

Quartzo milonito e filonito de alta temperatura na Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS

João Victor T. MELLO & Maria de Fátima BITENCOURT

Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil (joaotumenas@gmail.com, fatimab@ufrgs.br).

Resumo. No embasamento cristalino do estado do Rio Grande do Sul e do Uruguai ocorrem corpos de quartzo milonitos associados a filonitos (QMF) relacionados a movimentações transcorrentes do Ciclo Brasileiro. A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE) desenvolveu corpos alongados de QMF paralelos às estruturas magmáticas e miloníticas impressas nos granitoides sintectônicos parentais do Ediacarano, denominados de Arroio Divisa (GAD). Neste trabalho, apresentam-se os resultados de mapeamento geológico detalhado dos corpos de QMF e análise petrográfica com enfoque em microestruturas de quartzo. Grãos de quartzo grossos interlobados, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez possuem diversos graus de retrabalhamento, como estiramento e redução no tamanho de grão, nos QMF e nos GAD. A semelhança nas microestruturas de quartzo demonstra que a deformação dos QMF e dos granitoides parentais ocorreu em condições termais semelhantes, em temperatura da fácies anfibolito superior a xisto verde inferior. As análises de macro- a micro-escalas indicam que os corpos de QMF da ZCQSE foram gerados durante o resfriamento dos granitoides encaixantes em regime transcorrente sinistral, em condições não-isovolumétricas, com perda de volume, em ambiente tectônico contracional. A deformação que gerou os corpos de QMF ocorreu em condições termais próximas da temperatura solidus do sistema granítico, com reativação em temperaturas mais brandas.

Palavras-chave. Microestruturas de Quartzo, Filonito, Quartzo Milonitos, Zona de Cisalhamento Dúctil.

Abstract. HIGH TEMPERATURE QUARTZ MYLONITE AND PHYLLONITE OF THE QUITÉRIA-SERRA DO ERVAL SHEAR ZONE, RS. Quartz mylonites and phyllonites (QMP) are reported in association with Brasiliano Cycle transcurrent shear zones from shield areas of Rio Grande do Sul and Uruguay. QMP form elongate bodies along the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone (QSESZ), parallel to the magmatic and mylonitic structures of the parental Ediacaran syntectonic granitoids called Arroio Divisa (ADG). The results of detailed geological mapping of QMP bodies are reported, together with petrographic descriptions focused on quartz microstructures. Amoeboid coarse grains of quartz with chessboard-pattern subgrains are affected by stretching and grain size reduction of recrystallized grains. Similar microstructures in quartz from QMP and parental granitoids indicate that both were deformed under similar, upper amphibolite to greenschist facies temperature conditions. Macro and microscale structures indicate that QMP bodies were formed during late crystallization and cooling of the host granitoids under active sinistral transcurrent regime and non-isovolumetric conditions, with volume loss in contractional environment. Deformation has taken place under temperatures near those of the granite solidus, with reactivation under lower temperatures.

Keywords. Quartz Microstructures, Phyllonite, Quartz Mylonite, Ductile Shear Zone.

1 Introdução

Desde as porções médias até às superiores da crosta continental, rochas como quartzo milonitos e filonitos (QMF), presentes em zonas de cisalhamento, são relacionadas ao enfraquecimento reológico provocado pelo excesso e circulação de fluidos durante a deformação das rochas (Sibson, 1977; Carter & Tsenn, 1987). Tais estruturas se desenvolvem quando o excesso de fluidos exerce uma pressão superior ao menor tensor do campo tensional e promove o *strain softening* por processos difusivos (White *et al.*, 1980).

Vernon (2004) descreve transferência de solução induzida por pressão (*stress-induced solution transfer*) como um mecanismo de deformação que envolve dissolução, transferência e precipitação de material durante a deformação, e este mecanismo pode transportar componentes químicos em fluido móvel (*advective mass transfer*). Passchier & Trow (2005) sustentam que o fluido com material dissolvido pode migrar a longas distâncias, deixando estáveis novas fases minerais.

Os fluidos exercem um forte controle nos processos de deformação por promover transporte de massa da escala de grão a distâncias quilométricas, conforme observado por Carter *et al.* (1990). Desta forma, a fluência por dissolução-precipitação (*dissolution-precipitation creep*) é um mecanismo de deformação muito eficaz e promove o *strain softening* de maneira eficiente em diversas condições crustais.

A geração de filonitos e quartzo milonitos pela modificação de granitoides é um processo que depende da ação de fluidos. O processo de formação de filonitos tem sido amplamente documentada em condições de temperatura equivalente às da fácies xisto verde inferior (Evans 1988, Goodwin & Wenk, 1995; Wibberley, 1999; Jefferies *et al.*, 2006; O'Hara, 2007; Lee *et al.*, 2012; McAleer *et al.*, 2017). Os filonitos são rochas foliadas de granulação fina, formadas quando micas se desenvolvem de modo penetrativo por mecanismos de fluência por dissolução-precipitação, com remobilização de sílica, formando quartzo.

As microestruturas impressas em quartzo

podem ser utilizadas para avaliar as condições de deformação, pois quando passa por fluxo plástico, este mineral registra diferentes feições que podem ser identificadas ao microscópio petrográfico, como demonstrado por Tullis *et al.* (1982), Schmid & Casey (1986), Hirth & Tullis (1992), Gleason *et al.* (1993), Heilbronner & Tullis (2006), Grujic *et al.* (2011), Halfpenny *et al.* (2012). Com base nestes estudos experimentais, Law *et al.* (1984), Law (1986), Tommasi *et al.* (1994), Stipp *et al.* (2002a), Faleiros *et al.* (2010), Parson *et al.* (2016), puderam avaliar condições tectônicas a partir das microestruturas de quartzo. Stipp *et al.* (2002b) publicaram uma pesquisa que correlaciona as microestruturas que se desenvolvem em condições experimentais e naturais.

No segmento sul do Cinturão Dom Feliciano (CDF), rochas supracrustais, batólitos graníticos e zonas de cisalhamento do Neoproterozoico fazem continuidade entre o estado do Rio Grande do Sul e Uruguai. Na porção leste do CDF, zonas de cisalhamento de escala litosférica, paralelas ao orógeno, acomodaram movimentações destrais e sinistrais durante o magmatismo sintectônico do período pós-colisional do Ciclo Brasileiro. As ocorrências de QMF da região estão relacionadas com estas movimentações transcorrentes.

No Rio Grande do Sul, Porcher & Fernandes (1990) documentaram a ocorrência de QMF associados a granitoides miloníticos da região de Santana da Boa Vista e vincularam sua origem à atividade de mecanismos de segregação metamórfica concomitante à milonitização de monzo e sienogranitos, gerados pelo retrabalhamento dos gnaisses Encantadas. Ao estudar os QMF da região de Quitéria, RS, Mesquita (1991) conclui que os QMF evoluíram a partir de granitoides sintectônicos peraluminosos, envolvendo a hidrólise de feldspatos, devido à movimentação da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) em condição de fácies xisto verde. Oyhantçabal *et al.* (2009) descrevem sequência de QMF na Zona de Cisalhamento Sierra Ballena (ZCSB), continuidade da ZCTDC no Uruguai, proveniente de reações de dissolução de granitoides em condições termais de fácies anfibolito inferior a xisto verde superior.

O objetivo principal deste trabalho é estudar

as condições em que os QMF se desenvolveram na Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE) e investigar sua relação com os granitoides miloníticos neoproterozoicos da região. Esta caracterização geológica tem por base o mapeamento geológico e estrutural detalhado e descrição petrográfica com ênfase na análise microestrutural. A integração dos dados obtidos com outros disponíveis na literatura permite realizar uma análise qualitativa dos processos de formação e evolução destas rochas durante o desenvolvimento da ZCQSE.

2 Contexto geológico e geotectônico

O Cinturão Dom Feliciano, no segmento meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), se estende do leste do estado de Santa Catarina ao sul do Uruguai e se desenvolveu por sucessivas colisões entre continentes e arcos magmáticos durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano, contornando sequências arqueanas e paleoproterozoicas (Fig. 1). As rochas mais antigas no CDF são septos do embasamento paleoproterozoico preservados dos eventos orogênicos, mas que foram retrabalhados no Neoproterozoico (Gregory *et al.*, 2011). Os septos mais expressivos compreendem o Complexo Encantadas e o Complexo Arroio dos Ratos, com idades de 2,2 Ga e 2,0 Ga (Hartmann *et al.*, 2003; Gregory *et al.*, 2015).

O CDF agrupa rochas magmáticas em sua porção oeste e leste, diferentes entre si. O magmatismo no oeste é característico de arco e ocorreu entre os períodos Toniano e Criogeniano, registrado apenas no estado do Rio Grande do Sul. É composto por tonalitos a granodioritos, com rochas metavulcano-sedimentares associadas, situadas no chamado Bloco São Gabriel.

Subsequente ao desenvolvimento deste arco, iniciou-se uma colisão continental a leste. Esta colisão é representada por uma faixa de direção NE contínua entre Rio Grande do Sul e Uruguai, composta por um cinturão metamórfico e batólitos graníticos pós-colisionais alongados, longitudinais ao orógeno. A natureza pós-colisional do magmatismo entre o Criogeniano e Edicariano foi caracterizada por autores como Bitencourt & Nardi (1993) em Santa Catarina e

Rio Grande do Sul, Phillip & Machado (2005) no Rio Grande do Sul e Oyantçabal *et al.* (2007) no Uruguai.

Diversas zonas de cisalhamento dúcteis de largura quilométrica, com foliação milonítica subvertical e anastomosada, associadas à tectônica transpressiva do final do ciclo, controlaram o posicionamento de magmas crustais e mantélicos através de movimentação predominantemente transcorrente, com cinemática dextral ou sinistral. Este conjunto de zonas de cisalhamento translitosféricas foi denominado de Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) por Bitencourt & Nardi (2000). O CCSb é representado por um conjunto de lineamentos paralelos ao orógeno nos batólitos graníticos e no embasamento da região (Fig. 1).

O CCSb afetou o embasamento e facilitou o posicionamento de um volume expressivo de rochas plutônicas com idades neoproterozoicas ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes regionais, cujos padrões evolutivos podem ser associados a cinturões pós-colisionais (Bitencourt & Nardi, 2000). Segundo estes autores, o CCSb esteve ativo entre 650 e 580 Ma e registra magmatismo subalcalino médio e alto-K na fase precoce (650 – 620 Ma), seguido por associações shoshoníticas (cerca de 600 Ma) e associações alcalinas (590 – 580 Ma). Granitoides sintectônicos peraluminosos estão registrados no intervalo de 630 a 617 Ma.

A ZCTDC é a principal estrutura do CCSb no Rio Grande do Sul e atinge centenas de quilômetros de extensão. Grande parte da movimentação longitudinal foi acomodada por fluxo no estado magmático ao *subsólido* de granitoides sintectônicos (Tommasi *et al.*, 1994), posicionados em condições de crosta média a superior. A continuidade desta megaestrutura no Uruguai foi descrita por Oyantçabal *et al.* (2009), representada pela Zona de Cisalhamento Sierra Ballena (ZCSB), que condicionou o posicionamento de granitoides sintectônicos e imprimiu estruturas miloníticas sob as mesmas condições crustais. Corpos de QMF ocorrem ao longo deste lineamento de maior escala e foram descritos por Mesquita (1991) e Oyantçabal *et al.* (2009).

