



**A ZONA DE CISALHAMENTO AFONSO JACINTO: DEFINIÇÃO,  
RECONSTRUÇÃO CINEMÁTICA E IMPORTÂNCIA NO ARCABOUÇO  
ESTRUTURAL DO COMPLEXO SANTA MARIA CHICO, RS**

Porto Alegre, 2016

**DIONATAN FERRI PADILHA**

**A ZONA DE CISALHAMENTO AFONSO JACINTO: DEFINIÇÃO,  
RECONSTRUÇÃO CINEMÁTICA E IMPORTÂNCIA NO ARCABOUÇO  
ESTRUTURAL DO COMPLEXO SANTA MARIA CHICO, RS**

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<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt

**Supervisor:** Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Porto Alegre, 2016

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL****Reitor:** Rui Vicente Oppermann**Vice-Reitor:** Jane Fraga Tutikian**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS****Diretor:** André Sampaio Mexias**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Padilha, Dionatan Ferri

A Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto: definição, reconstrução cinemática e importância no arcabouço estrutural do Complexo Santa Maria Chico, RS./ Dionatan Ferri Padilha. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.  
[65 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Maria de Fátima Bitencourt  
Coorientador(es): Lauro Valentim Stoll Nardi

1. Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto. 2. Granitoides Arroio do Salso. 3. Complexo Santa Maria Chico. Neopermiano. 4. Cinemática dip slip. 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**  
**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “A Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto: Definição, reconstrução cinemática e importância no arcabouço estrutural do Complexo Santa Maria Chico, RS”, elaborado por Dionatan Ferri Padilha, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Carla Cristine Porcher

---

Prof.Dr. Ruy Paulo Philipp

---

Dr. Tiago Jalowitzki

*“Les temps sont durs pour les rêveurs”*

Le Fabuleux Destin d'Amélie Poulain

## AGRADECIMENTOS

Meus mais sinceros agradecimentos a todas as pessoas que de alguma forma me proporcionaram e/ou incentivaram meus estudos dessa ciência tão dinâmica e amplamente complexa que é a geologia.

Em primeiro lugar à minha avó. Essa pessoa maravilhosa e incrível que me educou, amou e sempre me incentivou a questionar tudo e todos. Que ao longo da minha vida vem sendo meu exemplo de guerreira, que com tão pouco enfrentou diversos desafios na vida e os superou. Dedico a ti em especial essa minha primeira vitória, e te prometo, outras virão! Te amo demais, *vecchia!*

Ao meu pai, meu outro exemplo de vida. Tu que sempre me fez questionar as coisas do mundo, a força motriz da minha curiosidade infinita e questionamentos incansáveis desde que eu consigo me lembrar. Muito obrigado por me proporcionar essa oportunidade. Te amo.

A todos da minha família que, de uma forma ou outra, incentivaram meus estudos: por birra ou apoio cego. À minha mãe, tia Cátia, Bruna e Joaquim, Loira, tio Ronaldo e ao meu monstrinho, João Vitor: que a tua curiosidade pelo universo continue crescendo, meu pequeno geólogo! Continuarei pesquisando de tudo para tentar responder todas as tuas perguntas.

À minha mãe geológica, orientadora e conselheira Fátima. Obrigado por ter me proporcionado trabalhar com essa parte da geologia tão peculiar e complexamente excitante que é a geologia estrutural. Também, pela tua paciência ante a minha própria falta de paciência e momentos (vários) de drama.

Aos colegas do Magmatismo Sintectônico: Java-Fran, Pedrinho, Diego, João, Matheus, Gepeto, Amós. Em especial: à Evelin, que foi a primeira a me mostrar esse mundo fascinante do magmatismo sintectônico durante uma apresentação do SIC, fazendo com que eu me encontrasse dentro da geologia. À Camila, meu orgulhinho e companheira para todas as horas intermináveis moendo amostras ou polindo *mounts* e revisando imagens e textos. À Steph minha alma-gêmea científica e grande amiga, que sempre está presente em todos os momentos, sejam eles de crises ou de discussões de ideias. E por falar em crises, à Lua Florisbal, grande amiga, ouvinte e

conselheira, sério, obrigado pelos conselhos! À Mari Martil, por passar sua sabedoria e calma através de diversas conversas filosóficas e ensinamentos de CNV.

E por fim, aos meus fiéis companheiros de jornada: Fran, Gabriel, Milena, Red, Kathê e Bruna. Vocês são responsáveis pelos melhores momentos dentro e fora do meio acadêmico. Não me é possível expressar em palavras a gratidão que eu sinto por vocês. Passamos por tantas coisas nesses 5 anos e, por mais difíceis e assustadoras que poderiam parecer, a amizade de vocês foi a base e muitas vezes a fonte de onde as forças eram tiradas para encarar as dificuldades, aprender com elas e crescer como pessoa. Obrigado pela parceria, pelas assistências técnicas, conversas profundas a respeito da vida, jantinhas, festas... em suma, obrigado por tudo! Amo muito vocês!

## RESUMO

Na região de Dom Pedrito, RS afloram rochas ortoderivadas que registram diferentes graus metamórficos e diferenças composicionais que levaram à sua subdivisão em duas associações: (i) Associação Máfico-Ultramáfico (AMU) de fácies granulito e (ii) Associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (ATTG) de fácies anfibolito. O embasamento gnáissico exibe complexa evolução estrutural e geotectônica que datam do Paleoproterozoico e a relação de posicionamento entre estas litologias não é clara. Intrusões graníticas neoproterozoicas são recorrentes e obliteram as relações estruturais destas associações. Com base no grau de homogeneidade das estruturas, são estabelecidos três domínios na área de estudo. Nos domínios norte e sul as estruturas metamórficas são bem preservadas. Já no denominado “Domínio Central” é registrada a ocorrência de uma foliação milonítica de direção ENE-WSW e ângulo de mergulho de médio a alto, contendo uma lineação de estiramento de alto *rake*. A análise microestrutural sugere temperaturas de deformação da ordem de 650° e os indicadores cinemáticos indicam movimento de topo para NW. Essa trama retrabalha as estruturas metamórficas antigas e afeta uma unidade granítica denominada Granitoides Arroio do Salso (GAS), e corresponde à estrutura aqui denominada Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto (ZCAJ). Este registro deformacional é diferente dos tipicamente encontrados associados às megaestruturas da região, como a Zona de Cisalhamento de Ibaré (ZCI), que possui cinemática transcorrente dextral. O presente trabalho objetiva o entendimento da natureza desse conjunto de estruturas relacionadas com a zona de cisalhamento, caracterizada neste trabalho. A reconstrução cinemática, bem como a determinação das condições tectonotermiais é de grande importância para o entendimento de evolução tectônica local, uma vez que este arranjo estrutural nunca foi descrito anteriormente nesta região.

**Palavras-Chave:** Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto; Granitoides Arroio do Salso, Complexo Santa Maria Chico, cinemática *dip slip*.



## ABSTRACT

In Dom Pedrito region, RS, ortho-derived rocks record distinct metamorphic grade and composition allowed the subdivision of this orthogneiss in two associations: (i) Mafic-Ultramafic Association (MUA) in granulite facies and (ii) Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite Association (TTGA) in amphibolite facies. The gneissic basement shows a complex structural and geotectonic evolution with Paleoproterozoic ages, and the position relationship between these two units is not clear. Neoproterozoic granitic intrusions are commonly found and obliterate the structural relations between these units. Based on structural homogeneity are established three domains in study area. In the North and South Domains are preserved metamorphic structures. However, in the Central Domain is recorded the occurrence of a mylonitic foliation with strike ENE-WSW dip medium to high angle predominantly to SE and contains a high rake stretching lineation. Microstructural analysis indicates temperature of deformation around 650° C and kinematic microstructures suggest movement top to NW. This mylonitic fabric reworks the metamorphic structures and affects a granitic unit, the Arroio do Salso Granitoids (ASG), and this fabric corresponds to the Afonso Jacinto Shear Zone (AJSZ). This deformational record is different from the others typically associated to megastructures in the studied region, like the Ibaré Shear Zone (ISZ) with kinematic transcurrent dextral. This work aims to understand the nature of this mylonitic fabric related with the shear zone that is characterized in this work. The kinematic reconstruction as well as the tectono-thermal conditions are of great importance to understand local tectonic evolution, since this structural arrangement has never been previously described in this region.

**Key-words:** Afonso Jacinto Shear Zone; Arroio do Salso Granitoids, Santa Maria Chico Complex, kinematic dip slip.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Localização da área de estudo e as vias de acesso. ....	16
Figura 2 - Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo (quadrado branco) no contexto geológico regional (Modificado de Bitencourt & Nardi, 2000).....	17
Figura 3 - Mapa geológico com área de estudo em evidência no retângulo amarelo. (Retirado de Philipp et al., 2015). ....	21
Figura 4- Elementos medidos em campo para tramas planares e lineares: direção e mergulho do plano e caimento e sentido do caimento.....	27
Figura 5 - Procedimento para coleta de amostra orientada. A amostra é recolocada na posição de origem e mede-se a atitude de uma superfície qualquer marcando-se um símbolo de direção e mergulho bem como o número da amostra. ....	28
Figura 6 - Mapa geológico da área de estudo confeccionado a partir dos dados de UFRGS (2013, 2015) e dados obtidos neste trabalho. ....	32
Figura 7 - Mapa geológico-estrutural da área de estudo. As litologias de interesse foram destacadas enquanto que a cobertura sedimentar e os granitos tardios não são diferenciados. No mapa são indicados os domínios estruturais e as projeções estereográficas de cada domínio mostram as relações espaciais: (a) e (b) estereogramas dos gnaisses no Domínio Norte; (c), (d) e (e) estereogramas das litologias afetadas pela zona de cisalhamento; (f) e (g) estereogramas dos gnaisses do Domínio SuL.....	34
Figura 8 - Estruturas planares e lineares dos gnaisses do CSMC no Domínio Norte (polos de planos e lineações em rede equiárea, hemisfério inferior. (a) gnaisse tonalítico. (b) gnaisse gabroico. ....	36
Figura 9 - Feições de mesoescala dos gnaisses do CSMC no Domínio Sul. (a) injeções trondhjemiticas dobradas. (b) dobras intrafoliais destacadas nas bandas máficas em gnaisse gabroico. (c) foliação metamórfica do gnaisse gabroico vista no plano XZ.....	37
Figura 10 - Estruturas planares e lineares do CSMC no Domínio Sul (polos de planos e lineação em rede equiária, hemisfério inferior). (a) gnaisse tonalítico. (b) gnaisse gabroico. ....	38
Figura 11 - Feições de microescala do gnaisse gabroico do CSMC. (a) textura granoblástica, contatos retos e regulares entre os cristais e foliação dada pela segregação composicional com bandas máficas – Hbl e Cpx – e bandas félsicas – Pl e Qz. (b) textura granoblástica, contatos retos e regulares entre os cristais e foliação dada pela segregação composicional com destaque para a mineralogia máfica composta por Cpx e Bbl a luz natural. (c) detalhe da textura granoblástica com contato poligonal entre Hbl e Cpx. (d) feição de retrometamorfismo com passagem de Cpx para Hbl na borda, a luz natural. ....	39
Figura 12 - Feições de mesoescala do embasamento afetado pela Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto. (a) aspecto geral da foliação milonítica sobreposta ao bandamento metamórfico. (b) detalhe da foliação milonítica com textura porfiroclástica característica. (c) lineação de estiramento de alto rake dado pelo estiramento de cristais de Hbl. (d) foliação milonítica vista no plano XZ. (e) foliação milonítica com injeção oriunda dos GAS vista no plano XZ.....	42
Figura 13 - Estereograma (hemisfério inferior) das estruturas desenvolvidas pela ZCAJ sobre o embasamento metamórfico. Polos da foliação milonítica evidenciando o alto ângulo de mergulho e a direção E-W e o alto rake das lineações de estiramento caindo para S. ....	43
Figura 14 - Feições em microescala dos efeitos da zona de cisalhamento sobre o embasamento metamórfico. (a) aspecto geral da deformação, com extinção ondulante e	

