



CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE GRANITOIDES SINTECTÔNICOS EM
AMBIENTE DE TRANSCORRÊNCIA

Porto Alegre, 2013.

EVELIN ROBERTA SCHNORR

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE GRANITOIDES SINTECTÔNICOS
EM AMBIENTE DE TRANSCORRÊNCIA

Trabalho de conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como resultado parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof. Dr.^a Maria de Fátima Bitencourt

Supervisor: Doutorando Tiago R. Gregory

Porto Alegre, 2013.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Riu Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Schnorr, Evelin

Caracterização estrutural de granitoides sintectônicos em ambiente de transcorrência. / Evelin Schnorr. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.

[65 f.]

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt

1. Granitoides sintectônicos. 2. Caracterização estrutural.
3. Granitoides Arroio Divisa. 4. Microestruturas. I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001

Fone: + 55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de curso “Caracterização estrutural de granitoides sintectônicos em ambiente de transcorrência”, elaborado por Evelin Roberta Schnorr como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profª Dra.: Carla C. Porcher

Prof. Dr. Carlos A. Sommer

Prof. Dr. Edinei Koester

*“A maior recompensa para o trabalho de um homem não é o que ele ganha com isso,
mas sim o que ele se torna com isso.”*

Jonh Ruskin

AGRADECIMENTOS

A geologia como ciência é um universo em mistério. Na busca em desvendar os seus encantos, muitas foram as pessoas que de alguma forma colaboraram em apoio e na soma de conhecimentos. Merecem meu agradecimento especial:

O cara lá de cima, pois para tudo que há de científico na geologia, há um tanto de Divina beleza e encantamento.

Minha mãe, meu exemplo de força, fé, coragem, humildade e meu maior e melhor apoio, pela paciência, pela saudade sentida, pela preocupação, pelo porto sempre seguro, caminhando o meu caminho, sentindo o meu sentimento, lutando a minha luta. Minhas mães de coração, dinda Warná e tia Nô, que guiaram os meus passos como se fossem os seus, que desejaram sempre o melhor pra minha vida, que sofreram as minhas lágrimas e que vibraram com as minhas conquistas, que sentiram saudade de mãe, preocupação de mãe, e amor de mãe.

À minha orientadora, mentora, mãe científica e companheira de boas gargalhadas, pelos puxões de orelha, paciência, sabedoria, por ser quem “eu quero ser quando crescer”. Por estar do meu lado e acreditar em mim. Obrigada pelo *Salompas* e pelas perneiras, mas principalmente, por ser a bússola da minha vida geológica e por me ensinar que as pedras do caminho, neste caso, são o que instigam o nosso querer saber sempre mais.

Ao meu supervisor, Tiago Gregory, que me fez ir do medo à admiração, que me recebeu de mente aberta e soube com maestria e paciência (nem sempre) me orientar pelas sangas da vida. Exemplo de seriedade, competência, inteligência e criatividade humorística. Orgulho-me de ser o “Tiago de saias”.

Aos meus colegas de bolsa e companheiros de campo, Amós, Camila, Daniel K., Gepeto, Paulista, Samuel e Stephanie, pelas trocas de conhecimentos, por me co-orientarem de alguma forma, sanando as minhas dúvidas e carregando comigo as “minhas pedras”.

À Marjorie Kauffmann, pela melhor das dicas, que me levou à escolha mais certa da minha vida!

E por fim, com uma importância imensurável, aos meus amigos de jornada, desde os mais primórdios tempos de vida, passando por àqueles que formam minha sólida base de amizade, àqueles passageiros e aos dos tempos geológicos. Obrigada por estarem do meu lado, nas loucuras e nas angústias, nas “Horas Felizes” e nas nem tão felizes assim. Eu sou um pouco de cada um de vocês.

Um brinde tipicamente “geólogo”, à mais linda das ciências!

RESUMO

Os Granitoides Arroio Divisa (GAD), localizados no distrito de Quitéria, município de São Jerônimo, RS, representam uma associação de rochas predominantemente granodioríticas, foliadas, com enclaves microgranulares máficos e diques sinplutônicos, intrusivas no Complexo Arroio dos Ratos (CAR). Suas estruturas sugerem posicionamento em zona de cisalhamento dúctil correlacionada ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb), de idade neoproterozoica. Detalhamento estrutural foi desenvolvido em duas zonas, uma de baixa e outra de alta deformação, a fim de esclarecer as estruturas, as relações com as encaixantes e determinar as condições tectono-termiais a que estavam submetidos os GAD quando do seu posicionamento. As principais estruturas observadas em escala de afloramento, na zona de mais baixa deformação, são uma foliação de origem magmático-deformacional, marcada pela orientação de feldspatos e biotitas, com componente milonítica de intensidade variável e mesma orientação. Na zona de mais alta deformação, predomina uma forte foliação milonítica, de direção e mergulho paralelos à foliação ígnea, aqui subordinada. As foliações, em ambas as zonas, possuem direção preferencial ENE-WSW, com mergulhos que variam de médio a predominantemente alto ângulos e lineações tipicamente de baixo caimento para WSW. As microestruturas geradas durante a cristalização indicam concomitante deformação atuante durante o seu posicionamento, a qual continuou durante os estágios tardi e pós-magmáticos, à medida que a rocha esfriou e se equilibrou com a temperatura da encaixante. Assim, foram identificadas as principais microestruturas desenvolvidas, de acordo com uma estimada temperatura de deformação e quantidade de *strain*. A deformação progressiva pode ser evidenciada por estruturas de fluxo magmático e de deformação de alta temperatura, como cristais ígneos de quartzo, subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e recristalização por migração de limite de grão em quartzo e subgrãos grandes em feldspatos, retrabalhadas por estruturas de mais baixa temperatura, como intensa recristalização de quartzo por rotação de subgrão. A integração dos dados de campo com os dados microestruturais permitiu estimar que os GAD foram cisalhados em condições termiais compatíveis com as da fácies xistos verdes nos estágios pós-magmáticos, quando a rocha estava cristalizada e com a temperatura próxima à da encaixante, em nível crustal médio (15-20km). As microestruturas de mais baixa temperatura estão sobrepostas àquelas geradas em temperatura mais alta, quando o sistema ainda estava sob as condições de resfriamento e cristalização do magma.

Palavras-chave: Granitoides sintectônicos; caracterização estrutural; Granitoides Arroio Divisa; microestruturas; magmatismo sintectônico.

ABSTRACT

The Arroio Divisa Granitoids (ADG), located at Quitéria district, São Jerônimo county, RS, represent an association of rocks predominantly granodioritic, foliated, with mafic microgranular enclaves and sinplutonic dikes, intrusive in the Arroio Dos Ratos Complex (ARC). Its structures suggest positioning in a ductile shear zone correlated to the Southbrasilian Shear Belt, neoproterozoic in age. Structural detailment was developed in two zones, one of low and one of high deformation, in order to clarify the structures, the relation with the host rock and to determine the tectonic-thermal conditions to what the ADG where submitted during its positioning. The main structures observed in outcrop scale, in the lower deformation zone, are a foliation which is magmatic-deformational in origin, marked by orientation of feldspars and biotites, with a milonitic component of variable intensity and same orientation. In the higher deformation zone, a strong milonitic foliation predominates, with direction parallel to the igneous foliation, here, subordinated Foliations, in both zones, present preferential direction ENE-WSW, with dips that range from medium to predominantly high angles and lineations typically of low plunge for SWS. The microstructures generated during crystallization indicate concomitant deformation acting during its positioning, which continued during late and post magmatic stages, as the rock cooled and balanced with the host rock's temperature. Thus, the main microstructures developed have been identified according to an estimated temperature and amount of strain progressive deformation can be evidentiated by magmatic flow and high temperature deformation microstructures, such as igneous cristals of quarz, subgrains in chessboard pattern and recrystallization of quarz by grain boundary migration, and larger subgrain in feldspar reworked by lower temperature structures, as intensive recrystallization of quarz by subgrain rotation and bulging, and intensive fracturing in plagioclase and in alkaline feldspar. The integration of field data with microstructural data allowed us to estimate that the GAD were sheared in hot conditions compatible with the greenschist facies in the post-magmatic stages, when the rock was crystallized and the temperature close to the wall rock in crustal level medium (15-20km).The microstructures of lower temperature than those generated are overlapped at a higher temperature, while the system was still under the conditions of the melt cooling and crystallization.

Palavras-chave: Syntectonics granitoids, structural characterization, Arroio Divisa Granitoids, microstructures, syntectonic magmatism.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização da área de estudo com a situação geográfica (a), vias de acesso (b) e indicação dos afloramentos abordados em zona de alta deformação e em zona de mais baixa deformação (c) (Fonte: *Google Google Maps e EarthPro*).18
- Figura 2 – Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo no contexto geológico regional (Extraído de Bitencourt & Nadi, 2000).....24
- Figura 3 – (a) Mapa geológico da região de estudo, com a identificação dos afloramentos abordados. (b) Mapa de domínios estruturais. (Modificado de Gregory *et al.*, 2011).....28
- Figura 4 – Estruturas planares dos GAD em zona de baixa deformação (polos de planos em rede equiárea, hemisfério inferior.), evidenciando o alto ângulo de mergulho da foliação magmático-deformacional.....30
- Figura 5 – Feições de mesoescala dos GAD 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. Observar aspecto milonítico dos GAD realçado no contato. (c) Faixa paralela à foliação dos GAD, onde a foliação é finamente espaçada, contendo megacristais de plagioclásio alinhados, interpretada como corredor de fluxo. (d) Enclave microgranular máfico alongado na foliação, com cristais de feldspatos mecanicamente assimilados, atestando a contemporaneidade entre os magmas.....32
- Figura 6 – Croqui esquemático de afloramento dos GAD em zona de mais baixa deformação, evidenciando as faixas paralelas à foliação onde os GAD têm granulação fina, interpretadas como zonas de fluxo canalizado.33
- Figura 7 - Feições de microescala dos GAD em zona de mais baixa deformação. (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 (seta vermelha) formado por rotação. (d) *Kink band* afetando maclas de crescimento em plagioclásio. (e) Megacristal de K-feldspato fraturado, com extinção ondulante setorizada e inclusões de biotita cloritizada, plagioclásio e quartzo. (f) Mirmequitos na borda dos cristais de K-feldspato. (g) Cristais ígneos de quartzo e plagioclásio contornados por quartzo recristalizado na matriz. (h) Duas gerações de subgrãos ortogonais configurando o padrão tabuleiro de xadrez em cristal de quartzo ígneo.37

Figura 8 – (a) Intensa recristalização do quartzo por *bulging* (acima) e cristal de plagioclásio com faces retas bem preservadas. (b) Intensa recristalização do quartzo por migração de limite de grão e plagioclásio com faces retas e macla tectônica nas bordas do cristal.....38

Figura 9 - Estereograma (hemisfério inferior) das estruturas dos GAD em zona de mais alta deformação. Polos da foliação milonítica evidenciando o médio a predominantemente alto ângulo de mergulho para ENE-WSW e o baixo caimento das lineações de estiramento para SW.....39

Figura 10 - Croqui esquemático da relação entre dique sinplutônico máfico e GAD. (a) Mapa índice do afloramento. (b) Vista do afloramento. (c,d) Injeções félsicas dobradas por cisalhamento e (f) boudinadas. (e) Contato interdigitado entre dique e GAD a sul do dique. (g) Contato à norte do dique, evidenciando a hibridização entre os dois magmas.....42

Figura 11 - Intercalação entre GAD médio a grosso e GAD fino a médio, evidenciando a distribuição heterogênea da deformação e relações tabulares entre GAD e xenólitos do embasamento, bem como assimilação parcial de xenólitos.....43

Figura 12 - Feições de mesoescala dos GAD em zona de mais alta deformação. (a) Xenólito tabular do Granodiorito Cruzeiro do Sul, com injeções félsicas dobradas, contornado pelo GAD foliado. (b) Dobras *kink* centimétricas na foliação dos GAD. (c) Lineação de estiramento de baixo caimento no plano da foliação milonítica. (d) Intercalação de zonas de mais alta (ao centro) e mais baixa deformação (acima e abaixo), com foliação finamente espaçada e granulação mais fina nas zonas de alta. (e) Detalhe da estrutura porfiroclástica da foliação milonítica. (f) Aspecto geral da foliação milonítica dos GAD. (g) Detalhe da foto "f" demonstrando as estruturas S-C-C'.....44

Figura 13 - Perfil esquemático mostrando a variação microestrutural dos GAD ao longo do afloramento ES-05 (Zona de mais alta deformação).47

Figura 14 - (a) Amostra de mão de GAD milonítico (ES-05C). (b) Visão geral das estruturas e texturas de lâmina referente à amostra ES-05C. (c) Subgrão grande em cristal de plagioclásio. (d) Mesma estrutura de (c), com comparador (8) evidenciando o baixo ângulo de desorientação entre grão e subgrão. (e) Aspecto textural dos GAD, demonstrando intensa recristalização e redução da granulação no quartzo. (f) Intensa recristalização por migração de limite de grão em quartzo. .48

Figura 15 - (a) Amostra macroscópica (ES-05G) evidenciando as zonas de espessura centimétrica de altíssima deformação. Visão geral de duas lâminas confeccionadas a partir de uma mesma amostra, evidenciando a variação lateral que configura a heterogeneidade da deformação em microescala. (a) Lâmina ES-05G1 – Maior intensidade da deformação, com foliação finamente espaçada e intensa cominuição dos cristais. (b) Lâmina ES-05G2 – Deformação intensa, porém menos acentuada, com foliação milonítica mais espaçada e granulação relativamente maior do que a lâmina adjacente.49

Figura 16 - Microestruturas em zona de alta deformação. (a) Maclas tectônicas em cristal de plagioclásio. (b) Pertita em chama na borda de cristal de Kfs. (c) Porfiroclasto de Kfs com extinção ondulante setorizada e subgrãos grandes no centro do cristal. (d) Porfiroclasto de Kfs com cauda de recristalização evidenciando a cinemática sinistral. (e) K-feldspato com cauda de recristalização e agregado de quartzo lenticular. (f) Subgrãos na borda de Kfs (seta vermelha).51

Figura 17 - (a) Mirmequitização na borda de megacristal de K-feldspato. (b) Microfraturas preenchidas por material recristalizado em continuidade óptica com a matriz. (c) Intensa recristalização de quartzo por *bulging*. (d) Recristalização de quartzo por rotação de subgrãos orientados na foliação S. (e) Porfiroclasto de Kfs pertítico circundado por matriz de quartzo recristalizado por *bulging* e fita monominerálica de quartzo.52

Figura 18 – (a) Anfibólio precoce em dique sinplutônico. (b) Foliação-C marcada pelas lamelas de biotita. (c) Foliação C e porfiroclastos indicando o sentido de movimento sinistral (LN). (d) Zona de contato entre dique (porção inferior) e GAD (porção superior). (e) Cristal de plagioclásio ainda prismático, intensamente

fraturado. (f) Contato entre dique (porção superior) e veio granítico (porção inferior).
.....54

LISTA DE ABREVIações

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

ESrg – Escudo Sul-rio-grandense

ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval

CDF – Cinturão Dom Feliciano

BP – Batólito Pelotas

GAD – Granitoides Arroio Divisa

GCS – Granodiorito Cruzeiro do Sul

CAR – Complexo Arroio dos Ratos

RSG - Rotação de subgrão

MLG - Migração de limite de grão

BLG - *Bulging Recrystallisation*

Qz – quartzo

Kfs – feldspato alcalino

Pl - plagioclásio

SUMÁRIO

RESUMO.....	VIII
1. INTRODUÇÃO	16
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	17
1.2 PROBLEMÁTICA	19
Problema	19
Pressupostos.....	19
Hipóteses	19
Objetivos	20
2. MATERIAIS E MÉTODOS	21
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	24
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DOS GRANITOIDES ARROIO DIVISA.....	29
4.1 Introdução	29
4.2 Caracterização Estrutural	30
4.2.1 Zona de mais baixa deformação.....	30
<i>Feições de mesoescala</i>	30
<i>Feições de microescala</i>	34
4.2.2 Zona de mais alta deformação.....	39
<i>Feições de mesoescala</i>	39
<i>Feições de microescala</i>	45
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	55
REFERÊNCIAS	60

1. INTRODUÇÃO

As rochas graníticas são as rochas mais expressivas e acessíveis da crosta terrestre e constituem um importante instrumento de estudo na compreensão da história geológica do planeta, ao registrarem em suas estruturas e composição os processos sofridos durante sua gênese.