A área de estudo (Fig. 2) está localizada

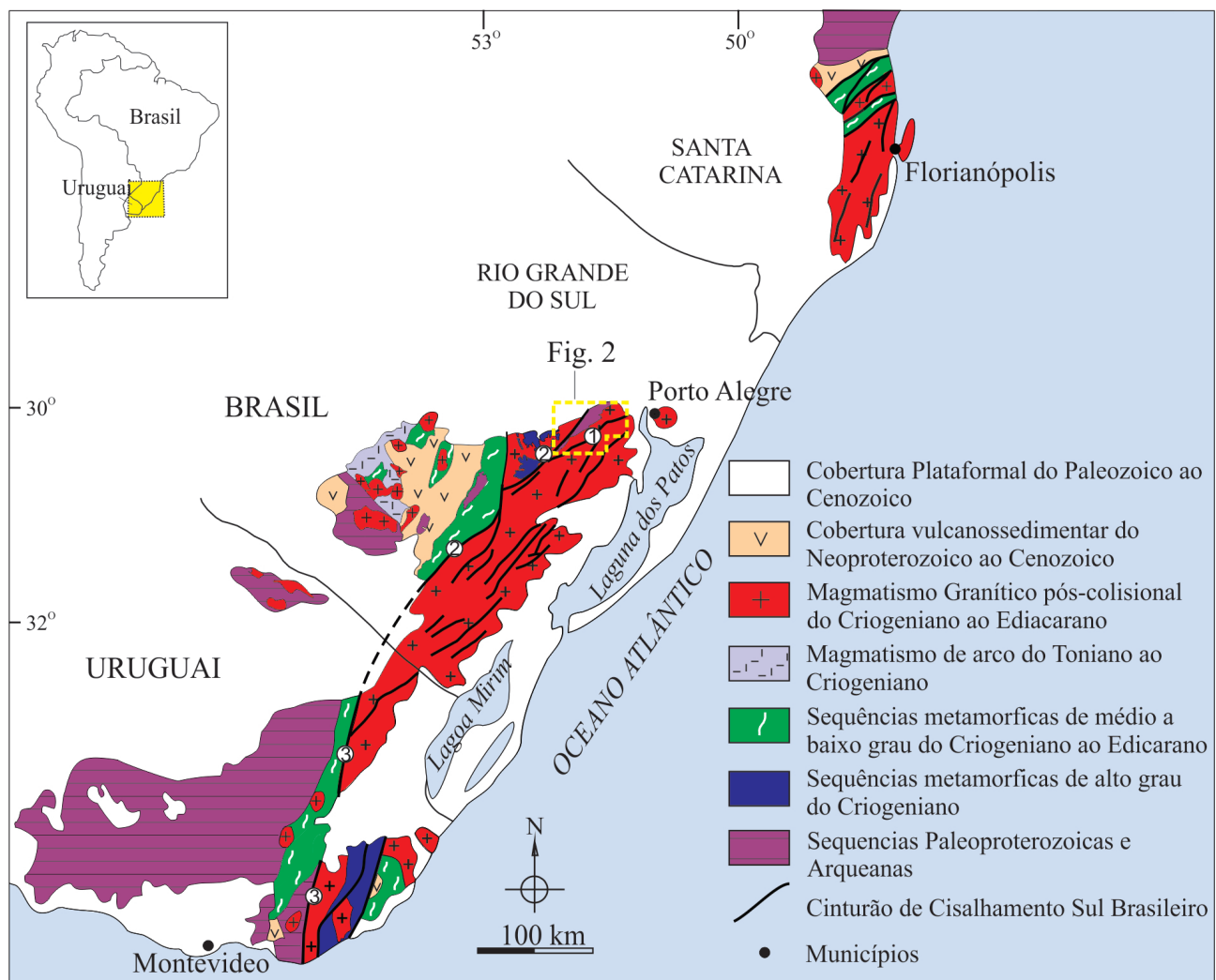


Figura 1. Mapa do Cinturão Dom Feliciano (modificado de Bitencourt & Nardi, 2000). As unidades geotectônicas do Ciclo Brasileiro são contínuas entre o estado do Rio Grande do Sul e Uruguai, no segmento sul do CDF. Zonas de Cisalhamento: 1) Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval; 2) Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; 3) Zona de Cisalhamento Sierra Ballena. Área de estudo indicada em amarelo.

Figure 1. Dom Feliciano Belt map (modified after Bitencourt & Nardi, 2000). The geotectonic units are continuous between Rio Grande do Sul state, Brazil, and Uruguay in the southern segment of the belt. Shear Zones: 1) Quitéria Serra do Erval Shear Zone; 2) Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone; 3) Sierra Ballena Shear Zone. Study area indicated.

na região de Quitéria – Serra do Erval, na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense. A ZCQSE é uma estrutura menor em relação à ZCTDC, e suas características estruturais demonstram que a deformação atuou desde o posicionamento dos magmas até o subsequente estado sólido dos granitoides, de modo semelhante ao que se observa na estrutura maior.

A ZCQSE marca o início do magmatismo pós-colisional, posicionado em contato com o Complexo Arroio dos Ratos (CAR) em uma faixa milonítica subordinada, de direção ENE-WSW, que é interrompida pela ZCTDC, de direção NE-SW. Esta relação estrutural pode ser observada

no canto inferior esquerdo da figura 2.

2.1 Domínios estruturais da área de estudo

Gregory *et al.* (2011) compartimentaram a área de estudo em três domínios, separados por zonas de cataclase (Fig. 2). Nos domínios IA e IB encontram-se zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis de caráter sinistral que fazem parte do CCSb. O Domínio IA corresponde ao magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), ativo entre 635 e 605 Ma (Knijnik, 2018), representado pelos granitos Quitéria e Arroio Francisquinho. O Domínio IB é expresso pela

Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, e seu magmatismo sintectônico esteve ativo no mesmo período da ZCTDC (Knijnik, 2018). No Domínio IB ocorrem as rochas mais antigas da área de estudo, que correspondem ao Complexo Arroio dos Ratos (CAR), uma associação TTG datada em ca. 2,0 Ga (Gregory *et al.* 2015). O Domínio II representa o magmatismo tardio ao CCSb, onde afloram o Granito Serra do Erval e o Riolo Ana Dias.

Mesquita (1991) descreveu os QMF do Domínio IA que, segundo a autora, se desenvolveram por mecanismos de dissolução durante a deformação de granitoides peraluminosos sintectônicos à ZCTDC, com a

quebra da muscovita, em relação de desidratação em condições retrógradas de temperatura. Os QMF descritos neste trabalho ocorrem no Domínio IB e foram referidos como produto de reativação da ZCQSE entre os regimes rúptil e dúctil por Knijnik *et al.* (2012) e Fontana *et al.* (2012).

A ZCQSE é uma estrutura translitosférica de direção N60°E, na qual magmas de fontes crustais e mantélicas se alojaram no embasamento paleoproterozoico. As características estruturais desta zona de cisalhamento demonstram que a deformação atuou desde o posicionamento dos magmas até o subsequente estado sólido dos granitoides.

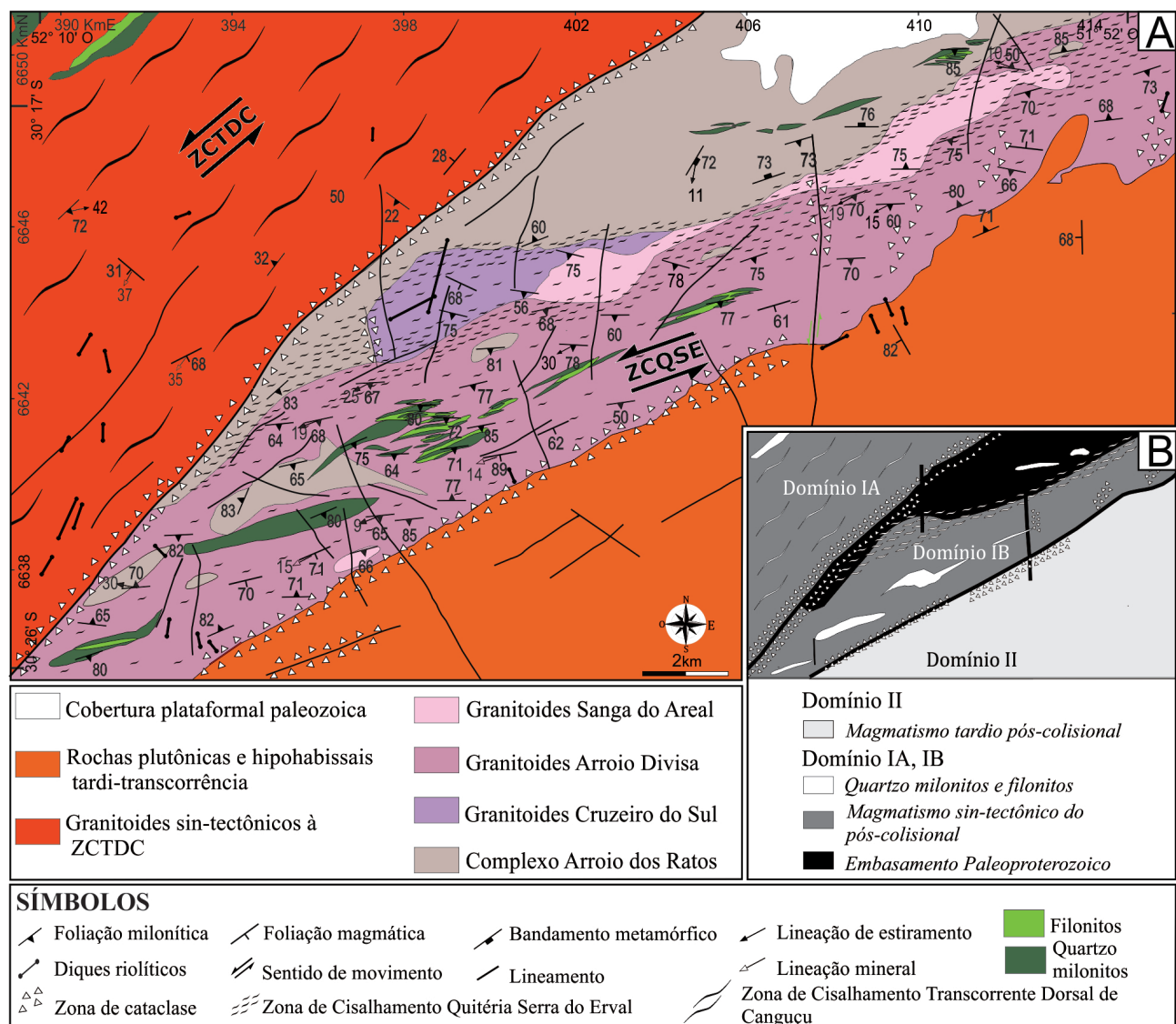


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo na região de Quitéria - Serra do Erval, RS (modificado de Gregory *et al.*, 2011, Knijnik *et al.* 2012, Fontana *et al.* 2012). A) Unidades litológicas da ZCQSE e principais estruturas. B) Domínios estruturais.

Figure 2. Study area map of Quitéria – Serra do Erval, RS (modified from Gregory *et al.*, 2011, Knijnik *et al.* 2012, Fontana *et al.* 2012). A) Geological units of QSESZ and major structures. B) Structural domains.

Ao norte, a ZCQSE é marcada por uma faixa de alta deformação caracterizada por foliações miloníticas contínuas e penetrativas impressas nos granitoides neoproterozoicos, paralela ao contato com as rochas do embasamento paleoproterozoico (CAR). Nas rochas do embasamento, os efeitos da ZCQSE são registrados como faixas de rochas miloníticas estreitas e espaçadas de dezenas de metros.

A ZCQSE controlou o posicionamento dos Granitoides Cruzeiro do Sul (GCS), de afinidade shoshonítica (Knijnik *et al.*, 2012), dos Granitoides Arroio Divisa (GAD) e dos Granitoides Sanga do Areal (GSA), ambos de afinidade toleítica de médio a alto-K (Fontana *et al.* 2012). Segundo os autores, a concordância e a progressão da foliação magmática para milonítica comprovam o caráter sintectônico deste magmatismo.

A associação de QMF presente na ZCQSE ocorre principalmente no interior dos GAD, com uma pequena ocorrência na margem afetada do CAR, próximo ao contato intrusivo. QMF são formados por uma série de corpos descontínuos, estreitos e alongados na direção N65°E que ocorrem na forma de cristas com altitudes de 15 a 100 m, destacadas no relevo levemente ondulado observado nas áreas de ocorrência das rochas encaixantes.

2.2 Granitoides Arroio Divisa

Os GAD estão inteiramente contidos na ZCQSE e formam um corpo alongado paralelo aos limites da mesma (Fig. 2a). São compostos por biotita monzogranitos e granodioritos de textura heterogranular média a grossa, com hornblenda subordinada e poucos cristais maiores de feldspatos. Filossilicatos hidratados como clorita e micas brancas ocorrem como minerais secundários e são produto da modificação de minerais máficos e feldspatos, respectivamente.

Os constituintes máficos foram importantes durante toda a cristalização dos GAD. Porções híbridas, enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos, característicos de mistura heterogênea de magmas, foram analisados por Fontana *et al.* (2012) e suas características geoquímicas sugerem origem por fusão parcial

de gnaisses com granada, que podem representar seus principais contaminantes crustais.

O posicionamento destes granitoides foi avaliado por Schnorr (2017), cuja evolução é marcada por estruturas magmáticas que avançam progressivamente, sem truncamento, para estruturas subsolidus de regime dúctil e, por fim, para estruturas de mais baixa temperatura, de regime dúctil-rúptil, que serão descritas a seguir. A heterogeneidade estrutural dos GAD foi desenvolvida pela distribuição da deformação durante sua intrusão, que resulta no desenvolvimento alternado de zonas de baixa e alta deformação, indicando a operação de diferentes mecanismos e intensidades deformacionais durante o posicionamento dos magmas. Suas foliações magmática e milonítica possuem estruturas S-C e indicadores cinemáticos assimétricos, que resultam de movimentação sinistral.

Nas porções internas dos GAD predominam estruturas magmáticas de alinhamento dimensional, e a componente deformacional de estado sólido é pouco desenvolvida. No centro do plúton a ZCQSE é representada por uma zona de baixa deformação, onde as feições de deformação dos granitoides refletem sua temperatura magmática, com destaque aos cristais ígneos de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, e aos feldspatos com subgrãos grandes, por vezes com intercrescimentos mirmequíticos localizados nos limites dos grãos. Estas feições indicam que o sistema sofreu deformação sob temperaturas da ordem de 650°C (Khrol, 1996; Passchier & Trouw, 2005), compatíveis com as da fácies anfibolito superior e com a temperatura da solidus do sistema granítico.

Ao norte, os GAD estão transformados em milonitos e ultramilonitos, com foliações concordantes, penetrativas e sub-paralelas ao limite da ZCQSE (Fig. 2A). Os grãos de quartzo estirados possuem vários graus de recristalização com redução no tamanho de grão. Quando estão parcial ou totalmente recristalizados, compõem uma matriz fina juntamente com as caudas de recristalização em feldspatos, e torna-se menor o espaçamento da foliação. O K-feldspato tem pertitas do tipo chama bem desenvolvidas, e as fraturas extensionais são seladas pelo material

quartzo-feldspático muito fino da matriz. Estas feições indicam deformação em temperaturas entre 450°C e 300° C, bem abaixo da *solidus* granítica, compatíveis com as da fácies xisto verde.

Próximo ao corpo principal de QMF (Fig. 3A) ocorrem bandas de cisalhamento de dimensões centimétricas a milimétricas, compostas por micas brancas e quartzo fitado, concordantes às estruturas dos GAD. Sob análise microscópica se observam agregados lenticulares monominerálicos de quartzo, com grãos grossos, interlobados, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez em porções localmente filonitizadas dos granitoides.

O limite sul da ZCQSE não está exposto, e uma zona de cataclase oblitera parcialmente os GAD e a zona de cisalhamento. A sul desta estrutura rúptil afloram rochas hipabissais e plutônicas tardias, modificando a geometria original da zona de cisalhamento.

3 Materiais e Métodos

O desenvolvimento deste trabalho baseou-se em uma metodologia integrada, que envolveu o mapeamento geológico e estrutural detalhado dos corpos de QMF da ZCQSE associado à petrografia com ênfase em microestruturas de quartzo.

Foi realizado um mapeamento de cristas tendo como base fotointerpretação, utilizando anaglifos 3D, gerados a partir de imagens de satélite e aerofotos. As imagens de satélite (ASTER- banda 3) foram processadas nas ferramentas LPS e Stereo Analyst do software ERDAS Imagine. Aerofotos foram processadas no software Ilwis Academic e ajustadas em sistema de coordenadas no software ArcGis. A individualização dos corpos foi feita concomitante a um extensivo controle litológico e estrutural de campo. Esta técnica permitiu o mapeamento detalhado e preciso, que levou à individualização dos corpos de QMF em semi-detalle (1:15.000). A elaboração de um mapa de relevo sombreado foi feita a partir de imagem SRTM com resolução de 1 arco de segundo, processada no programa ArcGis, versão 10.3.

Amostras representativas e orientadas,

conforme técnica de Prior *et al.* (1987), foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas, preparadas em corte perpendicular ao plano da foliação e paralelo à lineação de estiramento. A análise petrográfica foi desenvolvida em microscópio equipado com luz polarizada e compensador de gipso, lentes objetivas com aumentos de 10X, 20X e 40X, da marca Leica no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Foram analisadas lâminas com espessura padronizada de 30 µm, produzidas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. As abreviações dos nomes de minerais estão conforme Fettes & Desmons (2011).

4 Resultados

4.1 Mapeamento e caracterização dos corpos de quartzo milonito e filonito

O uso de anaglifos no mapeamento permitiu a individualização dos corpos de QMF que, em duas situações distintas, ocorrem sobre o CAR e sobre o GAD. Ao norte da zona de máxima deformação da ZCQSE, os corpos de QMF que ocorrem na margem afetada do CAR (Fig. 2A) possuem forma alongada, com tendência ao alinhamento E-W. No CAR, o quartzo milonito possui textura mais grossa, com foliação contínua e espessa e baixo grau de estiramento.

Os QMF posicionados a sul da zona de máxima deformação da ZCQSE, no interior do GAD, tendem a um alongamento preferencial segundo a direção N 65° E. Nestes, as bandas de quartzo milonito possuem textura mais fina e grãos de quartzo fitados, com foliação contínua e delgada.

O mapa da figura 3A mostra em detalhe o conjunto principal de corpos de QMF da ZCQSE posicionados no GAD, que conformam um sigmoide de grande escala. Neste arranjo, o bandamento subvertical impresso nos QMF, paralelo à foliação S de direção E-W, foi arrastado pela foliação C, de direção ENE-WSW, compatível com movimentação transcorrente sinistral.

As estruturas dos QMF, tanto nos GAD como no CAR, possuem estreita concordância

geométrica com a ZCQSE (Fig. 3B), e são análogas às encontradas em milonitos S-C descritos por Lister & Snoke (1984). A foliação mais comum, nos GAD e nos QMF, é a milonítica, com tendência à direção E-W. A foliação cisalhante rotaciona a milonítica para ENE-WSW. Lineações de estiramento possuem baixa obliquidade no plano da foliação e caem preferencialmente para W.

Dois conjuntos de quartzo milonitos com estruturas concordantes foram reconhecidos em campo, denominados tipo 1 e tipo 2. O tipo 1 (QM1 – Fig. 4A) é predominante, composto por quartzo (> 90%) com micas brancas (3 a 10%) e encontra-se associado a filonito. As micas brancas finas e de grão médio coexistem no QM1. O tipo 2 (QM2 – Fig. 4B) representa veios graníticos tardios, ocorre de maneira subordinada e contém feldspatos

dispersos (~7%), de tamanho milimétrico.

O QM1 tem textura milonítica grossa a fina, com estrutura S-C indicativa de cinemática sinistral. Possui foliação contínua, subvertical, de direção E-W, marcada pelo estiramento do quartzo e alinhamento paralelo das micas. Possui bandamento bem marcado pela alternância entre quartzo milonito com micas brancas e quartzo milonito monominerálico, que ressalta com a alteração das micas (Fig. 4C). Ocorre intercalado com o filonito, em bandas de espessura centimétrica a métrica (Fig. 4D).

O filonito é sempre muito alterado pelo intemperismo, onde apenas a estrutura principal encontra-se preservada, marcada pelo paralelismo entre quartzo fitado e filossilicatos alinhados. Feldspatos dispersos, estirados e de