formação de subgrão tipo tabuleiro de xadrez no Qz, cristais de Hbl estirados e com inclusão de zircão. (b) detalhe de um cristal de Hbl com forte estiramento. (c) agregados monominerálicos de Qz exibindo um contato interno serrilhado indicando recristalização do tipo GBM. (d) aspecto geral da injeção oriunda dos GAS acima, com cristais fortemente deformados.....	44
Figura 15 - Feições de mesoescala. (a) condições típicas dos afloramentos. (b) foliação milonítica. (c) foliação milonítica dobrada. (d) porfiroclasto de K-feldspato.....	45
Figura 16 - milonitos do GAS com diferentes intensidades de deformação. (a) zona de baixa deformação. (b) zona de deformação máxima.....	46
Figura 17 - Estereograma (hemisfério inferior) das estruturas desenvolvidas pela ZCAJ sobre os GAS. Polos da foliação milonítica evidenciando omédio a alto alto ângulo de mergulho e a direção ENE-WSW e lineação de estiramento com alto rake das caindo para S.....	47
Figura 18 - Aspecto petrográfico dos GAS. (a) formação de kinks nas maclas de crescimento em cristal de Pl. (b) fraturas em cristal de Pl em contraste com a matriz recristalizada. (c) aspecto geral de um porfiroclasto de Kfs com pertitas em mancha, e Bt contornando marcando a foliação. (d) detalhe da matriz quartzo-feldspática preenchendo fraturas em porfiroclasto de Kfs. (e) Qz recristalizado por GBM evidenciando deformação em alta temperatura. (f) Qz com recristalização do tipo bulging. (g) allanita, mineral acessório fraturada e parcialmente alterada a luz natural. (h) detalhe de um cristal de Bt com kink a luz natural. ....	50
Figura 19 - Aspectos petrográficos e microestruturais da porção de deformação máxima dos GAS. (a) aspecto geral da foliação milonítica com a matriz quartzo-feldspática contornando porfiroclastos de Kfs. (b) porfiroclasto de Kfs (contornado) com caudas de recristalização. (c) detalhe do porfiroclasto com formação de subgrãos indicados na seta. (d) detalhe do porfiroclasto com subgrãos com comparador. (e) porfiroclasto de Pl com bordas intesamente recristalizadas. (f) mirmequito preservado na matriz. (g) cristais de Qz recristalizados por GBM, evidenciando alta temperatura. (h) mesma microestrutura de (g) com comparador. (i) cristais de Qz com extinção ondulante e recristalização por bulging. (j) porfiroclasto de Hbl com caudas de recristalização indicando cinemática. (k) porfiroclasto de Hbl deformado com agregado de titanitas próximo das caudas. (l) detalhe do agregado de titanita associada com cristais de clorita, oriundos da alteração da Hbl. (m) cristal de allanita parcialmente alterado a luz natural.....	53
Figura 20 - Modelo evolutivo da Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto. (a) estágio pré-zona de cisalhamento, apenas com o embasamento já deformado. (b) intrusão dos GAS. (c) ativação da zona de cisalhamento de baixo ângulo com movimento topo para NW. Detalhe dos indicadores cinemáticos no plano XZ. (d) retrabalhamento da ZCAJ pela zona de cisalhamento de direção E-W de cinemática transcorrente destal. (e) estágio avançado e atual do retrabalhamento, com foliação milonítica com ângulos médios a altos e lineação de estiramento de alto rake.....	56

## LISTA DE ABREVIACOES

ESrg – Escudo Sul-rio-grandense

ZCAJ – Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto

ZSI – Zona de Cisalhamento Ibaré

CSMC – Complexo Santa Maria Chico

AMU – Associação máfico-ultramáfica

ATTG – Associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito

GAS – Granitoides Arroio do Salso

GBM – Grain boundary migration (migração de limite de grão)

BLG – bulging

SGR – subgrain rotation (rotação de subgrão)

Qz – quartzo

Kfs – feldspato potássico

Pl – plagioclásio

Hbl – hornblenda

Cpx - clinopiroxênio

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	13
1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA .....	14
1.1.1 Problema .....	14
1.1.2 Premissas .....	15
1.1.3 Hipóteses .....	15
1.2 OBJETIVOS .....	15
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	15
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	17
3. GEOLOGIA LOCAL .....	20
3.1 COMPLEXO SANTA MARIA CHICO (CSMC).....	20
3.2 GRANITOIDES ARROIO DO SALSO .....	23
3.3 ESTRUTURAS DE MEGAESCALA.....	24
4. MATERIAIS E MÉTODOS .....	25
4.1 ETAPA PRÉ-CAMPO .....	25
4.2 ETAPA DE CAMPO .....	25
4.2.1 Coleta de dados estruturais .....	26
4.2.2 Amostragem .....	27
4.3 ETAPA PÓS-CAMPO.....	29
4.3.1 Projeção estereográfica.....	29
4.3.2 Mapa geológico-estrutural .....	30
4.3.3 Análise microestrutural .....	30
5. RESULTADOS .....	32
5.1 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS.....	33
5.2 CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICO-ESTRUTURAL DO DOMÍNIO NORTE .....	35
5.3 CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICO-ESTRUTURAL DO DOMÍNIO SUL.....	36
5.4. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL.....	38
5.5 DOMÍNIO CENTRAL - ZONA DE CISALHAMENTO AFONSO JACINTO .....	40
5.5.1 Definição e limites da Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto .....	40
5.5.2 Efeitos da zona de cisalhamento sobre as rochas do Complexo Santa Maria Chico.....	41
5.5.3 Efeitos da zona de cisalhamento sobre os Granitoides Arroio do Salso .....	45
5.5.3.1 Caracterização petrográfica dos Granitoides Arroio do Salso .....	47
5.5.3.2 Microestruturas em zonas de baixa deformação .....	48
5.5.3.3 Zona de deformação máxima .....	51
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	54
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES .....	58
8. REFERÊNCIAS.....	60

## 1. INTRODUÇÃO

Os terrenos gnáissicos de alto grau compõem porções consideráveis de crosta continental e são interpretados como segmentos exumados da crosta inferior expostos em cinturões orogênicos e crátons pré-cambrianos.

A complexidade estrutural encontrada nesses terrenos não é apenas efeito de metamorfismo, deformação e intrusões. Muitas vezes, essas rochas não têm registrados todos os eventos aos quais foi submetida, uma vez que novos processos de deformação tendem a obliterar estruturas mais antigas (e.g. recristalização, fusão parcial). Além disso, as rochas podem ser cortadas por intrusões ou zonas de cisalhamento e dobras em estruturas geometricamente complexas. Podem ainda ocorrer transições rápidas entre porções pouco e intensamente deformadas, e entre rochas de alto e médio grau metamórfico.

De acordo com Passchier (1993) a formação de estruturas internas em terrenos gnáissicos se dá pela grande dinâmica dos eventos metamórficos que geram novas tramas e, à medida que os processos avançam ao longo do tempo geológico, também causam a obliteração e a destruição das estruturas anteriormente formadas. Ainda segundo o autor, o fracasso em reconhecer e estimar corretamente a natureza e a complexidade de um terreno gnáissico em campo pode levar à interpretação completamente errônea de sua história geológica e analíticos que serão de pouca valia.

No sul do Brasil, porção sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), afloram rochas infracrustais paleoproterozoicas de alto grau metamórfico, tais como ortognaisses máfico-ultramáficos e tonalíticos, que foram afetadas por intrusões ígneas neoproterozoicas do Ciclo Brasileiro. Essas rochas gnáissicas são encontradas em dois grupos composicionais distintos, sendo o grupo de gnaisses máficos-ultramáficos constituído por paragênese mineral de fácies granulito, enquanto os gnaisses tonalíticos possuem paragênese de fácies anfíbolito.

A estrutura típica dos gnaisses máficos é dada por uma foliação pouco desenvolvida e bandamento descontínuo dado pela variação composicional, com direção predominante NW. Já a estrutura principal dos gnaisses tonalíticos constitui

uma foliação bem desenvolvida e um volume significativo de injeções trondhjemíticas que marcam dobramento polifásico da unidade.

Ambas as associações são intrudidas por granitos neoproterozoicos que, além de causarem metamorfismo de contato nas suas encaixantes, seccionam e obliteram o contato entre elas. Ademais, a estrutura principal dos gnaisses é localmente afetada e retrabalhada por uma outra estrutura caracterizada como uma foliação milonítica de direção ENE-WSW e médio a alto ângulo de mergulho que contém uma lineação de estiramento de alto *rake*, que afeta também um granito porfirítico não correlacionável a qualquer unidade granítica conhecida na área.

Tais registros evidenciam a complexidade de se estudar terrenos gnáissicos muito antigos e apontam para a importância de se entender o controle estrutural de posicionamento das associações que tiveram diferentes condições de gênese. Os trabalhos feitos até o momento sobre esses gnaisses são de cunho petrográfico, geoquímico e geocronológico, tendo-se poucas informações sobre o controle estrutural destas rochas.

## **1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA**

### **1.1.1 Problema**

Uma vez que na área de estudo são encontradas rochas ortoderivadas de diferentes graus metamórficos lado a lado, e localmente elas registram intensa deformação causada por uma foliação milonítica acompanhada de lineação de estiramento de alto *rake*, formulam-se os seguintes questionamentos:

- 1) Qual o ambiente e as condições de posicionamento de cada associação?
- 2) Qual a natureza desse conjunto de estruturas que retrabalham localmente as rochas gnáissicas e o granito porfirítico?
- 3) Qual a relação estrutural entre as duas associações?

### 1.1.2 Premissas

- 1) Diferentes graus metamórficos e estruturas deformacionais discordantes indicam diferentes ambientes de formação.
- 2) Lineações de alto *rake* indicam cinemática *dip-slip*.

### 1.1.3 Hipóteses

Como possíveis respostas ao problema apresentado, formulam-se os seguintes conjuntos de hipóteses:

1. Os gnaisses tonalíticos foram metamorfizados e deformados em um ambiente distinto e posicionados juntamente com os gnaisses gabroicos em um último evento metamórfico-deformacional registrando essa última fase de deformação.
2. Os gnaisses gabroicos e tonalíticos foram metamorfizados em um mesmo ambiente tectônico mas em níveis crustais distintos, tendo atualmente a exposição desses níveis crustais diferentes.

## 1.2 OBJETIVOS

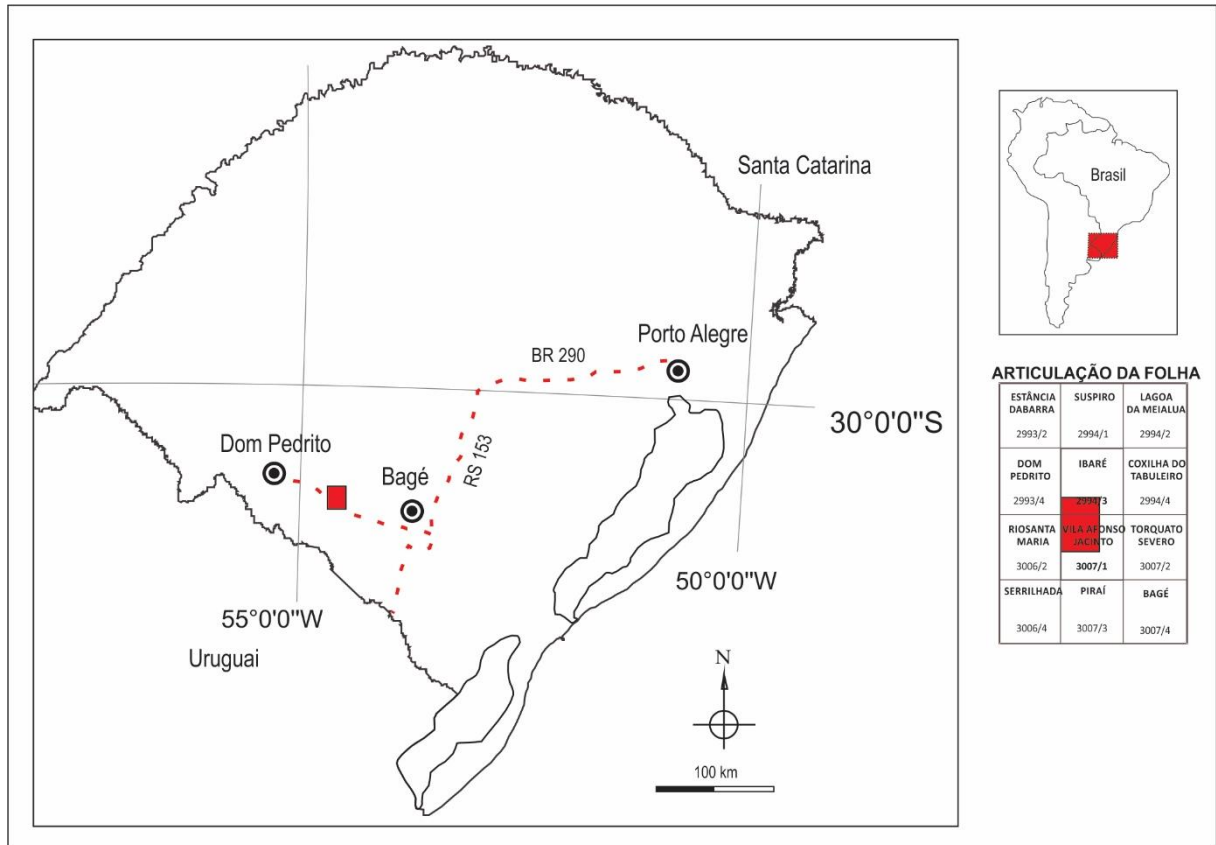
O objetivo do presente trabalho é, a partir de detalhamento estrutural em campo e descrições de microestruturas, interpretar o posicionamento das diferentes associações de graus metamórficos distintos e a natureza das estruturas relacionadas a um cisalhamento identificadas e reconhecidas nesse trabalho.