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 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 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. Ainda segundo Bitencourt (1996), o estudo das microestruturas encontradas em minerais como quartzo e feldspato tem se intensificado pela necessidade de balizar as condições de temperatura nas zonas de cisalhamento dúctil.

Na porção sul do Brasil, especialmente no Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), as rochas graníticas representam registros importantes para a investigação da evolução da crosta, levando-se em conta que a maior parte dos terrenos pré-cambrianos no estado é constituída, segundo Nardi & Bitencourt (2007), por granitoides e seus equivalentes metamórficos.

Na região de Quitéria, município de São Jerônimo-RS, encontram-se diversos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval

(ZCQSE) (Knijnik *et al.*, 2013) que intrudem o embasamento paleoproterozoico, representado pelo Complexo Arroio dos Ratos (Gregory *et al.*, 2011). O mapeamento geológico realizado na região por UFRGS (2007) delimitou os Granitoides Arroio Divisa (GAD) e sua seção-tipo, localizada no arroio homônimo, constituindo-se de hornblenda-biotita tonalitos a granodioritos foliados, de textura equigranular média a grossa, com ocorrências de enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e xenólitos do embasamento associados. Estes granitoides, que são correlacionados ao Ciclo Brasileiro-Pan-Africano (Fontana *et al.*, 2012) e registram uma deformação heterogênea concordante com sua trama ígnea, constituem o objeto de estudo do presente trabalho.

No decorrer desta pesquisa, foi realizado detalhamento estrutural com coleta sistemática de amostras para confecção de lâminas delgadas para estudo petrográfico e microestrutural, em zona de mais alta e zona de mais baixa deformação. Dar-se-á maior ênfase às microestruturas que, conforme Passchier & Trouw (2005), registram importantes e abundantes informações acerca da história deformacional das rochas e podem ser usadas para obter interpretações em escalas que vão até a da Tectônica de Placas. Desta forma, considerando-se as respostas minerais frente aos processos sofridos, tem-se por objetivo determinar um intervalo de condições de temperatura no qual se posicionaram os granitoides em questão em relação à atividade da zona de cisalhamento com a qual estão vinculados.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no distrito de Quitéria, município de São Jerônimo, RS, a cerca de 120 km de Porto Alegre e a 30 km de Butiá, na porção centro-leste do estado. O acesso, a partir de Porto Alegre, é feito pela BR-290 até Butiá e dali, próximo ao Km 188, para sul, o deslocamento aos afloramentos se dá por estradas alimentadoras e vicinais. Geograficamente, a área está situada na porção leste da Folha Quitéria (MI-2985/4).

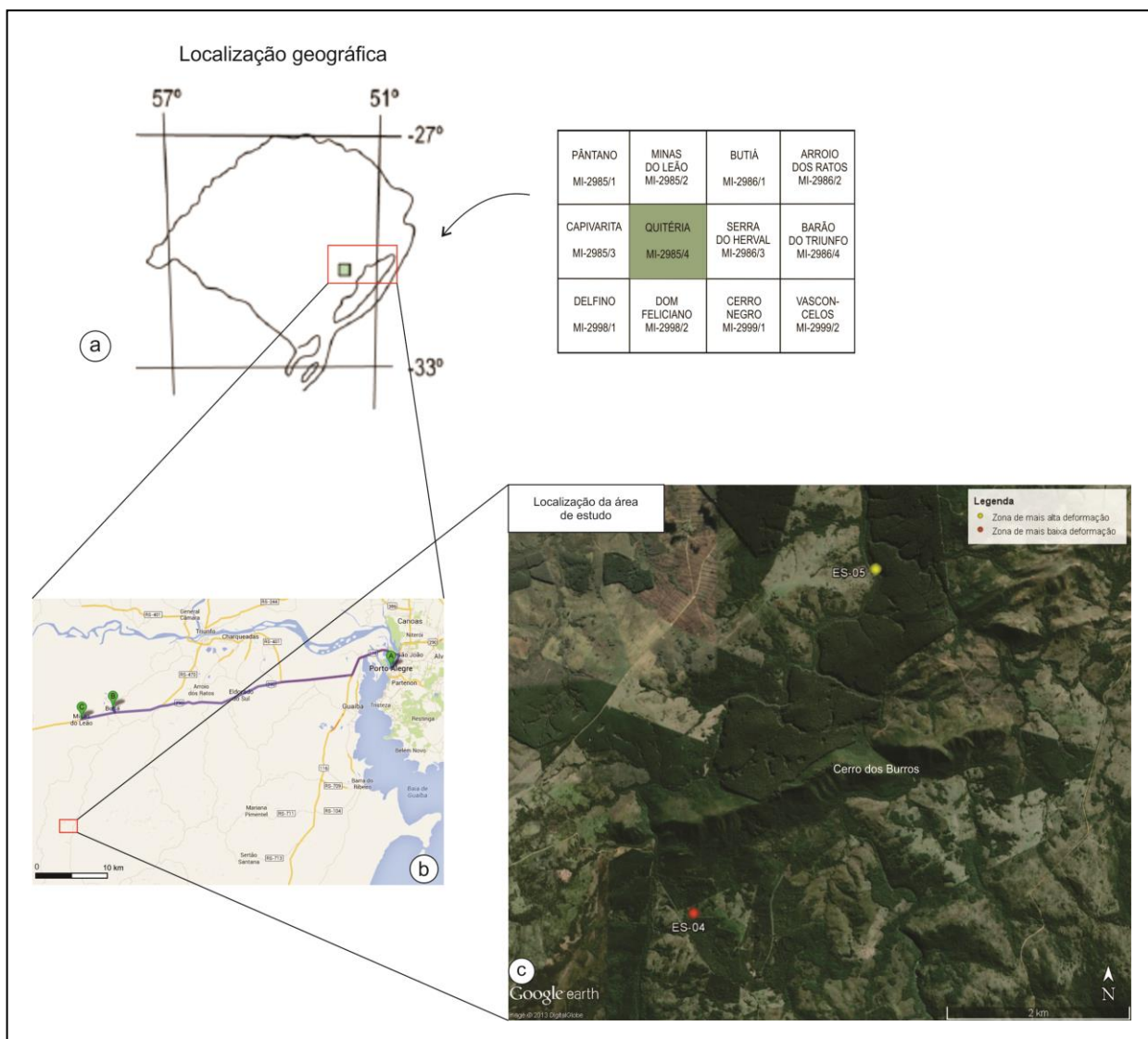


Figura 1 - Localização da área de estudo com a situação geográfica (a), vias de acesso (b) e indicação dos afloramentos abordados em zona de alta deformação e em zona de mais baixa deformação (c) (Fonte: Google Google Maps e EarthPro).

1.2 PROBLEMÁTICA

Problema

Convencionou-se transformar o problema deste trabalho em um questionamento. Considerando que o objeto deste estudo é um granitoide sintectônico, pergunta-se: quais foram as condições de alojamento dos Granitoides Arroio Divisa e em qual momento do movimento de transcorrência eles se posicionaram?

Pressupostos

Parte-se dos seguintes pressupostos:

- i) Um magma é sempre mais quente que a sua rocha encaixante.
- ii) À medida que um magma resfria e a quantidade de cristais aumenta, seu comportamento muda de um fluido newtoniano e progride até deformar como um sólido, mesmo contendo proporção considerável de líquido entre os cristais.
- iii) Depois que o magma cristaliza, se a deformação persistir, ele responde a essa deformação em temperatura decrescente, até sua temperatura se equilibrar com a da rocha encaixante.

Hipóteses

Como possíveis respostas ao problema, são aventadas as seguintes hipóteses:

- i) Os GAD são precoces em relação à atividade da zona de cisalhamento com a qual estão vinculados.
- ii) Os GAD são tardios em relação à atividade da zona de cisalhamento.
- iii) As estruturas de estado sólido encontradas nos GAD refletem o nível crustal da zona de cisalhamento em que ele se encontra.

Objetivos

Eventos tectônicos e magmatismo expressam sua estreita relação entre processo e registro através das estruturas que geram. Em zonas de cisalhamento com magmatismo sintectônico associado tem-se a formação de estruturas peculiares em múltiplas escalas, de modo que o estudo e a caracterização das rochas geradas durante sua atividade permitem o estabelecimento das condições tectono-termais do meio e dos processos sofridos pelas rochas durante seu posicionamento.

Assim, tem-se por objetivo determinar um intervalo de condições de temperatura ao qual os GAD estavam submetidos quando foram alojados, considerando a continuidade da atividade da zona de cisalhamento após o final da sua cristalização.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho propõe uma abordagem do ponto de vista estrutural dos Granitoides Arroio Divisa, visando à caracterização e investigação das condições atuantes no momento de seu posicionamento.

Trabalhos nesta região foram amplamente desenvolvidos, no entanto, estudos relacionados aos Granitoides Arroio Divisa (GAD) têm focado especialmente aspectos petrológicos e geoquímicos (Fontana *et al.*, 2012), com pouca ênfase em geologia estrutural.

A metodologia empregada para o desenvolvimento deste trabalho abrangeu três momentos principais: etapa pré-campo, etapa de campo e etapa pós-campo. Durante todo o andamento da pesquisa, revisão bibliográfica foi realizada com consulta em artigos, dissertações de mestrado, teses de doutorado, relatórios de mapeamento geológico, entre outros, referentes à região de estudo. Antes da etapa de campo, além da revisão bibliográfica, foi realizado um reconhecimento prévio dos Granitoides Arroio Divisa, através da descrição macro e microscópica de amostras coletadas em trabalhos anteriormente desenvolvidos na região. Imagens do *Google Earth*® foram analisadas a fim de reconhecer os principais acessos aos afloramentos escolhidos, através de estradas alimentadoras e vicinais.

O trabalho de campo foi desenvolvido em dois períodos, devido às condições climáticas desfavoráveis. A primeira ida ao campo aconteceu nos dias 30 e 31 de maio e a segunda no período de 13 a 15 de setembro, totalizando 5 dias de campo. O deslocamento até Quitéria e aos afloramentos foi feito em veículos do Instituto de Geociências da UFRGS no primeiro momento, e no segundo, com caminhonete alugada pelo projeto de pesquisa no qual se desenvolveu este trabalho. Os primeiros dias foram dedicados ao reconhecimento das principais

feições de campo dos GAD, acessibilidade aos afloramentos e possíveis locais para coleta de amostras. Nos dias que se seguiram, foi realizado o detalhamento com enfoque principal na geologia estrutural. Foram pré-selecionados dois afloramentos, um localizado em uma zona de baixa deformação e outro em uma zona de alta deformação, nos quais foram confeccionados croquis de detalhe em folhas A3, a fim de minimizar as distorções nas dimensões das estruturas. Foram fotografadas 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® e na confecção de estereogramas com o *software* Stereo32®.

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 20 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 pertitas, 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.

Baseada em Passchier & Trouw (2005) a Tabela 1 destaca as principais feições deformacionais de rochas quartzo-feldspáticas em graus de deformação variados, servindo de critérios para definição dos intervalos de condições de temperatura e *strain* considerados para as rochas em questão

Tabela 1 - Síntese das microestruturas desenvolvidas sob condições distintas de deformação, em quartzo e feldspatos. (Passchier & Trouw, 2005).

Condições	Quartzo	Feldspatos	Estruturas
Muito baixo grau	Mais resistente	Menos resistente	Agregados alongados cataclásicos de feldspato e quartzo, foliação cataclástica dos agregados, fraturas e orientação preferencial de lamelas silicáticas são comuns.
Baixo grau	Deforma ductilmente por deslocamentos	Deformação rúptil	Feldspato: deforma pelo desenvolvimento de estruturas de núcleo-manto, núcleos mostram abundantes evidências de falhamento rúptil e desigual ondulante, porfiroclastos manteados. Quartzo: comumente envolve agregados feldspáticos e deforma mais homogênea. Núcleos com abundantes subgrãos que progridem lateralmente para novos grãos.
Médio a alto grau	Deformam por deslizamento, seguido de difusão e recristalização		<i>Ribbons</i> mono e poliminerálicos que dão às rochas aspecto bandado. Subgrãos em núcleos antigos de grãos e gradual transição do núcleo para um manto recristalizado.
Alto grau	Transferência de massa por difusão no estado sólido		Limites entre os cristais de quartzo e feldspato são fortemente curvados, com formatos lobados ou cúspides e eventualmente amebóides.

Após a petrografia, foram elaboradas fotomicrografias das feições mais relevantes encontradas em lâmina. Com os dados coletados em campo foram confeccionados estereogramas a fim de melhor visualizar a distribuição e ocorrência das estruturas em campo e o croquis foram digitalizados com vistas à melhor representação (esquemática) dos afloramentos. A análise e interpretação dos dados foram feitas relacionando-se os dados obtidos com a bibliografia.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo situa-se na porção sul da Província da Mantiqueira (Almeida, 1977), no leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) (Fig. 2). Muitas são as controvérsias quanto às denominações e interpretações das unidades geotectônicas do ESrg, que é, segundo Hartmann *et al.* (2007), resultado de processos de geração e deformação de crosta continental ocorridos principalmente em dois ciclos orogênicos, o Transamazônico (2,26 – 2,00 Ga) e o Brasileiro (900 – 535 Ma). As ocorrências mais representativas das rochas do ESrg se referem ao Neoproterozoico, que é descrito, por aquele autor, em termos de Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito Pelotas, constituindo assim o Cinturão Dom Feliciano (CDF).

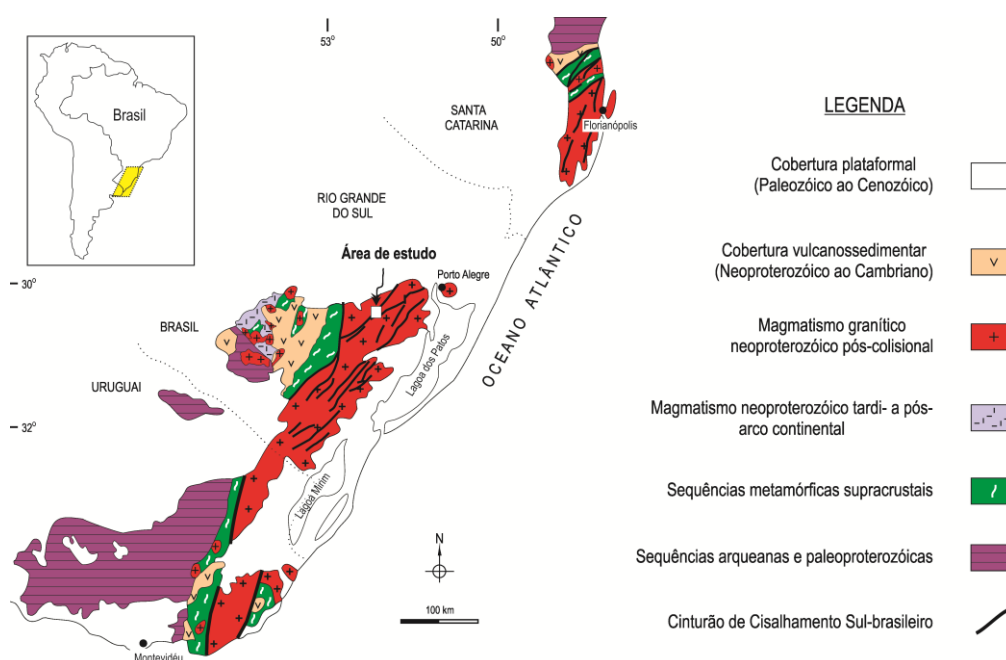


Figura 2 – Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo no contexto geológico regional (Extraído de Bitencourt & Nadi, 2000).

Para Fernandes *et al.* (1995) as rochas que compõem o Cinturão Dom Feliciano representam o registro de um antigo orógeno, produto da colagem decorrente da convergência entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari no Neoproterozoico. Já Bitencourt & Nardi (2004), atribuem o grande volume de magmas graníticos e máficos neoproterozoicos da região a um ambiente pós-colisional, marcado por intensa atividade tectônica transcorrente. Segundo Bitencourt (1996), o Cinturão Dom Feliciano, constituído por um grande volume de rochas graníticas, teve seu magmatismo neoproterozoico pós-colisional controlado pela atividade, em sucessivas etapas, de uma descontinuidade de escala crustal, referida como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Esta seria uma estrutura de escala mais ampla que compreenderia diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de mesma idade e cinemática compatível, que teria como representantes principais a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu no Rio Grande do Sul e a Zona de Cisalhamento Major Gercino em Santa Catarina. Recentemente, outra descontinuidade de escala expressiva no ESrg foi definida por Knijnik *et al.* (2013) como parte do sistema de zonas de cisalhamento do CCSb, denominada Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE), com cerca de 30 km de extensão, cinemática transcorrente, direção ENE e sentido de movimento sinistral. A ela estaria atribuído o condicionamento para que um grande volume de rochas graníticas da região se posicionasse. Além destas zonas de cisalhamento, Philipp (1998) descreve três outras zonas relacionadas com as associações litológicas do então denominado CDF, sendo elas: a Zona de Cisalhamento Erval, a Zona de Cisalhamento Vila Ayrosa Galvão e a Zona de Cisalhamento Arroio Grande.

