tanto de redação quanto conceituais, contudo os resultados são bem apresentados e interpretados. Na introdução, o autor contextualiza o problema científico e a área de estudos, apresenta os objetivos e materiais e métodos. No estado da arte o autor apresenta algumas considerações sobre cinturões de dobramentos e cavalgamentos. De uma forma geral, tanto na introdução quanto no estado da arte, o texto é regular pois o autor comete uma série de erros conceituais e não apresenta o problema científico de forma satisfatória, além de cometer alguns erros/vícios de linguagem, bem como apresenta partes de texto e figuras sem referência. Considerando que o trabalho tem por objetivo comparar as unidades metavulcânicas dos Complexos Metamórficos Porongos e Várzea do Capivarita, é mais aconselhado que seja apresentado o estado da arte das rochas metavulcânicas, abordando tanto as</p>

questões estruturais quanto geoquímicas. Não é descrita nenhuma relação entre o estado da arte apresentado na dissertação com os resultados e discussões do corpo principal. O artigo submetido a revista científica está relativamente bem escrito. A introdução é basicamente a tradução para o idioma inglês da introdução da dissertação, portanto o autor repete a maior parte dos erros do capítulo I. Os resultados estruturais e geoquímicos estão bem apresentados e são corretamente interpretados. As figuras são de excelente qualidade e os mapas apresentados aparentemente estão de acordo com as observações de campo. O autor poderia ter inserido os pontos onde os afloramentos foram descritos para que as incertezas na atitude das foliações e lineações possam ser qualitativamente determinadas. Os dados de química mineral não estão satisfatoriamente interpretados pois o objetivo de determinar as condições metamórficas não foi satisfeito. As discussões relacionam as rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos com ortognaisses derivados de rochas graníticas do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita utilizando dados de geoquímica de rocha total. Adicionalmente, o autor associa a idade de aproximadamente 790 Ma das rochas ortoderivadas do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita com as rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos. O autor associa o padrão de elementos químicos dessas rochas com assinaturas de arco magmático. Contudo, o autor sugere que possam estar relacionadas a ambiente de rifte, contrapondo a interpretação aceita no trabalho. Os dados estruturais estão adequadamente discutidos, porém não há relação com o estado da arte. Os dados de química mineral não são discutidos adequadamente tendo em vista o objetivo do uso originalmente proposto, que era definir as condições metamórficas. Com relação a evolução estrutural, existe muita incerteza entre os dados apresentados e as idades discutidas, baseando-se somente em informações da literatura. Não está clara a relação dos dois estágios evolutivos da "bacia Porongos" (Porongos I e II), com a área de estudo. Dessa maneira, o autor falhou em relacionar os resultados do trabalho com as discussões e com a contextualização de uma forma satisfatória. Portanto, sob o meu parecer a dissertação deve receber conceito B (Bom).

Assinatura:



Data: 19 de fevereiro de 2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: