

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

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DOS GRANITOIDES ARROIO DIVISA DURANTE O
MOVIMENTO TRANSCORRENTE DA ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA-
SERRA DO ERVAL, RS**

EVELIN ROBERTA SCHNORR

ORIENTADORA - Dr^a Maria de Fátima A.S. Bitencourt

Volume I

Porto Alegre - 2017

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

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DOS GRANITOIDES ARROIO DIVISA DURANTE O
MOVIMENTO TRANSCORRENTE DA ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA-
SERRA DO ERVAL, RS**

EVELIN ROBERTA SCHNORR

ORIENTADORA: Dr^a. Maria de Fátima A.S. Bitencourt

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Edinei Koester – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros – Universidade Federal do Paraná

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo – Universidade Federal do Rio de Janeiro

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

Porto Alegre – 2017

Ficha catalográfica biblioteca

*À minha dinda,
meu infinito amor, e o dobro de saudade...*

AGRADECIMENTOS

Quando decidi ingressar no mestrado, achei que “tiraria de letra”. Foi um processo duro, no entanto, de muitos aprendizados. No meio desse caminho, aprendi a ter mais fé, em Deus, na vida, nas pessoas e no amor. Aprendi a perder. No meio dessa caminhada, tinham pedras, que não eram apenas as que estudei, mas eram as pedras da vida. Aprendi a abrir mão. Aprendi a fazer escolhas. No meio desse caminho, aprendi muito sobre *ser grata*...

Grata à minha família, minhas três mães. A que me trouxe à vida, com toda sua doçura, amor e vivacidade. És minha fortaleza e inspiração. E às mães que me criaram, dinda *Warna (in memorian)* e tia Nô. Uma delas, minha dinda, partiu enquanto eu estava no meio do caminho, não sem antes me dar uma aula de vida, fé, luta e vontade de viver. Não sem antes me mostrar o quão forte posso ser na adversidade, não sem antes me fazer viver o amor no mais lindo sentido de sua palavra, força e verdade. Obrigada!

À minha orientadora, pela paciência, compreensão, pela palavra amiga, pelo abraço apertado, pelo acolhimento. Pelos ensinamentos, puxões de orelha, pelo olhar fuzilante diante de uma frase mal escrita e pelo elogio doce diante de uma figura bem feita. Pelo exemplo de profissional, integridade, conduta, pelo exemplo de mulher.

Agradeço aos meus colegas, incansáveis amantes das rochas, das discussões, dos campos. Pelo apoio nos bastidores, pelas ajudinhas nesse finalzinho de trabalho, seja pra polir uma amostra, ou pra enviar cópias de cadernetas esquecidas, ou ainda enviar artigos e até mesmo pra dizer “calma, que vai dar certo”. À vocês, Tefi, Camila, Frã, Lua, Iti, João, Gregory, Gepeto, Amós, Fera, Dioni, Pedrinho, Diego, Daniel, que me acompanharam desde os primórdios da vida acadêmica, desejo que tenham uma caminhada de luz, e de rocha. Vocês são minha mais linda memória magmática.

Aos meus amigos, velhos e novos, que souberam respeitar meu tempo ausente, que vibram as minhas alegrias e que abraçam minhas tristezas. Pelo apoio, pela roda de conversa, pelo momento “agora para um pouco, e alivia a cabeça”.

Ao Lucas, gratidão pelo incentivo, pela dura cobrança, por acreditar em mim, e por ser abraço e conforto, quando o chão sai de baixo dos meus pés.

RESUMO

O período pós-colisional Neoproterozoico no sul do Brasil é marcado por intensa atividade tectônica transcorrente. Neste contexto, a Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval, uma das inúmeras estruturas que compõe o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, controlou o aporte, a ascensão e o posicionamento de diversos granitoides, dentre eles, os Granitoides Arroio Divisa, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos. Os Granitoides Arroio Divisa compreendem uma associação de rochas predominantemente granodioríticas, com termos dioríticos e tonalíticos ocorrendo em menor expressão. Apresentam textura heterogranular média a grossa e são sempre foliadas. Ao longo da intrusão, são distinguidas zonas de mais alta e mais baixa deformação, distribuídas de forma heterogênea, o que é evidenciado pelo grau de desenvolvimento e morfologia das estruturas planares e lineares. Nas zonas de mais baixa deformação, concentradas nas porções centrais do corpo granítico, predominam as estruturas magmáticas e a componente deformacional é menos intensa, enquanto que em direção à borda norte da intrusão, a morfologia destas estruturas progride por aumento na intensidade da deformação, com a geração de foliação milonítica bem desenvolvida. A evolução estrutural dos Granitoides Arroio Divisa é marcada por estruturas tardi-magmáticas que avançam progressivamente para estruturas *subsolidus*, e subsequentemente para estruturas de mais baixa temperatura, evidenciando a cristalização com concomitante história deformacional sob condições de temperatura decrescente. Feições microestruturais de alta temperatura incluem o desenvolvimento do padrão tabuleiro de xadrez em cristais de quartzo, e a geração de subgrãos grandes em cristais de K-feldspato e plagioclásio, compatíveis com temperaturas da fácies anfibolito superior e com a temperatura *solidus* de composições graníticas. As feições microestruturais de baixa temperatura consistem na recristalização dos cristais de quartzo por *bulging*, neoformação de grãos finos ao redor dos cristais de feldspato, e desenvolvimento de pertitas em chamas nos K-feldspato, compatíveis com temperaturas da fácies xistos verdes, bem abaixo da *solidus*. Enquanto as microestruturas de alta deformação estariam associadas aos estágios iniciais da cristalização e resfriamento do magma, as de mais baixa estariam relacionadas aos estágios pós-cristalização, quando rocha e encaixante alcançam equilíbrio térmico.

Palavras-chave: Magmatismos sintectônico; Granitoides Arroio Divisa; Microestruturas; Deformação de estado sólido; Zona de cisalhamento.

ABSTRACT

The Neoproterozoic post-collisional period in southern Brazil is marked by intense transcurrent tectonic activity. In this context, the Serra do Erval Quitéria Shear Zone, one of the several structures that compose the South Brazilian Shear Belt, controlled the input, ascent and emplacement of several granitoids, among them the Arroio Divisa Granitoids, intrusive in the Complex Arroio dos Ratos. The Arroio Divisa Granitoids consist an association of predominantly granodioritic rocks, with dioritic and tonalitic terms occurring in lesser expression. They presented medium to thick heterogranular texture and are always foliated. Along the intrusion, zones of higher and lower deformation are distinguished, distributed in a heterogeneous way, which is evidenced by the degree of development and morphology of the planar and linear structures. In the lower deformation zones, which are concentrated in the central portion of the granitic body, the magmatic structures prevail and the deformation component is less intense, whereas towards the north margin of the intrusion the morphology of these structures progresses by increase in the intensity of the deformation, with the generation of well-developed milonitic foliation. The structural evolution of the Arroio Divisa Granitoids is marked by progressively advance of the late-magmatic to subsolidus structures, and subsequently to structures of lower temperature, evidencing the crystallization with concomitant deformational history under conditions of decreasing temperature. High-temperature microstructural features include the development of the chessboard pattern in quartz crystals, and the generation of large subgrains in K-feldspar and plagioclase crystals, compatible with temperatures of amphibolite high-grade facies and with the solidus temperature of granite compositions. The low temperature microstructural features consist of recrystallization of the quartz crystals by bulging, neoformation of fine grains around the feldspar crystals, and development of flaming perthite in the K-feldspar, compatible with temperatures of the greenschist facies, well below the solidus. While the high deformation microstructures would be associated to the initial stages of crystallization and cooling of the magma, the one of lower deformation would be associated to the post crystallization stages, when rock and host rock reach thermal balance.

Key-words: Syntectonic magmatism; Arroio Divisa Granitoids; Microstructures; Solid-state deformation; Shear zone.

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT	2
Capítulo I - INTRODUÇÃO	3
Capítulo II - ABORDAGEM TEMÁTICA	6
Magmatismo granítico sintectônico, estruturas e microestruturas sindeformacionais	6
Fábricas estruturais e progressão da deformação.....	7
Magmatismo pós-colisional	10
Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval	11
Capítulo III - MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
Capítulo IV - MANUSCRITO SUBMETIDO À REVISTA GEOLOGIA USP – SÉRIE CIENTÍFICA.....	15
Capítulo V - CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	44
Capítulo VI - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47
ANEXO A – COMPROVAÇÃO DE SUBMISSÃO DO ARTIGO.....	52

Capítulo I

INTRODUÇÃO

As rochas graníticas são as rochas mais expressivas e acessíveis da crosta terrestre e constituem um instrumento essencial de estudo na compreensão da história geológica do planeta, tendo em vista que suas estruturas e composição representam importantes marcadores dos processos sofridos durante sua gênese. Dados estruturais, microestruturais, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos, quando articulados, levam a importantes interpretações acerca da evolução geodinâmica de ambientes tectônicos e da relação espaço-tempo-temperatura-deformação durante a cristalização dos magmas.

Ambientes tectonicamente ativos, como zonas de cisalhamento, são facilitadores do posicionamento de magmas, e constituem objeto de inúmeros estudos acerca da estreita relação entre magmatismo e deformação (Zibra *et al.* 2012; Bodorkos *et al.* 2000; Neves, *et al.* 1996, Brown & Solar, 1999), representando meios determinantes na compreensão das características deformacionais das rochas. Estabelecer o elo entre estes dois elementos requer uma análise integradora que correlacione critérios espaciais, geométricos e temporais entre o movimento das zonas de cisalhamento e o suprimento de magma.

As zonas de cisalhamento estão intimamente relacionadas ao magmatismo granítico sintectônico neoproterozoico da porção sul do Brasil, e controlam o aporte e posicionamento de um grande volume de magmas nesta porção. Assim, segundo Bitencourt (1996), é possível estabelecer um vínculo estreito entre a atividade magmática e a história geológica das zonas de cisalhamento, bem como determinar a posição da atividade magmática em relação à atividade tectônica, considerando que o início e o término da cristalização de um determinado magma em uma zona de cisalhamento ativa é, geralmente, sucedido no tempo pela continuidade da história deformacional da mesma.

O presente trabalho apresenta e discute dados de campo, geologia estrutural, petrográficos, e especialmente microestruturais dos Granitoides Arroio Divisa, sintectônicos à Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval. O estudo das microestruturas em diferentes minerais, que se comportam de formas distintas frente à deformação, é uma ferramenta precisa para estabelecer condições de temperatura

em zonas de cisalhamento dúctil, uma vez que estas favorecem e condicionam o posicionamento de magmas. Assim, a compreensão da evolução microestrutural, integrada a critérios estruturais, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, permite-nos a construção da história deformacional das rochas, e o estabelecimento de uma relação temporal entre seu posicionamento e a atividade da zona de cisalhamento à qual estão vinculados.

Este estudo enfatiza a importância da investigação estrutural e microestrutural no reconhecimento de diferentes estágios de deformação desenvolvidos progressivamente em uma fábrica cinemática. Os conteúdos apresentados em cada capítulo da dissertação são os seguintes:

O capítulo II consiste em uma abordagem temática, revisando alguns conceitos e abrangendo as ideias de magmatismo sintectônico, estruturas e microestruturas sindeformacionais e zonas de cisalhamento, considerando a evolução microestrutural e a transição entre os estados de fluxo magmático para as condições de deformação de estado sólido. Os materiais e métodos encontram-se descritos no capítulo III.

No capítulo IV, encontra-se o artigo, corpo essencial desta dissertação, intitulado “Evolução estrutural dos Granitoides Arroio Divisa durante o movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS”, submetido à revista Série Científica da USP. Neste capítulo são apresentados o contexto geológico da área estudada, dados de campo, petrográficos, estruturais, e especialmente microestruturais dos Granitoides Arroio Divisa, sintectônicos à Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval, delineando-se a história deformacional atuante nestas rochas durante sua gênese, e buscando o estabelecimento das condições termais a que foram sujeitos quando do seu posicionamento.

O capítulo V compreende uma síntese dos resultados e conclusões apresentados no Capítulo IV, com considerações acerca do tema abordado, correlacionando os dados obtidos com dados já existentes na área de estudo. O capítulo VI lista as referências bibliográficas utilizadas no decorrer deste trabalho.

Capítulo II

ABORDAGEM TEMÁTICA

Magmatismo granítico sintectônico, estruturas e microestruturas sindeformacionais

O emprego de dados estruturais, aliados a métodos geoquímicos, petrológicos e geocronológicos, tem sido muito aplicado para demonstrar a íntima relação entre a atividade de zonas de cisalhamento e o alojamento de grandes volumes de rochas granitoides em cinturões orogênicos. Assim, inúmeros trabalhos têm abordado o vínculo estreito entre atividade magmática e tectônica em ambientes transcorrentes (D'Lemos *et al.* 1992; Brown & Solar, 1998; Brown & Solar, 1999; Neves *et al.* 1996; Weinberg *et al.* 2004; Bitencourt & Nardi, 2004; Passareli *et al.* 2011). Brown & Solar (1998) atribuem que, em um modelo de zona de cisalhamento transcorrente ideal, a pressão das fusões e a flutuância induzidas tectonicamente atuam como forças motoras na ascensão dos magmas, com a transferência canalizada em foliações subverticais paralelas à tensão ou a fraturas dilatadas, concomitante a deformação ativa. Assim, apontam a geração de estruturas S-C como concentradoras de *strain* durante a cristalização e resfriamento *subsolidus*. Weinberg *et al.* (2004), discutem o controle exercido por zonas de cisalhamento no alojamento de granitoides, sinalizando que o desenvolvimento de uma série de dilatações ao longo das zonas, produzidas por mudanças nas propriedades reológicas das rochas e constituindo sítios de baixa-média pressão, atraem e aprisionam os magmas, que ascendem de forma intermitente com a continuidade da deformação. Por sua vez, como um ponto de vista alternativo, Neves *et al.* (1996) sugerem que o posicionamento dos magmas poderia favorecer e engatilhar a nucleação de zonas de cisalhamento. Neste sentido, Davidson *et al.* (1992) retratam que o alojamento de grandes plútons pode acarretar em importantes heterogeneidades reológicas na crosta, desencadeando enfraquecimentos termais nas rochas encaixantes, assim favorecendo o desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Conforme Bitencourt (1996), o posicionamento dos granitoides é governado pela interação entre o campo tensional global e a reação mecânica das rochas encaixantes. Assim, a interação entre campo tensional regional, tensões internas ao sistema magmático, relacionadas a variáveis como composição químico-mineralógica, temperatura e velocidade de resfriamento,

aliadas às propriedades físicas das rochas encaixantes, culminam na dinâmica de alojamento das rochas e nas condições tectono-termiais impostas a elas.

O conceito de intrusões sintectônicas pode abranger diferentes interpretações a respeito das histórias magmáticas e deformacionais dos corpos graníticos, sendo estes de suma importância para a compreensão da evolução de determinados segmentos crustais em cinturões orogênicos. Para Bodorkos *et al.* (2000), em larga escala, a natureza progressiva dos eventos orogênicos geralmente resulta em um complexo arcabouço estrutural, com a sobreposição de vários eventos deformacionais e, mesmo dentro de um único evento deformacional, a interferência estrutural com corpos adjacentes e próximos pode resultar em padrões de deformação difíceis de interpretar. Desde alojamento, cristalização e resfriamento de magmas sintectônicos, diferentes porções de um corpo granítico podem registrar distintas fábricas, refletindo nos subsequentes estágios de cristalização sindeformacional. Assim, Zibra *et al.* (2012) reforça que a interpretação das microestruturas e da orientação e intensidade das fábricas deve ser criteriosa, restringindo as relações espaço/tempo/temperatura/deformação durante a cristalização de um magma.

Fábricas estruturais e progressão da deformação

O estudo das microestruturas em corpos ígneos (Simpson, 1985; Tullis and Yund, 1985; Lloyd *et al.* 1992; Peternell *et al.*, 2010; Austin, 2011; Banerjee & Matin, 2013; etc) especialmente nos cristais de quartzo e feldspatos, tem sido amplamente utilizado como instrumento para estabelecer as condições de temperatura e razões de *strain* em zonas de cisalhamento dúctil, uma vez que elas respondem de maneira distinta aos processos sofridos por conta do seu comportamento reológico. Segundo Austin (2011), a reologia de uma determinada rocha é dependente de condições termodinâmicas externas (por exemplo, pressão, temperatura, presença de fluidos, etc), das propriedades mecânicas dos seus minerais constituintes e das características microestruturais e texturais da fábrica mineral, desta forma, respondendo pela heterogeneidade que possa vir a ser impressa nas rochas. Assim, vincular reologia com dados acerca da evolução microestrutural das rochas tem significativa implicação para a compreensão dos mecanismos de distribuição da tensão durante a deformação plástica do cristal. Os mecanismos de deformação que

se seguem durante a evolução de zonas de cisalhamento de larga escala dependem de condições físicas como pressão e temperatura, presença de fluidos, razões de deslocamento, além das características das rochas, como composição mineralógica, tamanho de grão.

As fábricas que se desenvolvem em corpos ígneos sintectônicos são bem caracterizadas em estudos de Hutton (1988), Tullis & Yund (1985), Paterson *et al.* (1989, 1991), etc. Hutton (1988) aponta uma abordagem baseada principalmente em observações que classificam as fábricas de deformação e as estruturas de granitos de acordo com o tempo de ocorrência relativo entre a cristalização do magma e a deformação. Assim, adota os termos *pre-full crystallization deformation* e *crystal plastic strain deformation* para classificar as referidas fábricas, em detrimento dos termos “primária” (estruturas de fluxo magmático) e “secundária” para a denominação das mesmas. Por sua vez, Paterson *et al.* (1989) referem estas mesmas fábricas como as formadas por fluxo magmático e aquelas formadas durante deformação de estado sólido, respectivamente, e adicionalmente apontam um fluxo submagmático na transição entre elas. Este caracterizando um sistema dominado por cristais, mas com quantidade significativa de líquido para permitir o deslizamento entre eles. Tribe & D’Lemos (1996), usam da reologia para discriminar as fábricas, através da porcentagem reológica crítica de fusão (RCMP – *rheological critical melt percentage*), apontando que o uso dos termos ‘magmática’ e *pre-full crystallization* são usados para descrever fábricas que se formam durante a rotação livre de cristais, em oposição àquelas que envolvem deformação de estado sólido. Nos estudos de Azri (1978), a condição de RCMP precisa ocorrer com conteúdo de 20 a 40 % de líquido e à medida que os cristais começam a se tocar e não giram mais livremente, a tensão é transferida entre os limites dos grãos, que começam a mostrar evidências de deformação de estado sólido. Tribe & D’Lemos (1996) adotam os termos pré-RCMP e pós-RCMP, para se referir à condição em que os minerais deslizam e rotam livremente rodeados por líquido, e à condição em que os minerais já apresentam alguma deformação interna, respectivamente.

Paterson *et al.* (1989) relatam a importância de integrar múltiplos critérios para atestar e documentar o caráter sintectônico de magmas, considerando especialmente: o paralelismo ou subparalelismo na transição entre as foliações magmáticas e de estado sólido a altas temperaturas; a continuidade da foliação de estado sólido de alta temperatura da intrusão com a foliação regional de baixa temperatura; e evidências

de migração de fusão controlada pela deformação regional. Estes mesmos autores propõem uma sequência contínua (“*continuum*”) entre os processos magmáticos e de estado sólido operando durante o desenvolvimento das foliações em granitoides. Tal processo iniciado na condição de fluxo magmático, com um comportamento de fluido suspenso, seguindo para um fluxo “submagmático”, com menor quantidade crítica de fusão do que no estado anterior, e passando à condição de estado sólido a alta temperatura, com deformação de estado plástico *subsolidus*, e condição de estado sólido de moderada a baixa temperatura

Para Miller & Paterson (1994), a natureza da transição das condições submagmáticas para as condições de estado sólido tem importantes implicações nos modelos de alojamento de magmas, no resfriamento e razões de *strain* nas intrusões e suas encaixantes, e no tempo de alojamento em relação a deformação regional. Para estes autores, os parâmetros que definem o *timing* do alojamento sintectônico de plútons são muitas vezes ambíguos, sendo o critério mais contundente a preservação da contínua transição das condições submagmáticas para o estado de deformação no estado sólido a altas temperaturas, que, por sua vez, não é comumente documentada nas rochas. Um hiato entre a passagem do estado magmático para o estado de deformação de estado sólido a moderada temperatura, com pouca ou nenhuma evidência registrada de deformação de estado sólido a alta temperatura, é documentado por Tribe & D’Lemos (1996). A passagem do fluxo magmático para a condição de deformação de estado sólido é sugerida por muitos autores em inúmeras condições, dentre elas, para intrusões graníticas em zonas de cisalhamento ativas (Anderson & Rowley, 1981; Hutton, 1982).

A identificação das feições de recristalização nos granitoides permite inferir, de forma subjetiva, condições de temperatura a que as rochas estavam submetidas, desde sua condição de magma até sua completa cristalização. Segundo Bitencourt (1996), com a progressão da cristalização, concomitante à deformação imposta pelas tensões externas, as condições de fluxo magmático progridem de forma a se aproximar do comportamento de um sólido pelo aumento da quantidade de cristais em relação a quantidade de líquido. No entanto, dadas as diferenças químico-mineralógicas, as características reológicas dos magmas, e a proporção líquido/cristais de um magma, esta progressão pode ocorrer de forma heterogênea até mesmo em pequena escala, com o desenvolvimento de microestruturas típicas para cada condição. Tendo em vista o tempo em que ocorrem, concomitantemente, a

atividade magmática e a da zona de cisalhamento, processos de cristalização a partir do líquido ocorrem simultaneamente a processos de recristalização dinâmica nos cristais precocemente formados. Ainda, segundo a autora, ao reagir às tensões externas como um sólido, zonas de *strain softening* surgem como forma de acomodação da deformação, ficando os processos de recristalização essencialmente a cargo da zona de cisalhamento. Ao passo que cessa a atividade magmática, e segue-se a atividade da zona de cisalhamento, tem continuidade os processos de recristalização a medida que a rocha tende a esfriar e sua temperatura equilibrar com a da rocha encaixante. Assim, a determinação das condições de temperatura da zona de cisalhamento não é obtida pelas estruturas de mais alta temperatura, que refletem as condições termais do magma, devendo a temperatura da zona de cisalhamento ser balizada pelas estruturas de deformação de estado sólido a baixas temperaturas, quando intrusão e encaixante entram em equilíbrio térmico.

A caracterização das estruturas que definem cada um dos estágios e condições impostas aos magmas durante sua cristalização e posicionamento contempla uma integração de critérios, que, em conjunto, permitem a compreensão da gênese e história deformacional dos corpos graníticos.

Magmatismo pós-colisional

O período pós-colisional é definido como o evento que sucede a colisão (Harris *et al.* 1986). Conforme Liègeois (1998), muitos ainda consideram este período como uma fase de relaxamento após o evento colisional, no entanto, é neste estágio que grandes volumes de magmatismo são produzidos, haja vista que a colisão em si não favorece a ascensão de magmas e o período intraplaca que se segue é caracterizado por um magmatismo escasso. Para este mesmo autor, o entendimento do magmatismo neste período depende do sentido que se dá a expressão pós-colisional. Diversos autores consideram a colisão como o grande impacto entre duas ou mais placas continentais, caracterizada por grandes *thrusts* e metamorfismos de alta pressão, o que diferencia o evento colisional propriamente dito do longo período de convergência de placas que ocorre após o fechamento do oceano. Assim, o pós-colisional inicia geralmente em um ambiente intracontinental (com o oceano fechado), mas com grandes movimentos de blocos ao longo de grandes zonas de cisalhamento,

e marcando o final do ciclo orogênico. O início do período intraplaca poderia ser considerado, neste sentido, como o período pós-orogênico.

O período pós-colisional inclui complexos eventos geológicos como grandes movimentos horizontais ao longo de megazonas de cisalhamento, colisões oblíquas, delaminação da litosfera, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de *rifts*. Como estes eventos incluem contínuos ou episódicos regimes extensionais, vários tipos de magmatismo podem ocorrer neste cenário (Liègeois, 1998). Para Pearce *et al.* (1984), nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico, o período pós-colisional tem relação com ambientes de arco vulcânico, intraplacas ou sin-colisionais, o que por sua vez caracteriza uma ampla variedade de magmatismos.

Como descrito por Liègeois (1998), o magmatismo pós-colisional é, em volume, principalmente potássico e em particular calci-alcalino alto-K, com rochas shoshoníticas subordinadas, constando ainda granitoides peraluminosos e alcalinos-peralcalinos em menor expressão.

Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval

A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (Knijnik *et al.* 2013) é uma descontinuidade de escala crustal que faz parte do sistema de zonas de cisalhamento anastomosadas que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). De caráter dúctil transcorrente, direção ENE e sentido de movimento sinistral, esta estrutura controlou o posicionamento de um grande volume de magmas na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), representados, em ordem estratigráfica, pelo Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS – 634 ± 1 Ma – Knijnik *et al.* 2010), Granitoides Arroio Divisa (GAD – Fontana *et al.* 2012) e Granitoides Sanga do Areal (Centeno, 2012; GSA – $620 \pm 5,6$ Ma –, Knijnik *et al.* submitted 2017). As idades U-Pb em zircão obtidas para o Granodiorito Cruzeiro do Sul e para os Granitoides Sanga do Areal permitem estimar um intervalo mínimo de movimentação da ZCQSE em aproximadamente 8 ± 6 Ma. Sua atividade está relacionada a fase precoce do período pós-colisional no sul do Brasil.

O arcabouço estrutural da ZCQSE é delineado por zonas de baixa e alta deformação, caracterizadas pelo desenvolvimento de estruturas magmáticas - com

componente deformacional incipiente ou subordinada, e estruturas de deformação de estado sólido, respectivamente. Estas estruturas encontram-se sobrepostas, possuem médio a alto ângulo de mergulho, e registram lineações sub-horizontais que atestam o caráter transcorrente da zona de cisalhamento. Juntamente com as outras zonas de cisalhamento que compõe o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, estas estruturas atuaram como um sistema de compensação dos movimentos sintéticos e antitéticos da estrutura maior, promovendo alterações nas condições de pressão e reologia da crosta, e assim facilitando a ascensão de magmas.

Capítulo III

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho foram aplicadas técnicas de obtenção e caracterização de dados petrográficos e estruturais. Para tanto, o trabalho foi dividido em etapa de campo, onde procedeu-se com a obtenção dos dados e coleta de amostras, e etapa de laboratório, onde os dados foram tratados e integrados.

Inicialmente foi realizado um levantamento de dados já existentes sobre a área (UFRGS, 2006; Fontana, *et al.* 2012), o que serviu como embasamento para o planejamento de campo. As primeiras campanhas de campo consistiram em um reconhecimento inicial e visita a afloramentos-chave, previamente definidos. Seguindo-se a isso, foram realizados perfis transversais ao longo do corpo intrusivo, perpendiculares ao *trend* estrutural regional, o que permitiu caracterizar o desenvolvimento, a variação e a progressão das principais estruturas encontradas nas zonas de baixa e alta deformação. Assim, também foram confeccionados croquis de detalhe, fotografadas as feições representativas, bem como obtidas medidas de estruturas planares, lineares e orientação dos corpos, com o uso de bússola CLAR, adotando-se a notação de trama. O tratamento dos dados de campo consistiu na digitalização dos croquis com o uso do *software* CorelDrawC6®. Para a confecção dos estereogramas, as medidas estruturais obtidas em campo foram inseridas no *software* Stereo32®, separando-se as estruturas primárias (S_0 e L_0) das estruturas deformacionais (S_m e L_x), de modo a serem gerados um estereograma para cada situação. A coleta de amostras para a confecção de lâminas petrográficas foi realizada sistematicamente, com rigoroso controle litológico e estrutural, orientando-as em relação ao plano horizontal, e fazendo-se a marcação em plano perpendicular à foliação e paralelo à lineação. As amostras foram então serradas no laboratório de preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFRGS e em seguida marcadas nos devidos locais para, enfim, serem laminadas no mesmo laboratório. A análise petrográfica e microestrutural foi realizada através da descrição de 30 lâminas petrográficas, identificando-se as principais texturas, o tamanho e a forma dos cristais, o arranjo e orientação dos minerais, microestruturas como foliações e lineações, ocorrência de recristalização, relações de contato entre os minerais, indicadores cinemáticos, estruturas rúpteis e dúcteis, e buscando as relações com as feições

encontradas em escala de afloramento. A determinação composicional no diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), índice de cor (M') (Le Maitre, 1989) e identificação de minerais acessórios também foi realizada usando-se uma abordagem específica para cada mineral, com base principalmente em Passchier & Trouw (2005) e Vernon (2004):

Quartzo: feições deformacionais, tipos de extinção, ocorrência de subgrãos, tipos de recristalização (recristalização do tipo *bulging* – BLG; rotação de subgrão – RSG; migração de limite de grão – MLG), redução da área do limite do grão – RALG), grãos tardios ou precoces, relações de contato com outros grãos.

Plagioclásio: teor de Anortita (An) pelo método alfa de Hibbard (1995, p. 77), forma dos cristais, ocorrência de cristais zonados, tipos de maclas, deformação rúptil e dúctil, recristalização, alteração.

K-feldspato: forma dos cristais, ocorrência e tipos de perlititas, feições de deformação rúptil e dúctil, feições de recuperação, recristalização, contatos com outros cristais, inclusões.

Biotita: cor de absorção máxima (n_g), feições de deformação, alteração, inclusões.

Os aparelhos utilizados para realizar as descrições foram um microscópio petrográfico da marca ZEISS e uma lupa de luz transmitida Micronal. Na petrografia também foram elaboradas fotomicrografias das feições mais relevantes encontradas em lâmina. A análise e interpretação dos dados obtidos foram feitas relacionando-se os mesmos com a bibliografia.

Capítulo IV

MANUSCRITO SUBMETIDO À REVISTA GEOLOGIA USP – SÉRIE CIENTÍFICA

Evolução estrutural dos Granitoides Arroio Divisa durante o movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS

Evelin R. Schnorr & Maria de Fátima A.S. Bitencourt

RESUMO

Os Granitoides Arroio Divisa compreendem uma associação de rochas predominantemente granodioríticas, com termos dioríticos e tonalíticos em menor expressão. Apresentam textura heterogranular média a grossa e são sempre foliadas. Suas estruturas sugerem posicionamento em zona de cisalhamento dúctil correlacionada ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, de idade neoproterozoica. Estas rochas registram cristalização com concomitante história deformacional sob condições de temperatura decrescente, evidenciada pela sobreposição concordante de estruturas magmáticas por estruturas de deformação de estado sólido de altas a baixas temperaturas. A distribuição deformacional se dá de forma heterogênea ao longo da intrusão, delineando zonas de baixa e alta deformação. Nas porções internas do corpo intrusivo, predominam estruturas de fluxo magmático e a componente deformacional é pouco desenvolvida. Em direção à borda norte da intrusão, a morfologia dessas estruturas progride para um aumento na intensidade da deformação, com a geração de uma foliação fortemente milonítica. Feições microestruturais de alta temperatura incluem o desenvolvimento do padrão tabuleiro de xadrez em cristais de quartzo, e a geração de subgrãos grandes em cristais de K-feldspato e plagioclásio, compatíveis com temperaturas da fácies anfíbolito superior e com a temperatura *solidus* de composições graníticas. As feições microestruturais de baixa temperatura consistem na recristalização dos cristais de quartzo por *bulging*, neoformação de grãos finos ao redor dos cristais de feldspato, e desenvolvimento de pertitas em chamuscas nos K-feldspato, compatíveis com temperaturas da fácies xistos verdes, bem abaixo da *solidus*. Enquanto as microestruturas de alta deformação estariam associadas aos estágios iniciais da cristalização e resfriamento do magma, as de mais baixa estariam associadas aos estágios pós-cristalização, quando rocha e encaixante alcançam equilíbrio termal.

Palavras-chave: Magmatismo granítico; Sintectônico; Zona de cisalhamento transcorrente; Deformação de estado sólido.

ABSTRACT

The Arroio Divisa Granitoids comprehend an association of predominantly granodioritic rocks, with dioritic and tonalitic terms in minor expression. They present medium to thick heterogranular texture, and are always foliated. Their structures suggest positioning in a ductile shear zone correlated to the SouthBrazilian Shear Belt, Neoproterozoic age. These rocks record crystallization with concomitant deformational history under conditions of decreasing temperature, evidenced by the concordant overlap of magmatic structures by high-to-low temperature solid state deformation structure. The deformational distribution happens in a heterogeneous way throughout the intrusion, outlining high and low-strains zones. In the internal portions of the intrusive body, magmatic flow structures are predominant whereas the deformation component is poorly developed. Toward the north edge of the intrusion, the morphology of these structures progresses by increase in deformation intensity, with the generation of a strongly mylonitic foliation. High-temperatures microstructural features include

the development of the chessboard pattern in quartz crystals and the generation of large subgrains in K-feldspar and plagioclase crystals, compatible with upper amphibolite facies temperature and with the *solidus* temperature of granite compositions. The low-temperatures microstructural features consist in recrystallization of quartz crystals by bulging, neof ormation of thin grains around feldspar crystals and the development of flame perthites on K-feldspar, compatible with temperatures of greenschist facies, far below the solidus. While the high-deformity microstructures would be associated to the initial stages of crystallization and magma cooling, the lower ones would be associated to the post-crystallization stages when rock and your hostess reach thermal balance.

Key-words: Granitic magmatism; Syntectonic; Transcurrent shear zone; Solid-state deformation.

1. INTRODUÇÃO

O estudo das microestruturas encontradas em diferentes minerais, que se comportam reologicamente de maneiras distintas, é uma ferramenta precisa para estabelecer condições de temperatura em zonas de cisalhamento dúctil, uma vez que estas favorecem e condicionam o posicionamento de magmas. Assim, conforme Bitencourt (1996) é possível estabelecer um vínculo estreito entre a atividade magmática e a história geológica das zonas de cisalhamento, bem como determinar a posição da atividade magmática em relação à atividade tectônica, considerando que a atividade deformacional se prolonga após a cristalização completa do magma.

No sul do Brasil, especialmente no Escudo Sul-rio-grandense (Esgr), as rochas graníticas representam registros importantes para a investigação da evolução da crosta, considerando-se que a maior parte dos terrenos pré-cambrianos no estado é constituída, segundo Nardi & Bitencourt (2007), por granitoides e seus equivalentes metamórficos. O Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano, nesta região, é representado por ambientes de arco e colisionais associados com um expressivo volume de magmatismo granítico ao longo das zonas de cisalhamento que constituem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Bitencourt & Nardi, 2000), dentre elas, a Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Eral (ZCQSE) (Knijnik *et al.* 2013).

O presente trabalho apresenta e discute dados de campo, de geologia estrutural, petrográficos, geoquímicos e especialmente microestruturais dos Granitoides Arroio Divisa (GAD), sintectônicos à ZCQSE. Levando-se em conta o registro de importantes informações acerca da história deformacional das rochas nas microestruturas (Passchier & Trow, 2005), e as diferentes respostas minerais frente aos processos sofridos, objetiva-se determinar um

intervalo de temperatura no qual as rochas estudadas se posicionaram, e estabelecer uma relação temporal entre seu alojamento e a atividade da zona de cisalhamento.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo situa-se no segmento leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) (Fig. 1) e é composta especialmente por um grande volume de rochas granitoides dispostas em uma faixa de direção NE-SW. Esta massa de rochas graníticas faz parte do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar *et al.*, 1980), que se estende desde o Uruguai até Santa Catarina, e é compartimentado em três porções, que recebem as denominações de Batólito Pelotas no ESrg, Batólito Florianópolis, no Escudo Catarinense e Batólito Aiguá, no escudo Uruguaio, constituindo a porção sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981).

Um expressivo volume de rochas que compõe o ESrg corresponde ao Neoproterozoico, cujo magmatismo, para Bitencourt & Nardi (2004), está relacionado a um período pós-colisional marcado por intensa atividade tectônica transcorrente. Neste cenário, o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Bitencourt & Nardi, 2000), uma descontinuidade de escala translitosférica que compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de mesma idade e cinemática transcorrente, é responsável pela gênese e evolução da maior parte dos granitoides encontrados na porção leste do escudo. Esta megaestrutura, que se estende de Santa Catarina ao sul do Uruguai, tem como principais segmentos no Rio Grande do Sul, a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) (Fernandes *et al.*, 1988), definida originalmente por Picada (1971) como Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu, e a Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE) (Knijnik *et al.*, 2013).

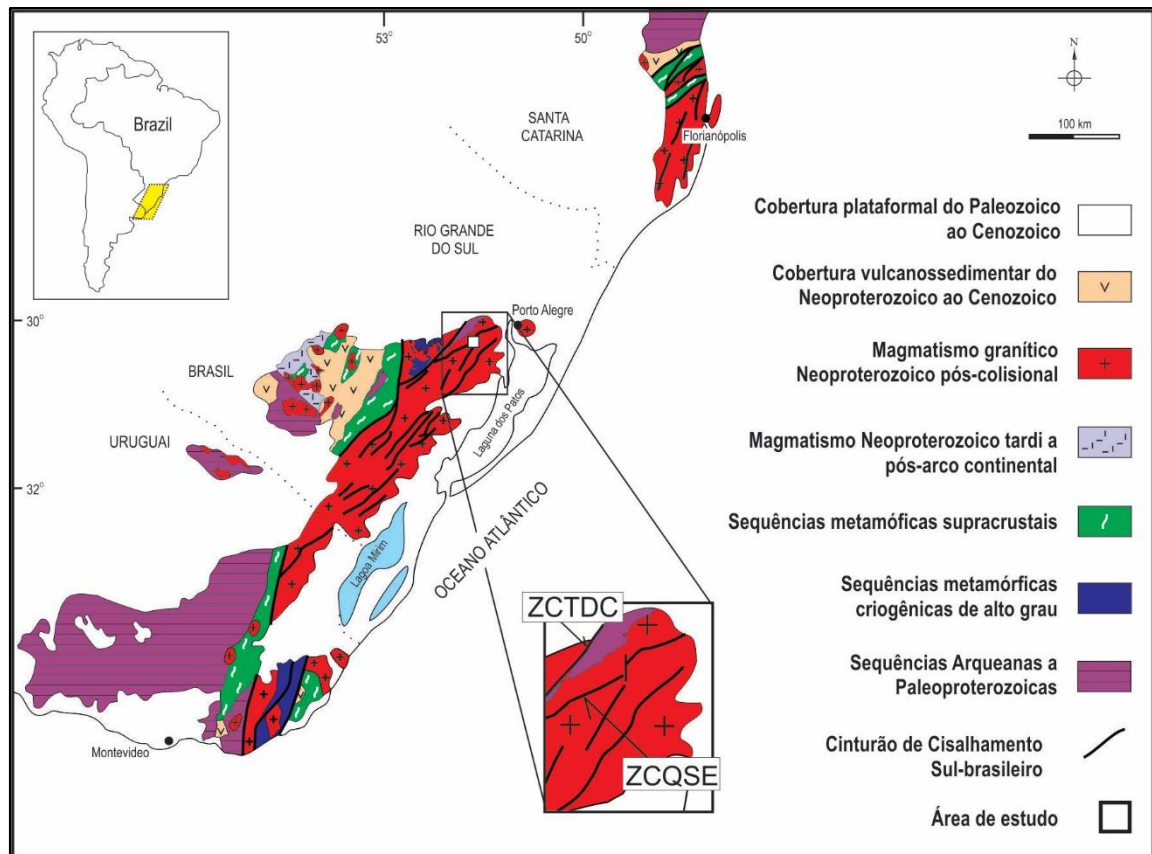


Figura 1: Contexto geotectônico do segmento sul da Província Mantiqueira (Extraído e modificado de Bitenctourt & Nardi, 2000), com a demarcação da área de estudo.

Os terrenos mais antigos na região de estudo (Fig. 2) correspondem às rochas paleoproterozoicas definidas por Gregory *et al.* (2011) como Complexo Arroio dos Ratos (CAR), constituído por tonalitos, granodioritos e dioritos metamorfizados que, de acordo com Gregory *et al.* (2015), foram deformados sob diferentes condições estruturais. Estas associações de rochas são delimitadas a norte, por uma zona de cataclase, que oblitera seu contato original com as rochas granitoides sintectônicas à ZCTDC. A sul, são intrudidas pelos granitoides neoproterozoicos sintectônicos à ZCQSE, com os quais o contato se dá em uma zona de muito alta deformação.

Com quase 30 km de extensão e cerca de 5 km de espessura, a Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Eral é subvertical, com direção ENE e cinemática transcorrente sinistral, e condicionou o aporte, ascensão e a evolução de grande parte dos granitoides sintectônicos registrados na porção leste do ESrg, intrusivos no CAR, em ordem cronológica: Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) (Knijnik *et al.*, 2010; Knijnik *et al.* 2012), Granitoides Arroio Divisa (GAD) (Fontana *et al.*, 2009; Fontana *et al.* 2012) e Granitoides Sanga do Areal (GSA) (Centeno, 2012).

Entre os granitoides pós-colisionais neoproterozoicos sintectônicos à ZCQSE, a unidade que representa o magmatismo mais precoce, o GCS (Knijnik *et al.*, 2012), é um corpo de cerca de 4 km², composto predominantemente por hornblenda-biotita granodioritos com idade de cristalização de 634 ± 1.5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Knijnik *et al.* 2010), de afinidade shoshonítica. É comum a ocorrência de xenólitos métricos a decamétricos do GCS nos GAD, evidenciando seu caráter precoce no magmatismo pós-colisional. As microestruturas descritas para o GCS, desenvolvidas sobre os feldspatos, indicam deformação em condições de temperatura compatíveis com as da fácies anfibolito (Knijnik *et al.*, 2012).

Associados temporal e espacialmente aos GAD, e caracterizando o magmatismo tardio do ambiente pós colisional, estão os Granitoides Sanga do Areal (GSA) (Centeno, 2012), que ocorrem como corpos alongados em uma área de aproximadamente 8 km² ou, ainda, em corpos isolados, compreendendo biotita monzogranitos a granodioritos, porfiríticos, com foliação milonítica bem marcada pela orientação da biotita, dos megacrístais lenticulares e do quartzo fitado. Ao comparar dados geoquímicos, mineralógicos e feições de campo entre estas duas associações, o mesmo autor aponta um caráter mais diferenciado para os GSA, sugerindo que estes representam um pulso magmático mais evoluído e mais jovem que o GAD, sendo ambos, no entanto, provenientes das mesmas fontes e produzidos pelos mesmos processos. Knijnik *et al.* (submitted 2017) obteve para os GSA idade de cristalização de $620 \pm 5,6$ Ma.

As idades magmáticas dos granitoides sintectônicos às duas zonas de cisalhamento na área de estudo, determinadas por Frantz *et al.* (2003), Koester *et al.* (2008) e Knijnik *et al.* (2012), limitam a idade mínima de atividade das mesmas a um intervalo de 658 a 605 Ma. Considerando apenas a ZCQSE, as idades U-Pb em zircão obtidas para os GCS e os GSA permitem estimar um intervalo mínimo de movimentação em aproximadamente 8 ± 6 Ma (Knijnik *et al.*, 2013). A fase posterior ao magmatismo sintectônico é caracterizada por reativações destas zonas, evidenciadas pela ocorrência de quartzo-milonitos e filonitos, e zonas de cataclase sobrepostas.

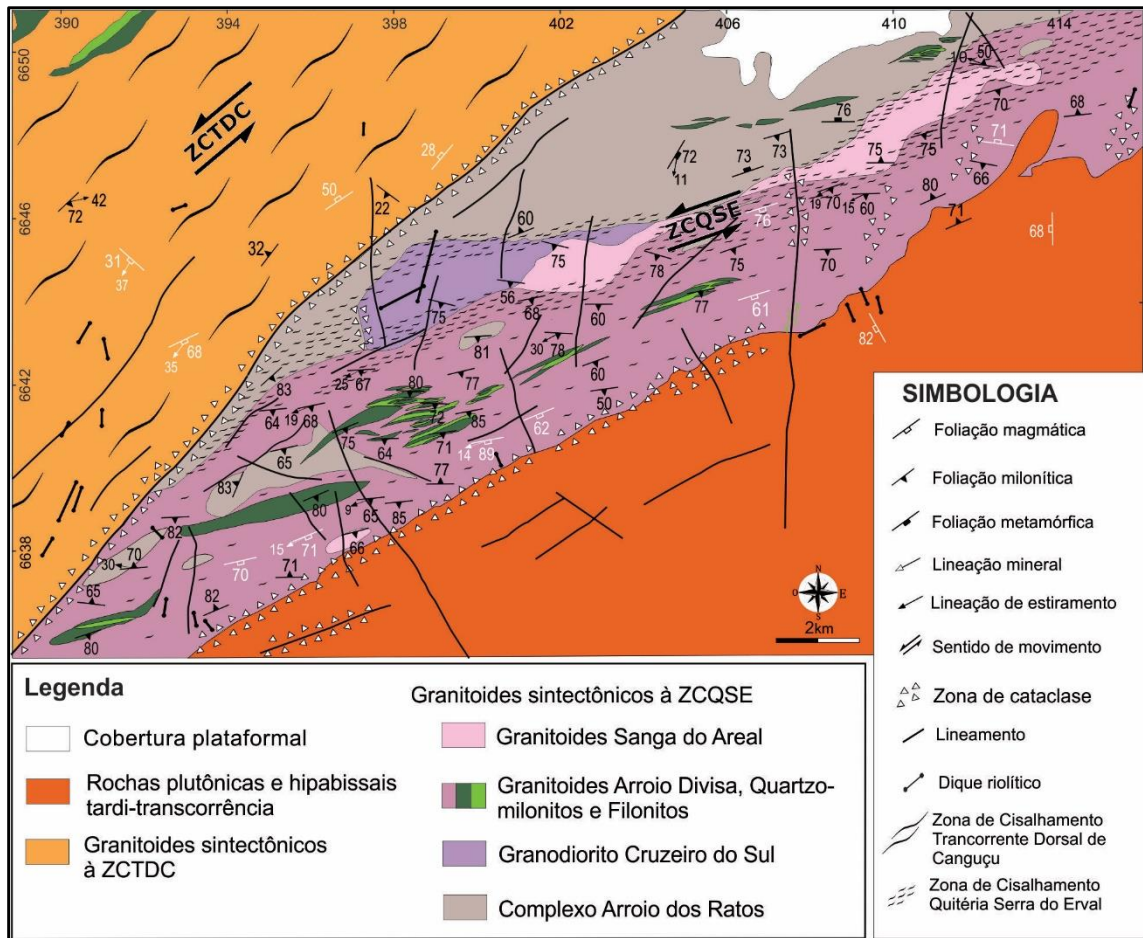


Figura 2: Mapa geológico da região de estudo (Extraído e modificado de Gregory *et al.*, 2011).

3. GEOLOGIA DOS GRANITOIDES ARROIO DIVISA

3.1. Características gerais

Os Granitoides Arroio Divisa constituem uma associação de rochas predominantemente granodioríticas, com composições dioríticas e tonalíticas ocorrendo em menor expressão. A textura é heterogranular média a grossa e são sempre foliadas. De acordo com Fontana *et al.* (2012), estas rochas possuem feições de mistura heterogênea com magmas básicos, além de produtos de hibridização localizada entre os termos extremos, gerados pela mistura efetiva durante a deformação, indicando a contemporaneidade entre os líquidos. As feições de mistura observadas em campo consistem em contatos ora interdigitados, ora gradacionais entre os termos máficos, representados por diques sinplutônicos e enclaves microgranulares máficos, e as porções granodioríticas. Feições como assimilação mecânica de cristais de plagioclásio dos termos félsicos por EMM são indícios que também atestam a sincronicidade entre os magmas de diferentes composições.

Fontana *et al.* (2012) determinaram a afinidade toleítica médio a alto-K dos magmas máficos, e descrevem evidências sugestivas de caráter co-magmático para a maior parte dos granodioritos e rochas dioríticas dos GAD, apontando para a possibilidade de tratar-se de uma mesma associação petrológica, o que também é evidenciado por relações de campo, estruturais e estratigráficas. O modelo petrogenético proposto por Fontana *et al.* (2012) envolve processos de hibridização e mistura heterogênea de magmas, pressupondo a existência de um magma inicial de composição diorítica ou basáltica que teria se misturado com magmas graníticos. Conforme o mesmo autor, a gênese destes magmas está relacionada a uma mistura de fusões crustais e mantélicas, cujo provável contribuinte crustal poderia ser o embasamento paleoproterozoico representado pelo Complexo Arroio dos Ratos.

3.2. Caracterização das estruturas na escala da intrusão

Os Granitoides Arroio Divisa formam um corpo alongado de direção ENE-WSW, com cerca de 30 km de extensão e 140 km² de área aflorante (Fig. 2). A norte fazem contato com as associações paleoproterozoicas do Complexo Arroio dos Ratos, e com as rochas neoproterozoicas Granodiorito Cruzeiro do Sul e Granitoides Sanga do Areal, onde se desenvolve uma zona de muito alta deformação. A sul, são intrudidos por rochas plutônicas e hipabissais de posicionamento tardio em relação à movimentação da ZCQSE e o contato é parcialmente obliterado por uma zona de cataclase, o que modifica a geometria original dos GAD e da zona de cisalhamento.

Este corpo intrusivo apresenta ainda septos e xenólitos do embasamento, interpretados como *roof pendants* por Gregory *et al.* (2015), além de pequenas intrusões dos Granitoides Sanga do Areal. Quartzito-milonitos e filonitos ocorrem dispostos em faixas estreitas e alongadas ao longo do GAD, com os quais suas estruturas são concordantes.

Nas porções internas do corpo, predominam as estruturas magmáticas e a componente deformacional é menos intensa, enquanto em direção à borda norte da intrusão, a morfologia dessas estruturas progride por aumento na intensidade da deformação, com a geração de foliação milonítica bem desenvolvida. Assim, uma zona de mais baixa deformação é atribuída às porções mais centrais do corpo, e uma zona de mais alta deformação se desenvolve na borda norte da intrusão. Pontualmente, podem ser observadas estruturas primárias (S_0) até mesmo nos domínios de muito alta deformação, bem como o desenvolvimento de zonas intensamente deformadas nos domínios de mais baixa deformação, atestando o caráter heterogêneo da deformação.

A foliação primária (S_0) e a foliação milonítica (S_m) são geralmente concordantes e possuem direção preferencial para ENE-WSW, com mergulho médio a alto, ora para S, ora para N. Tanto lineações de fluxo quanto de estiramento, possuem baixo ângulo de caimento, predominantemente para W (Fig. 3).

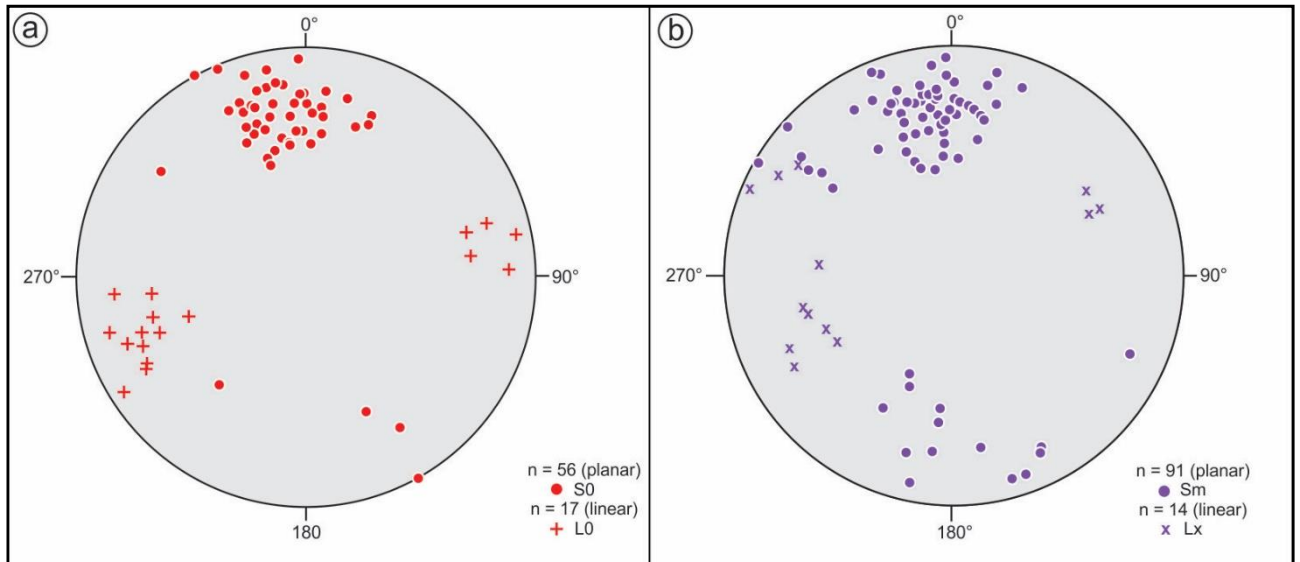


Figura 3: Representação estereográfica (hemisfério inferior) das estruturas planares e lineares dos GAD. (a) Foliação primária e lineação mineral. (b) Foliação milonítica e lineação de estiramento.

3.3. Estruturas de mesoescala

3.3.1 Zonas de baixa deformação

A heterogeneidade estrutural dos GAD se caracteriza principalmente pelo grau de desenvolvimento e morfologia das estruturas planares e lineares. Nas zonas de baixa deformação, predominam as estruturas magmáticas em detrimento das estruturas de deformação de estado sólido. A foliação primária destas rochas (S_0) é marcada pela orientação preferencial de forma dos feldspatos e micas, e o espaçamento entre os planos varia da escala milimétrica até centimétrica. Comumente, a estrutura planar é acompanhada do desenvolvimento, ainda que incipiente ou subordinado, de componente de deformação de estado sólido. Assim, as condições ainda magmáticas são progressivamente sobrepostas por uma componente milonítica, caracterizada pelo estiramento de quartzo e feldspatos e pelo desenvolvimento de caudas assimétricas de recristalização em porfiroclastos de feldspatos, culminando no desenvolvimento de uma trama composta (S_{0-m}). Retratando a heterogeneidade e a partição da deformação ao longo da intrusão, ocorrem faixas extremamente miloníticas até mesmo na zona de mais baixa deformação, inclusive com o desenvolvimento de uma foliação

C, ainda que de forma pouco expressiva. A lineação mineral é dada pelo alinhamento de minerais quartzo-feldspáticos, e tem baixo caimento, preferencialmente para W.

A morfologia da foliação dos GAD varia quando em contato com xenólitos do embasamento, sendo notavelmente mais desenvolvida quando comparada às ocorrências mais distantes destes. Estes xenólitos, por sua vez, são muito comuns e são geralmente concordantes com a foliação ou rotados progressivamente para dentro dela. Variam de centimétricos a métricos, e alguns eventualmente registram deformação dextral (Fig. 4a), mais antiga, que contrasta com a deformação sinistral marcada por injeções de líquidos félsicos dos GAD (Fig. 4b) sincrônica ao seu posicionamento. Estas injeções frequentemente estão dobradas, estiradas e *boudinadas*.

Localmente, faixas de espessura métrica paralelas à foliação se desenvolvem nestas rochas (Fig. 5a), com estrutura planar muito estreitamente espaçada, granulação mais fina que os termos típicos, contendo injeções félsicas e cristais de plagioclásio de tamanhos que variam de 0,3 mm até cerca de 4 cm (Fig. 5b). O grau de desenvolvimento da foliação, que é mais intenso nessas faixas, não é compatível com um aumento da deformação, que é a mesma das porções adjacentes. A granulação mais fina nessas faixas pode ser atribuída ao crescimento inibido pela velocidade de fluxo, como o que seria esperado em um corredor de fluxo.

As relações com os termos híbridos e misturas com magmas máficos são bem retratadas na ocorrência frequente de enclaves microgranulares máficos. Alguns até decamétricos, em geral são alongados conforme a foliação e, comumente, contém cristais de plagioclásio de 0,2 mm a cerca de 1 cm, mecanicamente assimilados da rocha principal, evidenciando a contemporaneidade entre os líquidos (Fig. 5c).

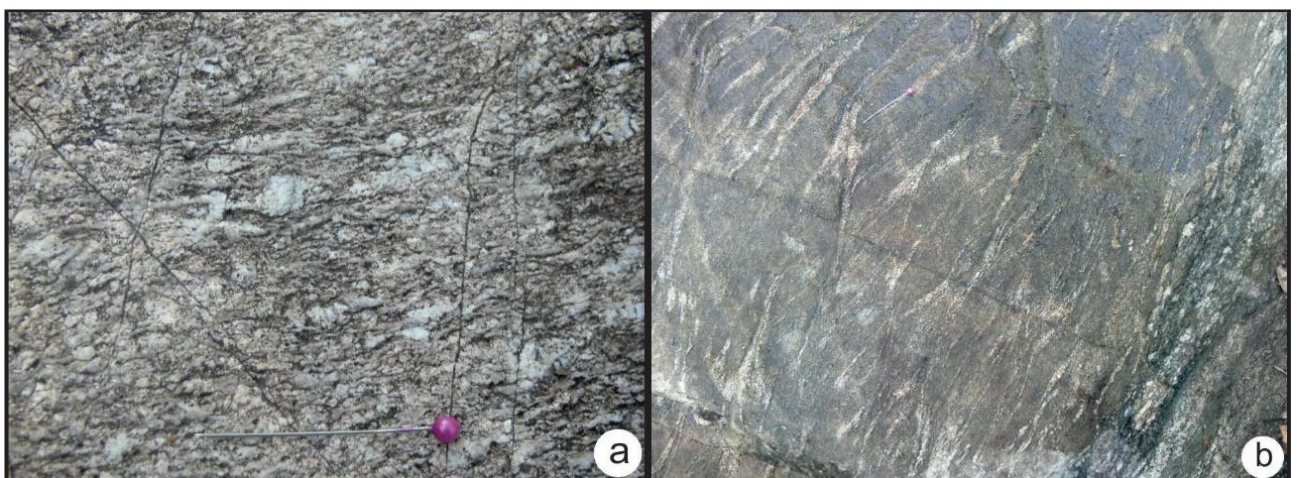


Figura 4: Feições de meso escala em zona de mais baixa deformação. (a) Foliação milonítica das rochas encaixantes dos GAD, com indicadores cinemáticos destrais. (b) Contato entre os GAD (direita) e os metatonalitos do seu embasamento (esquerda), nos quais se observam estreitas injeções leucograníticas provenientes do GAD, com geometria compatível com o cisalhamento esquerdo ativo durante seu posicionamento, e aspecto milonítico dos GAD realçado no contato.

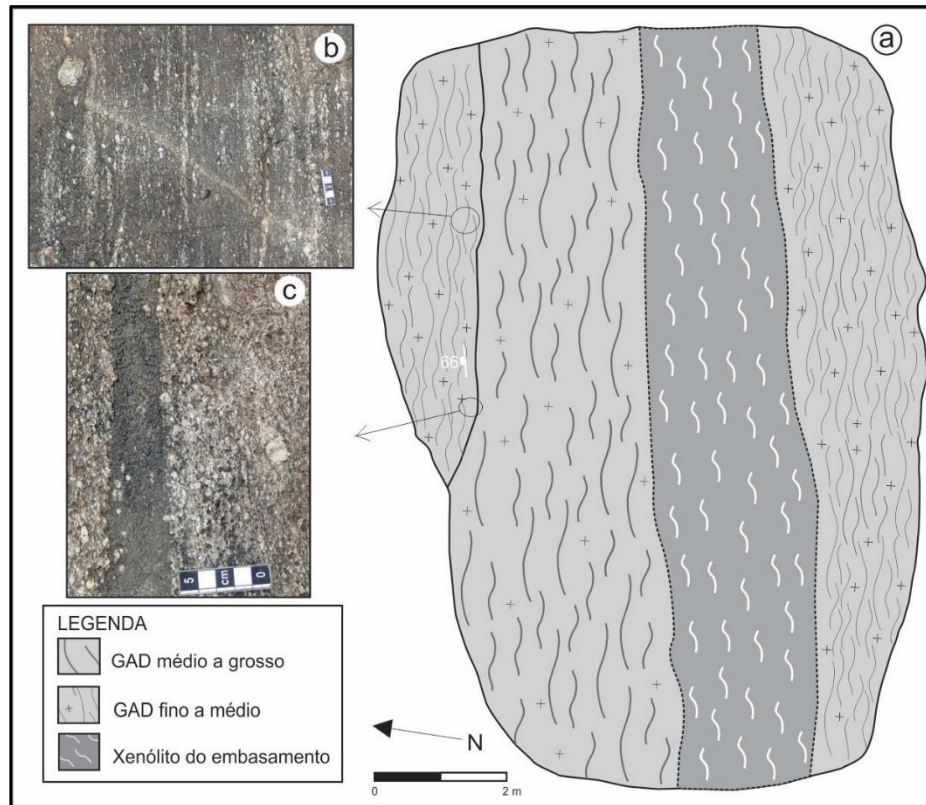


Figura 5: (a) Croqui esquemático dos GAD em zona de mais baixa deformação, com a ocorrência de corredores de fluxo, e xenólitos do embasamento concordantes com a foliação do granitoide. (b) Feição correspondente ao corredor de fluxo, com foliação finamente espaçada, granulação fina, contendo injeções félsicas alongadas na foliação e cristas de plagioclásio com até 4 cm. (c) Enclave microgranular máfico com cristais de plagioclásio mecanicamente assimilados da porção félsica adjacente.

3.3.2 Zonas de alta deformação

A zona de alta deformação se caracteriza pelo desenvolvimento sistemático da foliação milonítica (S_m). À medida que a progressão desta estrutura avança sobre a S_0 , obliterando as relações primárias, configura-se o domínio de alta deformação, com a deformação de estado sólido de alta temperatura progredindo para a de média e baixa temperatura. A foliação milonítica se desenvolve com graus de intensidade variável, ora com granulação mais grossa e planos espaçados centimétricamente (Fig. 6a), ora com forte estiramento dos minerais, intensa cominuição dos cristais e planos muito finamente espaçados (Fig. 6b). Estruturas do tipo S-C são comuns (Fig. 6c) nestas porções, com a foliação C espaçada milimetricamente e em ângulo muito baixo com a S, o que é compatível com o alto grau de deformação desta porção. A foliação S é marcada pelo alinhamento dos cristais de feldspato bem formados, de 0,5 mm a aproximadamente 3 cm, enquanto as caudas assimétricas dos porfiroclastos de feldspato deformados e a orientação dos agregados centimétricos de biotita evidenciam a foliação C. Em porções onde a deformação é extremamente intensa, planos C' se desenvolvem como novas

frentes de acomodação da deformação, que não é mais comportada pela foliação C. A rotação dos planos S para os planos C, bem como dos planos C para C', indicam movimento lateral esquerdo.

A estrutura linear (L_x) é marcada pelo forte estiramento dos minerais (6d e 6e), especialmente os quartzo-feldspáticos, e possui caimento sub-horizontal, ora para W, ora para E.

Lateralmente, e de forma pontual, ocorrem zonas centimétricas de muito alto *strain* (Fig. 6f), com intensa cominuição dos cristais de quartzo e foliação muito estreitamente espaçada, contrapondo-se às zonas de relativamente menor *strain*, de granulação grossa e foliação mais espaçada. Nestas faixas onde a deformação se concentra, a quantidade de matriz recristalizada aumenta consideravelmente às expensas da redução de tamanho dos porfiroclastos de feldspatos.

Diques sinplutônicos máficos de espessura métrica (Fig. 7a e Fig. 8) são subconcordantes com a estrutura planar dos GAD, com contatos, em geral, nítidos e, em alguns casos, interdigitados (Fig. 8a) ou gradacionais (Fig. 8b). Frequentemente contêm injeções félsicas de 2 a 3 mm até cerca de 5 cm de espessura, e veios leucograníticos dobrados por cisalhamento, com flancos *boudinados* (Fig. 8c), indicando uma componente extensional progressiva. Xenólitos tabulares do embasamento e do Granodiorito Cruzeiro do Sul (Fig. 7b) são comuns e em geral concordantes com a estrutura dos GAD, e com frequência são parcialmente assimilados.

3.3.3 Indicadores cinemáticos

Em mesoescala, diversas feições podem ser utilizadas como indicadores cinemáticos do movimento transcorrente sinistral da ZCQSE. Em zona de baixa deformação, a relação espacial entre a foliação primária (S_0) e a foliação C magmática aponta o movimento anti-horário para a ZCQSE. Do mesmo modo, a ocorrência de injeções de líquidos félsicos dos GAD nos xenólitos de sua encaixante, e a frequente rotação destes adentrando a foliação dos granitoides aponta o mesmo sentido de movimento. Em zona de alta deformação, o movimento sinistral da ZCQSE é evidenciado pela relação espacial entre a trama planar S-C-C', o que também é confirmado pelo desenvolvimento de caudas de recristalização em porfiroclastos de feldspatos deformados.

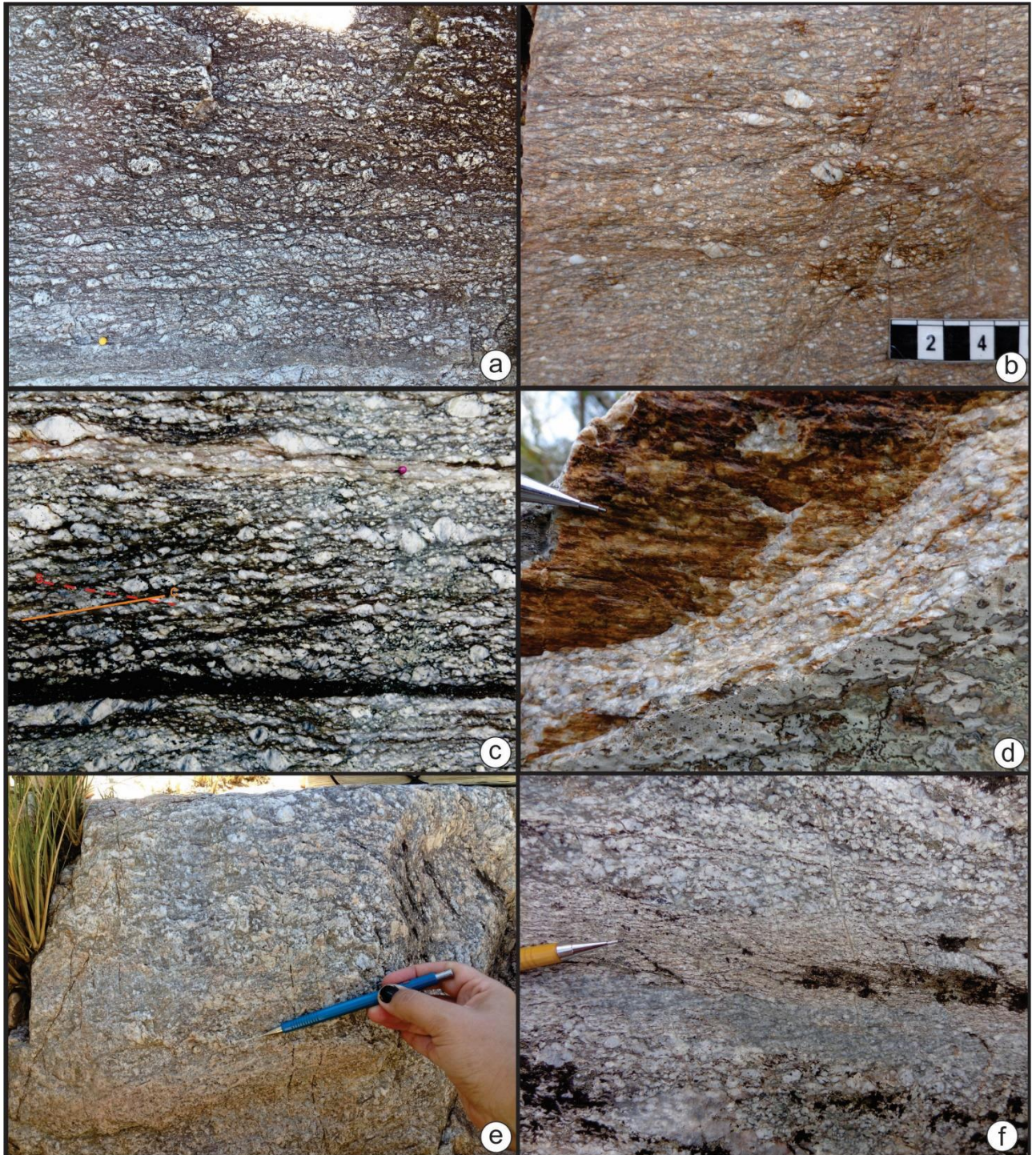


Figura 6: Feições de mesoescala em zonas de mais alta deformação. (a) e (b) Aspectos do desenvolvimento da foliação milonítica, com graus de intensidade variável. Em "a", a rocha com granulação mais grossa e espaçamento centimétrico entre os planos. Em "b", os cristais mais cominuídos e a foliação milimetricamente espaçada. (c) Desenvolvimento do par SC, indicando o movimento em sentido anti-horário. (d) e (e) Lineação de estiramento com baixo ângulo de caimento no plano da foliação milonítica. (f) Intercalação de zonas de mais alta e mais baixa deformação em escala de afloramento, atestando a heterogeneidade da distribuição da deformação com a geração de microzonas de muito alto *strain*.



Figura 7: (a) Dique sinplutônico máfico subconcordante com a estrutura planar do GAD. (b) Xenólito tabular do Granodiorito Cruzeiro do Sul, concordante com a estrutura planar do GAD.

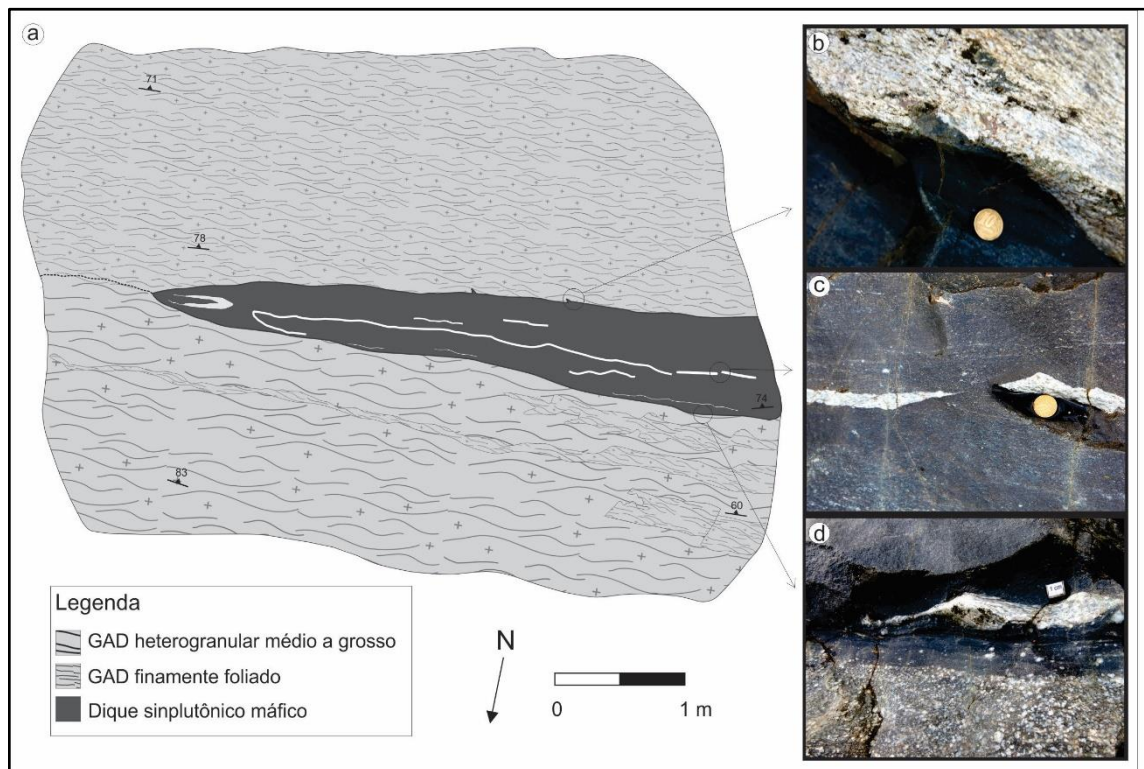


Figura 8: (a) Croqui esquemático da relação concordante entre dique sinplutônico máfico e GAD, demonstrando a variação textural e deformacional nos granitoides. (a) Contato sul interdigitado entre dique e granitoide. (b) Veio leucogranítico *boudinado*. (c) Contato entre dique e GAD na porção norte do afloramento, evidenciando a hibridização entre os dois magmas.

3.4. Petrografia e microestruturas

3.4.1 Zonas de baixa deformação

Os Granitoides Arroio Divisa constituem predominantemente monzogranitos a granodioritos foliados, de textura heterogranular média a grossa, contendo zircão e apatita como minerais acessórios. Independente de sua variação composicional, nas zonas de baixa deformação estas rochas apresentam, além de características relacionadas à cristalização magmática, feições compatíveis com a deformação a que foram submetidas. No entanto, a textura é predominantemente ígnea, com a foliação marcada pela orientação dimensional dos cristais de feldspato e lamelas de biotita.

O *plagioclásio* possui composição An_{37-45} , com tamanhos de 0,6 a 4 mm. Inclusões, são raras, de biotita e apatita. Micas brancas ocorrem frequentemente como mineral de alteração. Os cristais de plagioclásio são geralmente prismáticos, têm extinção ondulante e apresentam maclas de crescimento segundo as leis da Albita-Carlsbad e Albita longitudinais (Fig. 9a), em geral subparalelas ao plano da foliação principal, além de maclas tectônicas (Fig. 9b), estas especialmente nas bordas dos cristais. Subgrãos não são comuns, mas ocorrem de forma localizada (Fig. 9c). Pontualmente, ocorrem *kink bands* nestes cristais (Fig. 9d).

O *K-feldspato* varia de 0,5 a 5 mm, em geral pertítico, com predomínio de pertitas do tipo fita e lamelas. Alguns megacristais contêm inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio (Fig. 10a). Estes cristais respondem pela deformação exibindo extinção ondulante setorizada, acompanhada muitas vezes de subgrãos e recristalização localizada. Feições de exolução na forma de coroas trocadas podem ocorrer nos cristais de Kfs, e embora pouco comuns, são bem preservadas e representam feições tardi-magmáticas. A presença de agregados mirmequíticos é localizada (Fig. 10b), ocorrendo nas bordas dos cristais e nos contatos com cristais de plagioclásio. Microfraturas extensionais são comuns nos cristais de Kfs, muitas vezes seladas por grãos de morfologia compatível com a dos grãos encontrados na matriz recristalizada. Eventualmente, é possível verificar a continuidade física entre o preenchimento das fraturas e a matriz e, desta forma, atribuir o comportamento dútil dos feldspatos à fase magmática.

O *quartzo* das zonas de baixa deformação preserva ainda algumas feições ígneas (Fig. 10c), no entanto, feições de deformação de baixa temperatura, como extinção ondulante e recristalização por *bulging*, são comuns. Pontualmente, alguma recristalização por migração de limite de grão também é observada. De forma subordinada, duas gerações de subgrãos ortogonais se desenvolvem constituindo o padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 10d). A ocorrência

de agregados policristalinos alongados e lenticulares que circundam e contornam os feldspatos é comum.

A *biotita* primária tem coloração avermelhada para n_g e ocorre como lamelas inclusas nos feldspatos ou como agregados de lamelas intersticiais, estes geralmente orientados na foliação.

Nos corredores de fluxo, a deformação registrada nos GAD tem a mesma intensidade das porções adjacentes, com a foliação marcada pelo alinhamento dimensional dos cristais de feldspato, lamelas de *biotita* e cristais de quartzo estirados, e em menor expressão, por cristais maiores de feldspato alongados. Os cristais de K-feldspato são em geral ígneos, com extinção ondulante. O quartzo ocorre pontualmente ígneo, mas predominantemente recristalizado por *bulging*. É comum nestes cristais o padrão de subgrão em tabuleiro de xadrez e o desenvolvimento de extinção ondulante. No plagioclásio, em geral bem preservado, o desenvolvimento de maclas tectônicas e da Albita e Albita-Carlsbad é frequente. Subgrãos muito finos são observados, de forma restrita, nas bordas destes cristais. Microfraturas são comuns, e *kink bands* ocorrem localmente.

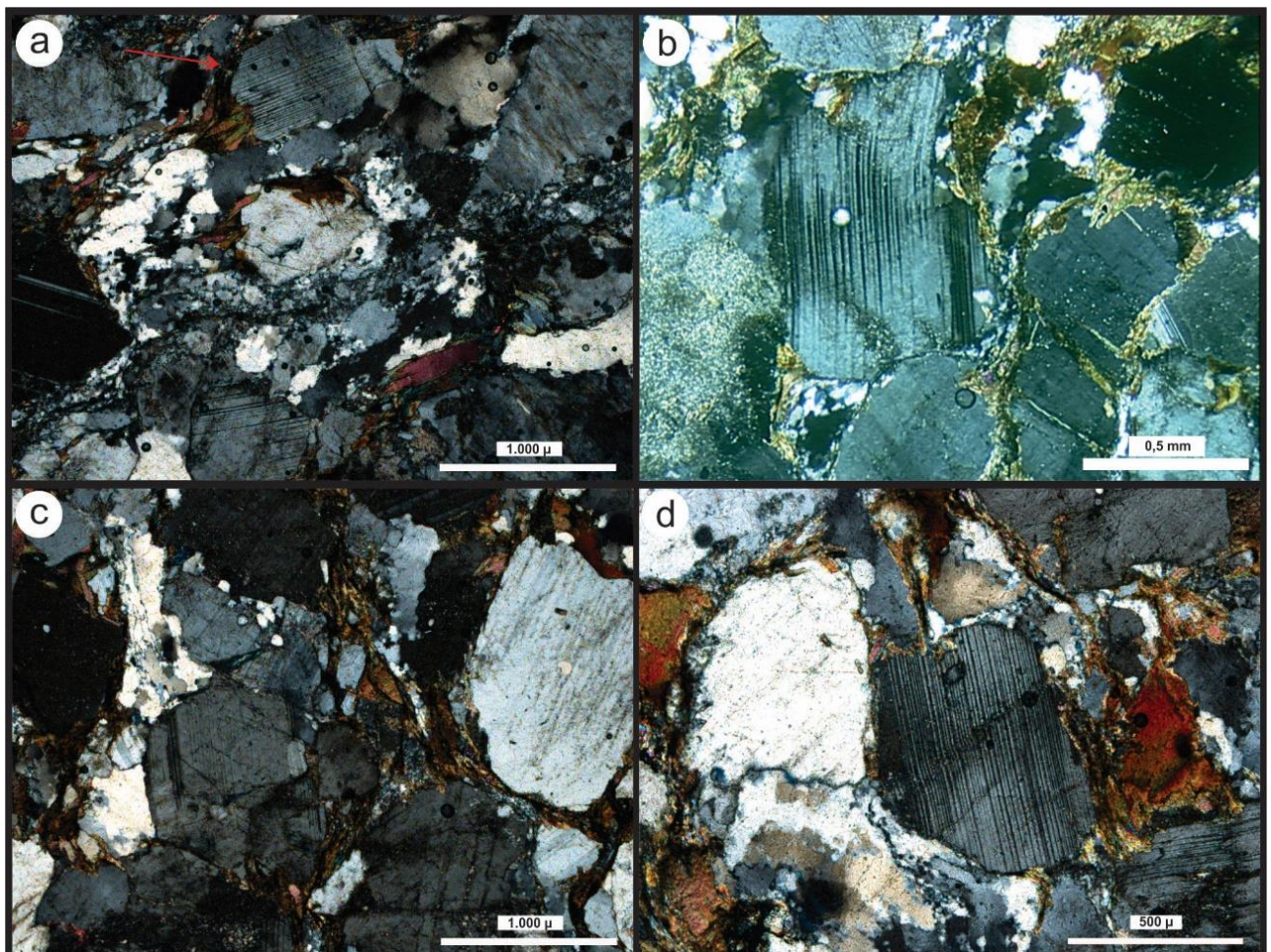


Figura 9: (a) Cristais de plagioclásio subédricos, com maclas de crescimento, e quartzo recristalizado por *bulging*. (b) Cristal de plagioclásio com macla tectônica encurvada e restrita ao centro do grão. (c) Cristal de plagioclásio com subgrão formado por rotação. (d) *Kink band* afetando maclas de crescimento em plagioclásio.

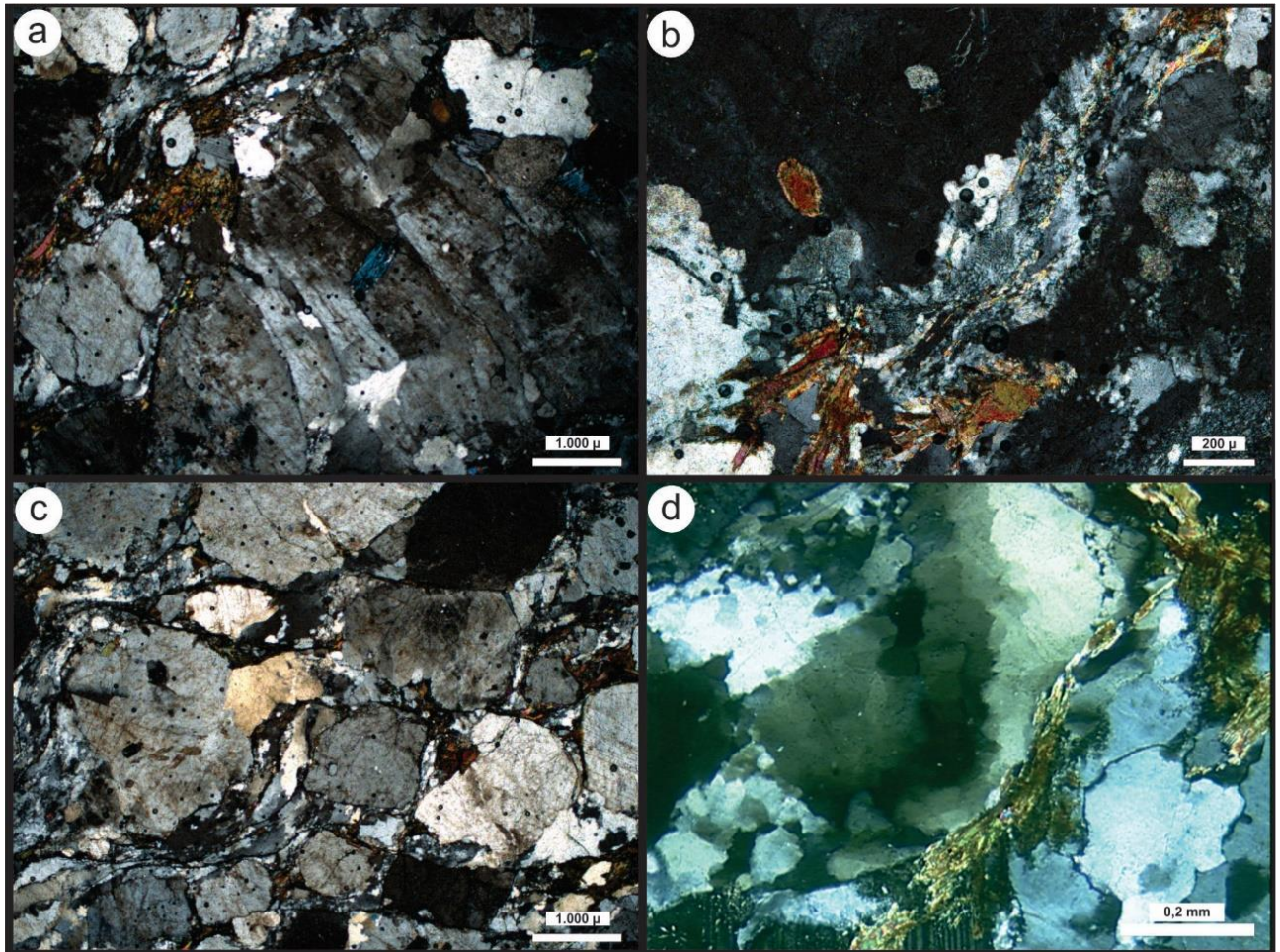


Figura 10: (a) Megacristal de K-feldspato fraturado, com extinção ondulante setorizada e inclusões de biotita cloritizada, plagioclásio e quartzo. (b) Mirmequitos na borda dos cristais de K-feldspato. (c) Cristais ígneos de quartzo e plagioclásio contornados por quartzo recristalizado na matriz. (d) Duas gerações de subgrãos ortogonais configurando o padrão tabuleiro de xadrez em cristal de quartzo ígneo.

3.4.2 Zonas de alta deformação

As tramas registradas neste domínio refletem a maior deformação sofrida pelos GAD e também a heterogeneidade de sua distribuição, que pode ser observada mesmo em escala de lâmina (Fig. 11 e Fig. 12). Neste cenário, os GAD ocorrem com suas variadas feições deformacionais, progredindo, muitas vezes, de rochas protomiloníticas a miloníticas, em processos que envolvem a recristalização dinâmica em quartzo e feldspatos compatíveis com temperaturas da fácies xistos verdes médio a superior.

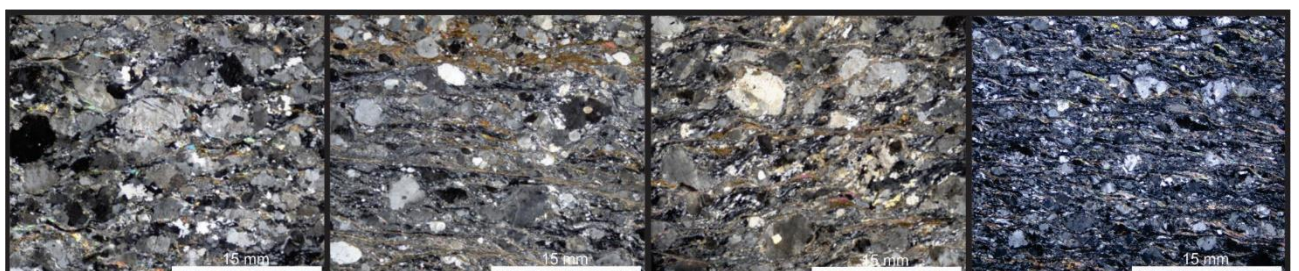


Figura 11: Feições microscópicas dos GAD em zona de mais alta deformação, demonstrando as variações na intensidade e distribuição deformacional.

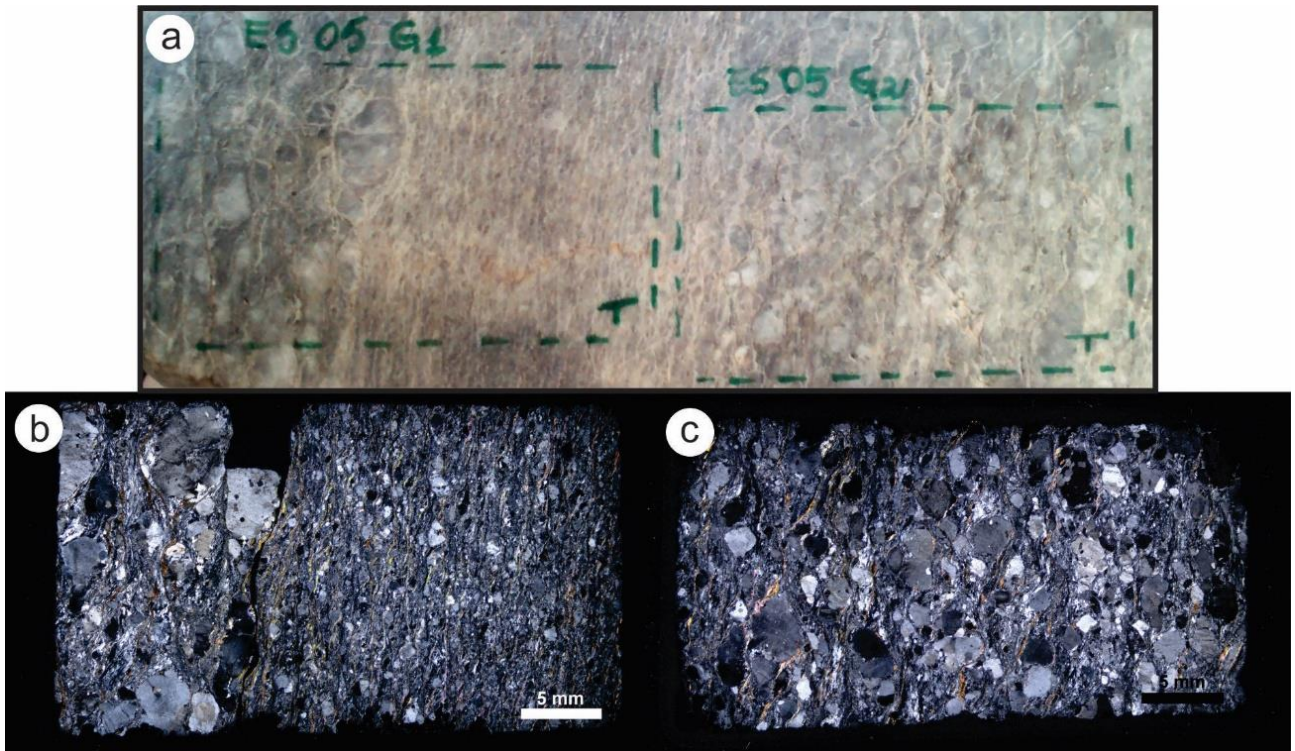


Figura 12: Amostra macroscópica evidenciando as microzonas de espessura centimétrica de altíssima deformação. Visão geral de duas lâminas confeccionadas a partir de uma mesma amostra, demonstrando a variação lateral que configura a heterogeneidade da deformação em microescala. (a) Intensa milonitização, com cristais muito cominuídos e foliação finamente espaçada, contrapondo-se a (b) porção de granulação mais grossa e foliação mais espaçada.

A principal estrutura planar é a foliação milonítica, aliada ao desenvolvimento de uma foliação cisalhante, C, constituindo um par S-C, no qual a S é marcada pela orientação das lamelas de biotita e porfiroclastos de feldspatos. A foliação C é evidenciada pela orientação de micas brancas e pelas caudas assimétricas de recristalização dos porfiroclastos, que assinalam o sentido de movimento sinistral da ZCQSE.

Os cristais de *plagioclásio* são anédricos a subédricos, com teor de An_{27-33} e tamanhos de 0,01 a 1,8 mm, com extinção ondulante, por vezes setorizada. A alteração nestes cristais é muito expressiva, e a maior parte contém maclas tectônicas (Fig. 13a) e maclas de crescimento segundo a lei da Albita e Albita-Carlsbad. Subgrãos ocorrem localmente com tamanhos de aproximadamente 0,3 mm e recristalização também pode ser observada. A presença de subgrãos grandes (Fig. 13b), de limites geralmente curvos, embora de forma local, é compatível com temperaturas elevadas de deformação. A proximidade entre a orientação do grão e a da região recuperada sugere um processo de rotação progressiva da rede cristalina a fim de acomodar os movimentos das deslocações, o que, para Tullis & Yund (1991), exige temperaturas compatíveis com as da fácies anfibolito superior nos feldspatos. Estes cristais fazem contatos irregulares com outros cristais ou contatos diretamente com lentes de quartzo e biotita na

foliação. De forma subordinada, são margeados por finas lentes incompletas de grãos feldspáticos e lamelas de micas muito finas.

O *K-feldspato* forma cristais anédricos e geralmente maiores que os de plagioclásio, com tamanhos de 0,06 a 1,5 mm. Possuem pertitas com morfologia variável, predominando pertitas em fitas e, pontualmente, pertitas em chamas (Fig. 13c). Estas últimas se formam preferencialmente das bordas para o centro dos cristais, onde a tensão e a instabilidade do cristal tendem a ser maiores. Inclusões são pouco abundantes, de plagioclásio e biotita, ambos geralmente alterados para micas brancas e clorita, respectivamente. Os cristais de Kfs são por vezes circundados de forma incompleta por cristais menores de plagioclásio, e principalmente por quartzo recristalizado, ou fazem contato direto com as lamelas de mica na foliação e irregular com outros feldspatos. A presença de agregados mirmequíticos (Fig. 13d) é comum nas bordas dos Kfs e no seu contato com cristais menores de plagioclásio. Assim como o plagioclásio, estes cristais possuem extinção ondulante setorizada (Fig. 13e), e frequentemente constituem porfiroclastos com caudas recristalizadas que atestam o caráter sinistral do movimento (Fig. 13f). Subgrãos são frequentes, com tamanhos que variam entre 0,3 e 0,9 mm, e grãos recristalizados com aproximadamente 0,2 mm concentram-se nas bordas dos cristais (Fig. 14a), gerados em resposta à rotação de subgrão, o que é evidenciado pelo seu baixo ângulo de desorientação. Embora concentrada nas bordas, a recristalização, nos termos mais deformados, avança para as porções internas dos cristais. A maior parte dos cristais de Kfs é intensamente afetada por microfraturamentos e, com frequência, observa-se a continuidade física da matriz e o material que preenche as fraturas, atestando sua formação em alta temperatura, quando ainda havia líquido para selá-las (Fig. 14b).

Os cristais de *quartzo* estão predominantemente recristalizados por migração de limites de grão (Fig. 14c e 14d), e *bulging* em menor expressão. Lentes de agregados policristalinos orientadas na foliação circundam os megacristais de feldspatos, e são compostas por grãos inequigranulares de contatos irregulares, formados em resposta à recristalização por migração de limites de grão. Os relictos de quartzo, geralmente bordejados pelos agregados, apresentam extinção ondulante. Nos termos mais deformados, predomina a recristalização por *bulging* (Fig. 14e) e rotação de subgrão, sendo rara a recristalização por migração de limite de grão. O quartzo comumente forma agregados policristalinos alongados e lenticulares, descontínuos, com relictos mostrando extinção ondulante, podendo ainda ocorrer como fitas monocristalinas (Fig. 14f).

A *biotita* é o mineral que melhor marca a foliação nos GAD, formando lamelas orientadas, de aproximadamente 0,1 mm, ou compondo inclusões euédricas e parcialmente alteradas para clorita nos feldspatos. Possui predominantemente coloração castanho-avermelhada para n_g .

Nos diques sinplutônicos a composição é diorítica, M' 20, aproximadamente, contendo anfibólio precoce e biotita tardia como minerais máficos. A foliação é marcada pela orientação das lamelas de biotita, principalmente, e indicadores cinemáticos apontam para o movimento sinistral, evidenciando a mesma dinâmica de fluxo de entrada dos GAD. Zonas de mistura são evidenciadas pelo contato gradacional entre dique e GAD, onde a quantidade de minerais máficos reduz gradativamente à medida que aumenta a quantidade de minerais quartzo-feldspáticos. A composição dos veios que injetam estes diques é a mesma dos GAD; no entanto, suas estruturas não mostram a mesma deformação destes. Tal fato poderia ser atribuído ao *strain softening* dado pelo líquido parcialmente cristalizado do dique intrudido, que teria absorvido parte da deformação local. Nestes veios, ao contrário do GAD, os feldspatos estão bem preservados, e somente o quartzo é afetado pela recristalização dinâmica por migração de limite de grão.

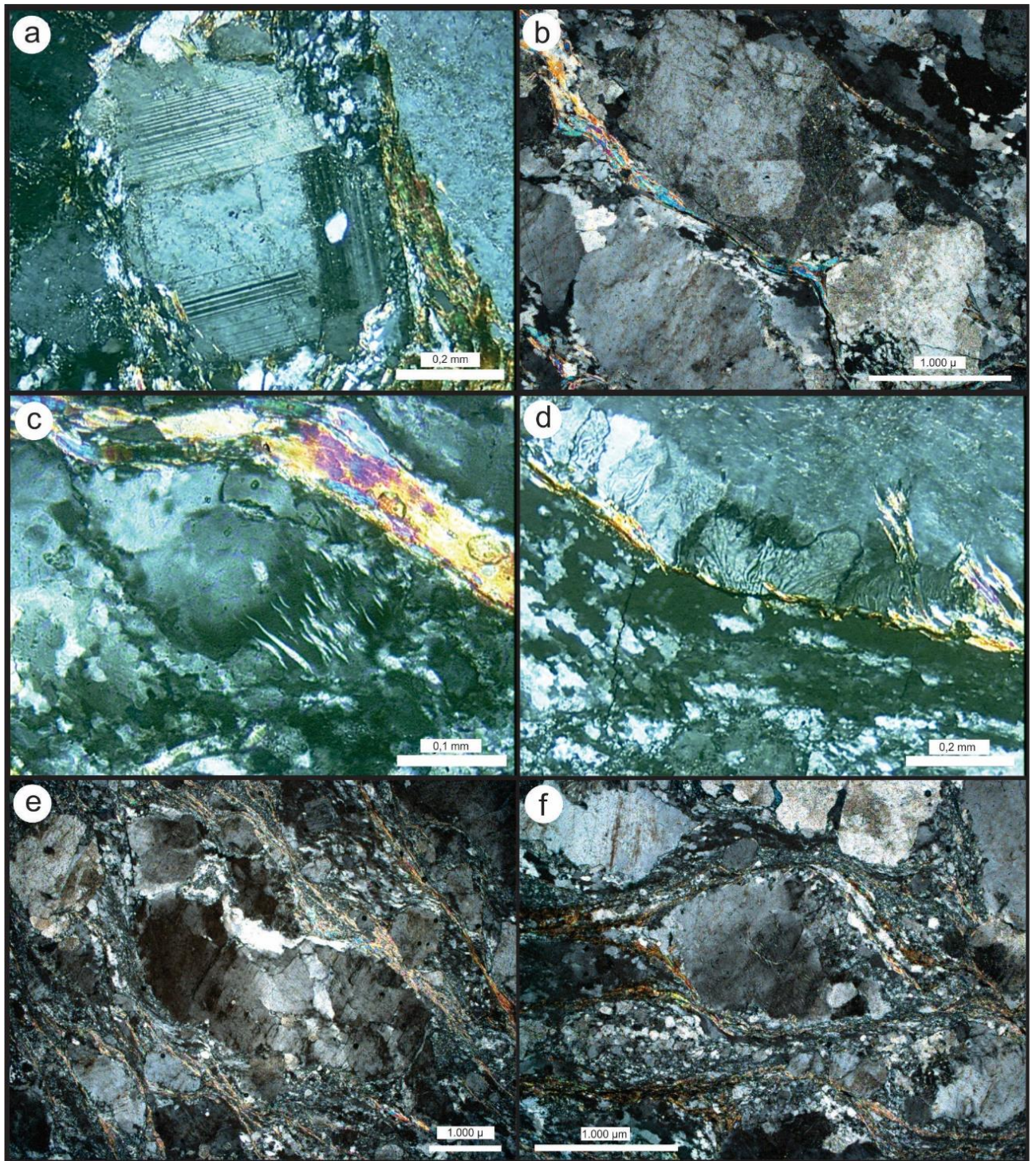


Figura 13: Microestruturas em zonas de mais alta deformação. (a) Maclas tectônicas em cristal de plagioclásio. (b) Subgrão grande em cristal de plagioclásio com baixo ângulo de desorientação entre grão e subgrão. (c) Pertita em chamas na borda de cristal de K-feldspato. (d) Mirmequitização na borda de cristal de K-feldspato. (e) Porfiroclasto de K-feldspato com extinção ondulante setorizada e subgrãos grandes no centro do cristal (f) Porfiroclasto de K-feldspato com cauda de recristalização e agregado de quartzo lenticular.

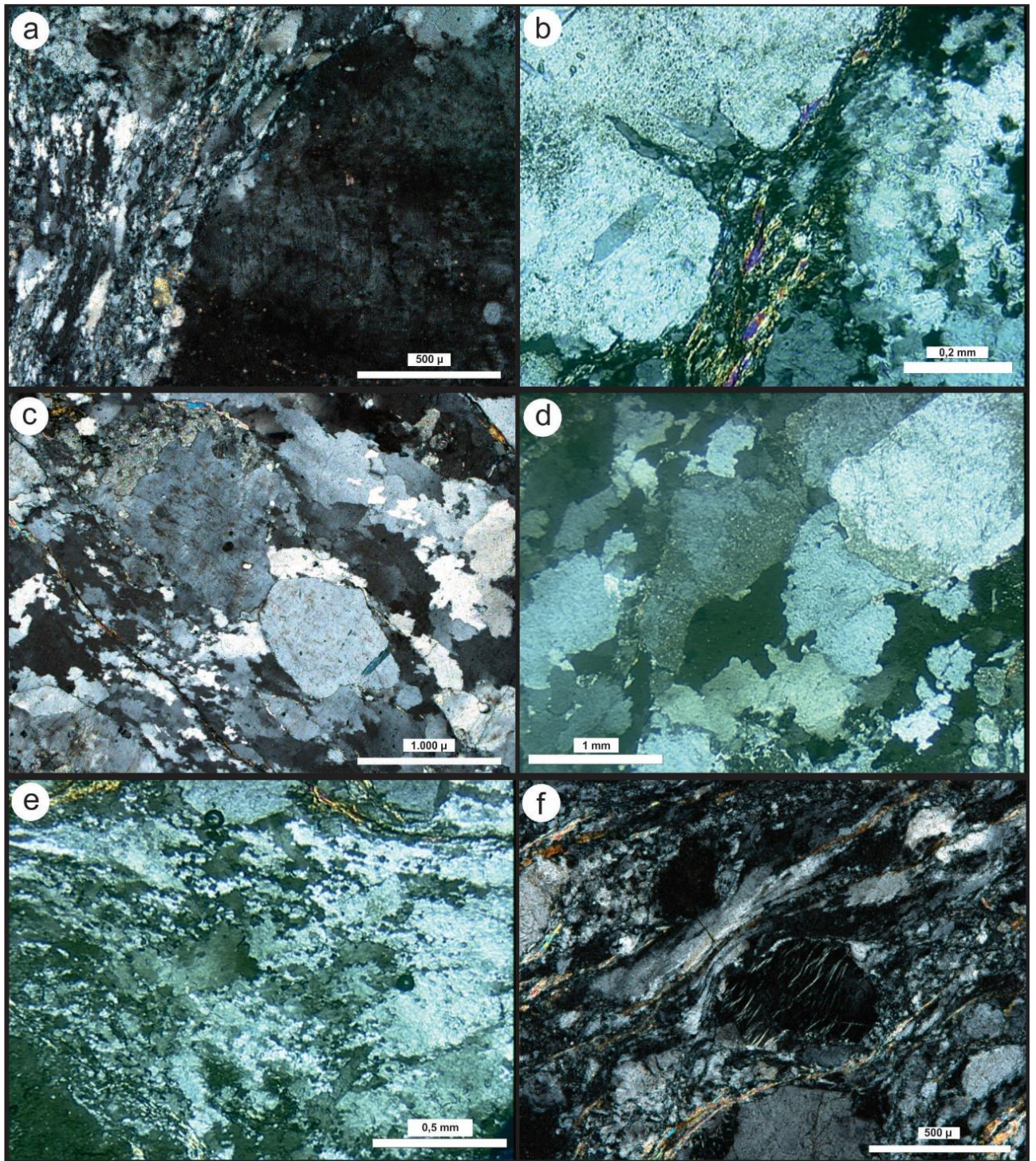


Figura 14: Feições de microescala em zona de mais alta deformação. (a) Subgrãos na borda de K-feldspato. (b) Microfraturas selada por material recristalizado em continuidade óptica com a matriz. (c) Aspecto textural dos GAD, demonstrando intensa recristalização e redução da granulação no quartzo. (d) Intensa recristaliação por migração de limite de grão em quartzo. (e) Intensa recristalização de quartzo por *bulging*. (f) Porfiroclasto de K-feldspato circundado por matriz de quartzo recristalizado por *bulging* e fita monominerálica de quartzo.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A ZCQSE constitui uma das ramificações de espessura quilométrica contidas no CCSb. Possui direção aproximada 060-065° e seu movimento é transcorrente anti-horário, com componente oblíqua subordinada. Esta zona de cisalhamento se estabeleceu sobre um embasamento paleoproterozoico representado pelo CAR, e concentrou a deformação sobre os granitoides gerados sincronicamente ao seu movimento. Assim, também agiu como protagonista condicionando a geração e ascensão dos magmas nela alojados.

Granitoides sintectônicos à atividade transcorrente representam importantes marcadores da evolução cinemática de uma zona de cisalhamento. Por sua vez, os Granitoides Arroio Divisa, cuja evolução estrutural é marcada por estruturas tardi-magmáticas que avançam progressivamente para estruturas *subsolidus*, e subsequentemente para estruturas de mais baixa temperatura, tem em suas estruturas tardias parte do registro da evolução da ZCQSE. O caráter sintectônico destas rochas, dado pela cristalização concomitante a um episódio de deformação sob condições de temperatura decrescente, é evidenciado pela ocorrência de estruturas magmáticas sobrepostas de modo concordante por estruturas típicas de deformação no estado sólido. A ausência de truncamento das estruturas primárias pelas estruturas deformacionais é um forte indício da relação de contemporaneidade entre as atividades magmática e transcorrente.

O presente estudo evidencia a heterogeneidade estrutural dos GAD, caracterizada principalmente pela distribuição da deformação na intrusão, que culmina no desenvolvimento alternado de zonas de baixa e alta deformação, indicando a operação de diferentes mecanismos e intensidades deformacionais durante o posicionamento dessas rochas.

Uma vez que a temperatura é um dos principais agentes indutores dos processos de deformação intracristalina, especialmente em quartzo e feldspatos, estes minerais têm sido amplamente utilizados como ferramenta para delinear as condições termais em zonas de cisalhamento dúctil. Conforme Stipp *et al.* (2002a), nos cristais de quartzo os mecanismos de retrabalhamento e as diferentes microestruturas de recristalização variam em função das condições de deformação. Através de estudos experimentais em agregados de quartzo, Hirth & Tullis (1992) demonstram que a migração de limite de grãos se dá a altas temperaturas, enquanto a recristalização por *bulging* ocorre a baixas temperaturas. Isto também é sugerido por Rosenberg & Stünitz (2003), que inferem temperaturas acima de 400°C para a migração de limite de grão e o intervalo de 200-300°C para a recristalização por *bulging*, enquanto para Stipp *et al.* (2002b) este intervalo é compreendido entre 280-400°C. Para Tullis (1983), a

temperatura mínima requerida para a deformação plástica deste mineral é de 280°C. Assim, a ocorrência de cristais de quartzo recristalizados por migração de limite de grão (Regime 3, de Hirth & Tullis, 1992), e por *bulging* (Regime 1, de Hirth & Tullis, 1992), aliados à formação de agregados policristalinos e cristais com extinção ondulante, sugerem que diferentes mecanismos de recristalização dinâmica e plasticidade intracristalina atuaram durante os processos de deformação dos GAD. A ocorrência de duas gerações de subgrãos ortogonais – resultantes da ativação dos sistemas basal-a e prismático-c para acomodar as deslocções – constituindo o padrão tabuleiro de xadrez (*cheesboard pattern* - Kruhl, 1996; Mainprice *et al.*, 1986) em cristais de quartzo nestas rochas, marca condições de alta temperatura, da ordem de aproximadamente 650°C, em estudos de Stipp *et al.* (2002b).

O grau de recristalização dinâmica nos cristais de K-feldspato e plagioclásio dos GAD é variável, sendo a recristalização desenvolvida especialmente nas bordas dos cristais, preferencialmente por rotação de subgrão, eventualmente se estendendo para as regiões mais internas do cristal. Para Yund & Tullis (1991), o mecanismo de recristalização dominante no plagioclásio resulta do lento volume de difusão em feldspatos, similar ao processo de *bulging* que ocorre para o quartzo, ao passo que Kruse *et al.* (2001) apontam a progressiva rotação de subgrão como processo de recristalização dominante nestes cristais. Para Rosenberg & Stünitz (2003) o desenvolvimento de recristalização dinâmica no plagioclásio se dá, provavelmente, em função de altas temperaturas que permitem a mobilidade dos limites de grão e a formação de subgrãos devido à presença de deslocções. Ainda, conforme Rosenberg & Stünitz (2003), a recristalização por *bulging* nos feldspatos é desencadeada em baixas temperaturas, em torno de 400-500°C, enquanto os mecanismos de recristalização por rotação de subgrão e migração de limite de grão ocorrem a temperaturas de mais de 550°C. Fitz Gerald & Stünitz (1993) assinalam que a recristalização por rotação de subgrão é subordinada à migração de limites de grãos em feldspatos naturalmente deformados. Como consequência, sob regimes de baixa temperatura da fácies xistos verdes superior até regimes de mais alta temperatura da fácies granulito, as microestruturas nos feldspatos em rochas naturalmente deformadas exibem mecanismos de recristalização similares àqueles desenvolvidos nos cristais de quartzo em temperaturas da ordem da fácies xistos verdes inferior a xistos verdes.

Subgrãos grandes desenvolvidos em cristais de plagioclásio e K-feldspato, restritos às bordas dos cristais nas rochas estudadas, ainda que com pouca expressão, são compatíveis com temperaturas elevadas de deformação, necessárias para a ativação de vários sistemas de deslizamento, o que para estes minerais requer temperaturas acima de 550°C (Fitz Gerlad &

Stunitz, 1993). Localmente, é possível observar a progressão de grão-subgrão-grão recristalizado, num processo de recuperação e acomodação da deformação.

Intercrescimentos mirmequíticos formados nas bordas de alguns cristais de feldspato, tanto nas zonas de baixa quanto nas de alta deformação, apontam que o processo de mirmequitização foi gerado durante deformação de estado sólido (Vernon, 1991). A deformação que gera essa feição também pode reduzir o tamanho de grão dos feldspatos, o que, conforme Vernon *et al.* (1983) comumente ocorre em condições compatíveis com as de alto grau. Para De Toni *et al.* (2016) a correlação entre os processos de deformação e a formação de mirmequitas tem relação íntima com a atuação efetiva de fluidos nos processos de *dissolution-replacement creep* e *reaction-softening*, responsáveis por acomodar e concentrar a deformação das rochas através de reações de dissolução, substituição e precipitação de minerais e difusão de massa assistida por fluidos.

Microfraturas extensionais nos cristais de feldspatos, seladas por grãos recristalizados de quartzo, cuja morfologia é compatível com a dos grãos recristalizados da matriz, com a qual mostram continuidade óptica, são descritos por Büttner *et al.* (1999) como características de condições magmáticas, e apontam para a presença de líquido durante a deformação plástica destes cristais. Este comportamento rúptil dos feldspatos, possivelmente, representa o estágio final da deformação de alta temperatura, antecedendo a fase de mais baixa temperatura.

Feições de deformação de alta temperatura, como cristais de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, e de K-feldspato e plagioclásio com subgrãos grandes, indicam que o sistema sofreu deformação em temperaturas da ordem de 650°C (Khrol, 1996; Passchier e Trouw, 2005), compatíveis com as da fácies anfibolito superior e com a temperatura *solidus* de composições graníticas. Pelo fato de esta deformação ser de alta temperatura, e dada a preservação de estruturas e texturas ígneas, conclui-se que esta deformação é de caráter magmático e que a mesma se dá ao longo da cristalização. Estas estruturas, por sua vez, refletem as temperaturas magmáticas da intrusão tectônica, ao invés das condições de P-T do ambiente.

O caráter de baixa temperatura é comprovado por feições como recristalização com geração de grãos ultrafinos bem desenvolvida em quartzo, comumente por *bulging*, fraturas dos cristais de feldspato seladas por material fino da matriz intensamente recristalizada, neoformação de grãos finos ao redor dos cristais de feldspatos de maior tamanho e desenvolvimento de pertitas em chamuscas nos Kfs, indicando deformação em temperaturas da ordem de 300°C a 450° C, bem abaixo da *solidus*, compatíveis com as da fácies xistos verdes. Esta deformação de baixa temperatura sobreposta às feições de mais alta temperatura, nas

mesmas estruturas, é indicativa da evolução do evento de alta temperatura, comprovando que a progressão do rebaixamento da temperatura da zona de cisalhamento é controlada pelo resfriamento do magma. Desta forma, as estruturas de estado sólido que se estabelecem quando intrusão e encaixante entram em equilíbrio térmico, que envolvem processos de recristalização dinâmica em quartzo e feldspatos compatíveis com temperaturas da fácies xistos verdes médio a superior, podem refletir as condições de P-T ambientais.

As idades U-Pb em zircão obtidas para o Granodiorito Cruzeiro do Sul e Granitoides Sanga do Areal, aliadas às relações de campo e estruturais, permitem estabelecer o posicionamento dos Granitoides Arroio Divisa no intervalo entre estas rochas, e sugerem um tempo reduzido entre eles. Somando-se a isso, as condições de P calculadas a partir do geobarômetro Al^t – Hb no GCS são estimadas em 4,3 a 5,3 kbars (Knijnik *et al.*, 2013). Assim, supondo-se um gradiente normal de pressão, estas condições equivalem a cerca de 15 km de profundidade na crosta, compatível com temperaturas da ordem de 450° nas encaixantes. Por sua vez, a temperatura mínima dada pelas microestruturas dos GAD permite estimar que o posicionamento destas rochas tenha se dado em condições semelhantes às do GCS, quando estes já se encontravam cristalizados.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1), 1-29.

Bitencourt., M.F.A.S. (1996). *Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento* Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt, M. F.A.S.; 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.

Bitencourt, M.F.A.S.; Nardi L.V.S. (2004). The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos*, 73, 1-19.

Bütner, S.H., (1999). The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions: an example from the central European Variscan Belt. *American Mineralogist* 84, 1781-1792.

Centeno, A. (2012). *Os granitóides sintectônicos pós-colisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria, RS*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: IGEO/UFRGS.

De Toni, G.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. (2016). Strain partitioning into dry and wet zones and the formation of Ca-rich myrmekite in syntectonic syenites: a case for melt-assisted dissolution-replacement creep under granulite facies conditions. *Journal of Structural Geology*, 16, 88-101.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C.; Vieira JR., N.; Marquestoigo, M.; Guerra-Sommer, M.; Piccoli, A.E. (1988). *Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita - RS, Quitéria, folha SH 22-Y-B-I-4, estado do Rio Grande do Sul, Várzea do Capivarita, folha SH 22-Y-B-I-3, RS*. Porto Alegre, UFRGS, Série Mapas, 1 v., 1 mapa preto e branco, escala 1:50.000.

Fitz Gerald, J.D. & Stünitz, H. (1993). Deformation of granitoids at low metamorphic grade I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221, 269-297.

Fontana, E., Nardi, L.V., Bitencourt, M.F. (2009) Afinidade toleítica médio a alto-K das rochas dioríticas e granodioríticas sintranscorrente do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro na região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *XII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Anais...-Geoquímica: do átomo ao planeta*. Ouro Preto, MG.

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.

Fragoso-Cesar, A.R.S. (1980). O cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, 5, 2979-2892. Balneário Camboriú: SBG.

Frantz J.C., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Botelho, N.F., Caravaca, G. (2003). SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear zone and the eastern Dom Feliciano Belt. *IV South American symposiums isotope geology. Short papers*, 174-177. Salvador, Brazil.

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(1), 85-108.

Gregory, T.R.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S.; Florisbal, L.M.; Chemale, F. (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.

Hirth, G., Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, 145-159.

Knijnick, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Pinto, V.M., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. (2010). U-Pb (SHIRIMP) Zircon geochronology of the Cruzeiro do Sul Granodiorite post-collisional shoshonitic magmatism from Southern Brazil. *VII – SSAGI South American Symposium on isotope geology*. Brasília, DF.

Knijnick, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Pinto, V.M., Fontana, E. (2012). Caracterização Geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. *Geologia. USP, Série Científica*, 12(1), 17-38.

Knijnick, D.B., Bitencourt, M.F., Gregory, T.R. (2013). A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval e o magmatismo sintectônico precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. *XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais...(CD)*, Ouro Preto, MG.

Knijnik D.B., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S., Weinberg R.F., Pimentel M., Armstrong R. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone. *Journal of South American Earth Sciences*, submitted 2017.

Koester, E., Chemale Jr., Porcher, C.C., Bertotti, A.L. & Fernandes, L.A.D. (2008). U-Pb ages of granitoids from Eastern Sul-riograndense Shield. *VI South American Symposium on Isotope Geology. Anais...* San Carlos de Bariloche, Argentina.

Kruhl, J.H. (1996). Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 581-589.

Kruse, R., Stünitz, H., Kunze, K., (2001). Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclastes. *Journal of Structural Geology*, 24, 587-589.

Mainprice, D.; Bouchez, J.L.; Blumenfeld, P. & Tubia, J.M. (1986). Dominant *c* slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, 14, 819-822.

Nardi, L. V. S. & Bitencourt, M. F.A. S. (2007). Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.& Frantz, J.C. (Eds.) *50 anos de Geologia, Instituto de Geociências. Contribuições*. 1, 125-139. Porto Alegre, RS.

Passchier, C.W., Trouw, R.A. (2005). *Microtectonics*. Springer. 372 p.

Picada, R.S. (1971). Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. Caracterização dos sistemas de Falhas. *XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, 167-191. *Anais...* São Paulo: SBG.

Rosenberg, C.L. & Stünitz, H. (2003). Deformation and recrystallization of plagioclase along temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, 25, 389-408.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M. (2002a). The eastern Tonale 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, 1861-1884.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M. (2002b). Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer, S., Drury, M.R., de Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.). *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geological Society of London, Special Publications*, 200, 171-189.

Tullis, J. (1983). Deformation of feldspars. In: Ribbc, P.H. (Ed.), *Feldspar Mineralogy*. Miner. Sot. Am., Washington, DC, 297–323.

Tullis, J. & Yund, R.A. (1991). Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology*, 13, 987-1000.

Vernon, R.H. (1991). Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology*, 13, 979-985.

Vernon, R.H., Williams, V.A., Darcy, W.F. (1983). Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, 92, 123-145.

Yunds, R.A., Tullis, J. (1991). Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, 335-346.

Capítulo V

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os Granitoides Arroio Divisa, juntamente com o Granodiorito Cruzeiro do Sul e os Granitoides Sanga do Areal, constituem representantes do magmatismo sintectônico neoproterozoico da porção leste do Escudo Sul Rio-grandense, cujo posicionamento se deu em ambiente pós colisional e foi controlado pela atividade da Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE). Esta, em conjunto com outras zonas de cisalhamento, constitui uma das ramificações do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb), descontinuidade de escala crustal ativa nos estágios finais da Orogênese Brasileira.

A ZCQSE, com cerca de 30 km de extensão, cinemática transcorrente, direção ENE e sentido de movimento sinistral, esteve ativa em um intervalo mínimo da ordem de 8 Ma. O magmatismo granítico sintectônico controlado por esta zona de cisalhamento compreende rochas com idades U-Pb em zircão entre 634 ± 1 Ma e $620 \pm 5,6$ Ma, respectivamente o Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) e os Granitoides Sanga do Areal (GSA). Relações de campo e estruturais situam os Granitoides Arroio Divisa (GAD) intermediários neste intervalo, confirmando esta ordem estratigráfica e o espaço de tempo reduzido entre o posicionamento dos granitoides sintectônicos à ZCQSE.

O desenvolvimento alternado de zonas de mais alta e de mais baixa deformação ressalta a heterogeneidade estrutural dos GAD, como resultado da distribuição da tensão na intrusão, indicando a operação de diferentes mecanismos e intensidades da deformação durante o posicionamento dessas rochas.

O caráter sintectônico dos GAD é evidenciado tanto pelas estruturas de meso quanto pelas de microescala, que apontam para uma cristalização com concomitante história deformacional sob condições de temperatura decrescente atuante durante o seu posicionamento, o que é sinalizado pela ocorrência de estruturas de fluxo magmático sobrepostas por estruturas típicas de deformação no estado sólido, com microestruturas de recuperação e recristalização em cristais de quartzo e feldspato. Ademais, a ausência de um nítido truncamento entre as estruturas primárias e as estruturas deformacionais reforça o caráter sintectônico desta associação de rochas.

A evolução microestrutural dos GAD inclui a presença de deformação desde o início de sua cristalização, com a geração de foliação magmática e, subsequentemente, de uma foliação composta, quando a deformação de estado sólido ainda é incipiente ou subordinada e as condições são compatíveis ao estágio tardi-magmático. Progredindo a deformação, a forte componente milonítica surge sobrepondo e muitas vezes obliterando as feições primárias, seguindo-se com o avanço da deformação de altas para baixas temperaturas. Cessada a cristalização, e continuada a deformação, visto que a atividade da zona de cisalhamento tende a compreender o intervalo da atividade magmática, os processos de recristalização seguem decorrendo à medida que a temperatura decresce até a *solidus*, estendendo-se até a temperatura do corpo entrar em equilíbrio com a da encaixante.

A assinatura microestrutural dos GAD permite inferir que os processos de deformação e mecanismos de recristalização nestas rochas foram influenciados por um amplo intervalo de temperaturas que pode ser compreendido entre 400 a 800°C.

As condições de temperatura compatíveis com a facies anfibolito superior contribuíram para a manutenção do sistema magmático próximo da *solidus* por um tempo relativamente prolongado, e representam as temperaturas magmáticas da intrusão e não a temperatura ambiente. Feições microestruturais de alta temperatura incluem o alinhamento de forma dos cristais de feldspato, desenvolvimento do padrão tabuleiro de xadrez (*cheesboard pattern*) e recristalização dinâmica por rotação de subgrão nos cristais de feldspato. As condições de temperatura compatíveis com a facies xistos verdes, bem abaixo da *solidus*, podem refletir a temperatura do meio quando encaixante e intrusão entram em equilíbrio termal. Feições microestruturais de baixa temperatura são evidenciadas pela ocorrência de agregados muito finos na matriz, fraturas de cristais de feldspatos seladas por material da matriz intensamente recristalizada e neoformação de cristais finos ao redor dos cristais de feldspatos de maior tamanho. Assim, as microestruturas de mais alta temperatura estariam relacionadas aos estágios iniciais de cristalização do magma, ao passo que as de mais baixa temperatura estariam associadas aos estágios pós cristalização do magma e resfriamento da rocha.

As condições de P calculadas a partir do geobarômetro Al^t–Hb no Granodiorito Cruzeiro do Sul são estimadas em 4,3 a 5,3 kbars (Knijnik *et al.* 2013). Assim, supondo-se um gradiente normal de pressão, essas condições equivalem a cerca de

15 km de profundidade na crosta, compatível com temperaturas da ordem de 450° nas encaixantes. Por sua vez, a temperatura mínima dada pelas microestruturas dos GAD, permite estimar que o posicionamento destas rochas tenha se dado durante o estágio intermediário da atividade da Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval e em condições semelhantes às do GCS, quando estes já se encontravam cristalizados.

Capítulo VI

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, J. L. & Rowley, M. C. (1981). Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. *Can. Mineralogist* 19, 83-101.

Austin, N.J. (2011). The microstructural and rheological evolution of shear zones. From: Prior, D. J., Rutter, E. H. & Tatham, D. J. (eds) Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy. *Geological Society, London, Special Publications*, 360, 193–209.

Azri, A.A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tecnophysics*, 44, 174-184.

Banerjee, S., Matin, A. (2013). Evolution of microstructures in Precambrian shear zones: An example from eastern India. *Journal of Structural Geology*, 50, 199-208.

Bitencourt., M.F.A.S. (1996). *Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento* Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt, M.F.A.S.; Nardi L.V.S. (2004). The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lhitos*, 73, 1-19.

Bodorkos, S., Cawood, P.A., Oliver, H.S. (2000). Timing and duration of syn-magmatic deformation in the Mabel Downs Tonalite, northern Australia. *Journal of Structural Geology*, 22, 1181-1198.

Brown, M. & Solar, G.S. (1998). Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, 20, 211-227.

Brown, M. & Solar, G.S. (1999). The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: A syntectonic granite paradigma. *Tectonophysics*, 312, 1–33.

Centeno, A. (2012). Os granitoides sintectônicos pós-colisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria, RS. Dissertação de mestrado. Porto Alegre: IGEO/UFRGS. [66 f.] il.

Davidson, C., Hollister, L.S., Schmid, S.M. (1992). Role of melt in the formation of a deep-crustal compressive shear zone: the Maclaren Glacier Metamorphic Belt, South Central Alaska. *Tectonics*, 11, 348-359.

D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A. (1992). Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society. London*, 149, 487-490

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, Sér. Cient.*, 12(3), 33-56.

Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Ed). *Collision Tectonics. Geol. Soc. Am. Spec.* 19.

Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall. 1995. 604p.

Hutton, D.H.W (1982). A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society, London*, 139,615-631.

Hutton, D. H.W. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonics controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 245-255.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Gregory, T.R. (2013). A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval e o magmatismo sintectônico precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais...(CD), Ouro Preto, MG.

Knijnick, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Pinto, V.M., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. (2010). U-Pb (SHRIMP) Zircon geochronology of the Cruzeiro do Sul Granodiorite post-collisional shoshonitic magmatism from Southern Brazil. VII – SSAGI South American Symposium on isotope geology. Brasília, DF.

Knijnik D.B., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S., Weinberg R.F., Pimentel M., Armstrong R. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasileiro Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone. *Journal of South American Earth Sciences*, submitted 2017.

Le Maitre, R.W. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell. 193p.

Liègeois, J.P. (1998). Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45, 15-17.

Lloyd, G.E., Law, R.D., Mainprice, D., Wheeler, J. (1992). Microstructural and Crystal fabric evolution during shear zone formation. *Journal of Structural Geology*, 14, 1079-1100.

Miller, R.B., Paterson, S.R. (1994). The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *Journal of Structural Geology*, 16, 853-865.

Neves, S.P., Vauchez, A., Arcanjo, C.J. (1996). Shear-zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear-zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262, 349-364.

Passareli, C.R., McReath, I., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Neto, M.C.C. (2011). Heterogeneity in syntectonic granitoids emplaced in a major shear zone, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 369-378.

Passchier, C.W., & Trouw, R.A. (2005). *Microtectonics*. Springer. 372 p.

Paterson, S.R, Vernon, R.H., Tobisch, O.T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349-363.

Paterson. S. R., Vernon, R. H., Fowler. T. K. Jr. (1991). Aureole Tectonics. In: Contact Metamorphism, ed. D. M. Kerrick. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 26, 673-722.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

Peternell, M., Bitencourt, M.F, Kruhl, J.H., Stáb, C. (2010). Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 738-750.

Simpson, C.A. (1985). Deformation of granitic rocks across the brittle ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7, 503-511.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science. Review* 12,1-33.

Tribe, I.R., D'Lemos, R.S. (1996). Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syntectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society, London*, 153, 127-138.

Tullis, J., Yund, R.A. (1985) Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13, 238-241.

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

Vernon, R.H. (2004). A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, Cambridge.

Weinberg, R., Sial, A.N., Mariano, G. (2004). Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology* 32, 377–380.

Zibra, I, Kruhl, J.H., Montanini, A., Tribuzio, R. (2012). Shearing of magma along a high-grade shear zone: Evolution of microstructures during the transition from magmatic to solid-state flow. *Journal of Structural Geology*, 37, 150-160.

ANEXO A – COMPROVAÇÃO DE SUBMISSÃO DO ARTIGO

Série Científica **USP**

CAPA SOBRE PÁGINA DO USUÁRIO PESQUISA ATUAL ANTERIORES NOTÍCIAS SUBMISSÕES ONLINE

Capa > Usuário > Autor > Submissões Ativas

Submissões Ativas

ATIVO ARQUIVO

ID	MM-DD ENVIADO	SEÇÃO	AUTORES	TÍTULO	SITUAÇÃO
140196	10-27	ART	Schnorr, Bitencourt	EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DOS GRANITOIDES ARROJO DIVISA DURANTE...	Aguardando designação

1 de 1 de 1 itens

Iniciar nova submissão
 CLIQUE AQUI para iniciar os cinco passos do processo de submissão.

Apontamentos

TODOS NOVO PUBLICADO IGNORADO

DATA DE INCLUSÃO	HITS	URL	ARTIGO	TÍTULO	SITUAÇÃO	AÇÃO
Não há apontamentos.						

Publicado Ignorado Excluir Selecionar todos

Geologia USP - Série

IDIOMA

USUÁRIO
 Logado como:
evelinschnorr
 • [Meus periódicos](#)
 • [Perfil](#)
 • [Sair do sistema](#)

AUTOR
 Submissões
 • [Ativo \(1\)](#)
 • [Arquivado \(0\)](#)
 • [Nova submissão](#)

CONTEÚDO DA REVISTA
 Pesquisa

 Escopo de Busca
 Todos

Procurar
 • [Por Edição](#)
 • [Por Autor](#)
 • [Por título](#)
 • [Outras revistas](#)

TAMANHO DE FONTE