As zonas de cisalhamento transcorrentes das porções internas do Cinturão Dom Feliciano correspondem, conforme Fernandes *et al.* (1993), ao inicialmente denominado “Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu”, caracterizado originalmente por Picada (1971), que usou as direções de falhas para dividir o ESrg em quatro sistemas tectônicos principais. Tal sistema é referido por Fernandes *et al.* (1988) como Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), ao longo da qual se posicionaram diversos granitoides (Fernandes *et al.*, 1993).

O Batólito Pelotas (BP) apresenta, no RS, extensão aproximada de 370 km e largura variando entre 70 e 110 km (Philipp *et al.*, 2000), continuando para norte, em Santa Catarina, e para sul, no Uruguai, o que é demonstrado por Shukowsky *et*

al. (1991) e Hallinan *et al.* (1993) através de levantamentos geológicos e geofísicos. Conforme Fragoso Cesar *et al.* (1986), o BP resultou de uma longa evolução em consequência da adição de diferentes processos tectônicos e são atribuídos para sua gênese vários modelos, desde subducção de crosta oceânica em margem continental espessa (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Figueiredo, 1990; Philipp, 1990; Fragoso Cesar, 1991; Philipp *et al.*, 1998; Chemale Jr., 2000) até modelos que envolvem ambiente de colisão continental e pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Nardi & Bitencourt 2007; Philipp *et al.*, 2000).

Mapeamentos geológicos em conjunto com interpretações geoquímicas, geocronológicas e estruturais, viabilizaram a compartimentação do segmento do BP na região de estudo em três domínios tectônicos distintos (Fontana, 2008; Knijnik, 2008), os quais foram limitados com base na ocorrência de descontinuidades estruturais.

De acordo com a figura 3b, os granitoides neoproterozoicos considerados sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fernandes *et al.*, 1992), Granito Arroio Francisquinho (Koester *et al.*, 2001) e Granito Quitéria (Fernandes *et al.*, 1988) fazem parte do Domínio IA. Constituindo o Domínio IB estão os granitoides representantes do magmatismo pós-colisional sintectônico a ZCQSE, assim interpretados por UFRGS (2007), dentre os quais Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) (Knijnik, 2008 e Knijnik *et al.*, 2012), Granitoides Arroio Divisa (Fontana, 2008 e Fontana *et al.*, 2012) e Granitoides Sanga do Areal (GSA) (Centeno, 2012). Do Domínio II fazem parte as unidades relacionadas com o magmatismo pós-colisional tardio da região, granitos Serra do Erval (UFRGS, 1978) e Fazenda Varig (UFRGS, 2007), Riolito Ana Dias (UFRGS, 1978) e Riolito Cerrito (UFRGS, 2007).

O magmatismo neoproterozoico de significativo volume, condicionado pela atividade da ZCQSE, está representado, em ordem estratigráfica, pelo Granodiorito Cruzeiro do Sul (Knijnik, *et al.*, 2012), Granitoides Arroio Divisa (Fontana *et al.*, 2012) e Sanga do Areal (Centeno, 2012), todos intrusivos no embasamento paleoproterozoico da região, representado pelo Complexo Arroio dos Ratos (Gregory *et al.*, 2011).

O Complexo Arroio dos Ratos, redefinido por UFRGS (2007) a partir da definição original de Fernandes *et al.* (1988), constitui-se de biotita metatonalitos e

biotita metagranodioritos, com ocorrência subordinada de gnaisses tonalíticos e dioríticos. O mapeamento geológico-estrutural de sua seção-tipo, na região de Quitéria/RS, levou à identificação de um conjunto de rochas tonalíticas a dioríticas foliadas, denominado Associação 1 (A1), intrudido discordantemente por rochas de composição similar. O embasamento destes tipos litológicos compreende gnaisses calcissilicáticos, gnaisses tonalíticos e rochas metavulcano-sedimentares. A A1 é composta por granada-biotita metatonalitos de granulação média a grossa e por metadioritos a metatonalitos de granulação fina, com granada restrita aos termos mais diferenciados. As relações de campo indicam que os termos finos constituem diques sinplutônicos intrudidos nos demais (Gregory *et al.*, 2011).

O GCS (Fig. 3a) ocorre, segundo Knijnik *et al.* (2012), como um corpo de aproximadamente 4 km², alongado na direção ENE-WSW, controlado pela ZCQSE. Esta unidade compreende hornblenda-biotita granodioritos ricos em máficos, com foliação magmática evidenciada pelo alinhamento dimensional de feldspatos e minerais máficos, e foliação milonítica bem desenvolvida principalmente próximos aos contatos. Possui idade de cristalização magmática de 634±1.5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) e afinidade geoquímica shoshonítica (Knijnik *et al.*, 2012). Relações de campo demonstram que ele ocorre como xenólitos métricos e decamétricos no interior dos GAD, indicando seu caráter precoce no magmatismo pós-colisional da região. Enclaves microgranulares máficos alongados e diques sinplutônicos de composição diorítica e tonalítica ocorrem associados ao GCS.

Os Granitoides Sanga do Areal (Centeno, 2012) compreendem biotita monzogranitos a granodioritos foliados de textura porfírica e correspondem a uma área de cerca de 8 km², ocorrendo, eventualmente, como corpos isolados. Suas relações com os GAD não são claras, ocorrendo injeções mútuas que podem, segundo Fontana *et al.* (2012), indicar uma relação de contemporaneidade entre ambos.

As feições mais tardias (tardi D₂, de Fernandes *et al.*, 1990) relacionadas à atividade da ZCTDC na região referem-se às cristas de quartzo milonitos e filonitos, descritos previamente por Mesquita (1991), constituindo faixas de direção NE-SW.

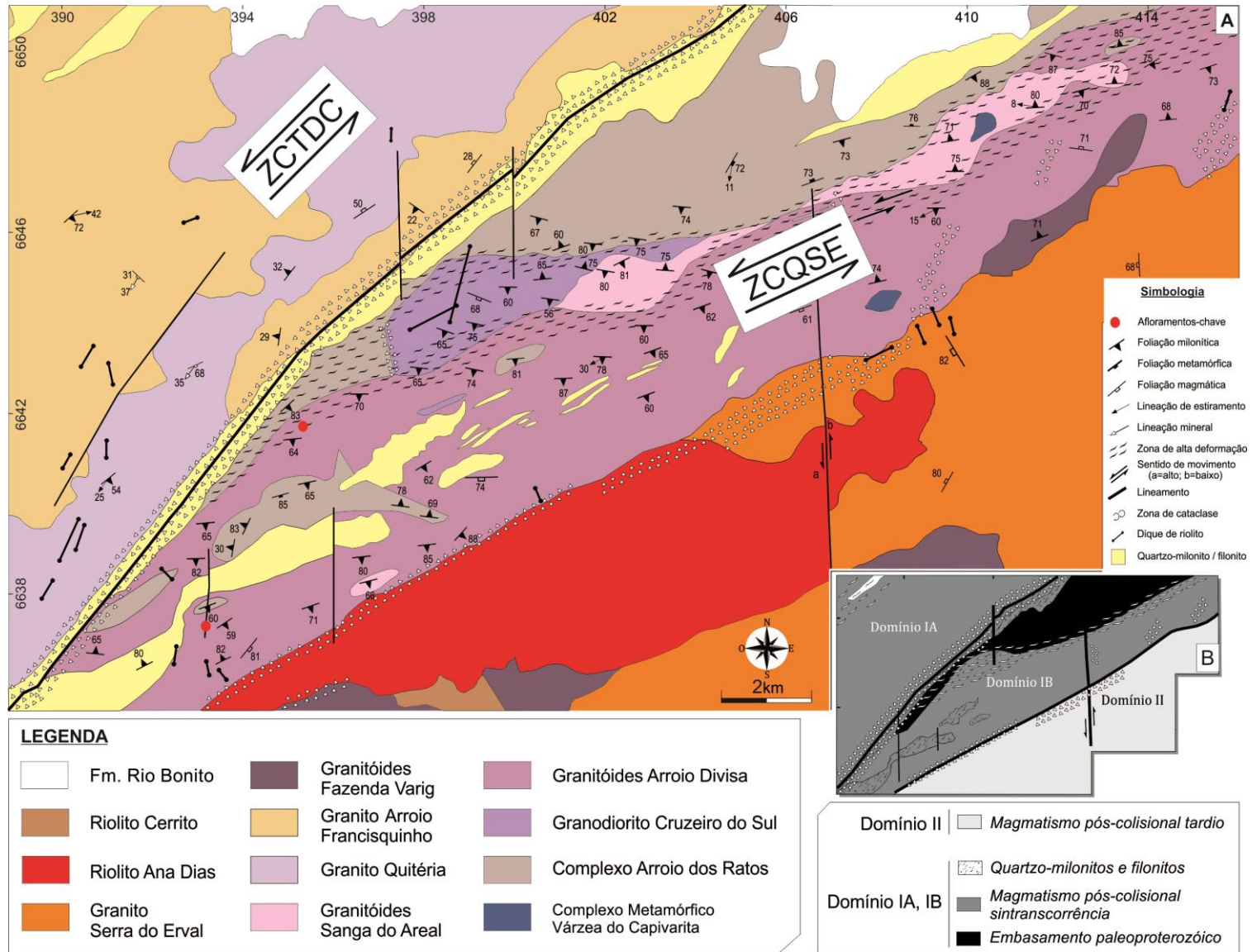


Figura 3 – (a) Mapa geológico da região de estudo, com a identificação dos afloramentos abordados. (b) Mapa de domínios estruturais. (Modificado de Gregory *et al.*, 2011).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DOS GRANITOIDES ARROIO DIVISA

4.1 Introdução

Os Granitoides Arroio Divisa compreendem uma associação de rochas predominantemente granodioríticas com composições dioríticas e tonalíticas ocorrendo em menor expressão, representadas por diques sinplutônicos e enclaves microgranulares máficos alongados, com evidências de hibridização localizada entre os dois termos. Afloram numa área de cerca de 140 km², alongados segundo uma direção NE-SW, e compõem um grande volume de rochas neoproterozóicas na região do estudo. A textura registrada nos GAD é heterogranular, com granulação média a grossa e suas principais estruturas são uma foliação ígnea, sobreposta por forte foliação milonítica, paralelas entre si. É comum a ocorrência de xenólitos centimétricos a métricos de rochas do embasamento (CAR).

As rochas dos GAD, de acordo com Fontana *et al.* (2012), possuem relações de mistura homogênea e heterogênea com magmas básicos, indicando contemporaneidade entre os líquidos, refletida em campo na forma de enclaves máficos e diques sinplutônicos, além de produtos de hibridização gerados pela mistura efetiva durante a deformação. Quimicamente, Fontana (2011) obteve para os magmas máficos uma afinidade toleítica médio a alto-K, além de evidências sugestivas de caráter co-magmático para a maior parte dos granodioritos e rochas dioríticas dos GAD, interpretando os magmas máficos como derivados do manto.

O presente trabalho foi desenvolvido em duas porções do grande corpo dos GAD, a saber, a zona de mais baixa deformação, situada na área mais central do corpo e a zona de mais alta deformação no contato com as rochas do CAR.

4.2 Caracterização Estrutural

4.2.1 Zona de mais baixa deformação

Feições de mesoescala

Na zona de mais baixa deformação, a foliação magmática (S_{0-m}), marcada pela orientação de forma dos cristais de plagioclásio e biotita, é melhor preservada quando comparada à da zona de mais alta deformação e a componente milonítica, neste cenário, ocorre em graus diversos. As duas foliações, paralelas entre si, possuem direção preferencial ENE-WSW e mergulhos que variam de médio a predominantemente alto ângulos. No diagrama da figura 4 estão plotadas as medidas tomadas no local detalhado da zona de mais baixa deformação.

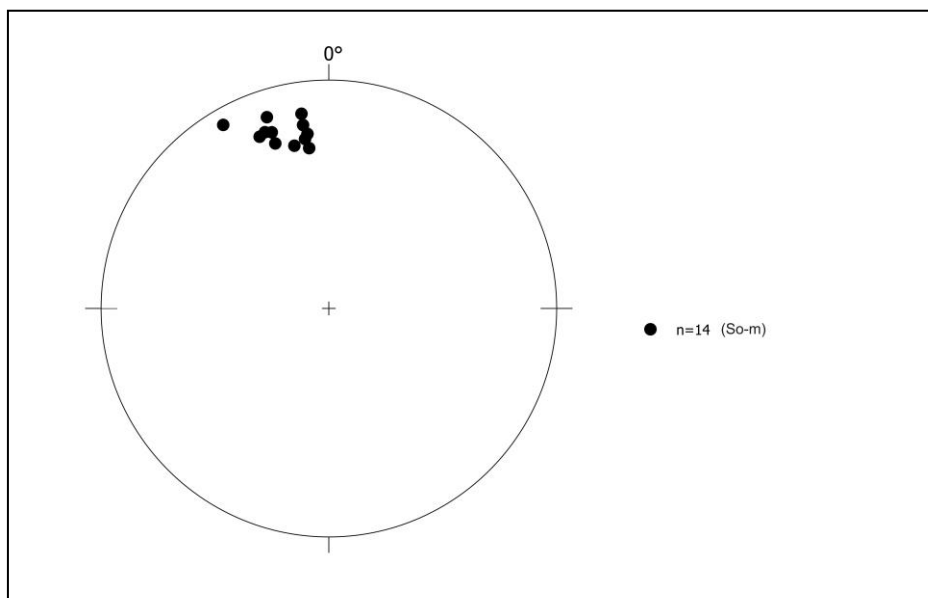


Figura 4 – Estruturas planares dos GAD em zona de baixa deformação (polos de planos em rede equiárea, hemisfério inferior.), evidenciando o alto ângulo de mergulho da foliação magmático-deformacional.

Xenólitos do embasamento, de escala métrica, são comuns. Nos contatos com os xenólitos, os GAD têm uma foliação notavelmente mais desenvolvida e uma granulação que tende a ser mais grossa, até porfirítica, quando comparada às ocorrências mais distantes dos xenólitos, onde o grau de milonitização é menos intenso e a textura é equigranular média. Alguns xenólitos registram uma deformação dextral, mais antiga (Fig.5a), e a ocorrência de injeções de líquidos félsicos aparentemente dos GAD, que marcam a deformação sinistral sincrônica ao seu posicionamento (Fig. 5b)

Enclaves microgranulares máficos decamétricos, alongados conforme a foliação são comuns (Fig. 5d), contendo cristais de plagioclásio mecanicamente assimilados da rocha principal, com tamanhos que variam de 0,2 mm até aproximadamente 1 cm e que evidenciam a contemporaneidade entre os magmas.

Localmente, faixas de escala métrica e paralelas à foliação se desenvolvem no granitoide, de estrutura planar muito estreitamente espaçada, com granulação mais fina que os GAD típicos, contendo injeções félsicas do granitoide (Fig. 5c) e megacristais de plagioclásio de tamanhos que variam de 0,3 mm até cerca de 4 cm. O grau de desenvolvimento da foliação, que é mais intenso nessas faixas, não é compatível com um aumento da deformação, que é a mesma do GAD adjacente. A granulação mais fina nessas porções poderia ter resultado do crescimento inibido pela velocidade do fluxo, como seria esperado em um corredor de fluxo.

A figura 6 ilustra o afloramento detalhado na zona de mais baixa deformação, demonstrando a disposição das faixas interpretadas como corredores de fluxo, paralelas à foliação, intercaladas com o GAD típico, heterogranular.