## 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se entre as cidades de Dom Pedrito e Bagé, cerca de 430 km de Porto Alegre, na porção sudoeste do estado. O acesso a partir de Porto Alegre é feito pela BR-290 e pela BR-153, passando por Bagé e Dom Pedrito mais a



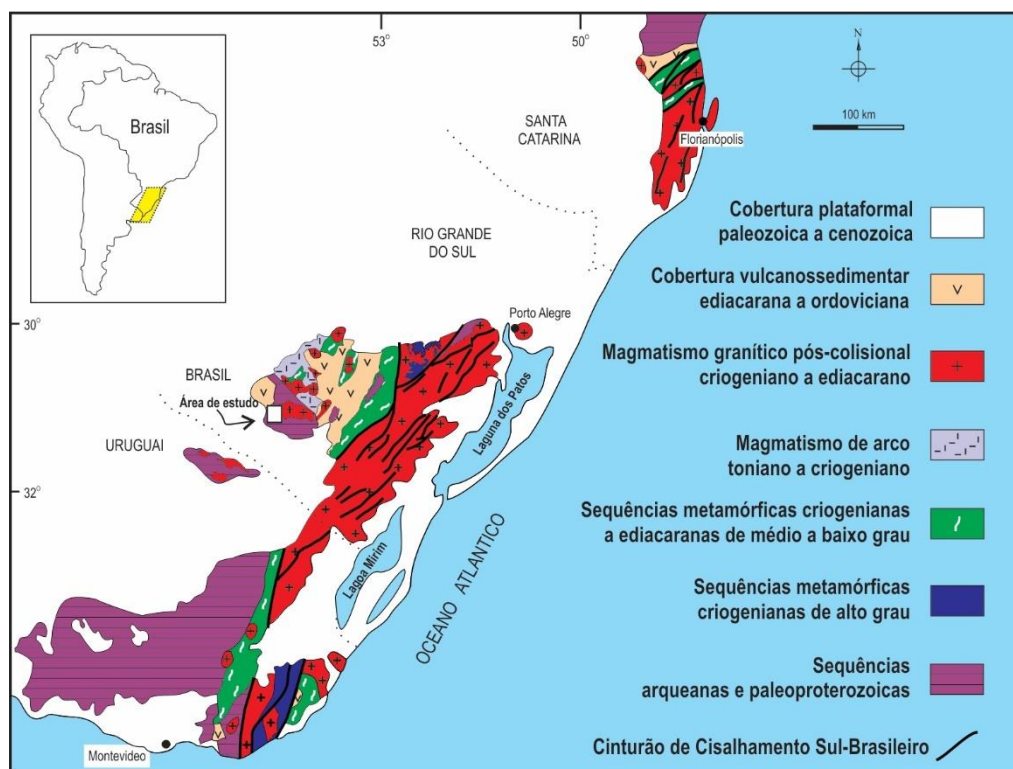
oeste (Fig. 1). A área de estudo abrange parte das folhas Vila Afonso Jacinto (SH.21-Z-D-III-1 MI-3007/1) e Ibaré (SH.21-Z-B-VI-3 MI-2994/3).



**Figura 1-** Localização da área de estudo e as vias de acesso.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo localiza-se no sul do Brasil, o Segmento Meridional da Província Mantiqueira (Almeida, 1977), na porção sudoeste do Escudo Sul-riograndense (ESrg) (Fig. 2). Essa província se estende desde o sul da Bahia até o Uruguai, sendo interpretada como o resultado de colagens orogênicas diacrônicas de distintas unidades geotectônicas durante o Neoproterozoico-Cambriano (Heilbron *et al.*, 2004), formando o setor oeste do Paleocontinente Gondwana.



**Figura 2** - Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo (quadrado branco) no contexto geológico regional (Modificado de Bitencourt & Nardi, 2000).

O ESrg é abrangido por um complexo arranjo tectono-estratigráfico constituído por associações de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Muitas são as controvérsias quanto às denominações e interpretações das unidades geotectônicas do ESrg, que é, segundo Hartmann *et al.* (2007), o resultado de processos de geração e deformação da crosta continental ocorridos principalmente em dois ciclos orogênicos: (i) o Transamazônico (2,26-2,0 Ga) e (ii) o Brasileiro (900-535 Ma).

No extremo sudoeste do ESrg estão expostas as rochas paleoproterozoicas que correspondem a um fragmento do Cráton Rio de La Plata, melhor preservado no Escudo Uruguaio. Hartmman (1998) denominou este domínio como Terreno Taquarembó, que é constituído rochas infracrustais tais como ortognaisses máfico-ultramáficos e tonalíticos que foram retrabalhadas por intrusões ígneas neoproterozoicas do Ciclo Brasileiro. São descritos quatro eventos principais de metamorfismo na área do Terreno Taquarembó (Hartmman,1998). Dois eventos metamórficos alcançaram condições de fácies granulito no Paleoproterozoico. O terceiro e o quarto estão relacionados com um retrometamorfismo gerado pela deformação e magmatismo brasileiro, em fácies metamórficos de mais baixo grau, fácies anfibolito e fácies xisto-verde, respectivamente.

Na porção oeste afloram rochas de gênese associada a um arco juvenil de idade neoproterozoica e cobertura vulcano-sedimentar de idade análoga denominada por Hartmman (1998) como Terreno São Gabriel. Seguindo na região central estão expostas sequências metamórficas supracrustais dispostas em uma estreita faixa (Terreno Tijucas). Ainda segundo o autor, os terrenos São Gabriel, Tijucas e o Batólito Pelotas representam as ocorrências neoproterozoicas mais representativas, constituindo assim o Cinturão Dom Feliciano (CDF).

Para Fernandes *et al.* (1995) as rochas que compõem o CDF representam o registro de um antigo orógeno, produto da colagem decorrente da convergência entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari no Neoproterozoico. Por sua vez, 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 magmatismo neoproterozoico pós-colisional teve seu magmatismo controlado pela atividade de uma descontinuidade de escala crustal, referida como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Essa estrutura de escala mais ampla compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de mesma idade e cinemática compatível.

As zonas de cisalhamento transcorrentes das porções internas do CDF correspondem, conforme Fernandes *et al.* (1993), ao inicialmente denominado Sistema de Falhas Dorsal do 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

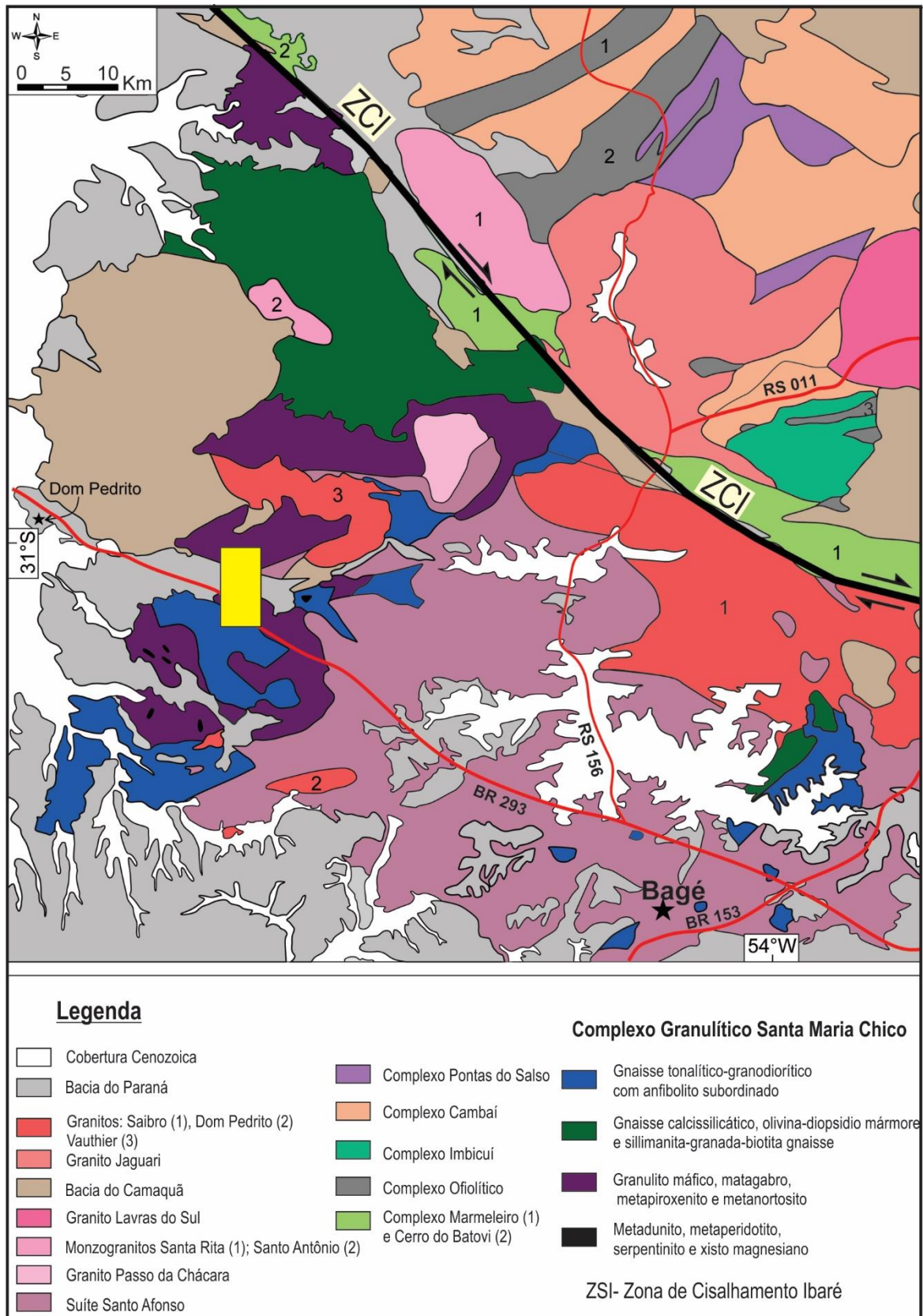
Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu (ZCTDC), ao longo da qual se posicionam diversos granitoides (Fernandes *et al.*, 1993).

O Batólito Pelotas (BP) apresenta extensão aproximada de 370 km e largura 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 geofísicos. Segundo Fragoso Cesar *et al.*, (1986), o BP resultou de uma longa evolução em consequência da adição de diferentes processos tectônicos. Sua gênese é atribuída a 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 continental pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993; Nardi & Bitencourt 2007; Philipp *et al.*, 2000).

### 3. GEOLOGIA LOCAL

#### 3.1 COMPLEXO SANTA MARIA CHICO (CSMC)

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico, originalmente definido por Nardi & Hartmman (1979) foi redefinido por UFRGS (2015) como Complexo Santa Maria Chico, que optou por remover o termo “granulítico” uma vez que as duas associações ortoderivadas encontram-se em fácies metamórficas distintas, não necessariamente em fácies granulito. Dessa forma, subdividiu o CSMC em: Associação Máfico-Ultramáfica, Associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito e Paragnaisses. A Associação Máfico-Ultramáfica (AMU) é composta por gnaisses gabroicos intercalado com bandas anortosíticas, metaultramafitos e granulito *sensu stricto* maciço (com hiperstênio). A foliação dessas rochas é incipiente, e a estrutura principal é marcada pela alternância de bandas de composição distinta. A Associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (ATTG) compreende gnaisses de composição tonalítica até granodiorítica, com dobramento polifásico. A AMU possui paragênese diagnóstica de fácies granulito: hiperstênio + diopsídio + plagioclásio cálcico + magnetita, contendo também horblenda, actinolita, clorita e epidoto como minerais de retrometamorfismo em fácies xistos verdes. A ATTG possui paragênese de fácies anfibolito: plagioclásio + quartzo + granada + biotita ± K-feldspato, possuindo os mesmos minerais de retrometamorfismo. A sub-unidade Paragnaisses contém o granada-silimanita gnaisses, de textura granoblástica, constituídos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, rutilo e minerais opacos. A silimanita encontra-se parcialmente retrometamorfizada para muscovita, enquanto a biotita encontra-se parcialmente cloritizada, evento causado pelo metamorfismo de contato dos granitos neoproterozoicos e por zonas de cisalhamento encontradas na região.



**Figura 3** - Mapa geológico com área de estudo em evidência no retângulo amarelo. (Retirado de Philipp *et al.*, 2016b).

Na definição original de Nardi & Hartman (1979), o Complexo Granulítico Santa Maria Chico seria composto por rochas orto e paraderivadas de alto grau metamórfico. Os tipos litológicos descritos foram agrupados em gnaisses básicos, gnaisses quartzo-feldspáticos, metanortositos, metaultramafitos, metapelitos e mármore. Os autores descrevem as rochas do complexo como bandadas e com uma foliação mal desenvolvida, de direção predominantemente NW. Além disso, afirmam que as rochas são retrometamorfizadas em fácies xistos-verdes devido à ação térmica das intrusões graníticas, com muitos corpos granulíticos constituindo mega-xenólitos e *roof pendants* nos granitos.

Laux & Bongioiolo (2011), Laux *et al.* (2012) e Camozzato *et al.* (2012) apresentaram a primeira separação litológica das unidades do CGSMC: (i) associação máfico-ultramáfica, (ii) associação TTG e (iii) rochas paraderivadas. Philipp *et al.* (2015), seguindo os trabalhos anteriores, subdividem o CGSMC em duas unidades ortoderivadas e uma paraderivada, as quais estariam intercaladas tectonicamente, tendo como base o comportamento da foliação metamórfica e da lineação mineral. A natureza da intercalação tectônica não é explicitada pelo autor, mas o padrão da foliação sugere tal concordância, com direção predominante NW-SE. O bandamento do CGSMC estaria afetado regionalmente por uma última fase de dobras de formas abertas e suaves e eixos orientados segundo a direção NW-SE e NE-SW. Esta fase tardia teria causado uma ampla variação na orientação geral do bandamento, de NW-SE para N-S e NE-SW. As fases precoces de dobramento não são descritas.

Segundo Philipp *et al.* (2015) a subunidade TTG seria composta por gnaisses tonalíticos e granodioríticos, com ocorrência subordinada de gnaisses trondhjemíticos, anfibolitos e metahorblenditos com paragênese metamórfica de fácies anfibolito. Ainda segundo os mesmos autores, a subunidade máfico-ultramáfica conteria amplas áreas de granulitos máficos compostos por metagabros e metapiroxenitos, intercalados por faixas pouco espessas de rochas metamáficas-ultramáficas acamadadas, com níveis mais espessos de metagabros e metapiroxenitos, e áreas restritas de metanortositos, metanoritos, metaperidotitos e metadunitos serpentizados e xistos magnesianos e paragênese metamórfica de fácies granulito. A associação TTG teria um bandamento composto e bem definido, caracterizado pela alternância de corpos de composições distintas, sobrepostos por um fino e contínuo

bandamento gerado pela segregação metamórfica. De acordo com os autores, a alternância composicional entre tonalitos e granodioritos, com corpos subordinados de dioritos (anfíbolitos) e hornblenditos, indicariam que os ortognaisses dessa associação representariam originalmente dois conjuntos de rochas magmáticas distintos. Na associação máfico-ultramáfica um bandamento composto e mal definido seria característico, concordante com a intercalação composicional. O bandamento de segregação metamórfica é descrito como uma estrutura subordinada, comumente fina (<10 mm) e descontínua, dada por agregados de hornblenda e piroxênio.

Dados U-Pb em zircão do CGSMC realizadas em SHRIMP (Hartman 2008) em gnaisse granodiorítico, com paragênese de fácies anfíbolito relacionado com a ATTG, apontam idades de magmatismo de  $2,36 \pm 8$  Ga e metamorfismo regional de  $2,03 \pm 9$  Ga. Em almandina-albita gnaisse, com paragênese de fácies granulito referente à AMU, as idades magmáticas obtidas são de  $2,48 \pm 6$  Ga e o metamorfismo regional de  $2,0 \pm 3$  Ga. Idades Arqueanas foram encontradas em zircões do gnaisse granodiorítico (ATTG) com valores de 2688 Ma e 2559 Ma, os quais foram interpretados pelos autores como xenocristais de um embasamento desconhecido.

### **3.2 GRANITOIDES ARROIO DO SALSO**

Os Granitoides Arroio do Salso (GAS) foram definidos por UFRGS (2015) e compreendem hornblenda-biotita sienogranitos de textura porfiroclástica dada por megacristais de K-feldspato perítico de até 2 cm de comprimento em matriz quartzo-feldspática parcialmente recristalizada e/ou cominuída. Possuem uma foliação milonítica anastomosada que é marcada pelo alinhamento dos minerais máficos que contornam os megacristais de K-feldspato e exibem uma lineação de estiramento fortemente marcada em agregados quartzo-feldspáticos. Microestruturas observadas em quartzo e feldspatos sugerem temperatura de recristalização/ recuperação da ordem de 550° a 600°C.



### 3.3 ESTRUTURAS DE MEGAESCALA

Na região onde se encontra a área de estudo são conhecidas estruturas de megaescala de importância tectônica, como é o caso da Zona de Cisalhamento de Ibaré (ZCI) originalmente descrita por Luzardo e Fernandes (1990) como uma feição estrutural com mais de 60 km de comprimento constituída por uma faixa de lineamentos paralelos e subparalelos de direção NW. A representação simplificada dessa estrutura feita por Philipp *et al.* (2015) consta na figura 3. Segundo Luzardo e Fernandes (1990), a ZCI é uma zona de cisalhamento dúctil com cinemática transcorrente destal, com reativações sinistrais comumente encontradas. A deformação causada pela ZCI estaria registrada nas rochas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Complexo Metamórfico Arroio Marmeleiro (CMAM) e Formação Maricá onde, segundo os autores, é comumente observado metamorfismo em fácies xisto verde associado com a deformação que indicaria o caráter dúctil, porém de baixa temperatura. A cinemática transcorrente seria também indicada pelas lineações de estiramento de baixo *rake* marcada em agregados quartzo-feldspáticos nas rochas do CGSMC, e em agregados quartzo-feldspáticos e cristais de clorita nas rochas do CMAM.

Na porção sul da Folha Ibaré, UFRGS 2016 descrevem uma zona de cisalhamento de megaescala com direção E-W e cinemática transcorrente destal que afeta localmente rochas do CSMC e granitoides porfiríticos. Nesta zona, a foliação milonítica tem alto ângulo de mergulho e lineação de estiramento de baixo *rake*, atestando seu caráter transcorrente. Microestruturas em cristais de feldspato e quartzo sugerem temperatura de deformação compatíveis com as condições da fácies xistos verdes superior.

## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

Na execução do trabalho foram empregadas técnicas básicas de mapeamento geológico, geologia estrutural e petrografia. Por meio destas, objetiva-se caracterizar as litologias de interesse em termos petrográficos e estruturais a fim de estabelecer as relações de deformação da zona de cisalhamento e o posicionamento do CSMC e GAS. Para isto, foram efetuadas três etapas principais:

- I. Etapa pré-campo
- II. Etapa de campo
- III. Etapa pós-campo

### **4.1 ETAPA PRÉ-CAMPO**

Esta etapa compreende principalmente na revisão bibliográfica, que ocorreu ao longo de todo o trabalho, e consiste na revisão de conceitos, métodos e da geologia regional, utilizando como fonte de consulta artigos, dissertações, teses e livros. Foram consultadas também cartas topográficas, mapas geológicos e imagens de satélite para análise prévia e planejamento das estratégias a serem adotadas nas etapas subsequentes. Ademais, foram compilados os dados pré-existentes provindos principalmente do Mapeamento Geológico Básico (UFRGS, 2015), como estereogramas, estudo petrográfico preliminar de amostras de mão e lâminas petrográficas de ambas as unidades para fins de reconhecimento. A partir dos relatórios e compilação das cadernetas, foram selecionados afloramentos para investigação de detalhe.

### **4.2 ETAPA DE CAMPO**

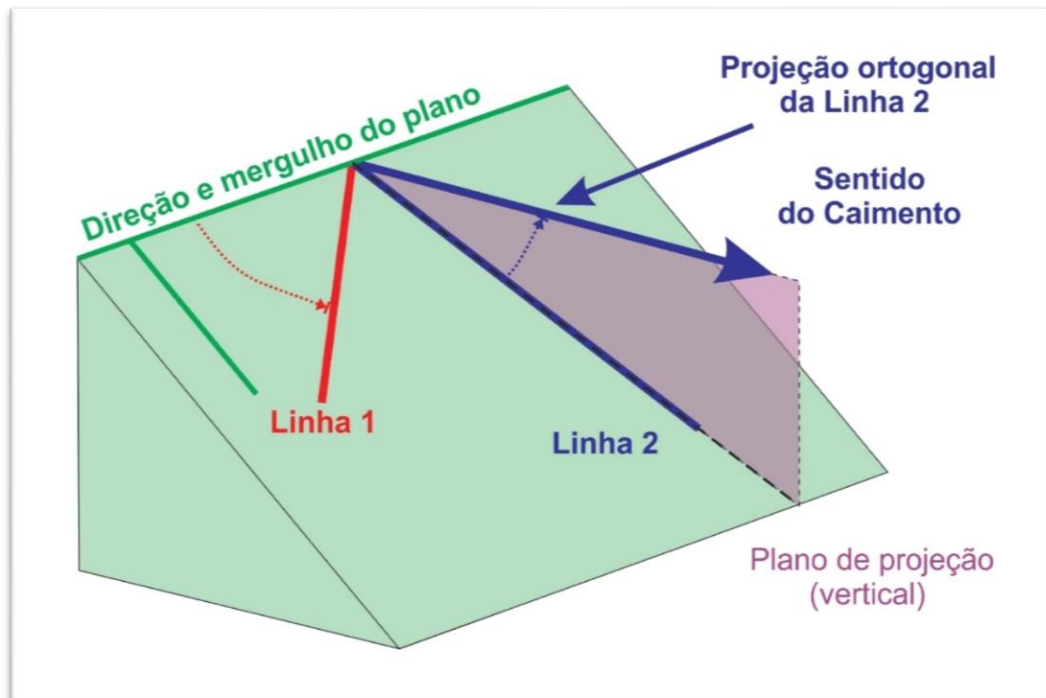
O trabalho de campo foi realizado entre os dias 21 e 25 de abril. O deslocamento até a região de Dom Pedrito e aos afloramentos foi feito em veículos do Instituto de Geociências da UFRGS. O tempo de campo foi dedicado à realização de perfis em regiões de interesse, para obtenção de dados estruturais e coleta sistemática de amostras orientadas.

#### 4.2.1 Coleta de dados estruturais

O detalhamento com enfoque estrutural era o objetivo principal do trabalho, porém, as condições dos afloramentos não eram propícias para o estudo de detalhe devido à intensa alteração e neotectônica que seccionam e interrompem a continuidade lateral dos afloramentos. A aplicação desta técnica favorece a visualização da variabilidade das estruturas planares e lineares permitindo delinear a forma e as relações de campo entre os litotipos. Segundo Passchier *et al.* (1993), a compreensão minuciosa da geometria das unidades litológicas e da sequência deformacional é essencial para entender a história evolutiva e os eventos relacionados à gênese, principalmente em terrenos gnáissicos de alto grau.

As medições das atitudes de estruturas principais (foliações, lineações, dobras, indicadores cinemáticos) foram obtidas com o auxílio de uma bússola Clar (previamente declinada) e utilizando a notação de trama.

A bússola Clar foi escolhida para este trabalho por possibilitar a rápida extração das atitudes dos elementos planares (mergulho e sentido do mergulho) e lineares (caimento e sentido de caimento). Estes dados permitem caracterizar, de modo geral as mais diversas feições estruturais observadas em afloramento. Para medir o azimute do sentido de mergulho coloca-se a parte superior da bússola Clar sobre a superfície de interesse e mantém-se a base horizontal (marcada pela bolha de nível). O mergulho pode ser lido diretamente na gradação angular existente na articulação da tampa da bússola. A extração da atitude da linha é realizada de modo análogo ao do plano.



**Figura 4-** Elementos medidos em campo para tramas planares e lineares: direção e mergulho do plano e caimento e sentido do caimento.

Os dados fundamentais levantados podem ser listados do seguinte modo: foliações, lineações e dobras. O levantamento sistemático da atitude da foliação na área de estudo contribui para a identificação dos controles e estilos estruturais durante eventos de magmatismo, metamorfismo e deformação. Por sua vez, a obtenção da lineação permite averiguar a direção de movimento tectônico, a separação de fases de deformação e, em terrenos polifásicos, as lineações são importantes para subdividir a região em subáreas estruturalmente homogêneas. Já a descrição e a extração correta de medidas de superfícies dobradas fornece informações sobre a geometria e mecanismos de dobramento, e em áreas complexas, auxilia na definição das diversas etapas de deformação.

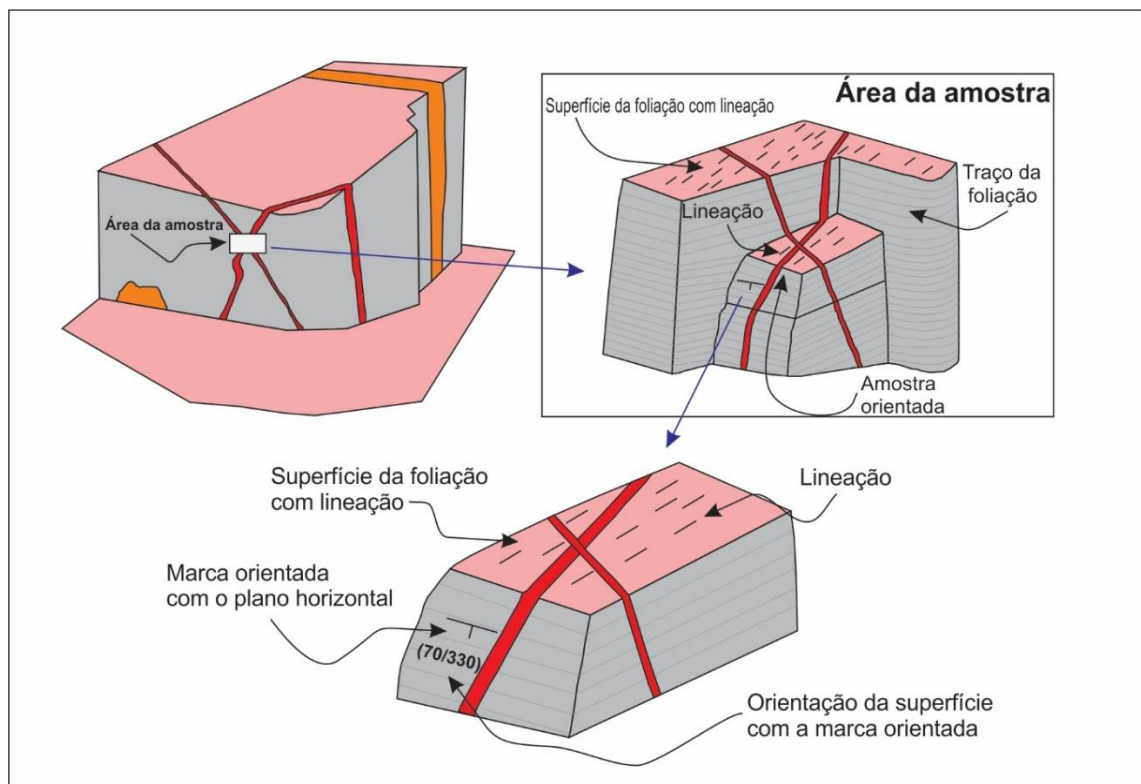
#### 4.2.2 Amostragem

Por fim, no trabalho de campo foram coletadas amostras representativas das principais litologias. A amostragem para este trabalho consistiu na coleta de amostras orientadas, sendo esta uma técnica fundamental para os trabalhos cuja temática envolva a análise estrutural. Após sua remoção, a amostra é recolocada na posição

de origem e mede-se a atitude de uma superfície qualquer marcando-se, com uma caneta a prova d'água, um símbolo de direção e mergulho bem como o número da amostra. McClay (1987) lista os seguintes dados passíveis de serem obtidos por meio da análise de amostras orientadas:

- Análise de orientações preferenciais de estruturas/microestruturas;
- Averiguar supostas superposições de foliações;
- Investigar as relações entre crescimento mineral durante o metamorfismo e sua trama tectônica;
- Determinação de valores de *strain* quando, em campo, é observada a atuação de um determinado componente deformacional.

Após a orientação em relação ao plano horizontal, é realizada a marcação do corte que deve ser sempre perpendicular à foliação (plano XY) e paralela à lineação (eixo X dos elipsoide de deformação). Assim, obtemos o plano XZ que representa o plano de movimento, onde podemos analisar a cinemática e as estruturas com seus movimentos verdadeiros.



**Figura 5** - Procedimento para coleta de amostra orientada. A amostra é recolocada na posição de origem e mede-se a atitude de uma superfície qualquer marcando-se um símbolo de direção e mergulho bem como o número da amostra.

### **4.3 ETAPA PÓS-CAMPO**

Para fins de estudo de detalha dos processos deformacionais, a etapa de pós-campo consiste em uma etapa de laboratório para a descrição de lâminas petrográficas e a confecção e interpretação de projeções estereográficas a partir dos dados estruturais coletados durante a etapa de campo.

#### **4.3.1 Projeção estereográfica**

A resolução de problemas de geologia estrutural requer, geralmente uma análise geométrica tridimensional, sendo, portanto comum o emprego de projeções estereográficas. As projeções estereográficas consistem na representação de planos e linhas em uma esfera representada numa superfície plana, possibilitando a visualização das relações angulares entre os elementos. Lisle e Leyshon (2004), Lockzy e Ladeira (1976) entre muitos outros, fornecem maiores detalhes sobre o uso de estereogramas aplicados a questões de geologia estrutural.

Para a confecção dos estereogramas foi utilizado o programa Stereo32. Após a organização dos dados, separados por tipos de tramas (planares: foliações e planos axiais de dobras; lineares: lineações e eixos de dobras) e tipo litológico, os mesmos são repassados para o programa Stereo32, na projeção equiárea no hemisfério inferior.

Como na natureza a deformação raramente é perfeitamente homogênea, os dados obtidos vistos nos estereogramas são heterogêneos. Assim, com o auxílio de mapas geológicos pré-existentes e do mapa geológico-estrutural confeccionado, é possível delimitar setores de deformação homogênea facilitando o entendimento da área de estudo.

### 4.3.2 Mapa geológico-estrutural

A confecção do mapa geológico e geológico-estrutural foi feita com a auxílio dos softwares ArcGis e CorelDrawX6®. Tendo como base mapas pré-existentes da região (UFRGS 2013 e 2015), o mapa geológico da área de interesse foi feito com o objetivo de detalhar as litologias presentes e proporcionar a separação das subunidades das rochas estudadas (Fig. 6). Ademais, foi confeccionado um mapa geológico-estrutural com finalidade de destacar os *trends* estruturais das litologias estudadas para, desta forma, realizar a interpretação geométrica e delimitação de domínios estruturais na área de estudo.

### 4.3.3 Análise microestrutural

O trabalho de laboratório consiste na descrição petrográfica de detalhe das amostras de mão e suas respectivas lâminas delgadas, com o reconhecimento de feições microestruturais e texturas particulares e subsequente obtenção de fotomicrografias das mesmas. São também correlacionadas as características de campo (dados estruturais) com as feições observadas durante a etapa de petrografia.

A etapa de petrografia envolveu a seleção a partir de dados de campo de 20 amostras representativas. As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de preparação de amostras do IG-UFRGS, sendo estas posteriormente submetidas à análise sob microscópio de luz polarizada. O teor de Anortita (An) foi obtido pelo método alfa de Hibbard (1995, p. 77).

A análise microestrutural é apontada por Passchier & Trow (2005), como um método preciso para determinar importantes informações a respeito da história deformacional das rochas e pode ser utilizado para obter dados apropriados à interpretação em grande escala. O comportamento reológico distinto de cada mineral permite a formação das microestruturas como produto de uma complexa sequência de eventos e processos. Assim, conforme Zibra et al. (2012), a interpretação das microestruturas e orientação das tramas é fundamental para restringir as relações de espaço/tempo/temperatura/deformação durante a cristalização de plútons.

Com as lâminas prontas dá-se o início às análises petrográficas e microestrutural utilizando lupa (Micronal) de luz transmitida e microscópio petrográfico (ZEISS). Foram então identificadas as principais texturas, o tamanho e a morfologia dos cristais, o arranjo e a orientação dos minerais na trama da rocha, a presença de recristalização, bem como as relações de contato entre os minerais, as principais estruturas rúpteis e dúcteis e indicadores cinemáticos, sempre procurando relacioná-las às feições observadas em escala de afloramento. Foi realizada a classificação petrográfica com base no diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), a determinação do índice de cor ( $M'$ ) (Le Maitre, 1989), e as microestruturas foram avaliadas por meio de uma abordagem específica para cada mineral utilizando como base Passchier & Trouw (2005) e Vernon (2004).

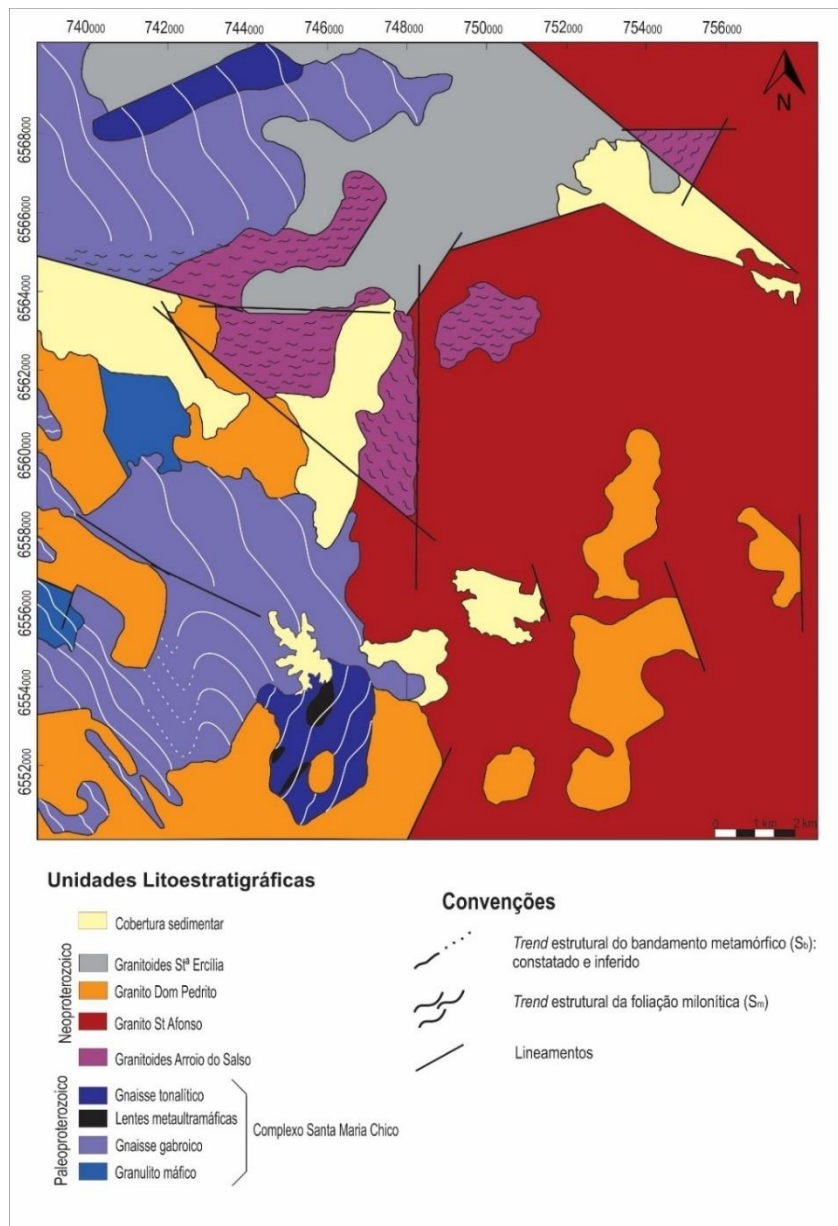
Após esta etapa foram feitas fotomicrografias das feições mais relevantes encontradas em lâmina, bem como a avaliação dos dados obtidos relacionando-os com a bibliografia.

O principal cuidado em relação aos procedimentos reside na etapa de coleta de amostras orientadas, já que isso é imprescindível para que o dado possa ser transportado para as diferentes escalas (macro para micro). A vulnerabilidade desta técnica reside, unicamente, no fato de que é necessário um bom número de lâminas a fim de que as microestruturas observadas sejam de fato representativas.



## 5. RESULTADOS

Os dados obtidos foram tratados em conjunto com aqueles previamente obtidos durante o mapeamento da UFRGS (2013, 2015) e assim foram estabelecidos domínios estruturais. Esses domínios foram selecionados tendo como base o mapa geológico de detalhe da área (Fig. 6), a homogeneidade e a distribuição espacial dessas estruturas. A partir disso foi confeccionado o mapa geológico-estrutural (Fig. 7) das unidades estudadas, no qual estruturas de megascale (e.g. dobra, zona de cisalhamento) se tornaram evidentes.

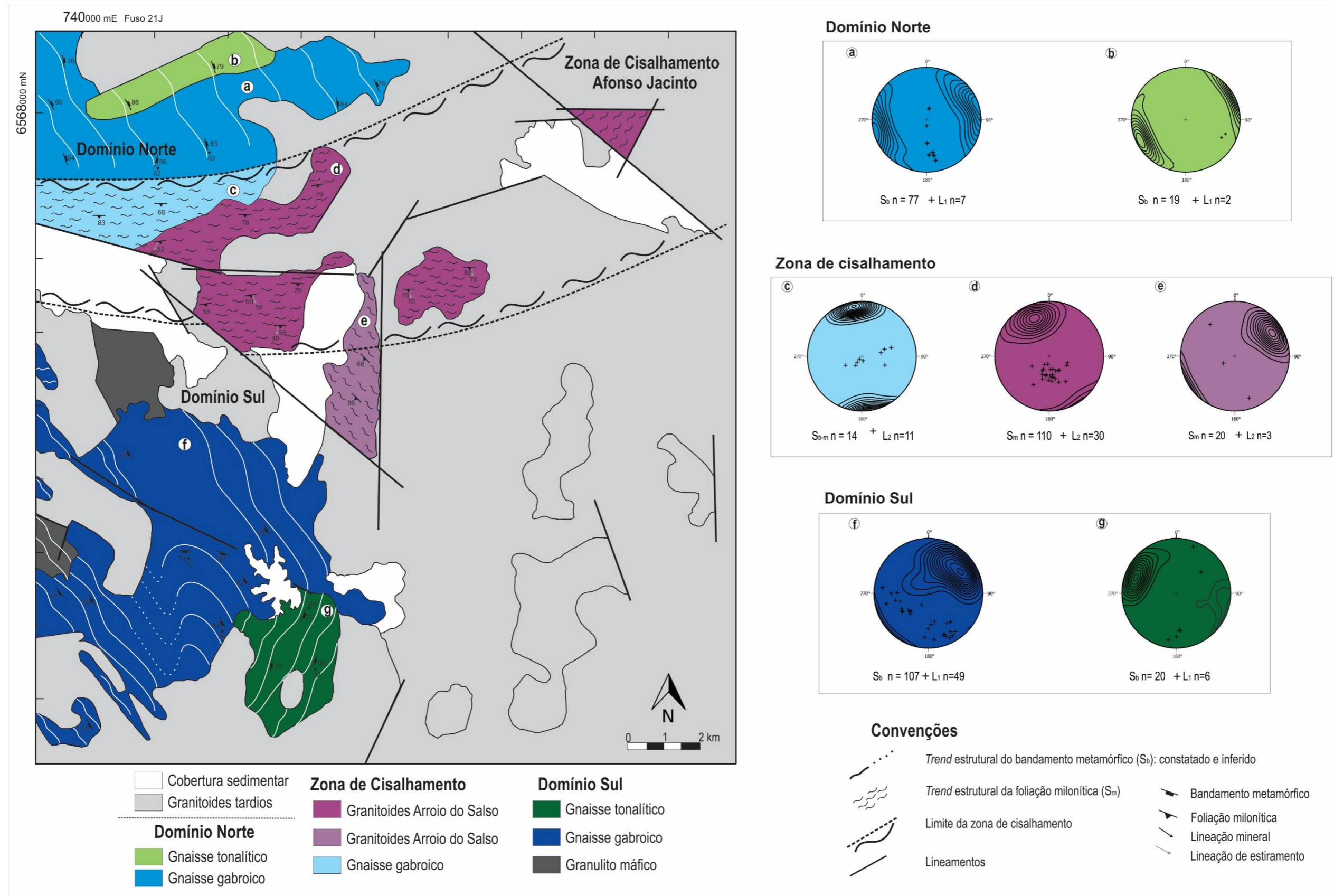


**Figura 6** - Mapa geológico da área de estudo confeccionado a partir dos dados de UFRGS (2013, 2015) e dados obtidos neste trabalho.

## 5.1 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Tendo como referência uma faixa central onde encontram-se registradas um conjunto de estruturas (e.g. foliação milonítica e lineação de estiramento) denominada “Domínio Central” foram estabelecidos os domínios estruturais denominados: “Domínio Sul” e o “Domínio Norte” localizados a sul e a norte dessa faixa, respectivamente.

O Domínio Norte se caracteriza pela direção média  $330^{\circ}$ -  $340^{\circ}$  do bandamento metamórfico dos gnaisses de ambas as associações do CSMC (Fig. 7a e b). No extremo sul desse domínio, ocorre o retrabalhamento dessas estruturas por um conjunto novo de estruturas relacionadas a um cisalhamento, que rotaciona as estruturas mais antigas e constitui o Domínio Central (Fig. 7c, d e e). O Domínio Sul se caracteriza com uma maior complexidade estrutural e discordância das estruturas das distintas associações metamórficas. A distribuição acentuada das estruturas planares na AMU tende a formar um padrão em guirlanda (Fig. 7g). A ATTG por sua vez possui uma direção média  $030^{\circ}$  com lineações pouco distribuídas (Fig. 7f). Nesse domínio não ocorrem registros de retrabalhamento das estruturas metamórficas.



**Figura 7** - Mapa geológico-estrutural da área de estudo. As litologias de interesse foram destacadas enquanto que a cobertura sedimentar e os granitos tardios não são diferenciados. No mapa são indicados os domínios estruturais e as projeções estereográficas de cada domínio mostram as relações espaciais: (a) e (b) estereogramas dos gnaisses no Domínio Norte; (c), (d) e (e) estereogramas das litologias afetadas pela zona de cisalhamento; (f) e (g) estereogramas dos gnaisses do Domínio Sul.

## 5.2 CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICO-ESTRUTURAL DO DOMÍNIO NORTE

No Domínio Norte ocorrem ambas as subunidades do CSMC, sendo a AMU volumetricamente mais expressiva. É constituída por gnaissé gabroico-anortosítico de coloração cinzenta, com quartzo subordinado ou ausente, exibindo textura granoblástica. Os minerais máficos são principalmente hornblenda, com clinopiroxênio e ortopiroxênio subordinados e parcialmente retrometamorfizados.

A ATTG é representada por gnaisses de composição tonalítica dominante sobre composição trondhjemítica. O plagioclásio e o quartzo são granoblásticos, enquanto a mineralogia máfica consiste de anfibólio com textura nematoblástica. M' varia de 10 a 35%. Ocorrem comumente injeções trondhjemíticas ora concordantes, ora discordantes da foliação que registram distintas fases de dobras. De forma localizada, ocorrem xenólitos de rochas da AMU.

A estrutura principal é uma trama  $S > L$ , na qual a foliação é denominada  $S_b$  e contém uma lineação metamórfica  $L_1$ . Juntas constituem o conjunto de estruturas mais antigo. Este arcabouço está registrado nas duas subunidades estudadas, sendo mais desenvolvida no gnaissé tonalítico da ATTG onde as estruturas são mais bem desenvolvidas.

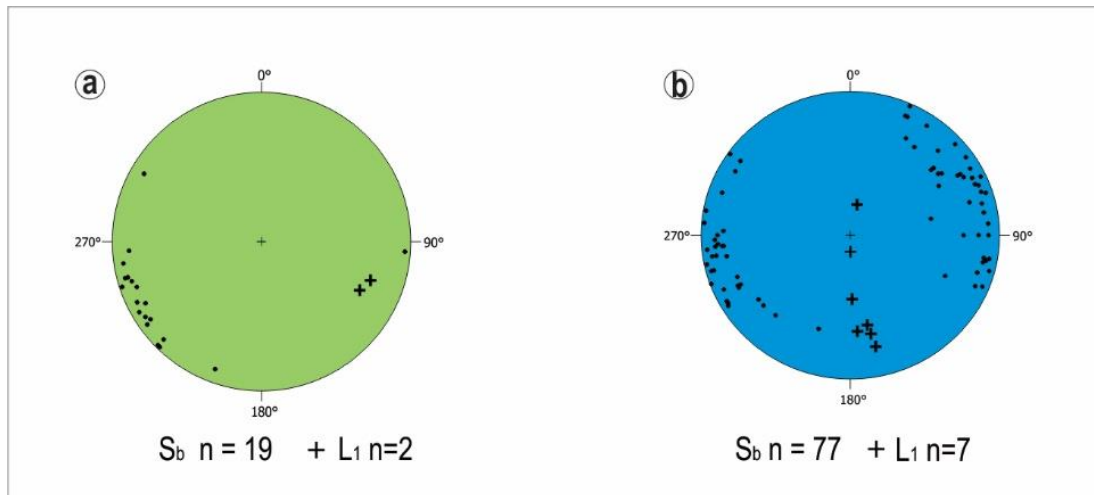
No gnaissé gabroico a  $S_b$  é milimétrica, descontínua e menos desenvolvida. É dada pela alternância de bandas de plagioclásio (com ou sem quartzo) e bandas máficas constituídas por hornblenda e piroxênio granoblásticos. A  $L_1$  é dada pela orientação da hornblenda, entretanto é menos evidente quando comparada com os gnaisses tonalíticos.

No gnaissé tonalítico, a  $S_b$  é um bandamento marcado principalmente pela segregação de bandas félsicas e máficas, enquanto a  $L_1$  é marcada pelo alinhamento de agregados quartzo-feldspáticos e orientação de cristais de hornblenda.

Neste domínio os litotipos de diferentes graus metamórficos encontram-se com a foliação  $S_b$  concordante, como é atestado em projeção estereográfica (Fig. 8), e corta seus contatos. A  $S_b$  possui direção NW e alto a médio ângulo mergulhando ora para SW, ora para NE. A  $L_1$  possui caimento médio para SSE (Fig. 8a) nos gnaisses gabroicos, e nos gnaisses tonalíticos são pouco representativas. O corpo de gnaissé

tonalítico está contido no gnaiss gabróico com uma direção NE, possivelmente indicando uma intrusão antes dos eventos metamórficos (Fig. 6 e Fig. 7).

No extremo sul desse domínio, ocorre uma perturbação e retrabalhamento da foliação metamórfica pela foliação milonítica do Domínio Central (Fig. 7).



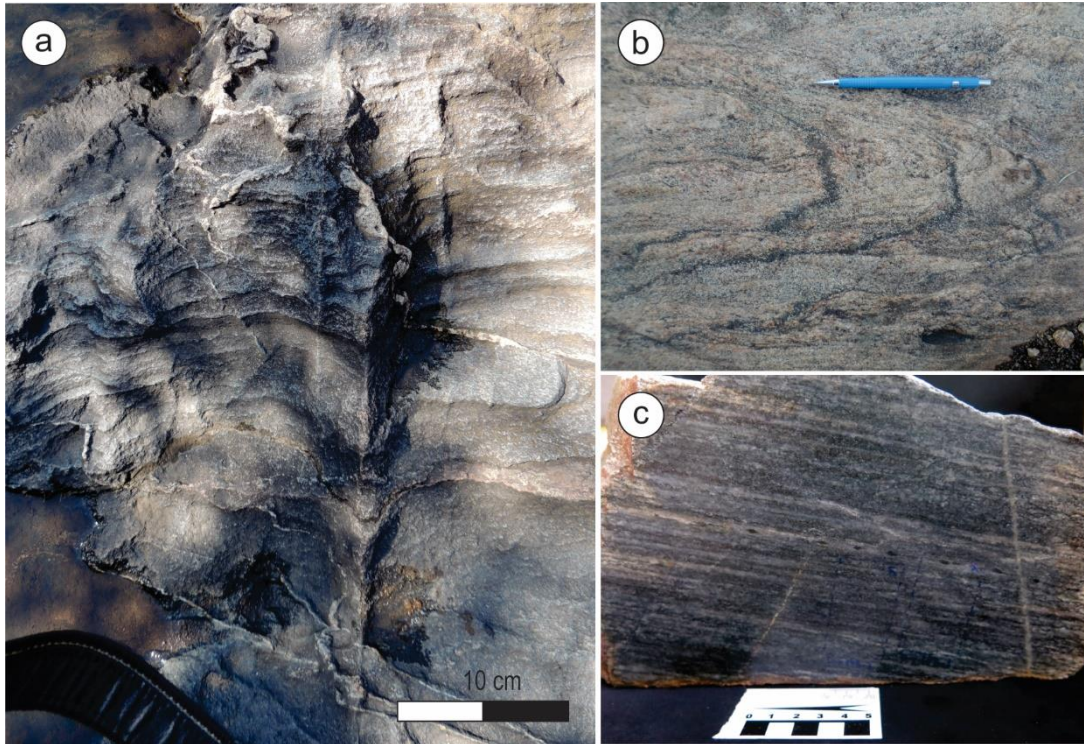
**Figura 8** - Estruturas planares e lineares dos gnaisses do CSMC no Domínio Norte (polos de planos e lineações em rede equiárea, hemisfério inferior. (a) gnaiss tonalítico. (b) gnaiss gabroico.

### 5.3 CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICO-ESTRUTURAL DO DOMÍNIO SUL

No domínio sul, predominam gnaisses gabróicos-anortosíticos relacionados com a AMU muitas vezes com o bandamento metamórfico  $S_b$  dobrado (Fig. 9a e b), e subordinadamente ocorrem dois corpos de granulito máfico. O granulito máfico tem  $M'$  em torno de 80% e sua mineralogia é constituída por plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, com actinolita, hornblenda e micas brancas como produtos de retrometamorfismo. Exibe textura granoblástica fina a média bem desenvolvida.

Os gnaisses tonalíticos da ATTG são subordinados, e nesse domínio ocorrem associados a lentes de metaultramafitos. Nessas lentes, as rochas têm  $M'$  90, constituídas por clinopiroxênio e hornblenda granoblásticos, sendo a hornblenda produto de retrometamorfismo. Ademais, as lentes são concordantes com a foliação do gnaiss tonalítico e chegam a formar corpos mapeáveis (Fig. 6).





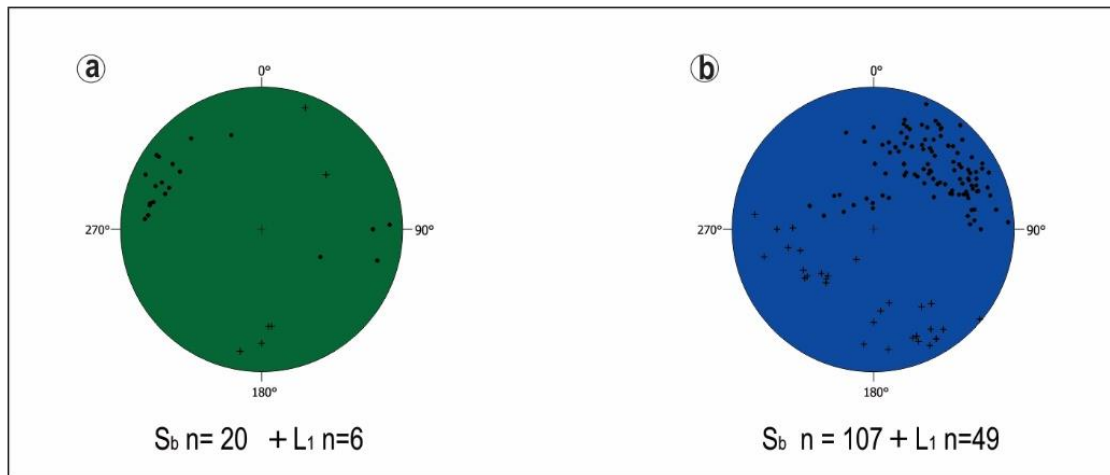
**Figura 9** - Feições de mesoescala dos gnaisses do CSMC no Domínio Sul. (a) injeções trondhjemíticas dobradas. (b) dobras intrafoliais destacadas nas bandas máficas em gnaisse gabroico. (c) foliação metamórfica do gnaisse gabroico vista no plano XZ.

As estruturas planares são idênticas às encontradas no domínio norte: bandamento com espaçamento milimétrico e mal desenvolvido nos gnaisses gabroicos (Fig. 9c) e mais bem desenvolvido nos gnaisses tonalíticos. Nas diferentes ocorrências de granulitos máficos, restritos a este domínio, a estrutura é diferente, uma delas contendo rochas maciças e a outra rochas de a estrutura planar concordante com a dos gnaisses gabroicos.

Este domínio é estruturalmente mais complexo do que o domínio norte. Os dados estruturais do bandamento  $S_b$  no gnaisse tonalítico indicam uma direção NE com mergulhos de médio a alto ângulo predominantemente para SE. A  $L_1$  possui caimentos de baixo ângulo para S e mais restritamente para NNE (Fig. 10a).

O bandamento  $S_b$  nos gnaisses gabroicos tem atitudes variáveis, distribuindo-se segundo um padrão de guirlanda em projeção estereográfica; a  $L_1$  em projeção estereográfica possui uma distribuição formando um paralelo, sugerindo o dobramento desse conjunto de tramas (Fig. 10b). O padrão de guirlanda encontrado

em projeção estereográfica sugere uma área de flanco e outra de zona de charneira, sem a área do outro flanco da dobra. Com base nas atitudes das foliações, a megadobra registrada nesse domínio é uma sinforme onde se encontra em campo a exposição da zona de charneira e um dos flancos. O outro flanco foi inferido a partir do *trend* estrutural das foliações durante o tratamento dos dados estruturais.



**Figura 10** - Estruturas planares e lineares do CSMC no Domínio Sul (polos de planos e lineação em rede equiária, hemisfério inferior). (a) gnaisse tonalítico. (b) gnaisse gabroico.

#### 5.4. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL

As rochas gnáissicas encontradas nos diferentes domínios estruturais não exibem diferenças petrográficas significativas. O gnaisse tonalítico possui paragênese composta por plagioclásio + quartzo + anfibólio ± clinopiroxênio ± opacos. Apatita e zircão compõem a mineralogia acessória. Clorita e titanita subédrica constituem a mineralogia secundária, oriundas da alteração do anfibólio e opacos. A orientação preferencial dos cristais de anfibólio, bem como a segregação composicional, marca a bandamento metamórfico (Fig. 11a). A lineação é evidenciada principalmente pela orientação dos cristais de anfibólio e agregados quartzo-feldspáticos.

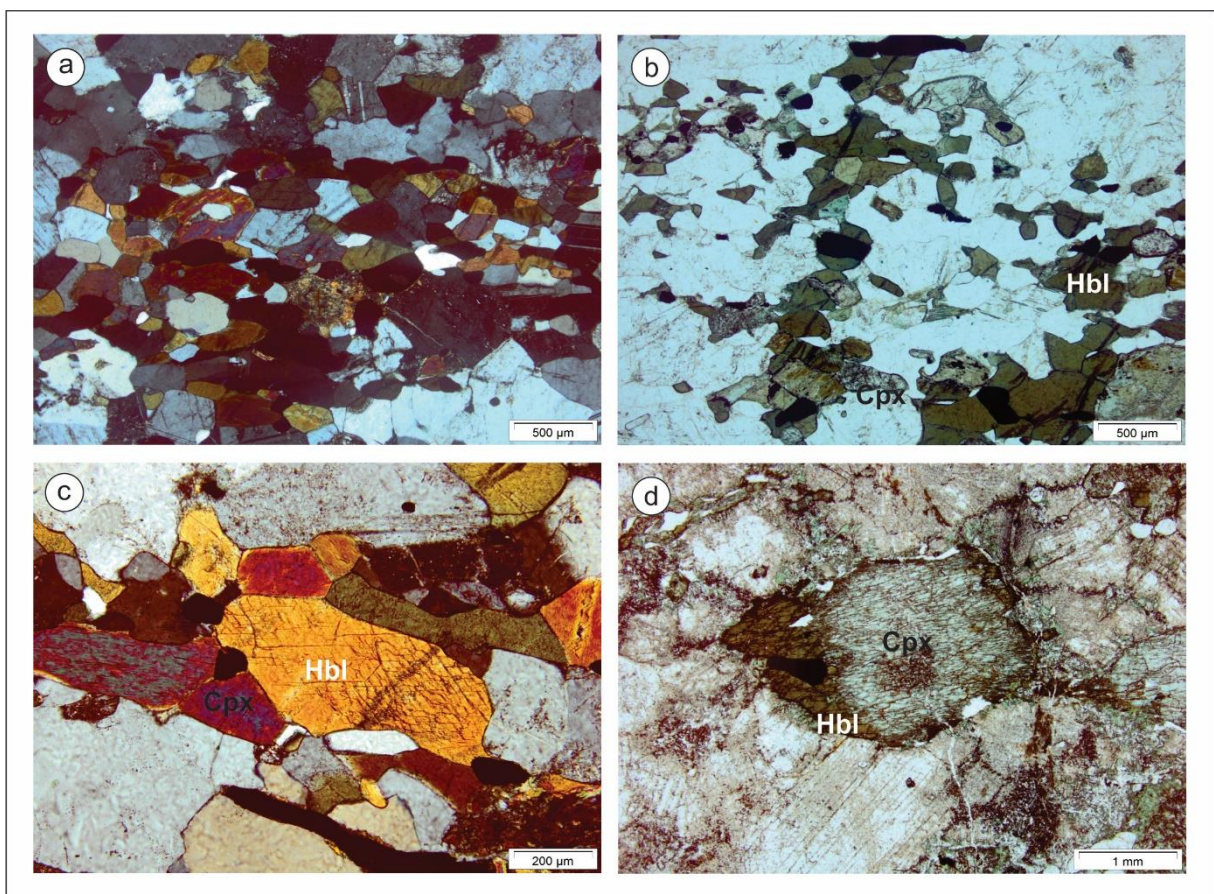
Os cristais de *plagioclásio* possuem composição  $An_{60}$ , com tamanhos médios de 1 mm. Possuem forma geralmente subédrica, com textura granoblástica gerando contatos retos com todas as fases minerais. Exibem maclas de crescimento segundo a lei da albita e, localmente, da periclina. De modo geral a extinção dos cristais é normal, e pontualmente ocorrem cristais com extinção ondulante.