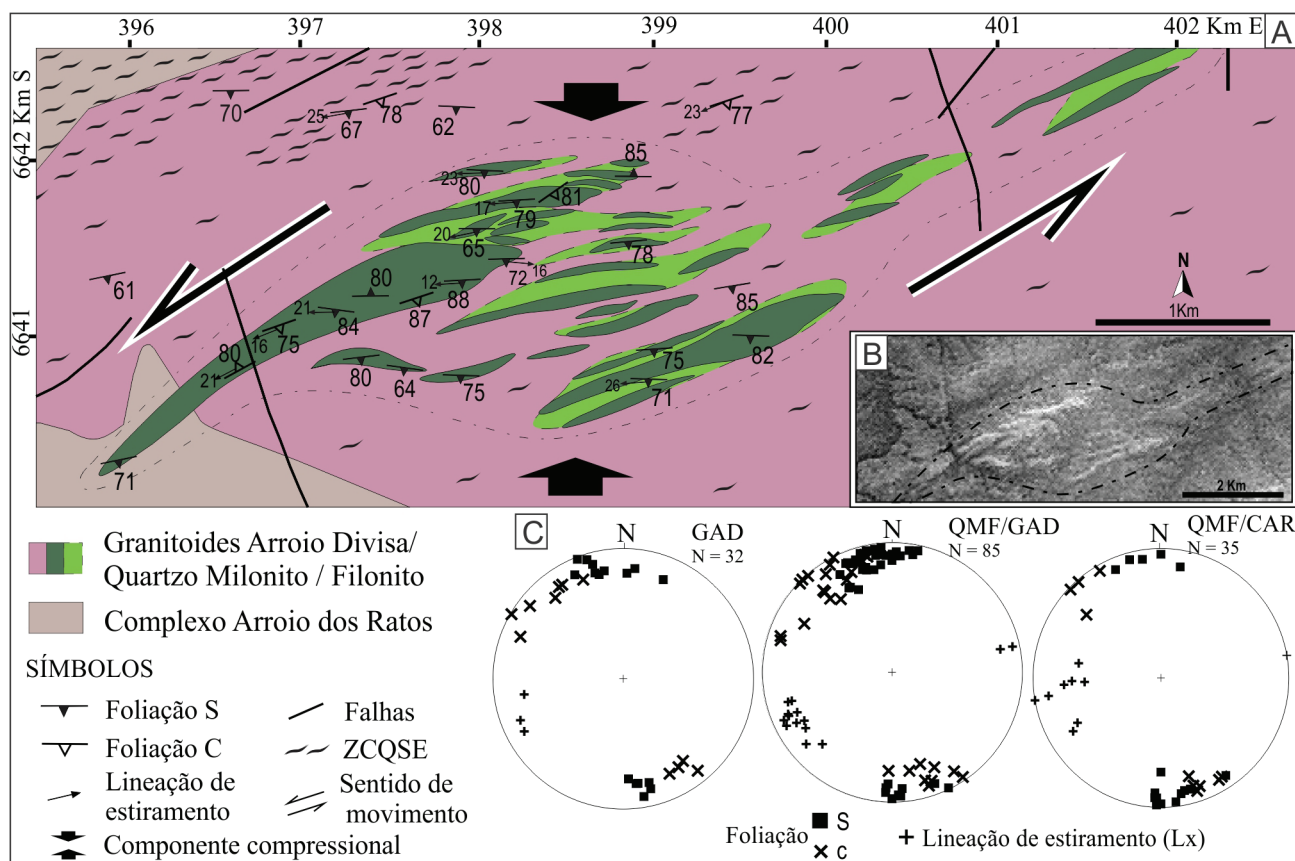


Figura 3. Mapa geológico e estrutural da porção central dos corpos de QMF localizados no interior da ZCQSE. A) Mapa de detalhe dos corpos de QMF localizados nos GAD, cujo formato sigmoide é concordante às suas estruturas. Esta macro-estrutura indica compressão e fluxo não coaxial de sentido sinistral; B) Mapa de relevo elaborado a partir de imagem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission); C) Estereogramas com polos de foliação e lineações projetadas em rede equiárea de Schmidt, hemisfério inferior, indicando concordância das estruturas S-C e lineações de estiramento entre os QMF e GAD; linhas tracejadas finas correspondem ao contorno dos corpos de QMF em A e B.

Figure 3. Geological and structural map of the central portion of the QMF bodies located within the QSESZ. A) Detailed map of the QMF bodies located in GAD, whose sigmoidal shape is concordant with their structures. This geometric arrangement indicates compression and non-coaxial flow of sinistral shear sense; B) Relief map drawn from SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) image; C) Equal area, lower hemisphere projections of poles to planes, and lineations indicating concordance of the S-C structures and stretching lineations between QMF and GAD. Dashed fine lines correspond to outlines of QMF bodies in A and B.

tamanho milimétrico, encontram-se caulinizados. A foliação é subvertical e varia entre E-W e NE-SW, com estruturas concordantes às dos QM1 associados (Fig. 4D). Agregados de quartzo ocorrem como bandas de espessura milimétrica a centimétrica e como lentes dispersas. Quando ricos em quartzo, os filonitos têm foliação pouco espaçada, marcada pela intercalação milimétrica entre níveis de quartzo estirado e níveis ricos em filossilicatos. Quando pobres em quartzo, possuem foliação contínua e textura lepidoblástica fina, com quartzo fitado disperso.

O QM2 tem aparência maciça, mas sua foliação é bem desenvolvida e se destaca pelo forte estiramento de cristais de quartzo e alinhamento de feldspatos. Ocorrem fragmentos métricos a centimétricos alongados de rochas bandadas, posicionadas na foliação milonítica dos QM2, que localizadamente possuem sinais

de desagregação por cisalhamento.

4.2 Petrografia e microestruturas

Nos corpos de QMF da margem retrabalhada do CAR, foi identificado apenas QM1, que apresenta textura grossa, com cristais de quartzo interlobados de alto grau de suturamento e padrão de subgrãos tipo tabuleiro de xadrez como microestruturas principais. Ao se usar o comparador do microscópio petrográfico, verifica-se o intercrescimento de grãos, onde cristais vizinhos com diferentes orientações ópticas ocorrem dentro uns dos outros devido à forte interdigitação, e foram denominados de ilhas de grão (*Island Grains* - Stipp *et al.* 2002b), por estarem completamente cercados pelo cristal vizinho (Fig. 5A). A recrystalização favoreceu o aumento do tamanho dos grãos, que atingem até 5 mm. Estes grãos grossos exibem subgrãos

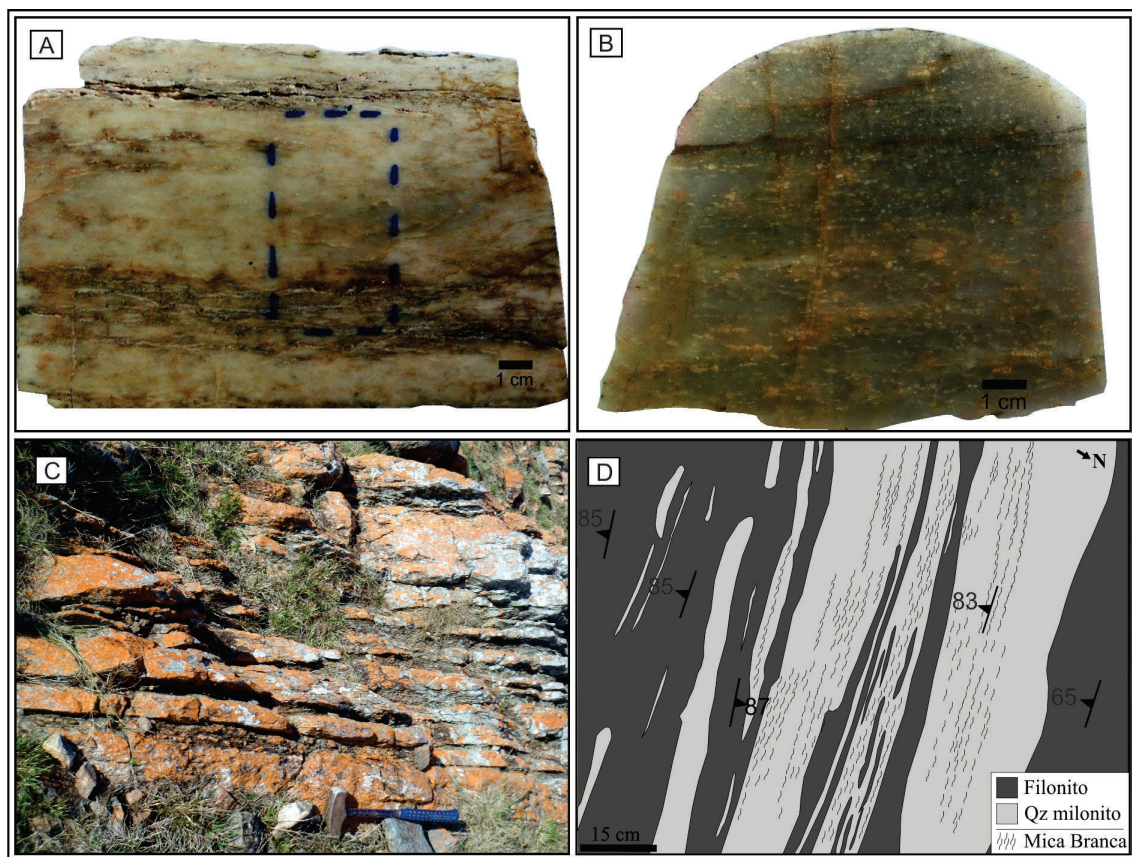


Figura 4. Diferentes tipos de quartzo milonitos (QM) da ZCQSE. A) QM1 com bandamento composicional entre quartzo milonito com micas brancas e quartzo milonito monomineralico; B) QM2 com cristais de feldspato milimétricos dispersos; C) Estrutura principal do QM1 em mesoescala, com alternância entre bandas de quartzo milonito monocristalino, mais maciço, e bandas de quartzo milonito com micas brancas, cuja alteração ressalta a foliação; D) Relação entre QM1 e filonito em mesoescala, resultante de segregação.

Figure 4. Different types of quartz mylonite (QM) from the QSESZ. A) QM1 with compositional bands of white mica-bearing quartz mylonite and monomineralic quartz mylonite; B) QM2 containing scattered, mm-size feldspar crystals; C) mesoscale structure of QM1, with alternating monocristaline, massive quartz mylonite and mica-rich quartz mylonite whose weathering helps to enhance the foliation; D) mesoscale relation of QM1 and phyllonite resulting from segregation.

grandes, com tamanhos que variam entre 0,07 e 0,4 mm, em padrão tabuleiro de xadrez, com limites bem definidos (Fig. 5B). Os limites de grãos apresentam segmentos serrilhados e retilíneos.

No interior dos GAD, a sul da zona de máxima deformação da ZCQSE (Fig. 2), ocorrem QM1 e QM2, que possuem microestruturas semelhantes, mas registram sobreposição de eventos (Fig. 5C). No QM1 foram observados grãos reliquiares grandes e interlobados, com variados graus de estiramento e redução tectônica do tamanho de grão (Figs. 5D, 5E). Os grãos reliquiares possuem granulação média a grossa, com tamanhos predominantes de 0,17 a 0,9 mm, podendo ocorrer em escala milimétrica (3 a 5 mm). Comportam subgrãos grandes (0,07 a 0,4 mm), com formatos irregulares, e subgrãos finos (0,01 a 0,05 mm), de geometria quadrada. Subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez estão restritos a poucos grãos, geralmente com limites pouco desenvolvidos. Na recrystalização com redução do tamanho de grão, os grãos recrystalizados possuem formatos e tamanhos semelhantes aos subgrãos. Grãos recrystalizados com tamanhos entre 0,08 e 0,15 mm possuem formas ameboides irregulares, e os finos (0,01 a 0,05 mm) nucleiam-se principalmente a partir de protuberâncias (*bulges*) de mesma escala nos limites de grãos grossos e estirados (Fig. 5F), e ocorrem no interior dos cristais grossos isoladamente (Fig. 5G). A redução no tamanho de grão pode ser generalizada, produzindo volumes predominantes de matriz, composta por grãos recrystalizados finos (Fig. 5H). Extinção ondulante em setores é comum em cristais reliquiares estirados.

O QM2 registra feições microestruturais concordantes ao QM1 posicionado no GAD (Fig. 6A). Apresenta cristais parentais grossos e interlobados, que por vezes preservam feições primitivas, como formatos de grãos lenticulares, geralmente observados em veios. Mostra diversos graus de estiramento com redução no tamanho de grão. Subgrãos com limites ortogonais, em padrão tabuleiro de xadrez, têm limites bem definidos nos cristais grossos menos estirados. O QM2 comporta plagioclásio e K-feldspato subédricos, com diferentes graus

de dissolução, reequilíbrio e estiramento. Os cristais de K-feldspato são geralmente mais bem preservados em relação aos de plagioclásio que, por sua vez, reagiram mais à atividade química e possuem maior grau de sericitização. Os grãos de K-feldspato possuem subgrãos grandes indicando que a recuperação esteve ativa neste mineral em temperatura relativamente alta.

Nos QM1 e QM2, dois tipos de micas brancas coexistem, uma de textura fina e outra grossa. Mica pisciforme (Fig. 6B) e *microboudins* se desenvolvem com a deformação das micas maiores, e compõem microestruturas correspondentes aos milonitos S-C do tipo 2 descritos por Lister & Snoke (1984).

Dois tipos de inclusões fluidas foram identificados nos QMF, com padrões de distribuição distintos. O primeiro (IF tipo A) são inclusões muito pequenas que ocorrem como pontos escuros com distribuição irregular tipo nuvens em todas as ocorrências de quartzo milonitos, e em trilhas intra e transgranulares restritas aos quartzo milonitos dos GAD. O segundo (IF tipo B) são inclusões maiores, mas ainda relativamente pequenas. Possuem formas arredondadas e irregulares, podem conter bolha de gás e geralmente apresentam sinais de estrangulamento. IF tipo B estão distribuídas irregularmente ou em trilhas, margeando limites de subgrão, e são mais comuns nos quartzo milonitos encaixados no CAR (Fig. 6C). Nos quartzo milonitos posicionados no GAD, quando ocorrem em trilhas intragranulares, estão acompanhadas por IF tipo A (Fig. 6D).

O filonito (Fig. 7A) ocorre no CAR e nos GAD, e em ambos os casos foram identificadas microestruturas como quartzo fitado policristalino, com forte estiramento, contatos suturados e subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 7B). Grãos de quartzo recrystalizados variam entre 0,1 e 0,58 mm, são interlobados e têm forte sinuosidade, denunciando que a migração de limites de grão ocorreu em várias direções (Fig. 7C).

As microestruturas impressas nos agregados de quartzo dos filonitos indicam que mecanismos de difusão nos limites de grãos competiram com a fluência por dissolução-precipitação. Exceto em altas temperaturas,

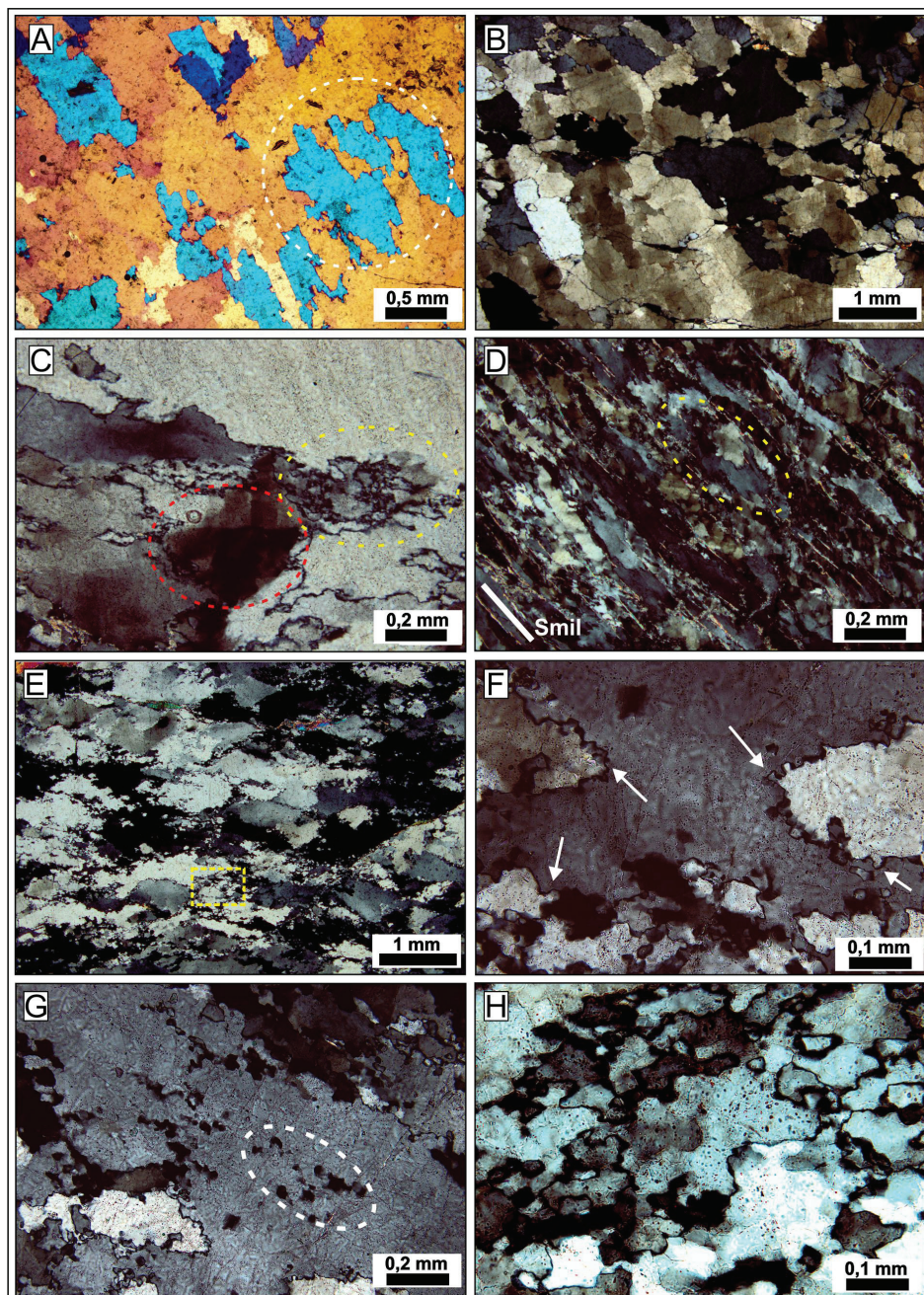


Figura 5. Aspectos microestruturais dos quartzo milonitos estudados. A) QM1 no Complexo Arroio dos Ratos, com comparador - cristais grossos e interlobados de alta sinuosidade; no círculo branco tracejado, microestrutura do tipo ilha de grão; B) QM1 no CAR - textura grossa composta por grãos interlobados, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez; C) QM1 nos Granitoides Arroio Divisa, com cristais reliquiares grossos de alta T (elipse tracejada vermelha) sobrepostos por microestruturas de baixa T, com diminuição no tamanho de grão (elipse tracejada amarela); D) QM1 contendo lamelas de micas brancas nos GAD, com grãos de quartzo em fita e subgrãos em tabuleiro de xadrez e, em tracejado amarelo, cristais interlobados localizados; E) Estiramento acompanhado por diminuição do tamanho de grão em direção às bordas forma grãos reliquiares lenticulares com textura manto-núcleo; retângulo amarelo, ampliado em H, indica matriz retrabalhada; F) Limites de grãos grossos estirados. Setas brancas indicam desenvolvimento de protuberâncias; G) Recristalização com redução do tamanho de grão no interior de cristais reliquiares (elipse tracejada branca); H) Microestruturas da matriz recristalizada fina; os grãos maiores são mais irregulares que os menores.

Figure 5. Microstructural features of studied quartz mylonites. A) QM1 in Arroio dos Ratos Complex, with gypsum plate - coarse, highly sinuous, amoeboid crystals; dashed white circle indicates Island Grains; B) QM1 in ARC, amoeboid coarse grains, with chessboard-pattern subgrains; C) QM1 in Arroio Divisa Granitoid (ADG), coarse high-T parental crystals (red dashed ellipse) superposed by low-T microstructures (yellow dashed ellipse) with grain size reduction; D) White mica-bearing QM1 in ADG - quartz ribbons with chessboard-pattern subgrains; inside dashed yellow ellipse, sinuous amoeboid crystals; E) Stretching accompanied by grain size reduction of the parental grains toward the rims forms lenticular grains with core-mantle structure; yellow rectangle shown in H indicates reworked matrix; F) Grain boundaries of coarse, stretched grains; bulges are indicated by white arrows; G) Recrystallization with grain size reduction within parental crystals (dashed white ellipse); H) Microstructures of fine-grained, recrystallized matrix; larger grains have more irregular outlines than smaller ones.

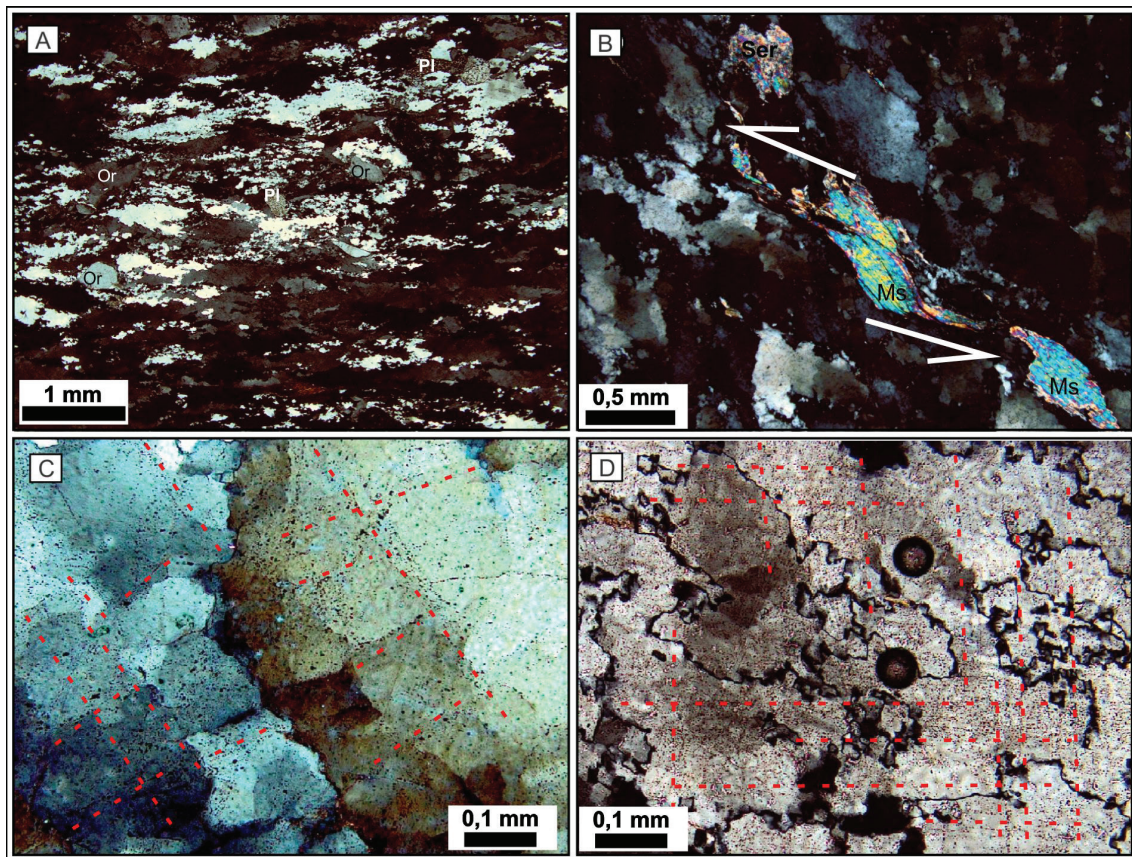


Figura 6. Microestruturas dos quartzo milonitos estudados. A) QM2 com estiramento acompanhado por redução tectônica do tamanho de grão, característicos da zona de alta deformação, em cristais de quartzo; cristais preservados de ortoclásio (Or) e plagioclásio alterado (Pl); B) Micas brancas de grão fino e médio; mica pisciforme (Ms) indica sentido de movimento sinistral da foliação milonítica; C) Inclusões fluidas em limite de subgrão com padrão tabuleiro de xadrez em zona de baixa deformação, com direções principais indicadas por traços vermelhos; D) Inclusões fluidas em trilhas intra a transgranulares em zonas de alta deformação, indicadas por traços vermelhos.

Figure 6. Microstructures of studied quartz mylonites. A) QM2 showing quartz microstructures characteristic of high-strain zones, preserved orthoclase crystals (Or) and altered plagioclase (Pl); B) Fine- and medium-grained white micas in QM; mica fish (Ms) indicating sinistral sense of shearing along the mylonitic foliation; C) Fluid inclusions at chessboard pattern subgrain boundary in low-strain zone; red dashed lines indicate the main directions; D) Fluid inclusion patterns as intra- to transgranular trails in high-strain zones.

a difusão no estado sólido é insignificante em comparação com mecanismos de reação induzidos por fluidos (Putnis & Austrheim, 2010).

Nenhuma lâmina petrográfica de QMF analisada apresenta feições de *annealing* após a deformação; ao contrário, extinção ondulante e lamelas de deformação afetam cristais recristalizados e recuperados, principalmente quando as rochas encaixantes são os GAD.

Zircão é o mineral acessório mais comum nos QMF. Seus cristais são abundantes e têm morfologia e textura muito variáveis, sendo frequentes os grãos de morfologia arredondada (Fig. 7D), indicativos de alto grau de retrabalhamento. Outros minerais acessórios, como microagulhas de rutilo e microplacas de epidoto, ocorrem como inclusão sólida no

quartzo em escala micrométrica.

4 Discussão dos resultados

No estado do Rio Grande do Sul, as ocorrências de QMF são pouco investigadas. No entanto, na região de Santana da Boa Vista, Porcher & Fernandes (1990) descrevem QMF como resultado da transformação de granitoides durante a milonitização em zonas de cisalhamento e apontam a ocorrência de lentes graníticas e feldspatos reliquias como remanescentes das transformações. Segundo os autores, a segregação metamórfica seria a principal responsável pela alternância de filonitos e quartzo milonitos.

Filonitos também foram documentados na ZCTDC, na região de Quitéria, RS. As condições

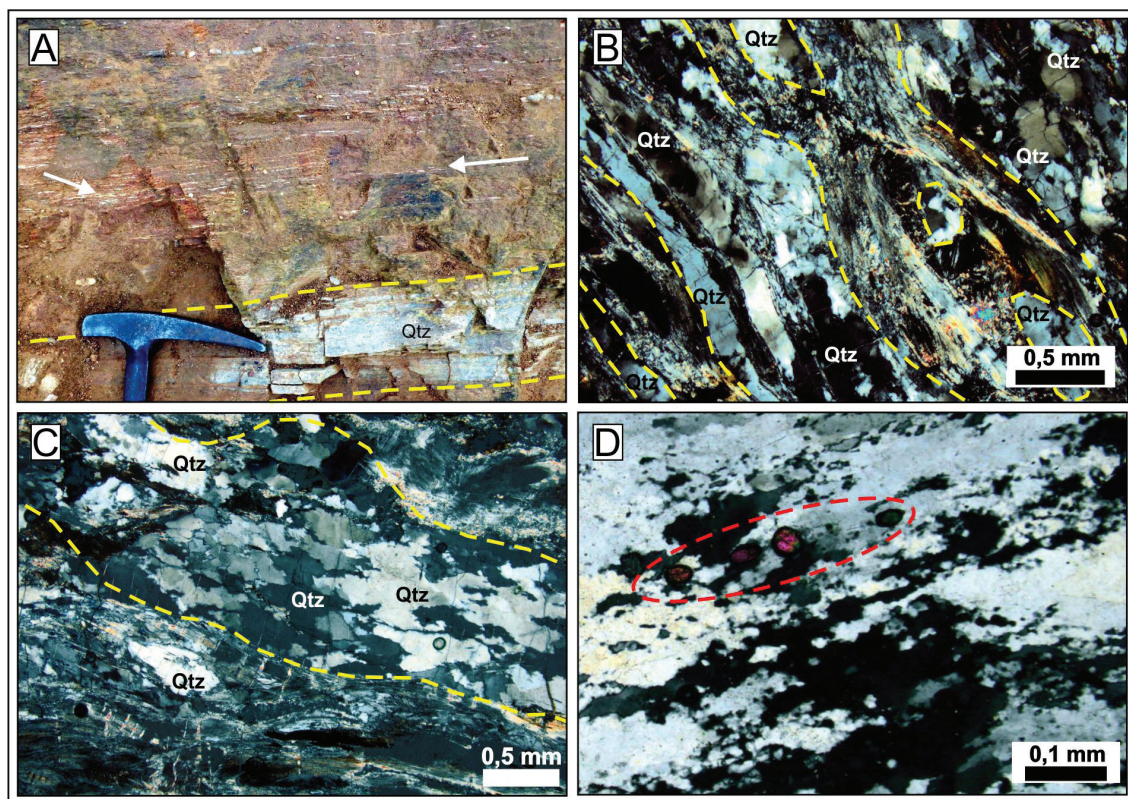


Figura 7. Características estruturais dos QMF. A) Filonito na ZCQSE, com foliação definida por lamelas de micas orientadas, e banda de QM1, esbranquiçada, na porção inferior da fotografia; destaque aos feldspatos estirados (seta branca); B) Fotomicrografia de filonito com quartzo fitado policristalino e microestruturas semelhantes ao quartzo milonito 1, com micas brancas de alta T (Fig. 5D); C) Foliação milonítica em filonito com banda de espessura milimétrica contendo agregado de quartzo com microestruturas de migração rápida de limite de grão; D) Grãos de zircão arredondados concentrados no QMF (elipse vermelha).

Figure 7. Structural features of QMF. A) QSESZ phyllonite with foliation defined by orientation of micas and whitish band of QM1 in the lower portion of the photograph. Highlighting stretched feldspar grains (white arrow); B) Phyllonite with polycrystalline quartz ribbon whose microstructures are similar to the ones of high-T, white mica-bearing QM1 (Fig. 5D); C) GBM field recrystallized quartz aggregate in phyllonite; D) Rounded zircon concentrated in QMF (dashed red line).

térmicas desta zona de cisalhamento foram controladas por magmatismo sintectônico, conforme Tommasi *et al.* (1994). Estes autores avaliaram a história deformacional dos granitos na ZCTDC, que esteve ativa desde o estado magmático ao sólido, em condições de temperatura decrescente até condições da fácies xisto verde. Mesquita (1991) propôs um modelo genético para a ocorrência de filonitos na ZCTDC, que seria consequência da deformação tardia, regida por ação de fluidos, em condições retrogressivas à fácies xisto verde.

No Uruguai, a ZCSB compõe o principal sistema de cisalhamento no extremo sul da porção granítica do CDF que representa o magmatismo pós-colisional. Oyhantçabal *et al.* (2009) correlacionaram a ZCSB e a ZCTDC, e avaliaram a ocorrência da associação de filonito e quartzo milonito. As microestruturas de quartzo impressas na sequência de QMF sugerem que

os mecanismos de deformação operaram entre os regimes 2 e 3 de Hirth & Tullis (1992) na ZCSB, ou seja, em temperaturas maiores que a documentada na ZCTDC.

A comparação entre as estruturas dos milonitos e dos QMF que ocorrem na ZCQSE indica que há concordância estrutural em todas as escalas. O arranjo geométrico e estrutural dos corpos de QMF e as microestruturas impressas revelam que ocorrem relações muito próximas com os GAD, vinculadas à atividade da ZCQSE. Tais relações indicam que estas estruturas se desenvolveram em condições termais comuns.

Baseado em estudos de Stipp *et al.* (2002b), a temperatura em que agregados de quartzo são deformados em taxas de deformação naturais pode ser estimada quando os efeitos dos diferentes mecanismos de recristalização dinâmica, como descritos por Hirth & Tullis (1992), podem ser apontados e organizados cronologicamente a

partir da sobreposição de microestruturas que se desenvolvem durante uma história deformacional. Com esta compreensão, é possível caracterizar a geologia dos QMF da ZCQSE.

A recristalização por migração lenta de limite de grão (*bulging recrystallization* - BLG) foi atribuída aos cristais da matriz com tamanho médio entre 0,01 e 0,05 mm, pois possuem dimensões semelhantes às protuberâncias que ocorrem em limites de grãos reliquias. Se desenvolvem a partir dos mecanismos ativos entre os regimes 1 e 2 de Hirth & Tullis (1992), em temperatura de 280 a 400°C. A rotação de subgrão (*subgrain rotation* - SGR) resulta em grãos recristalizados com tamanho médio entre 0,05 e 0,145 mm a partir da atividade de mecanismos dos regimes 2 e 3, entre 400 e 500°C. Migração rápida de limite de grão (*grain boundary migration* - GBM) corresponde ao regime 3 e produz uma variação ainda maior de tamanho de grão recristalizado em temperaturas acima de 500°C, que atingem dimensões milimétricas e adquirem formatos ameboides irregulares, onde a alta sinuosidade dos limites lobados indica aumento da temperatura.

A GBM se dá sob altas temperaturas, enquanto a recristalização por BLG ocorre a baixas temperaturas. Isto também é sugerido por Rosenberg & Stünitz (2003), que inferem temperaturas acima de 400°C para a GBM e o intervalo de 200-300°C para a BLG.

Os subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez se desenvolvem apenas em alta temperatura, uma vez que implicam a ativação dos sistemas de deslizamento prismático no eixo <c>, combinado com o basal ao longo do eixo <a>, e têm sido usados como indicadores da temperatura de deformação dúctil a partir de 550°C, a 3 kbar, com taxas de deformação naturais entre 10^{-12} e 10^{-14} s^{-1} (Kruhl, 1996).

No CAR, a deformação dos QMF é marcada pela recristalização no campo de GBM predominantemente, onde a fluência difusiva (*diffusion creep*) associada à fluência das deslocações (*dislocation creep*) no plano prismático ao longo do eixo <c> combinado com o basal ao longo de <a> foram os mecanismos de deformação dominantes. A prevalência de cristais grossos e interlobados, com alto grau de

sinuosidade, que contêm subgrãos em tabuleiro de xadrez, indica que o processo deformacional dos QMF teve início em temperatura alta.

Estas feições microestruturais sugerem fluxo plástico em condições de temperatura equivalente à da solidus de sistemas graníticos (~650°C) e são similares àquelas que registram as temperaturas mais altas nos GAD. Em temperaturas compatíveis com as da fácies anfibolito superior, a recristalização do quartzo promove um crescimento irregular dominado por mecanismos de GBM, com alta sinuosidade, contatos interdigitados e formas ameboides. A recuperação, nestas condições, desenvolve subgrãos em tabuleiro de xadrez e promove o forte estiramento, na presença de micas.

Nos QMF alojados nos GAD, estas microestruturas de alta temperatura estão restritas aos cristais reliquias de quartzo e, dependendo do grau de retrabalhamento, estão mais ou menos preservadas. O incremento da deformação em temperaturas mais baixas provocou diversos graus de estiramento e recristalização marcada pela redução no tamanho de grão principalmente nos limites de grão. Os grãos reliquias apresentam recristalização por BLG sobrepondo contatos interdigitados.

Os QMF presentes nos GAD geralmente possuem recristalização por BLG. Este campo é marcado pela competição entre os regimes 1 e 2 de Hirth & Tullis (1992), quando migrações localizadas de limites de grão, induzidas por pressão, acomodam uma recuperação por salto de deslocações (*dislocation climb*) localizado, rotacionando as protuberâncias e formando grãos recristalizados com tamanhos entre 0,01 e 0,05 mm nos limites de grãos. Nas altas temperaturas deste campo (BLG II – Stipp *et al.*, 2002b), o salto de deslocações (regime 2) possui uma certa atividade, e sua participação é muito importante na recristalização. Os grãos recristalizados possuem tamanhos relativamente grandes (50µm) e são livres de deslocações.

A atividade do salto de deslocações fica mais restrita conforme a temperatura diminui, atribuindo ao regime 1 maior participação nos processos deformacionais, que caracterizam o BLG I. Os limites dos grãos ficam serrilhados e com aspecto sombreado devido à migração de

limite de grão induzida por pressão, simultânea à geração de alta densidade de defeitos lineares. Quando um limite de grão migra, gera-se uma região livre de tensão capaz de acomodar o incremento de fluência de deslocamentos, e a recristalização produz grãos com tamanhos mínimos entre 10 e 25µm. Nessas condições, o comportamento plástico do material é praticamente nulo, e o fraturamento acontece devido ao enredamento das deslocamentos (*dislocation tangle*).

Portanto, os QMF da ZCQSE configuram uma zona de baixa deformação no CAR, com microestruturas de alta temperatura bem preservadas, e uma zona de alta deformação nos GAD, onde houve reativação em temperatura mais baixa. A zona de baixa deformação dos QMF preserva feições microestruturais relacionadas ao início do seu desenvolvimento, que registra grãos de quartzo grossos recristalizados por GBM, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez. Em zonas de mais alta deformação, feições de recristalização por BLG II e I ocorrem sobrepondo microestruturas primitivas de alta temperatura, o que indica retrabalhamento em temperatura mais baixa.

Análogo aos minerais, inclusões fluidas (IF) indicam que os processos formadores de rocha não ocorrem durante um único episódio, mas em sucessivos estágios de evolução (Vanden Kerkhof & Hein, 2001) e são, em parte, controladas pela dinâmica intracristalina do mineral hospedeiro e por processos físico-químicos controlados pela interface cristal-fluido. A abundância de IF com sinais de estrangulamento que decoram os limites de subgrãos sugere que a água teve participação, tanto na recristalização como na recuperação dos grãos em alta temperatura.

Os diversos padrões de inclusões fluidas indicam que a água atuou durante a recristalização e recuperação do quartzo milonito. Em agregados de quartzo deformados em pressões elevadas na presença de fluido aquoso, o salto das deslocamentos é favorecido (Tullis & Yund 1989), o que facilita a recuperação. Estudos de Mancktelow & Pennacchioni (2004) demonstram que a quantidade, distribuição e composição dos fluidos nos limites de grãos influenciam os mecanismos de recristalização.

Mancktelow (2006) defende a ideia de que os fluidos migram ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis e provocam efeitos na reologia da rocha, que têm sua plasticidade aumentada por mecanismos difusionais, e conclui que os fluidos são expelidos destes ambientes. Nos granitoides da ZCQSE, é possível observar que a circulação de fluidos esteve ativa durante todo o episódio de deformação dúctil, desde condições compatíveis com as da fácies anfibolito superior até xisto verde inferior.

No sentido de Kerrich *et al.* (1977) e Carter *et al.* (1990), mecanismos de *pressure solution* envolvem o transporte de massa através da dissolução e reequilíbrio de minerais, em resposta a gradientes de pressão em ambientes ricos em fluidos. Estas transformações químicas induzidas pela pressão geralmente promovem a deformação de modo muito eficiente em toda a seção crustal, mas dependem das características físico-químicas do fluido e da reatividade dos minerais.

Os subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e os contatos interlobados, com alto grau de suturamento, em quartzo fitado policristalino disperso em filonito, assim como no quartzo milonito associado, são evidências da filonitização em condições compatíveis com as da fácies anfibolito superior, em torno de 650°C (Fig. 8A). As porções mais hidratadas dos GAD (Fig. 8B) também apresentam microestruturas de alta temperatura em agregados monominerálicos de quartzo, com formação de filonitos incipiente e localizada. Estas feições denunciam que os GAD transformaram-se em filonitos em condições de temperatura próximas da *solidus* de granitos.

A ZCQSE registra uma evolução magmática e deformacional prolongada, cuja deformação é marcada por infiltração de fluidos que aceleraram processos de abrandamento e que favoreceram a localização da deformação. Injeções tardias do GAD ricas em fluidos, posicionadas no próprio GAD e na margem retrabalhada do CAR, seriam a causa do desenvolvimento dos corpos de QMF na ZCQSE.

Quando o sistema granítico atingiu a temperatura da *solidus*, os fluidos tardi-magmáticos que migraram ao longo de planos de foliação preexistentes transformaram

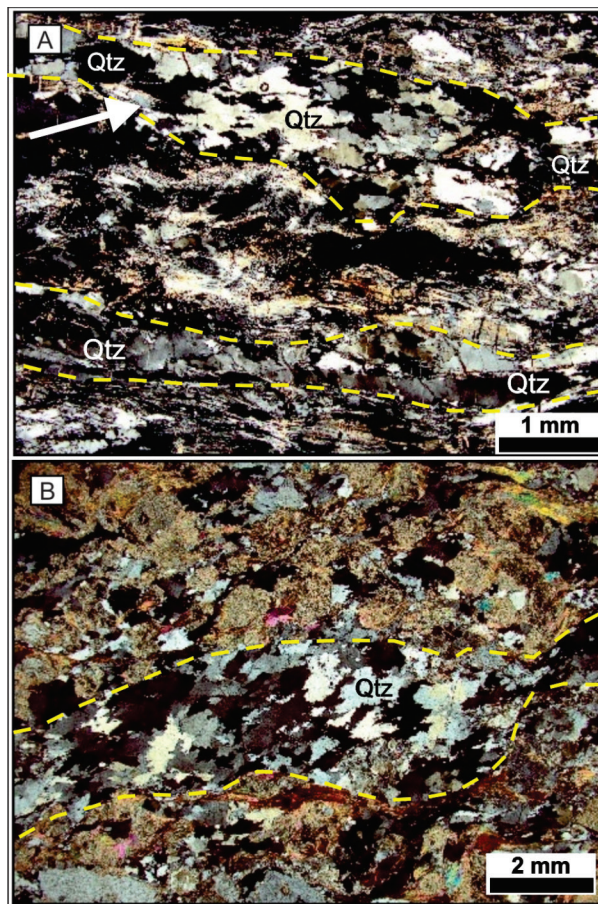


Figura 8. Feições microestruturais que sugerem transformação de granitoides em filonitos em alta temperatura. A) Filonito com quartzo fitado policristalino, com cristais de quartzo (QZ) recrystalizados sob as mesmas condições da figura 8B. B) GAD com transformação incipiente em filonitos com agregado de quartzo grosso (QZ), recrystalizado no campo de GBM. Ambas as figuras demonstram que a fluência difusiva em agregados de quartzo atuou ao mesmo tempo que a fluência por difusão e precipitação em feldspatos.

Figure 8. Microstructural features that indicate transformation of granitoids into phyllonites at high temperature. A) Polycrystalline quartz ribbon in phyllonite, with quartz (QZ) recrystallized under the same conditions as shown in figure 8B. B) Phyllonitization process in GAD, with coarse-grained quartz (QZ) recrystallized in the GBM field. Both figures demonstrate that diffusion creep in quartz aggregates was active at the same time as diffusion-precipitation creep in feldspars.

minerais prismáticos em micas e quartzo através da fluência por dissolução-precipitação, em condições de deformação transpressiva. Uma vez que rochas foliadas ricas em micas possuem baixa competência em relação aos granitoides encaixantes (Bos & Spiers, 1992; Wintsch *et al.* 1995), a injeção dos veios mais tardios, ricos em sílica, foi favorecida (Fig. 9A), o que gerou o QM2.

A componente cisalhante, ativa em temperaturas compatíveis com as da fácies xisto verde, torna menor o espaçamento das foliações nas zonas de alta deformação, e as lineações de estiramento se intensificam, com a movimentação lateral esquerda dominante (Fig. 9B).

O balanço de massa calculado por autores como O'Hara (1988) na província *Blue Ridge*, sul do Cinturão Apalachiano, e Cruz *et al.* (2005), na Zona de Cisalhamento Gouveia, faixa Araçuaí, indicam que a filonitização de granitoides resulta em redução de volume. A dissolução de minerais mais reativos, como anfibólio, biotita e feldspatos, permite que alguns íons sejam liberados no fluido e carregados para fora do sistema.

O zircão é frequentemente observado nos QMF da ZCQSE e pode indicar que as transformações nos GAD ocorreram em sistema aberto. Neste processo de dissolução e precipitação induzido por pressão, com redução de volume, o zircão, que é menos

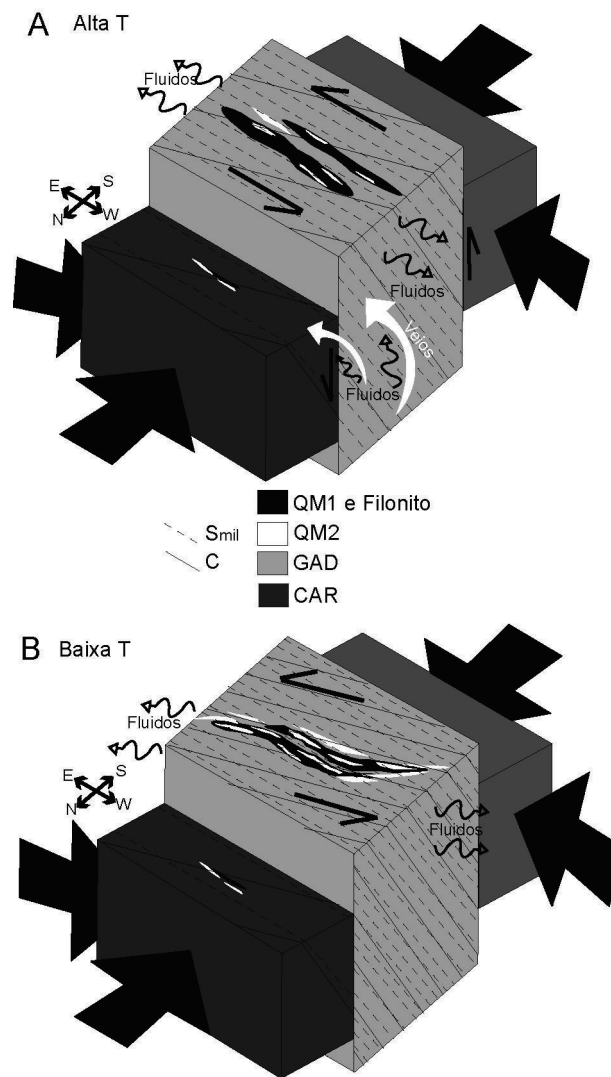


Figura 9. Ilustração do modelo evolutivo dos QMF na ZCQSE. A) Momento inicial, quando filonitos se desenvolveram precocemente, em temperatura solidus de granitoides. A redução localizada da competência destas rochas favoreceu o posicionamento de veios ricos em fluidos. B) O estágio tardio do fluxo plástico permitiu a maior penetrabilidade das foliações e o posicionamento final dos QMF, concordante com as estruturas impressas pela ZCQSE.

Figure 9. Evolutionary model of the QMP at QSESZ. A) Initial moment of the early development of phyllonite under granite solidus temperature conditions. The localized weakening of these rocks has favoured the emplacement of fluid-rich veins. B) The late stage of plastic flow caused the foliation to become more pervasive and the final positioning of the QMF, concordant with the structures imprinted by the QSESZ.

reativo, concentrou-se nas faixas de QMF. A concentração de minerais menos solúveis, como o zircão, e o seu arredondamento por dissolução e abrasão, como observado no caso estudado, principalmente em ambiente transpressivo, resulta em padrão muito similar ao observado em metarenitos quartzíticos, cuja população é utilizada em estudos de proveniência. A principal distinção nestes casos, além da situação de campo, é que os intervalos de idade da população de zircões dos quartzo-milonitos seriam mais restritos e muito semelhantes aos padrões magmáticos e de herança do granito original.

5 Conclusões

As feições macro a microestruturais observadas na ZCQSE permitem estimar as condições de formação dos QMF e definir um modelo de evolução que demonstre suas relações com os GAD. A análise criteriosa das microestruturas impressas em quartzo permitiu estabelecer a evolução de episódios deformacionais através de uma trajetória térmica, em condições de temperatura compatíveis com magmatismo da crosta média a superior. Há semelhanças entre mecanismos

de recristalização dinâmica e plasticidade intracristalina que atuaram durante os processos de deformação dos GAD e dos QMF.

As feições microestruturais do QMF que ocorre na margem retrabalhada do CAR registram fluxo plástico em alta temperatura devido à alta sinuosidade observada em cristais grossos e interlobados de quartzo, que possuem subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez bem desenvolvidos. Nos GAD, as microestruturas remontam a uma trajetória térmica decrescente, onde as microestruturas desenvolvidas no campo da GBM (Regime 3 de Hirth & Tullis, 1992), são parcialmente destruídas pela atividade dos mecanismos ativos no campo do BLG (entre regimes 1 e 2 de Hirth & Tullis, 1992) e que provoca redução tectônica no tamanho de grão. Grãos grossos e estirados indicam que a recuperação teve papel importante na deformação.

Os QMF estudados resultam da deformação não-isovolumétrica de injeções tardias dos GAD ricos em fluidos, cujas transformações, de caráter aloquímico, promoveram ampla dissolução. A alta concentração de zircão pode ser resultado da redução de volume devido à perda de massa com o escape de fluidos.

Os QMF da ZCQSE podem ser entendidos como o resultado de processos hidrotermais desencadeados pela circulação e escape de fluidos magmáticos trazidos pelas injeções tardias dos GAD migrando ao longo da foliação, em alta temperatura. A consequente formação de filonitos e QM1 favoreceu o posicionamento paralelo dos veios tardi-magmáticos ricos em sílica (QM2), acompanhados por fluidos, que podem adicionar mais água ao sistema.

A circulação e escape de fluidos durante a atividade da ZCQSE promoveu o *strain softening* e favoreceu a heterogeneidade da deformação. As reações de dissolução dos GAD facilitaram a acomodação do movimento e geraram estreitas faixas ricas em quartzo e filossilicatos, arranjados em formato sigmoide concordante às estruturas S-C dos granitoides parentais.

Agradecimentos. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do trabalho (Projeto 442818/2014-0) e à Coordenação de

Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado concedida a J.V.T. Mello. Os autores agradecem também a Rafael P. Ribeiro (UFRGS) pela assessoria no processamento de imagens.

Referências

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1/2): 1-29
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late- to post-collisional Brazilian magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(Supl. 1):13-16
- Bitencourt, M.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 186-189.
- Bos, B. & Spiers, C. J. 2002. Frictional viscous flow of phyllosilicate bearing fault rock: Microphysical model and implications for crustal strength profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B2): 1-13.
- Carter, N.L. & Tsenn, M.C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136(1/2): 27-63.
- Carter, N.L., Kronenberg, A.K., Ross, J.V. & Wiltschko, D.V. 1990. Control of fluids on deformation of rocks. *Geological Society of London, Special Publications*, 54(1): 1-13.
- Cruz, S.C.P., Jordt-Evangelista, H. & Alkmim, F.F. 2005. Variações químicas e mineralógicas na zona de cisalhamento de Gouveia (MG) e suas implicações no processo de reativação tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4): 453-462.
- Evans, J.P. 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 10(5): 437-443.
- Faleiros, F. M., da Cruz Campanha, G. A., da Silveira Bello, R. M., & Fuzikawa, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, 485(1/4): 193-214.

- Fettes, D. & Desmons, J. 2011. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge, University Press, 256p.
- Fontana, E. Nardi, L.V.S., Bitencourt, M. F. & Knijnik, D.B. 2012. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP, Série Científica*, 12(3): 33-56.
- Gleason, G.C., Tullis, J. & Heidelbach, F. 1993. The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 15(9/10): 1145-1168.
- Goodwin, L.B. & Wenk, H.R. 1995. Development of phyllonite from granodiorite: Mechanisms of grain-size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California. *Journal of Structural Geology*, 17(5): 689-707.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. *Pesquisas em Geociências*, 38: 85-108.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M. & Chemale Jr. 2015. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. *Journal of South American Earth Sciences*, 57: 49-60.
- Grujic, D., Stipp, M. & Wooden, J. L. 2011. Thermometry of quartz mylonites: Importance of dynamic recrystallization on Ti in quartz reequilibration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6): 1-19.
- Halfpenny, A., Prior, D. J. & Wheeler, J. 2012. Electron backscatter diffraction analysis to determine the mechanisms that operated during dynamic recrystallisation of quartz-rich rocks. *Journal of Structural Geology*, 36: 2-15.
- Hartmann, L. A., Santos, J. O., Leite, J. A., Porcher, C. C. & Mcnaughton, N. J. 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75(3): 393-403.
- Heilbronner, R. & Tullis, J. 2006. Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10): 1-19.
- Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, 14(2): 145-159.
- Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Wibberley, C.A.J., Shimamoto, T., Spiers, C.J., Niemeijer, A.R. & Lloyd, G.E. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology*, 28(2): 220-235.
- Kerrick, R., Fyfe, W.S., German, B.E. & Allison, I. 1977. Local modification of rock chemistry by deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65(2): 183-190.
- Knijnik, D. K., 2018. *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sr-Nd dos granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes Quitéria Serra do Erval e dorsal de Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 260p. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Knijnik, D., Bitencourt, M.D.F., Nardi, L.V., Pinto, V.M. & Fontana, E. 2012. Geochemical and structural characterization of the Cruzeiro do Sul Granodiorite: neoproterozoic post-collisional shoshonitic magmatism within transcurrent shear zone, Quitéria region, Southernmost Brazil. *Geologia USP, Série Científica*, 12: 17-38.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14: 581-589.
- Law, R.D. 1986. Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany. *Journal of Structural Geology*, 8(5): 493-515.

- Law, R.D., Knipe, R.J. & Dayan, H. 1984. Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. *Journal of Structural Geology*, 6(5): 477-497.
- Lee, S.Y., Min, K., Ree, J.H., Han, R. & Jung, H. 2012. The Geounri shear zone in the Paleozoic Taebaeksan Basin of Korea: tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, 42: 91-103.
- Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. SC mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Mancktelow, N.S. 2006. How ductile are ductile shear zones? *Geology*, 34(5): 345-348.
- Mancktelow, N.S. & Pennacchioni, G. 2004. The influence of grain boundary fluids on the microstructure of quartz-feldspar mylonites. *Journal of Structural Geology*, 26: 47-69.
- Mesquita, M.J.M.D. 1991. *Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)*. Porto Alegre, 296p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- McAleer, R.J., Bish, D.L., Kunk, M.J., Sicard, K.R., Valley, P.M., Walsh, G.J., Wathen, B.A. & Wintsch, R.P. 2017. Reaction softening by dissolution-precipitation creep in a retrograde greenschist facies ductile shear zone, New Hampshire, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(1): 95-119.
- O'Hara, K. 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina USA. *Tectonophysics*, 156: 21-36.
- O'Hara, K. 2007. Reaction weakening and emplacement of crystalline thrusts: diffusion control on reaction rate and strain rate. *Journal of Structural Geology*, 29(8): 1301-1314.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R. & Layer, P. 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano – Pan-African, Uruguay): Lithos, 98: 141-159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. & Layer, P. 2010. The sierra ballena shear zone in the southernmost dom feliciano belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(6): 1227-1246.
- Parsons, A.J., Law, R.D., Lloyd, G.E., Phillips, R.J. & Searle, M.P. 2016. Thermo kinematic evolution of the Annapurna Dhaulagiri Himalaya, central Nepal: The Composite Orogenic System. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(4): 1511-1539.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 366p.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4): 461-478.
- Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento/" cobertura" na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas em Geociências*, 17(1/2): 72-84.
- Prior, D.J., Knipe, R.J., Bates, M.P., Grant, N.T., Law, R.D., Lloyd, G.E., Welbon, A., Agar, S.M., Brodie, K.H., Maddock, R.H. & Rutter, E.H. 1987. Orientation of specimens: essential data for all fields of geology. *Geology*, 15(9): 829-831.
- Putnis, A. & Austrheim, H. 2010. Fluid induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10(1/2): 254-269.
- Rosenberg, C. L. & Stünitz, H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, 25(3): 389-408.
- Schmid, S. M. & Casey, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophysical Monograph*, 36: 263-286.
- Schnorr, E. R. 2017. *Evolução estrutural dos Granitoides Arroio Divisa durante o movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS*. Porto Alegre, 52p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological*

- Society*, 133(3): 191-213.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. 2002a. The eastern tonalite fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24(12): 1861-1884.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S.M. 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society of London, Special Publications*, 200(1): 171-190.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L. A., & Porcher, C. C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13(2): 421-437.
- Tullis, J., Snoke, A. W. & Todd, V. R. 1982 Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10: 227-230
- Tullis, J. & Yund, R. A. 1989. Hydrolytic weakening of quartz aggregates: The effects of water and pressure on recovery. *Geophysical Research Letters*, 16(11): 1343-1346.
- Van den Kerkhof, A. M. & Hein, U. F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55: 27-47.
- Vernon, R. H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, University Press 578p.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D. & Humphreys, F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2: 175-187.
- Wibberley, C. 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones? *Journal of Structural Geology*, 21(8/9): 1219-1227.
- Wintsch, R. P., Christoffersen, R., & Kronenberg, A. K. (1995). Fluid rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7): 13021-13032.