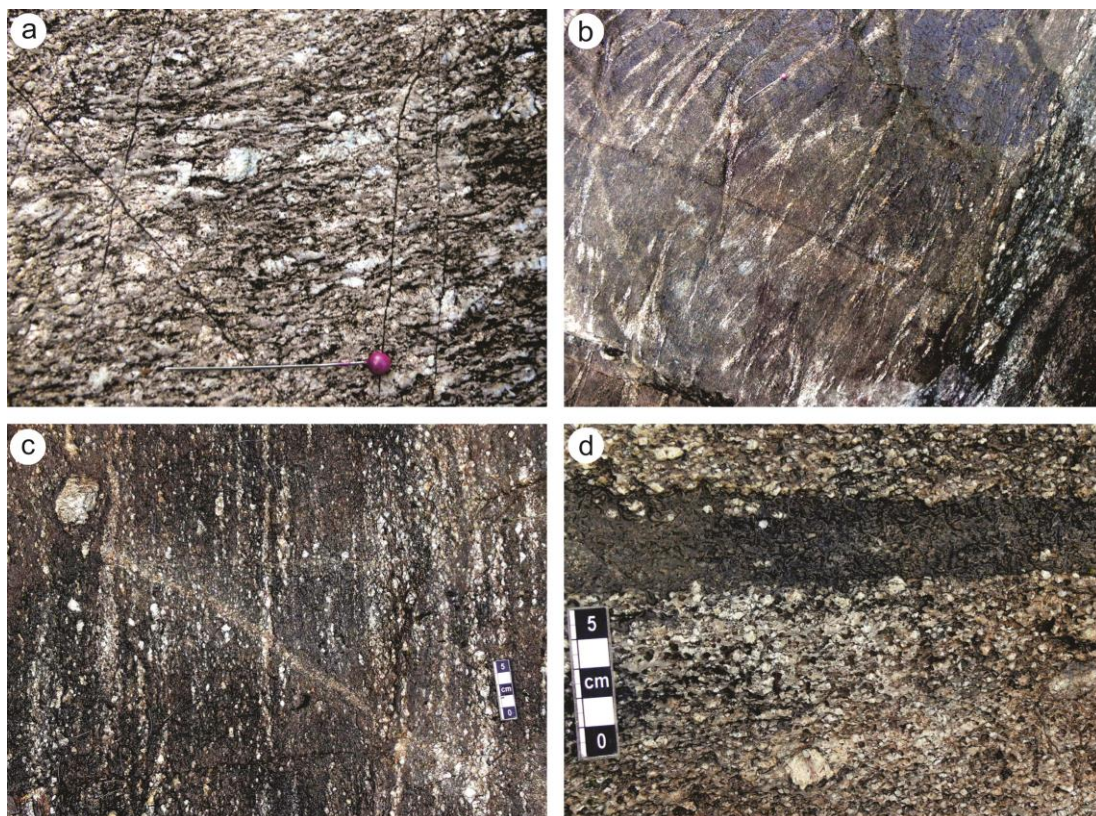
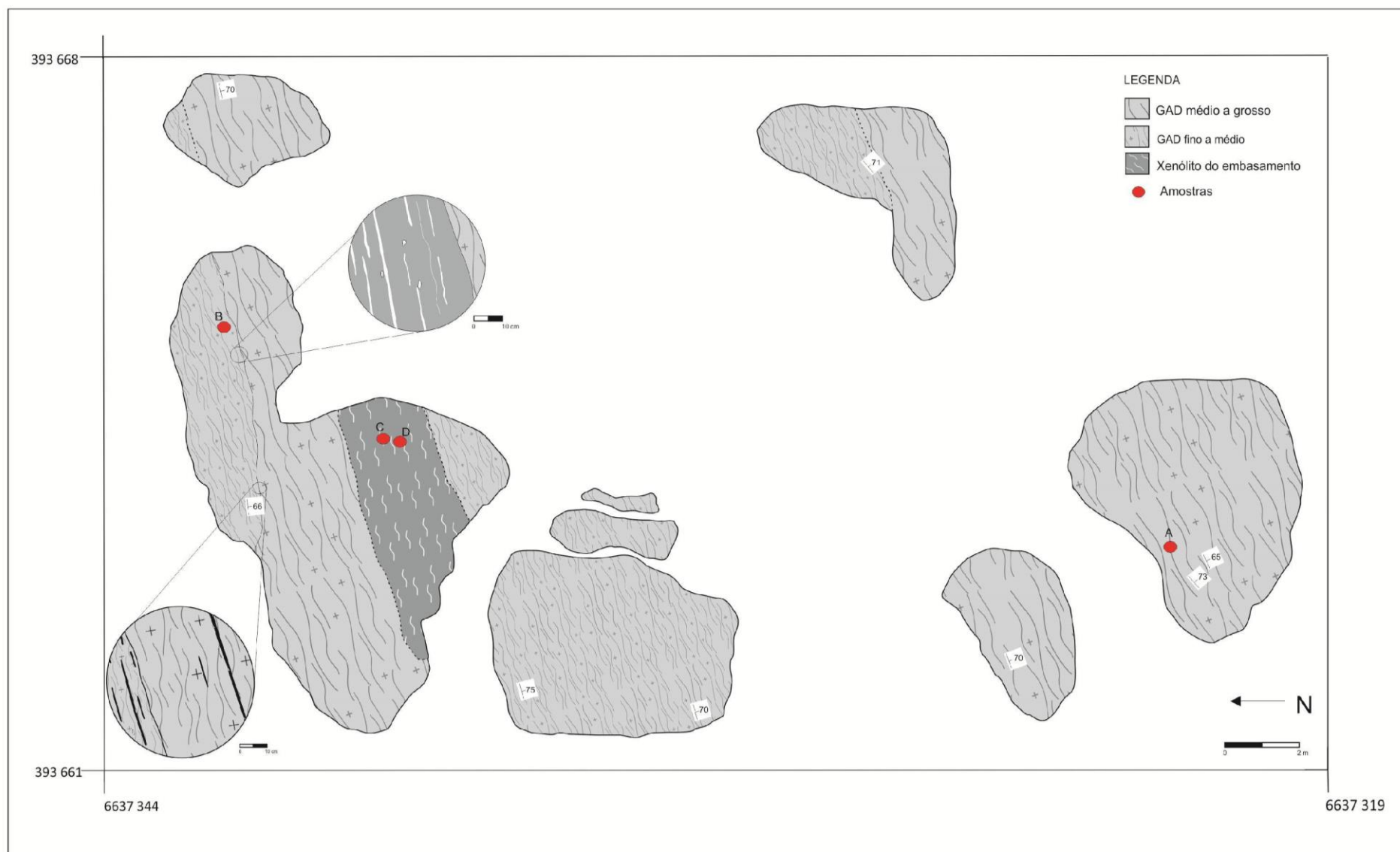


Figura 5 – Feições de mesoescala dos GAD em zona de mais baixa deformação. (a) Foliação milonítica das rochas encaixantes dos GAD, com indicadores cinemáticos destrais (b) Contato entre os GAD (direita) e os metatonalitos do seu embasamento (esquerda), nos quais se observam estreitas injeções leucograníticas provenientes do GAD, com geometria compatível com o cisalhamento esquerdo ativo durante seu posicionamento. Observar aspecto milonítico dos GAD realçado no contato. (c) Faixa paralela à foliação dos GAD, onde a foliação é finamente espaçada, contendo megacristais de plagioclásio alinhados, interpretada como corredor de fluxo. (d) Enclave microgranular máfico alongado na foliação, com cristais de feldspatos mecanicamente assimilados, atestando a contemporaneidade entre os magmas.



Feições de microescala

As principais microestruturas registradas nesta zona são aquelas relacionadas à cristalização magmática, mas feições deformacionais também são observadas.

O GAD típico tem composição monzo a granodiorítica, com textura heterogranular média a grossa, contendo zircão e apatita como acessórios típicos. A textura é predominantemente ígnea, com foliação marcada pela orientação de forma dos cristais de feldspato e pelas lamelas de biotita que circundam os minerais como um todo. A deformação não é muito intensa e não atinge todos os minerais presentes, restringindo-se principalmente ao quartzo e aos cristais de feldspato alcalino, eventualmente afetando cristais de plagioclásio.

Os cristais de *plagioclásio* possuem composição An_{45-50} , com tamanhos que variam de 0,6 a 4 mm. Inclusões, raramente evidenciadas, são de biotita e minerais como apatita, além de micas brancas que ocorrem frequentemente como mineral de alteração. Estes cristais são geralmente prismáticos com extinção ondulante e apresentam maclas de crescimento segundo as leis da albita-Carlsbad e albita, e maclas tectônicas (Fig. 7a e 7b), as últimas especialmente nas bordas dos cristais. Subgrãos não são comuns, mas ocorrem de forma localizada (Fig 7c). Em grande parte, cerca de 70%, o contato do plagioclásio com o quartzo é um manto incompleto de cristais de quartzo recristalizados por *bulging*, com tamanho aproximado de 0,1 mm. Ademais, os contatos são normais, de justaposição sem interação entre os grãos. *Kink bands* em plagioclásio ocorrem pontualmente (Fig 7d).

Os cristais de *K-feldspato* variam entre 0,5 e 5 mm, são na maior parte pertíticos, com predomínio de pertitas do tipo fitas e lamelas. Alguns megacristais contêm inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio (Fig. 7e). Estes cristais já respondem pela deformação, apresentando extinção ondulante setorizada, acompanhada muitas vezes de subgrãos e recristalização localizada. Feições de exolução na forma de coroas trocadas são identificadas no Kfs, e embora pouco comuns, são bem preservadas e representam feições tardi-magmáticas. A presença de agregados mirmequíticos é localizada (Fig. 7f), ocorrendo nas bordas dos cristais e no contato dos mesmos 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 matriz, e desta forma, atribuir o comportamento rúptil dos feldspatos a uma fase magmática.

O *quartzo* ocorre em duas gerações, alguns ainda ígneos/primários (Fig. 7g) e, em sua maioria, retomados pela deformação, com recristalização do tipo *bulging* (Fig. 8a), predominantemente – que reflete condições de baixa temperatura e altas razões de *strain* -, e alguma recristalização por migração de limite de grão (Fig. 8b) - indicativa de temperaturas relativamente altas e/ou baixas razões de *strain*. De forma subordinada, duas gerações de subgrãos ortogonais se desenvolvem constituindo o padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 7h). Muitas vezes tem-se a ocorrência de agregados policristalinos alongados e lenticulares que circundam e contornam os feldspatos. A extinção é predominantemente ondulante.

Os cristais de *biotita* possuem coloração avermelhada para n_g e ocorrem de forma euédrica como inclusões nos feldspatos, ou como lamelas entre os cristais de quartzo e feldspatos.

Nos referidos corredores de fluxo, o que se tem são os GAD com a típica composição monzo a granodiorítica e a mesma intensidade na deformação encontrada nos GAD adjacentes. A foliação é marcada pelo alinhamento dimensional dos cristais de feldspato, pelas lamelas de biotita e pelos cristais de quartzo recristalizados e estirados, bem como pelos cristais maiores de feldspatos alongados, estes em menor expressão.

O *plagioclásio* possui tamanhos que variam de 0,7 mm a cerca de 1,75 mm e teor de An_{45} . Em geral, estão bem preservados, com o desenvolvimento de maclas tectônicas e também dupla macla (Carslbad e polissintética). Subgrãos muito finos podem ser observados, de forma restrita, nas bordas dos cristais. Microfraturas são comuns, e *kink bands* ocorrem de forma local. Os contatos com os outros feldspatos, em geral, são ígneos.

O *feldspato alcalino* tem tamanhos de 1,5 mm até megacristais de cerca de 4 mm com inclusões de biotita e de quartzo, estes com extinção ondulante normal e predominantemente ígneos. Alguns cristais de feldspato são bordejados por um

manto de recristalização de quartzo incompleto, com tamanhos de grão em média de 0,02 mm.

O *quartzo* ocorre pontualmente ígneo, com em média 0,9 mm, mas principalmente recristalizado por *bulging* com os cristais neoformados de em média 0,02 mm, e por migração de limite de grão. É comum o padrão de subgrão em tabuleiro de xadrez e a ocorrência de cristais reliquiares com extinção ondulante.

Os xenólitos tem composição tonalítica, textura heterogranular, com foliação marcada pela orientação preferencial dos cristais de plagioclásio e agregados quartzo-feldspáticos, bem como pelas lamelas de biotita. Como minerais acessórios, identificam-se apatita e zircão. O índice de cor (M') é geralmente inferior a 3. Frequentemente intercalam-se bandas granulometricamente distintas, porém, composicionalmente iguais. Em geral, os cristais de plagioclásio são anédricos e variam de cerca de 0,05 mm a 4 mm. Os cristais de Kfs variam de cerca de 0,5 mm a 1,8 mm, são anédricos a subédricos e eventualmente contêm pertitas em fitas e em chamas.

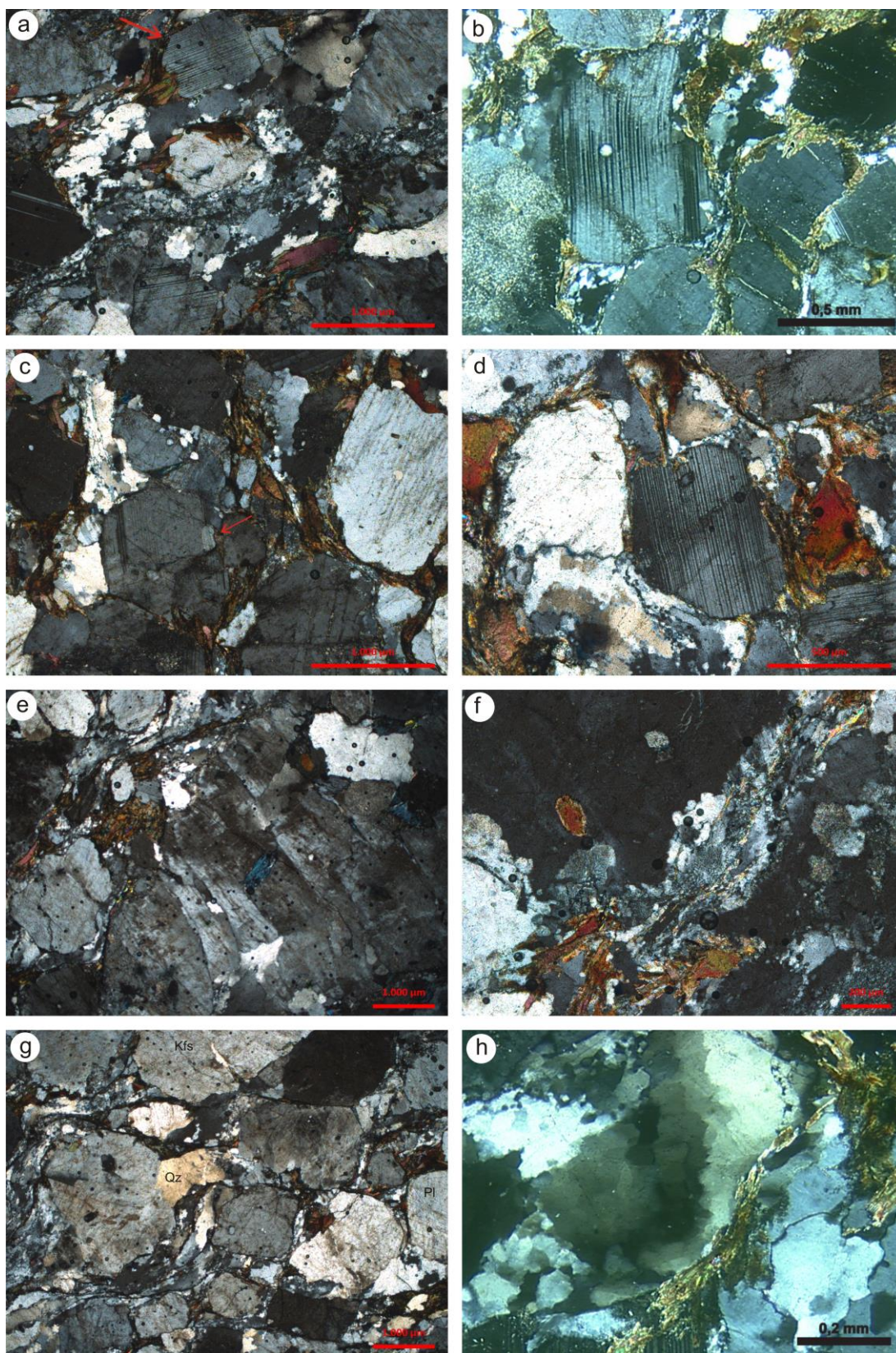


Figura 7 - Feições de microescala dos GAD em zona de mais baixa deformação. (a) Cristais de plagioclásio subbédricos, com maclas de crescimento, e quartzo recrystalizado por *bulging*. (b) Cristal de plagioclásio com macla tectônica encurvada e restrita ao centro do grão. (c) Cristal de plagioclásio com subgrão (seta vermelha) formado por rotação. (d) *Kink band* afetando maclas de crescimento em plagioclásio. (e) Megacristal de K-feldspato fraturado, com extinção ondulante setorizada e inclusões de biotita cloritizada, plagioclásio e quartzo. (f) Mirmequitos na borda dos cristais de K-feldspato. (g) Cristais ígneos de quartzo e plagioclásio contornados por quartzo recrystalizado na matriz. (h) Duas gerações de subgrãos ortogonais configurando o padrão tabuleiro de xadrez em cristal de quartzo ígneo.

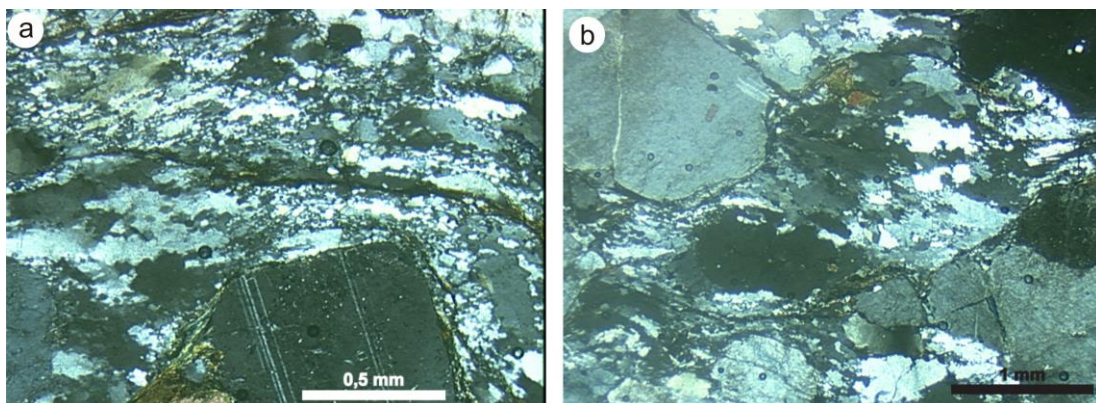


Figura 8 – (a) Intensa recristalização do quartzo por *bulging* (acima) e cristal de plagioclásio com faces retas bem preservadas. (b) Intensa recristalização do quartzo por migração de limite de grão e plagioclásio com faces retas e macla tectônica nas bordas do cristal.

4.2.2 Zona de mais alta deformação

Feições de mesoescala

Na zona de mais alta deformação, localizada no contato com as rochas do Complexo Arroio dos Ratos, a estrutura planar mais marcante é a forte foliação milonítica, de direção ENE-WSW, sobreposta à foliação magmática, de mesma direção e mergulho. Os mergulhos são predominantemente altos, e a lineação tem baixo caimento, conforme mostrado no estereograma da figura 9.

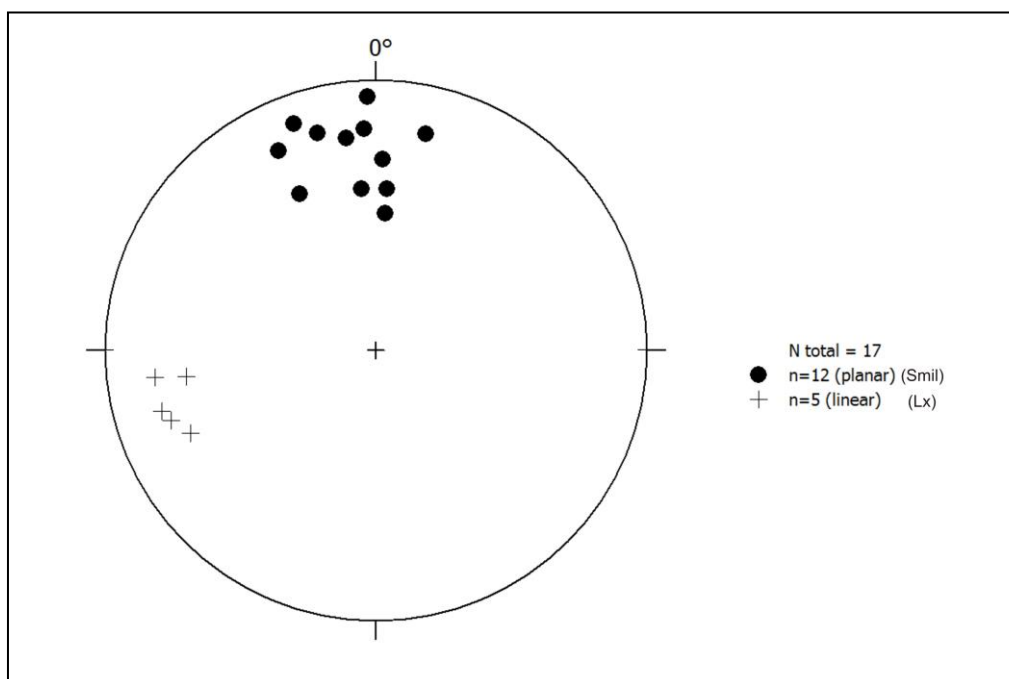


Figura 9 - Estereograma (hemisfério inferior) das estruturas dos GAD em zona de mais alta deformação. Polos da foliação milonítica evidenciando o médio a predominantemente alto ângulo de mergulho para ENE-WSW e o baixo caimento das lineações de estiramento para SW.

Diques sinplutônicos máficos (Fig. 10) e xenólitos tabulares do embasamento (Fig. 11) ocorrem de forma subconcordante com as estruturas dos GAD, possuindo a mesma direção preferencial da foliação do corpo granítico. Os contatos entre xenólitos, diques e GAD são, em geral, nítidos, mas podem ser observadas interdigitações e, em alguns casos, contatos gradacionais. Assimilação parcial de xenólitos pelo GAD é comum.

O croqui da Figura 10 representa a ocorrência de um dique sinplutônico métrico alongado segundo a foliação, contendo injeções félsicas de 2 a 3 mm até cerca de 5 cm de espessura, e veios leucograníticos dobrados por cisalhamento (Fig. 10c e 10d), com flancos *boudinados* (Fig. 10f), indicando uma componente extensional progressiva. Em uma das bordas de contato do dique com o granitoide, observa-se a ocorrência de uma margem resfriada de contato nítido, com algumas interdigitações locais (Fig. 10e), evidenciando o caráter ainda líquido das duas composições e sua sincronicidade. Nesta porção, o GAD possui granulação média e é homogêneo texturalmente. Na outra borda do contato a margem é hibridizada (Fig. 10g) e o GAD é texturalmente heterogêneo, com granulação média a grossa.

Dobras de cisalhamento de mesoescala ocorrem e são observadas especialmente nos xenólitos do embasamento (Fig. 12a). Dobras *kink* também são observadas, em escala centimétrica (Fig. 12b), associadas à fase rúptil posterior, responsável pelas estruturas rúpteis N-S que afetam a região como um todo.

Dois tipos de lineações podem ser observados, uma de estiramento, facilmente discernível (Fig. 12c), e uma geométrica de eixo na interface entre porções quartzo-feldspáticas de granulação média-grossa e mais competentes, e porções ricas em máficos e de granulação fina, menos competentes. Ambas são facilmente confundíveis e possuem baixo ângulo de caimento, porém a lineação geométrica de eixo mostra ligeiramente um caimento maior que a de estiramento.

Localmente, refletindo a distribuição heterogênea da deformação, ocorrem zonas centimétricas de muito alto *strain* (Fig. 12d), onde a granulação é muito fina e a foliação é estreitamente espaçada, contrapondo-se às zonas de relativamente menor *strain*, onde a granulação é grossa e a foliação mais espaçada. Alguns cristais de plagioclásio resistem a essa deformação, gerando uma textura porfiroclástica (Fig. 12e) com maior proporção de matriz em relação aos cristais de plagioclásio.

Estruturas do tipo S-C são comuns, com a foliação C, cisalhante, espaçada milimetricamente e em ângulo muito baixo com a S, compatível com o alto grau de deformação (Fig. 12f e 12g). 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.

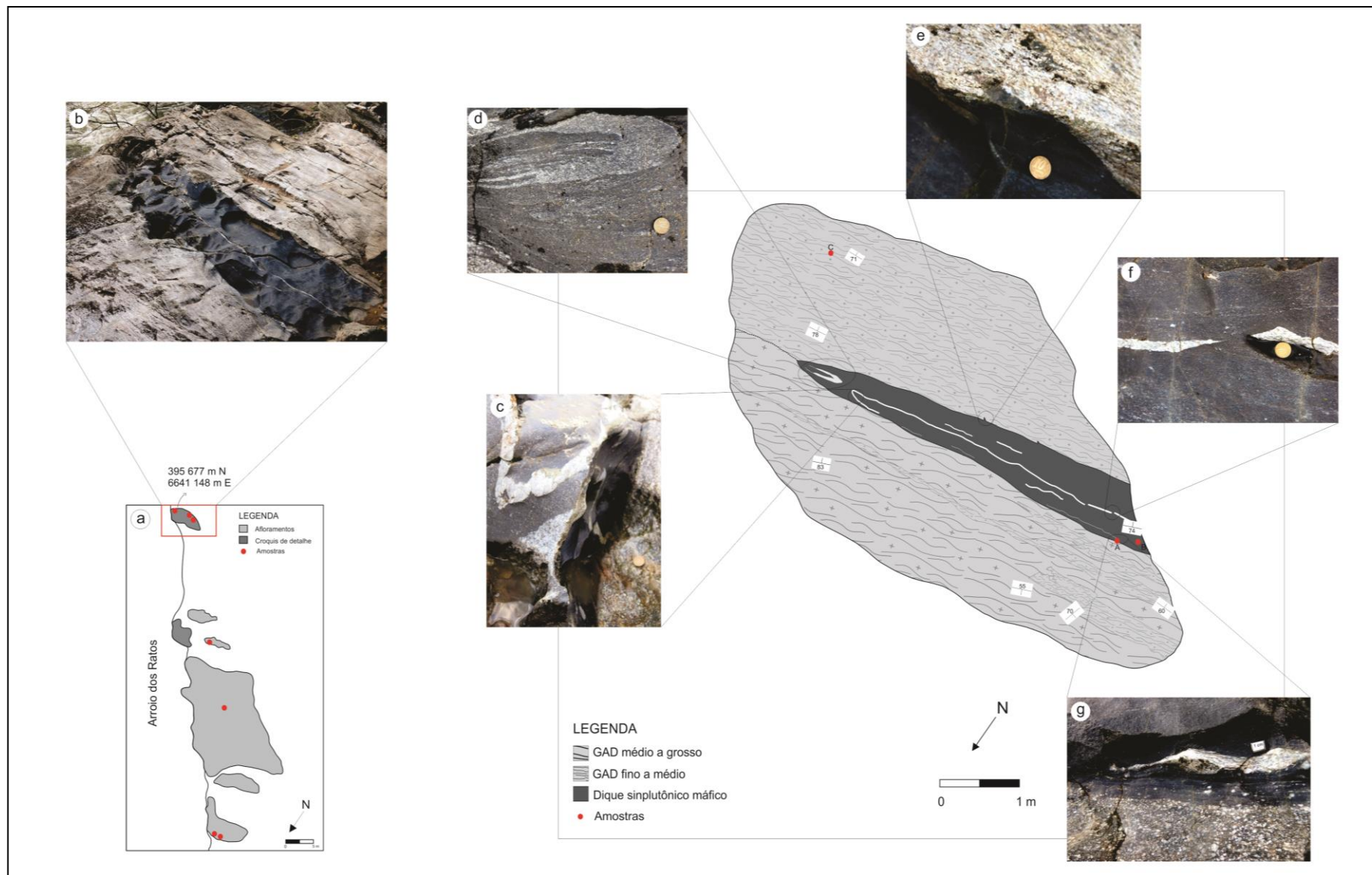


Figura 10 - Croqui esquemático da relação entre dique sinplutônico máfico e GAD. (a) Mapa índice do afloramento. (b) Vista do afloramento. (c,d) Injeções félsicas dobradas por cisalhamento e (f) boudinadas. (e) Contato interdigitado entre dique e GAD a sul do dique. (g) Contato à norte do dique, evidenciando a hibridização entre os dois magmas.

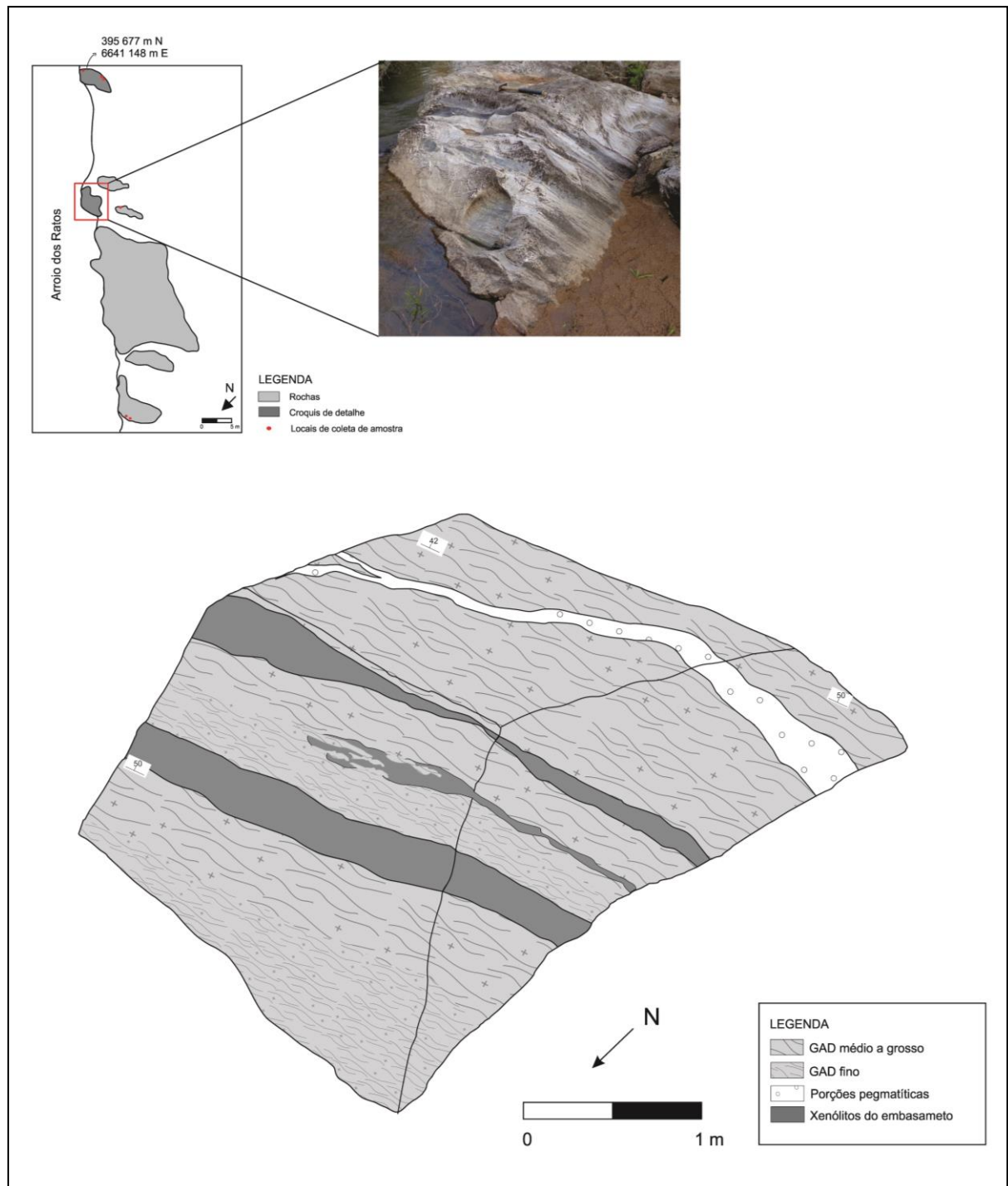


Figura 11 - Intercalação entre GAD médio a grosso e GAD fino a médio, evidenciando a distribuição heterogênea da deformação e relações tabulares entre GAD e xenólitos do embasamento, bem como assimilação parcial de xenólitos.

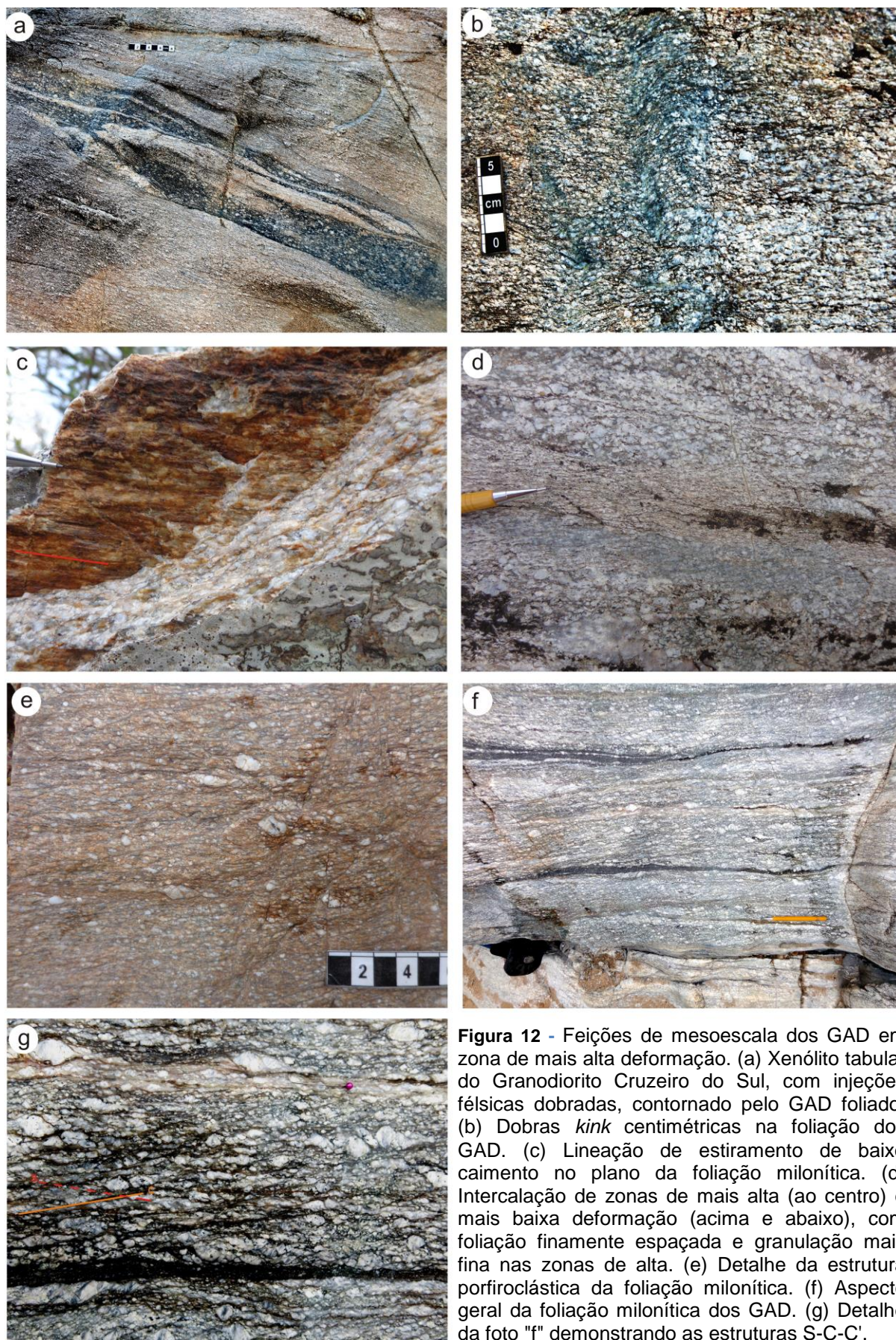


Figura 12 - Feições de mesoescala dos GAD em zona de mais alta deformação. (a) Xenólito tabular do Granodiorito Cruzeiro do Sul, com injeções félsicas dobradas, contornado pelo GAD foliado. (b) Dobras *kink* centimétricas na foliação dos GAD. (c) Lineação de estiramento de baixo caimento no plano da foliação milonítica. (d) Intercalação de zonas de mais alta (ao centro) e mais baixa deformação (acima e abaixo), com foliação finamente espaçada e granulação mais fina nas zonas de alta. (e) Detalhe da estrutura porfiroclástica da foliação milonítica. (f) Aspecto geral da foliação milonítica dos GAD. (g) Detalhe da foto "f" demonstrando as estruturas S-C-C'.

Feições de microescala

As microestruturas relatadas para os domínios de mais alta deformação registram especialmente as estruturas deformacionais, sobrepostas às estruturas ígneas que, restritamente, ainda são preservadas.

As tramas microestruturais referidas para esta zona refletem a maior deformação sofrida pelos GAD e também a heterogeneidade de sua distribuição, sendo possível verificar porções de maior e menor deformação, intercaladas tanto em escala de afloramento como em escala de lâmina (Fig. 13). Deste modo, tem-se os GAD ocorrendo com suas mais variadas feições deformacionais e em sua forma mais diferenciada do padrão ígneo encontrado nas zonas de mais baixa deformação.

A estrutura planar principal é a foliação fortemente milonítica, marcada especialmente pelos porfiroclastos de plagioclásio e pelas lamelas orientadas de biotita. A composição é predominantemente granodiorítica, podendo variar para monzogranítica.

Nesta zona, a ocorrência menos deformada dos GAD é composicionalmente um granodiorito, com foliação fortemente milonítica (Fig. 13a e 13b). Micas brancas marcam a foliação C e C', e biotitas compõem a foliação S. O sentido de movimento é sinistral, marcado pelos porfiroclastos de feldspatos com caudas de recristalização e pelas micas. Observa-se com frequência a sobreposição de estruturas de baixa temperatura sobre estruturas de mais alta temperatura, o que reflete a deformação no estado sólido em temperatura decrescente.

O *plagioclásio* forma cristais anédricos a subédricos, com teor de An₄₀₋₅₀ e tamanhos de 0,01 a 1,8 mm. A alteração nestes cristais é muito expressiva, e a maior parte contém maclas de deformação 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. 14c e 14d), de limites geralmente curvos embora de forma local, é compatível com temperaturas muito 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 as lentes de quartzo e biotita na foliação. De forma subordinada, os cristais são margeados por finas lentes incompletas de grãos feldspáticos e lamelas de micas muito finas.

Os cristais de *K-feldspato* são anédricos e geralmente maiores que os de plagioclásio, com tamanhos que variam de 0,06 a 1,5 mm. São pertíticos sendo a morfologia das pertitas variável, com predomínio de pertitas em fitas/lamelas e pontualmente, pertitas em chamuscas. 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 compreendendo plagioclásio e biotita, ambos geralmente alterados para micas brancas e clorita, respectivamente.

Estes cristais são, por vezes, margeados incompletamente por cristais menores de plagioclásio, e principalmente por quartzo recristalizado. Do contrário, fazem contato direto com as micas na foliação e contatos irregulares com outros feldspatos. A presença de agregados mirmequíticos é comum nas bordas dos megacristais e no contato dos mesmos com cristais menores de plagioclásio.

Extinção ondulante setorizada é comum à quase totalidade destes cristais e a ocorrência de subgrãos grandes, com tamanhos que vão de 0,2 a 0,5 mm é restrita. A progressão grão-subgrão-grão recristalizado do centro para as bordas pode ser observada de forma pontual nos feldspatos. A maior parte dos cristais de Kfs é intensamente afetada por microfraturamento.

Os cristais de *quartzo* estão predominantemente recristalizados por migração de limites de grão (Fig. 14e e 14f) 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.

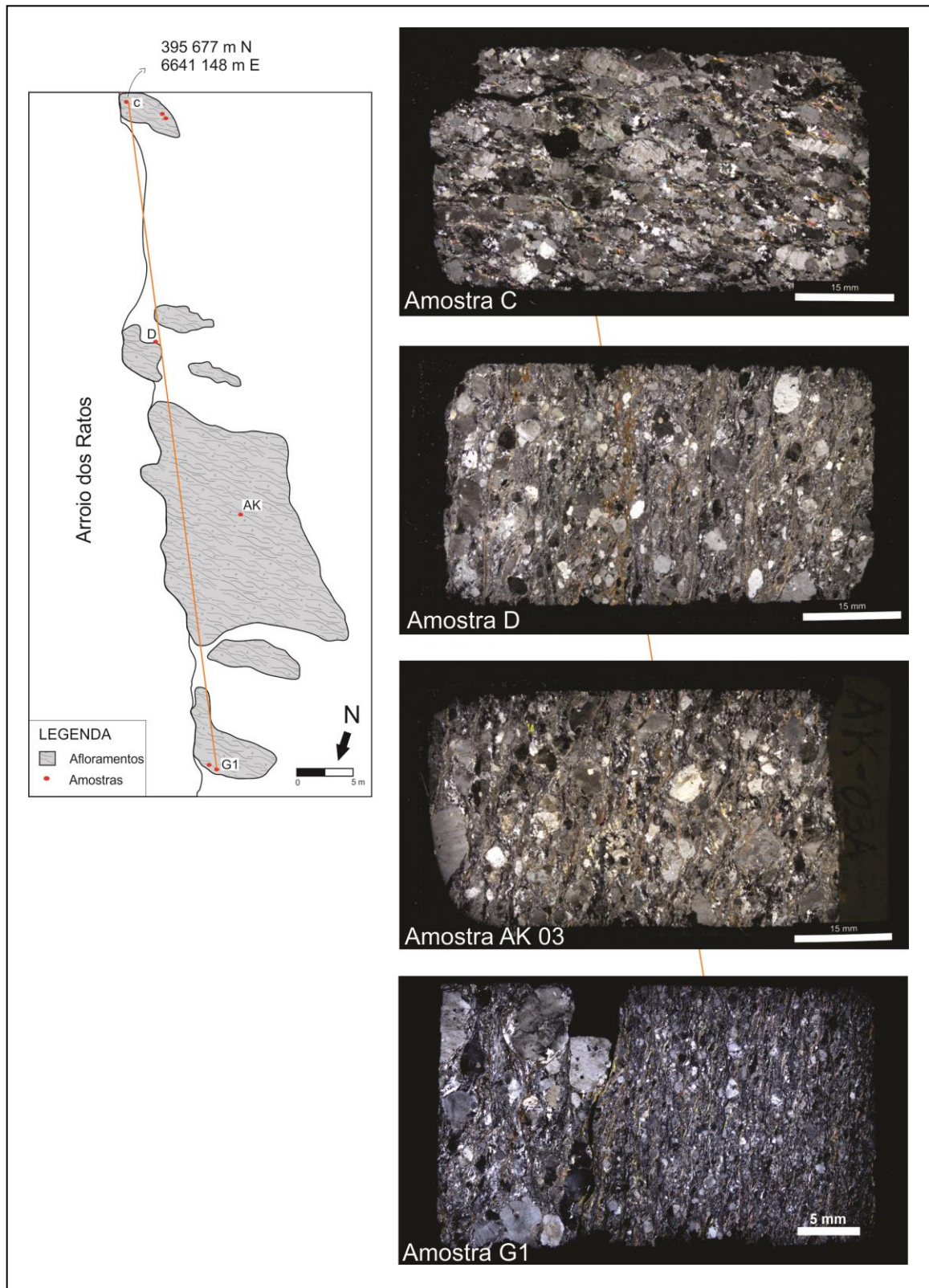


Figura 13 - Perfil esquemático mostrando a variação microestrutural dos GAD ao longo do afloramento ES-05 (Zona de mais alta deformação).

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

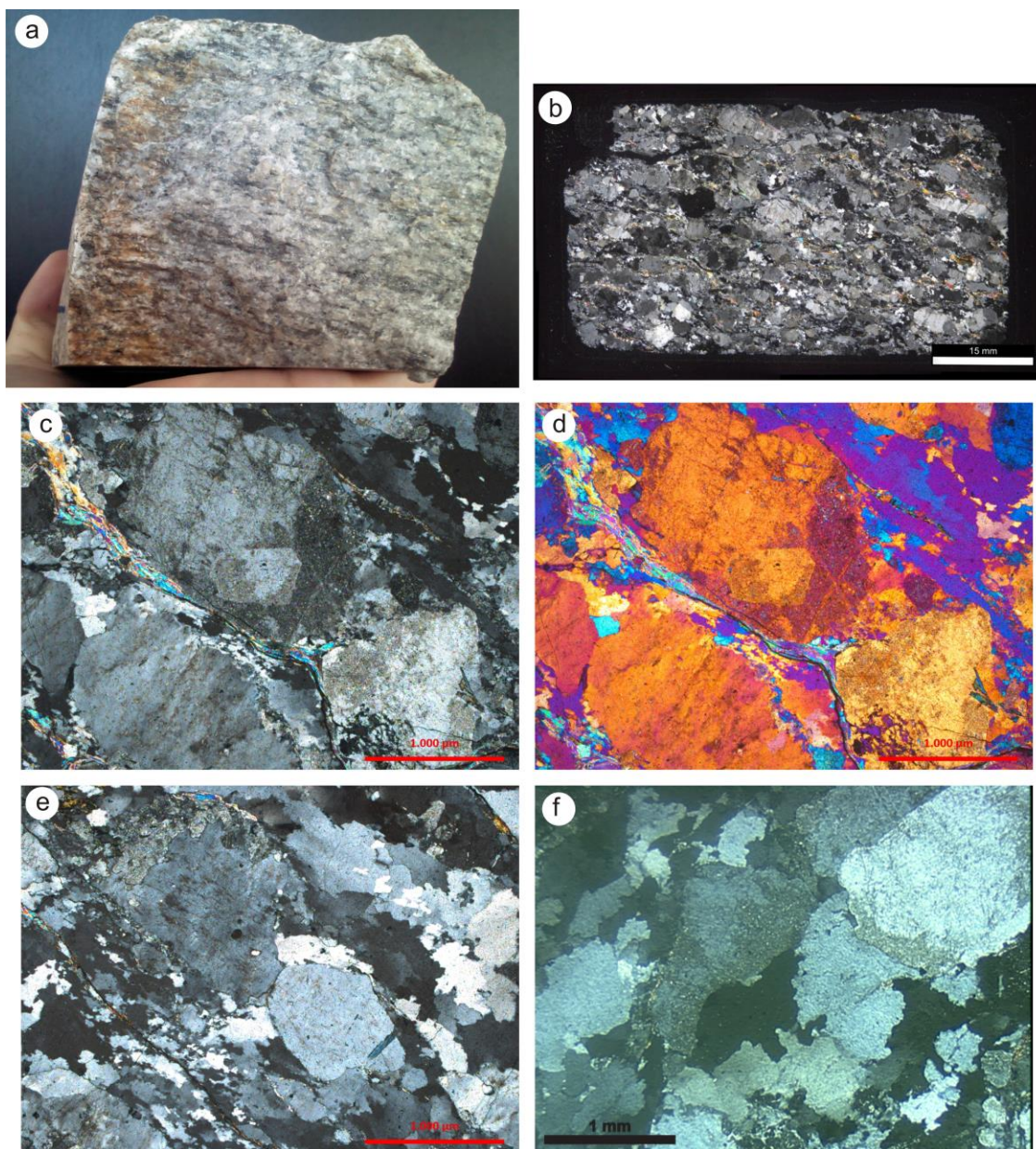


Figura 14 - (a) Amostra de mão de GAD milonítico (ES-05C). (b) Visão geral das estruturas e texturas de lâmina referente à amostra ES-05C. (c) Subgrão grande em cristal de plagioclásio. (d) Mesma estrutura de (c), com comparador (8) evidenciando o baixo ângulo de desorientação entre grão e subgrão. (e) Aspecto textural dos GAD, demonstrando intensa recrystalização e redução da granulação no quartzo. (f) Intensa recrystalização por migração de limite de grão em quartzo.

Nas ocorrências mais deformadas, tem-se a geração de milonitos *stritu sensu*. Composicionalmente são granodioritos, de textura heterogranular média a grossa, com matriz muito fina, composta essencialmente de minerais quartzo-feldspáticos recristalizados com 0,04 a 0,2 mm, principalmente por *bulging* e por rotação de subgrãos. A transcorrência está impressa na forma de planos de cisalhamento, C, marcados por lamelas de biotitas que circundam os porfiroclastos, associados à foliação S evidenciada pelos agregados policristalinos de quartzo e quartzo fitado. Os porfiroclastos possuem caudas de recristalização que evidenciam o caráter sinistral da transcorrência. Eventualmente, bandas com maiores concentrações de porfiroclastos se intercalam com bandas onde predomina matriz. Lateralmente, é possível verificar variações na intensidade da deformação (Fig. 15), que se reflete na alternância da foliação, mais ou menos espaçada, e no tamanho dos porfiroclastos, mais ou menos cominuídos.

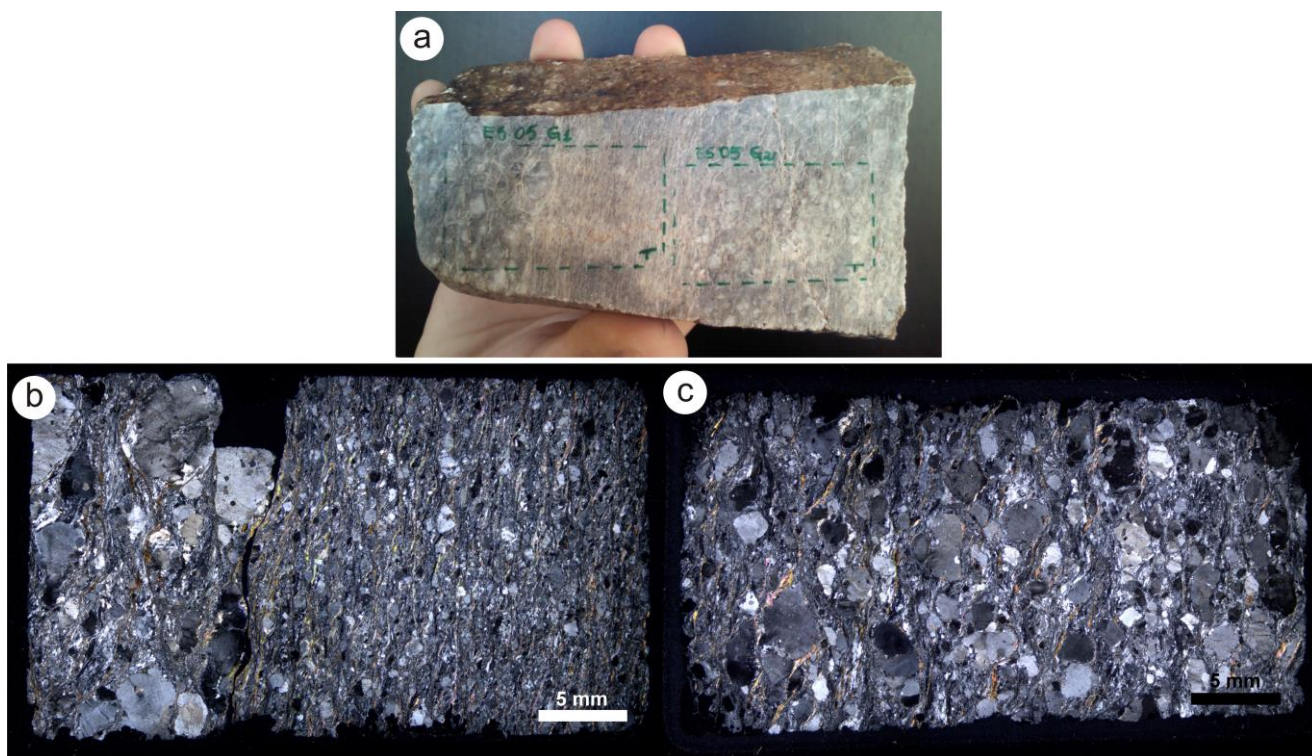


Figura 15 - (a) Amostra macroscópica (ES-05G) evidenciando as zonas de espessura centimétrica de altíssima deformação. Visão geral de duas lâminas confeccionadas a partir de uma mesma amostra, evidenciando a variação lateral que configura a heterogeneidade da deformação em microescala. (a) Lâmina ES-05G1 – Maior intensidade da deformação, com foliação finamente espaçada e intensa cominuição dos cristais. (b) Lâmina ES-05G2 – Deformação intensa, porém menos acentuada, com foliação milonítica mais espaçada e granulação relativamente maior do que a lâmina adjacente.

Nos milonitos, os *plagioclásios* tem composição An_{45-50} , com grãos de 0,5 mm a 5 mm, aproximadamente. Inclusões de biotita e alteração para micas brancas são comuns. Estes cristais frequentemente apresentam caudas de recristalização, possuem extinção ondulante, por vezes setorizada, e apresentam maclas tectônicas (Fig. 16a) sem orientação preferencial. Subgrãos, especialmente nas bordas dos cristais, possuem em média 0,2 mm, mas podem atingir até 0,8 mm. O baixo ângulo de desorientação entre as regiões recuperadas e o restante do grão sugere a ocorrência de um processo de rotação progressiva da rede cristalina. Importante fraturamento atinge estes cristais.

O *K-feldspato* forma cristais em geral maiores que os cristais de plagioclásio, com cerca de 0,5 mm a 7 mm, que são em sua maioria perfiticos, com pertitas do tipo fita e pertita em chama (Fig. 16b) e com macla Carlsbad ocorrendo localmente. Plagioclásio e biotita são as inclusões mais comuns. Assim como o plagioclásio, estes cristais possuem extinção ondulante (Fig. 16c), neste caso, setorizada, e constituem porfiroclastos com caudas recristalizadas (Fig. 16d e 16e) que atestam o caráter sinistral do movimento. Subgrãos nas bordas dos cristais são frequentes (Fig. 16f), com tamanhos que variam entre 0,3 mm a cerca de 0,9 mm, e grãos recristalizados, de aproximadamente 0,2 mm, concentram-se nas bordas dos cristais, gerados em resposta à rotação de subgrão, o que é evidenciado pelo baixo ângulo de desorientação destes grãos. Embora concentrada nas bordas, a recristalização por vezes avança para as poções internas dos cristais. A ocorrência de intercrescimentos mirmequíticos (Fig. 17a) é comum nas bordas destes cristais, que também estão intensamente fraturados. As fraturas comumente são preenchidas por quartzo recristalizado (Fig. 17b), e por vezes, calcita.

O *quartzo* basicamente compõe a matriz, totalmente recristalizado por *bulging* (Fig. 17c), rotação de subgrão (Fig. 17d) e raramente por migração de limite de grão. Com 0,2 mm, em média, forma agregados policristalinos alongados e lenticulares, descontínuos, alguns equigranulares a inequigranulares, com relictos mostrando extinção ondulante, podendo ainda ocorrer como fitas monocristalinas (Fig. 17e).

Os contatos dos feldspatos são, em geral, irregulares e predominantemente com a matriz recristalizada e com as lamelas de biotita na foliação, e quando fazem contatos entre si, estes são irregulares.

A *biotita* ocorre como lamelas compondo a foliação, ou como inclusões nos porfiroclastos de feldspatos, onde está euédrica e alterada para clorita. A cor para n_g é castanho-avermelhada. Muscovita ocorre com pouca expressão, como mica-*fish*.

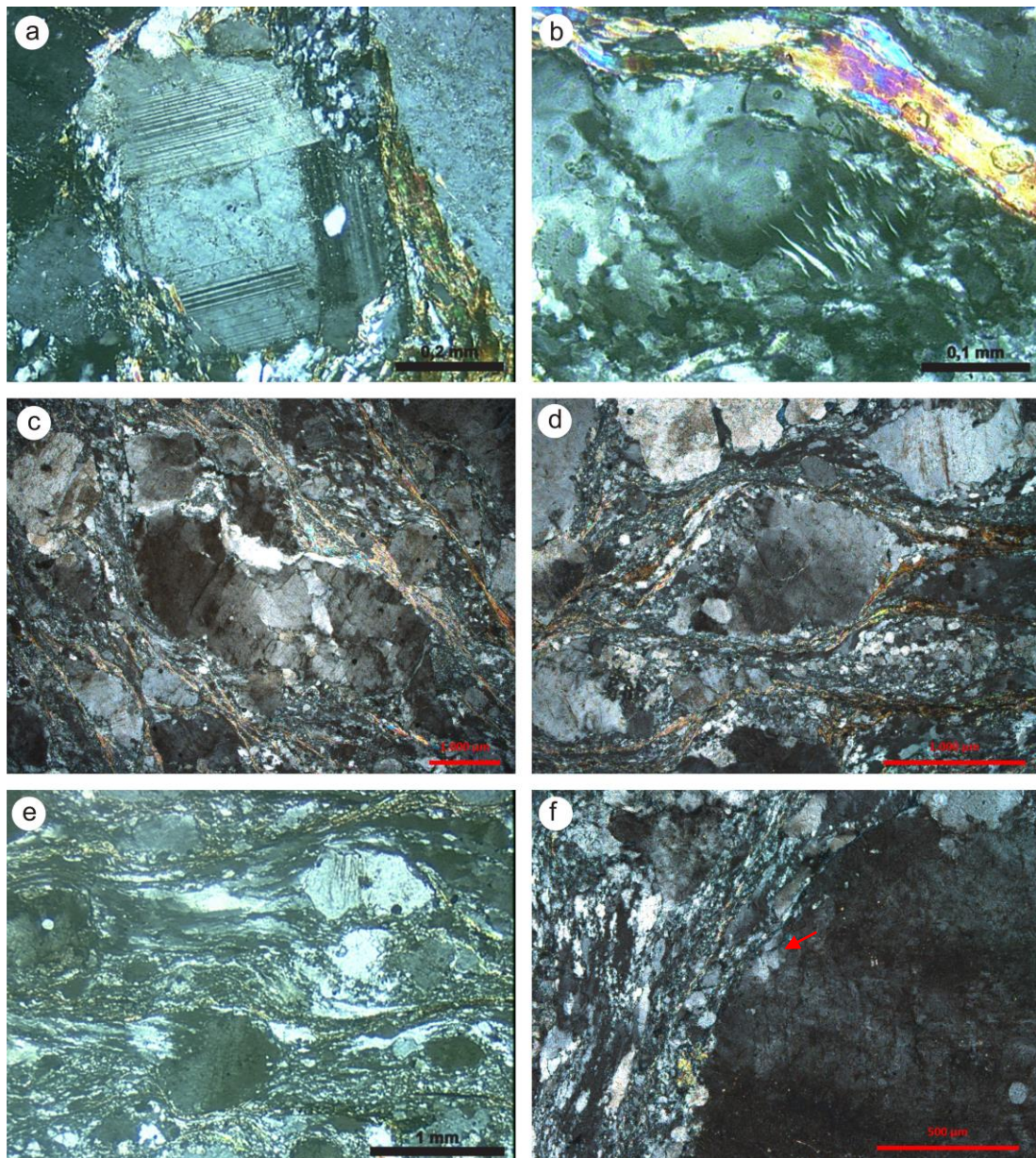


Figura 16 - Microestruturas em zona de alta deformação. (a) Maclas tectônicas em cristal de plagioclásio. (b) Pertita em chama na borda de cristal de Kfs. (c) Porfiroclasto de Kfs com extinção ondulante setorizada e subgrãos grandes no centro do cristal. (d) Porfiroclasto de Kfs com cauda de recristalização evidenciando a cinemática sinistral. (e) K-feldspato com cauda de recristalização e agregado de quartzo lenticular. (f) Subgrãos na borda de Kfs (seta vermelha).

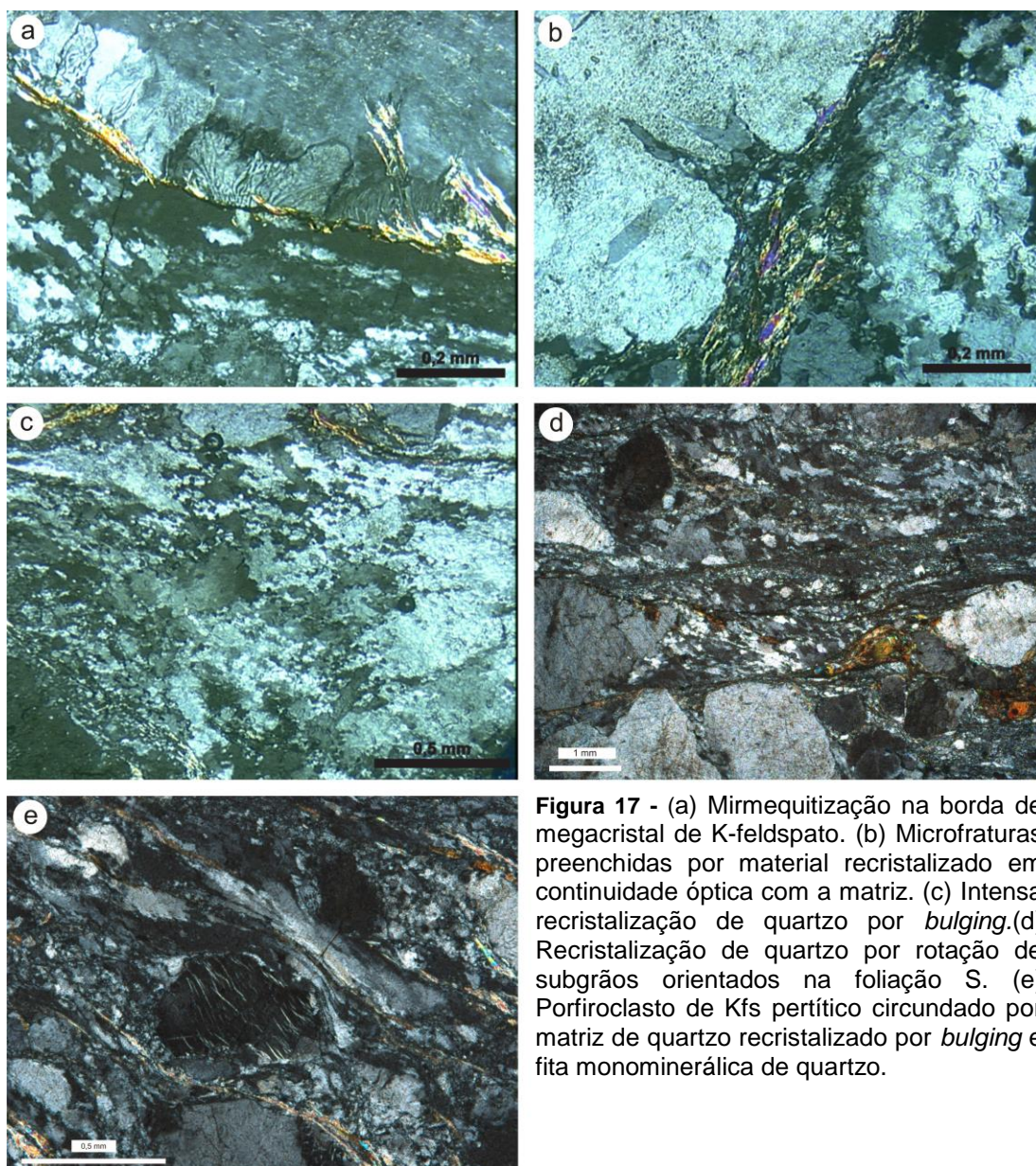


Figura 17 - (a) Mirmequitização na borda de megacristal de K-feldspato. (b) Microfraturas preenchidas por material recristalizado em continuidade óptica com a matriz. (c) Intensa recristalização de quartzo por *bulging*.(d) Recristalização de quartzo por rotação de subgrãos orientados na foliação S. (e) Porfiroclasto de Kfs pertítico circundado por matriz de quartzo recristalizado por *bulging* e fita monominerálica de quartzo.

O dique sinplutônico máfico tem composição diorítica, M' 20, aproximadamente, contendo anfibólio precoce (Fig. 18a) e biotita tardia como minerais máficos. A foliação é marcada pela orientação das lamelas de biotita (Fig. 18b), principalmente, e indicadores cinemáticos (Fig. 18c) apontam para o movimento sinistral evidenciando a mesma dinâmica de fluxo de entrada dos GAD. Zonas de mistura podem ser evidenciadas pelo contato gradacional entre dique e GAD, onde a quantidade de minerais máficos reduz gradativamente à medida que aumenta de forma considerável a quantidade de minerais quartzo-feldspáticos (Fig. 18d).

Os cristais de *plagioclásio* (Fig. 18e) possuem tamanhos entre 0,3 mm e 2,4 mm, e morfologicamente são anédricos a subédricos e compõem indicadores cinemáticos do fluxo magmático. Inclusões de biotita e apatita são comuns e a alteração para micas brancas é intensa. Estes cristais estão muito fraturados e contém maclas tectônicas e de crescimento segundo as leis da albíta-Carlsbad. Agregados policristalinos de quartzo formados em reposta à migração de limite de grão, com contatos poligonais pontuais, inequigranulares, compõem a matriz. Os cristais reliquiares possuem extinção ondulante.

Os veios que injetam o dique (Fig. 18f) e que ocorrem *boudinados* possuem a mesma composição dos GAD, porém não mostram a deformação típica deste, o que, hipoteticamente, pode ser atribuído à proteção (*strain softening*) oferecida pelo dique, que teria absorvido parte da deformação local. Nestes veios, os feldspatos estão bem preservados, possuem tamanhos entre 0,3 mm e 2,4 mm, e somente o quartzo está recristalizado por migração de limite de grão, com extinção ondulante. O contato entre dique e veio é nítido, porém irregular.

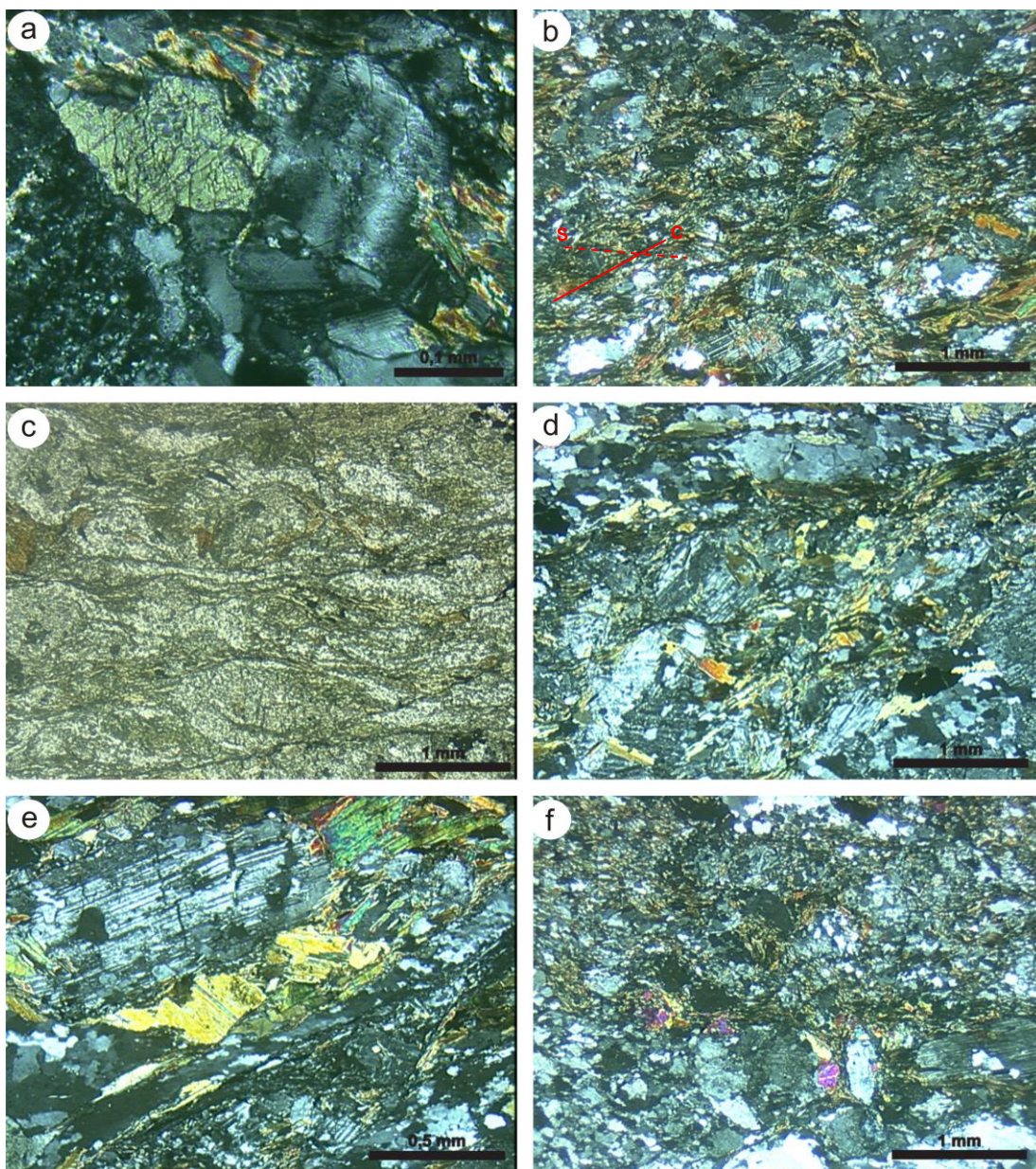


Figura 18 – (a) Anfibólio precoce em dique sinplutônico. (b) Foliação-C marcada pelas lamelas de biotita. (c) Foliação C e porfiroclastos indicando o sentido de movimento sinistral (LN). (d) Zona de contato entre dique (porção inferior) e GAD (porção superior). (e) Cristal de plagioclásio ainda prismático, intensamente fraturado. (f) Contato entre dique (porção superior) e veio granítico (porção inferior).

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Os dados apresentados apontam para uma cristalização com concomitante história deformacional sob condições de temperatura decrescente, evidenciada pela ocorrência de estruturas de fluxo magmático sobrepostas por estruturas típicas de deformação no estado sólido. Em geral, as microestruturas dos domínios de baixa e de alta deformação se repetem diferindo apenas no grau/volume/intensidade de ocorrência.

O presente estudo aponta uma heterogeneidade estrutural dos GAD, caracterizada em campo principalmente pelas diferenças na progressão da deformação, refletida no desenvolvimento, com maior ou menor intensidade, especialmente da foliação milonítica. É notável que a significativa variação nos domínios de mais alta e de mais baixa deformação também está impressa nas configurações microestruturais, que indicam a operação de diferentes mecanismos de deformação durante o posicionamento dos GAD.

Os cristais de quartzo nas zonas de mais baixa deformação, ainda ígneos, e a estrutura magmática preservada, comprovam a reduzida intensidade deformacional nesta porção. Nestes cristais os mecanismos de retrabalhamento e diferentes microestruturas de recristalização variam em função das condições de deformação (Stipp *et al.*, 2002). Desta maneira, a ocorrência de cristais de quartzo recristalizados por migração de limite de grão (Regime 3, de Hirth & Tullis, 1992) – de forma restrita, e a predominante recristalização por *bulging* (Regime 1, de Hirth & Tullis, 1992), no entanto, demonstram a coexistência de deformação de alta e baixas temperaturas com as estruturas de fluxo magmático. Estudos experimentais em agregados de quartzo atestam que a migração de limite de grão se dá a altas temperaturas, enquanto a recristalização por *bulging* ocorre a baixas temperaturas

de deformação (Hirth & Tullis, 1992), o que também é sugerido por Rosenberg & Stünitz (2003), que inferem temperaturas de mais de 400°C para a migração de limite de grão e o intervalo de 200-300°C para a recristalização por *bulging*. Fitz Gerald & Stünitz (1993) consideram que a coexistência dos diferentes processos de recristalização em quartzo são comuns em condições de baixo grau, especificamente na fácies xistos verdes superior.

Nos domínios de maior intensidade deformacional o quartzo exhibe características de deformação plástica intracristalina, como extinção ondulante em cristais reliquias. É intensa sua recristalização por *bulging*, bem como a formação de agregados policristalinos, gerados em resposta à migração de limite de grão. A temperatura mínima de 280°C é requerida para a deformação plástica deste mineral, sem deformação rúptil significativa (Tullis, 1983) e o intervalo de 280-400°C é atribuído por Stipp *et al.* (2002b) para que ocorra a recristalização por *bulging*. Estas características microestruturais no quartzo sugerem que diferentes mecanismos de recristalização dinâmica e plasticidade cristalina são os mecanismos dominantes durante os processos de deformação.

A ocorrência de duas gerações de subgrãos ortogonais – resultantes da ativação dos sistemas basal e prismático para acomodar as deslocções - constituindo o padrão tabuleiro de xadrez (*cheesboard extinction*) em cristais de quartzo, nas duas zonas, embora com diferentes extensões, marca condições de altas temperaturas, da ordem de aproximadamente 650°C, em estudos de Stipp *et al.* (2002b).

A ocorrência de subgrãos grandes, em cristais de plagioclásio e K-feldspato, restrita às bordas dos cristais, ainda que pouco expressiva, é compatível com temperaturas muito 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.

Na zona de mais alta deformação o grau de recristalização dinâmica tanto no K-feldspato quanto no plagioclásio é maior se comparado à zona de mais baixa deformação, onde ocorre raramente. Tal mecanismo se desenvolve especialmente nas bordas dos cristais e ocorre preferencialmente por rotação de subgrão. Para

Yund & Tullis (1991) o mecanismo de recristalização dominante nos plagioclásios resulta do baixo/lento volume de difusão similar ao processo de *bulging* que ocorre para o quartzo, ao passo que Kruse *et al.* (2001) aponta a progressiva rotação de subgrão como processo de recristalização dominante para estes cristais. Eventualmente, nas zonas de mais alta deformação, a recristalização se estende das bordas para as regiões mais internas dos grãos. O desenvolvimento de recristalização dinâmica no plagioclásio é provavelmente devido à alta temperatura que permite a mobilidade dos limites de grão e a formação de subgrãos devido à presença de deslocações (Rosemberg & Stünitz, 2003).

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 da ordem de mais de 550°C.

Fitz Gerald & Stünitz (1993) assinalam que a recristalização por rotação de subgrão é subordinada à migração de limite de grãos em feldspatos naturalmente deformados. Sendo assim, como consequência, sob regimes de baixas temperaturas da fácies xistos verdes superior à 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 sub-xistos verdes a xistos verdes.

A atuação de diferentes regimes de temperatura desencadeando distintos mecanismos de plasticidade intracristalina em quartzo e feldspatos, onde para o quartzo se fazem necessárias condições de muito baixo grau, e para os feldspatos condições compatíveis com as da fácies xistos verdes superior a anfibolito, permite concluir que a deformação de baixa temperatura é principalmente controlada pelo quartzo.

Mirmequitos, substituindo as bordas em alguns cristais de feldspato, observados tanto nas zonas de baixa quanto nas de alta deformação, sugerem que o processo de mirmequitização foi gerado durante o estado sólido de deformação (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.

O microfraturamento nos cristais de feldspatos selados por grãos recristalizados de quartzo, onde se pode observar continuidade óptica com a matriz, são descritos por Büttner *et al.* (1999) como características de estágios magmáticos, e apontam para a presença residual de fusão durante a deformação plástica dos feldspatos. Para Simpson (1985) estas fraturas preenchidas por cristais recristalizados remetem à condições de deformação compatíveis com as das fácies xistos verdes superior.

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 (Khroll, 1996; Passchier e Trouw, 2005), compatíveis com as da fácies anfíbolito 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 típicas de rochas ígneas, como cristais de quartzo ígneo e ausência de minerais metamórficos, conclui-se que esta deformação é de caráter magmático e que a mesma se dá ao longo da cristalização.

A recristalização fina bem desenvolvida sugere um evento de deformação de baixa temperatura. Feições que atestam o caráter de baixa temperatura, como recristalização fina do quartzo, comumente por *bulging*; neoformação de grãos finos ao redor dos cristais de feldspatos de maior tamanho e desenvolvimento de pertitas em chamuscas nos Kfs, são indicativos de deformação em temperaturas da ordem de 300°C, bem abaixo da *solidus*, compatíveis com as da fácies xistos verdes. Esta deformação de baixa temperatura é indicativa da evolução do evento de alta temperatura, atestando desta forma que a progressão do rebaixamento da temperatura da zona de cisalhamento é controlada pelo resfriamento do magma.

A deformação no estado sólido sobrepondo estruturas de fluxo magmático é atribuída à contínua deformação sob progressiva diminuição de temperatura atuante durante o posicionamento dos GAD. Levando-se em conta as características expostas, considera-se que os Granitoides Arroio Divisa tiveram seus processos de deformação e mecanismos de recristalização fortemente influenciados por um amplo intervalo de temperaturas, que pode ser compreendido entre 400 e 800°C. Enquanto que as microestruturas de mais alta temperatura estariam associadas aos estágios iniciais de cristalização e resfriamento do

magma, as de mais baixa estariam associadas aos estágios pós-cristalização e resfriamento.

O limite inferior de temperatura dado pelas microestruturas reflete as condições termais da rocha encaixante. Desta forma, usando-se somente os dados obtidos neste estudo, ao considerar uma geoterma proposta para um ambiente continental orogênico com gradiente de 30°C/Km (Winter, 2001, p.498), e a temperatura mínima de 400°C, deduzida a partir das microestruturas, conclui-se que o posicionamento dos GAD se deu em crosta média (15-20 km). Considerando as relações de campo que apontam o posicionamento do Granodiorito Cruzeiro do Sul como o mais precoce em relação à transcorrência na área de estudo, e a ocorrência de quartzo milonitos e filonitos gerados sob condições rúpteis ao final do movimento, conclui-se que os GAD alojaram-se durante o estágio intermediário da atividade da ZCQSE.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M. 1977 Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8. 1977. Campina Grande. *Atas...Campina Grande*, SBG, p. 363-391.

Babinski, M.; Chemale JR., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, R.; Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, v. 24, p. 439-442.

Bitencourt., M.F.A.S. 1996. *Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento*. Porto Alegre, 310p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt, M.F.A.S; Nardi, L.V.S. 1993. Late to Post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:3-16.

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: na 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 de mestrado. Porto Alegre: IGEO/UFRGS. [66 f.] il.

Chemale JR., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO-UFRGS, V. 1, p.13-52.

Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):351-374.

Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II – Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas – Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13(30):117-138.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):77-96.

Fernandes, L.A.D.; 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.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Vauchez, A.; Porcher, C.C; Menegat, R.; Koester, E. 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):224-233.

Figueiredo M.C.H.; Fragoso Cesar, A.R.S.; Kronberg, B.I. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLÓGIA*, 36. Natal. *Anais...*, Natal: SBG, 1990, v. 4, p. 1623-1738.

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. 2008. Granitoides Arroio Divisa: considerações estratigráficas e petrogenéticas. Porto Alegre, RS. 63p. Monografia de Conclusão de Curso (Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Fontana, E. 2011. *Caracterização geoquímica e petrogenética dos granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 61p. Dissertação de Mestrado, IGEO/UFRGS.

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.*, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 33-56.

Fragoso Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 367 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani JR., E. & Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia, SBG, v.3, p. 1322-1343.

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.

Hallinan, S.E.; Mantovanl, M.S.M.; Shukowski, W.; Braggion JR., I. 1993. Estrutura do Escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:201-214.

Hartmann, L.A.; Chemale JR., F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: Ianuzzi R. & Frantz, J.C. (Ed.). 50 anos de Geologia*, IGEO-UFRGS. Porto Alegre, p. 97-123.

Hibbard, M. J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall. 587p.

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

Knijnik, D.B. 2008. *Posicionamento estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas, região de Quitéria, RS*. Porto Alegre, RS, 64p. Monografia de Conclusão de Curso (Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Knijnik, 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, Sér. Cient.*, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 17-38.

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. *In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais...(CD)*, Ouro Preto, MG.

Koester, E., Fernandes, L.A.D., Soliani JR., E., Kraemer, G. Nardi, L. V. S., Roisemberg, A. 2001. Geologia e geoquímica dos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2):141-154.

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.

Le Maitre, R.W. 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. *Blackwell Scientific Publ.*, London, 193p.

Nardi, L. V. S., & Bitencourt, M. F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. *IANUZZI, R.; FRANTZ, JC (Org.)*, 50, 125-139.

Passchier, C.W., & Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer. 366 p.

Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. Caracterização dos sistemas de Falhas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, p. 167-191.

Philipp, R.P. 1990. *Geologia e petroquímica dos granitoides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Porto Alegre, 231p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Philipp, R. P. 1998. *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. São Paulo, Tese de Doutorado, 255p. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S.; Machado, R. 1998. O Magmatismo Granítico Neoproterozoico tardi a pós-colisional da região de Porto Alegre, RS. *In: Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas. SBG, Núcleo Bahia-Sergipe*, Pub. Esp., 5, p. 129-152.

Philipp, R. P., Nardi, L. V. S., Bitencourt, M.F.A.S. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO-UFRGS, v. 1, p. 133-160.

Plissart, G., Diot, H., Monnier, C., Mărunțiu, M., & Berger, J. 2012. Relationship between a syntectonic granitic intrusion and a shear zone in the Southern Carpathian-Balkan area (Almăj Mountains, Romania): Implications for late Variscan kinematics and Cherbelezu granitoid emplacement. *Journal of Structural Geology*, 39:83-102.

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

Shukowsky, W. & Mantovani, M. S. M. 1991. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. *Revista Brasileira de Geofísica*, 9(2), 275-287.

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

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002b. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.

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

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

UFRGS 1978. Projeto Quitéria-Serra do Erval, Trabalho de graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – RS, 1978.

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

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

UFRGS 2007. *Projeto Serra do Erval-Quitéria. Porto Alegre. 1vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.*

Winter, J. D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology* (Vol. 697). New Jersey: Prentice Hall.

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

Vernon, R. H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press. 594 p.

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.