Os cristais de *quartzo* são alongados segundo a foliação. Possuem extinção ondulante, mas sem a formação de subgrãos e/ou recristalização dinâmica. A textura granoblástica é bem desenvolvida, formando contatos de 120°, principalmente no contato com outros cristais de quartzo e plagioclásio nas bandas félsicas.

O anfibólio presente nesse litotipo é a *hornblenda*, com coloração verde garrafa para o Ng (Fig. 11b) e tamanho de 0,5 mm. Apresenta textura granoblástica bem desenvolvida e geralmente possui inclusões de plagioclásio e quartzo, muitas vezes dando a impressão de não se tratar de um cristal contínuo.

De forma pontual ocorrem pequenos cristais de *diopsídio* associado com a hornblenda nas bandas máficas (Fig. 11c). Com tamanhos de 0,5 mm, possuem forma equidimensional e textura granoblástica bem desenvolvida. Pontualmente exibe feições de retrometamorfismo com a formação de cristais de hornblenda em seus limites (Fig. 11d).



**Figura 11** - Feições de microescala do gnaiss gabroico do CSMC. (a) textura granoblástica, contatos retos e regulares entre os cristais e foliação dada pela segregação composicional com bandas máficas – Hbl e Cpx – e bandas félsicas – Pl e Qz. (b) textura granoblástica,



contatos retos e regulares entre os cristais e foliação dada pela segregação composicional com bandas máficas – Hbl e Cpx – e bandas félsicas – Pl e Qz. (b) textura granoblástica com destaque para a mineralogia máfica composta por Cpx e Bbl a luz natural. (c) detalhe da textura granoblástica com contato poligonal entre Hbl e Cpx. (d) feição de retrometamorfismo com passagem de Cpx para Hbl na borda, a luz natural.

## 5.5 DOMÍNIO CENTRAL - ZONA DE CISALHAMENTO AFONSO JACINTO

A Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto (ZCAJ) é definida nesse trabalho a partir da análise, interpretação e filtragem de dados obtidos por UFRGS (2013, 2015) acrescidos daqueles obtidos neste trabalho.

### 5.5.1 Definição e limites da Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto

A Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto é uma zona de cisalhamento dúctil de direção ENE-WSW (Fig. 7) que afeta o Complexo Santa Maria Chico gerando retrabalhamento das estruturas metamórficas e também afetando toda a unidade dos Granitoides Arroio do Salso, sendo estes não encontrados em estado indeformado na área de estudo. Os limites desta zona são inferidos (Fig. 7) e traçados com base nas unidades litológicas afetadas, porém sua continuidade é incerta devido às intrusões (Granito Santo Afonso e Granitoides Santa Ercília) que seccionam e obliteram sua relação espacial. O critério utilizado para inferir os limites da zona é o o aparecimento de foliação milonítica e lineação de estiramento bem desenvolvidas.

Próximo ao seu limite norte, afeta o CSMC de forma que ocorre uma mudança na direção das estruturas planares de NW para E-W, e registra uma lineação de estiramento de alto *rake* caindo predominantemente para S. Na área de estudo, os GAS encontram-se totalmente contidos na ZCAJ e sua foliação milonítica tem direção ENE-WSW e lineação de estiramento de alto *rake* caindo para S.

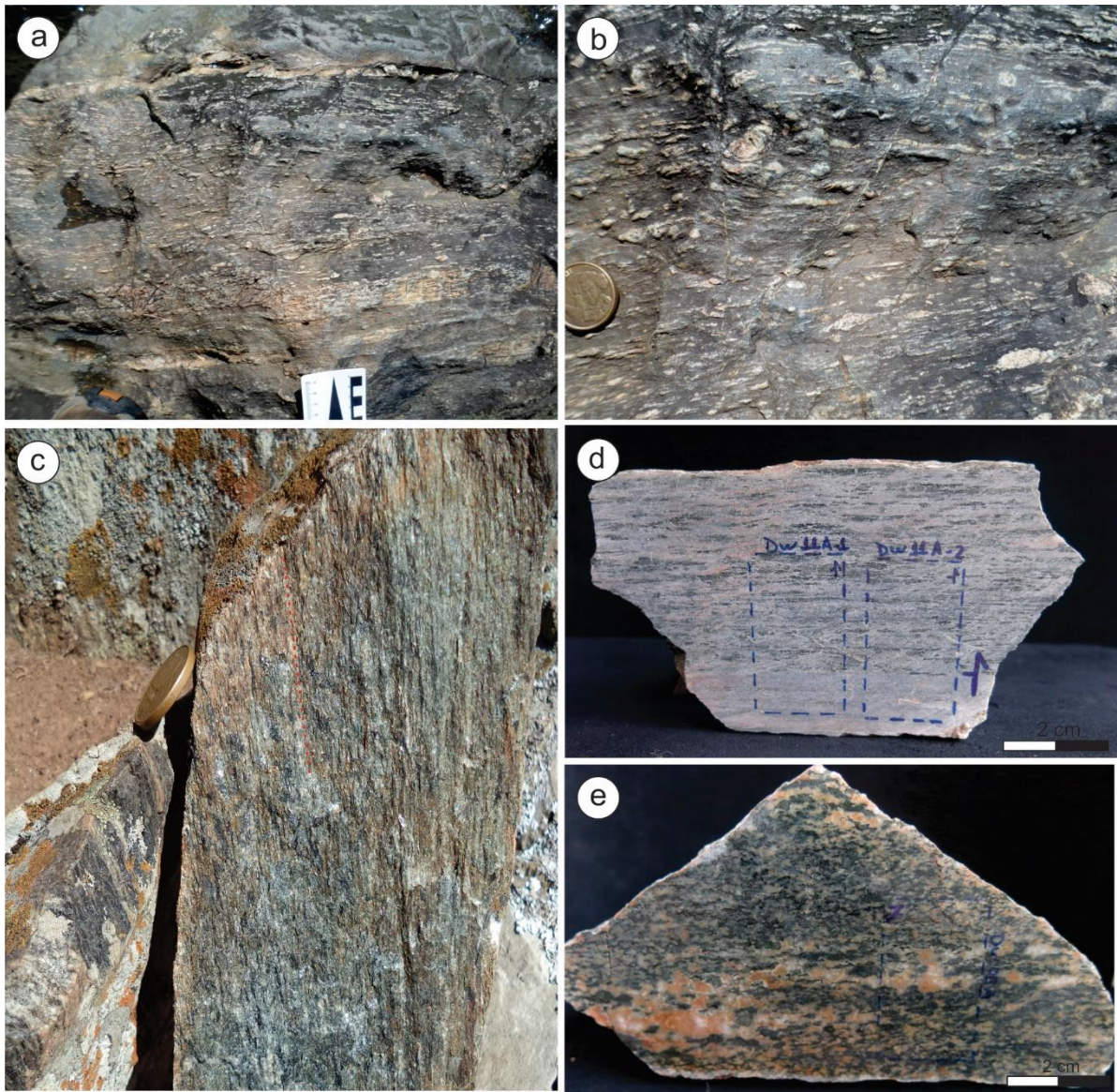
Uma ocorrência de GAS (Fig. 7e) exhibe estruturas planares de direção NW e os dados de lineação de estiramento são pouco representativos. Esta ocorrência é interpretada como um bloco basculado, uma vez que seus limites são dados por

lineamentos conjugados. Por isso as estruturas desse bloco não serão consideradas para fins de reconstrução geométrica da zona.

### **5.5.2 Efeitos da zona de cisalhamento sobre as rochas do Complexo Santa Maria Chico**

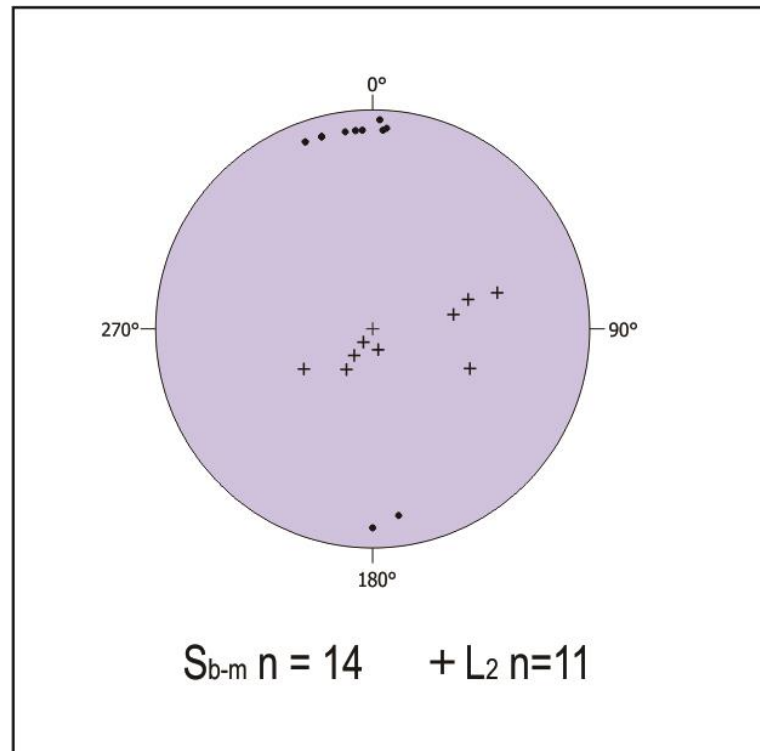
No limite norte da ZCAJ foram mapeados gnaisses gabroicos associados a AMU afetadas pela zona de cisalhamento, porém as amostras coletadas e descritas indicam se tratar do gnaiss tonalítico associado à ATTG. Essa diferença pode ter se dado devido a erros de classificação dessas subunidades durante o trabalho de mapeamento (UFRGS, 2015) ou então devido à natureza de justaposição da zona.

O registro da deformação causada pela ZCAJ no embasamento gnáissico gera uma foliação denominada  $S_{b-m}$ , assim chamada devido à sobreposição da foliação milonítica sobre o bandamento metamórfico típico (Fig. 12a e b). A  $S_{b-m}$  ora é concordante, ora é discordante do bandamento metamórfico  $S_b$ , sendo reconhecida por sua trama porfiroclástica característica. A lineação  $L_2$  caracteriza-se pelo estiramento de agregados quartzo-feldspáticos e cristais de hornblenda, com formação de caudas de recristalização (Fig.12c e d). Ocorrem injeções graníticas oriundas dos GAS com registro deformacional semelhante (Fig. 12d).



**Figura 12** - Feições de mesoescala do embasamento afetado pela Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto. (a) aspecto geral da foliação milonítica sobreposta ao bandamento metamórfico. (b) detalhe da foliação milonítica com textura porfiroclástica característica. (c) lineação de estiramento de alto rake dado pelo estiramento de cristais de Hbl. (d) foliação milonítica vista no plano XZ. (e) foliação milonítica com injeção oriunda dos GAS vista no plano XZ.

A direção da  $S_{b-m}$  é tipicamente E-W com altos ângulos de mergulho e  $L_2$  de alto *rake* (Fig. 7c e Fig. 13).



**Figura 13** - Estereograma (hemisfério inferior) das estruturas desenvolvidas pela ZCAJ sobre o embasamento metamórfico. Polos da foliação milonítica evidenciando o alto ângulo de mergulho e a direção E-W e o alto rake das lineações de estiramento caindo para S.

Os gnaisses afetados pela ZCAJ contêm a mesma composição e mineralogia que os encontrados sem os efeitos da zona. As feições deformacionais observadas em mesoescala também são observadas em microescala.

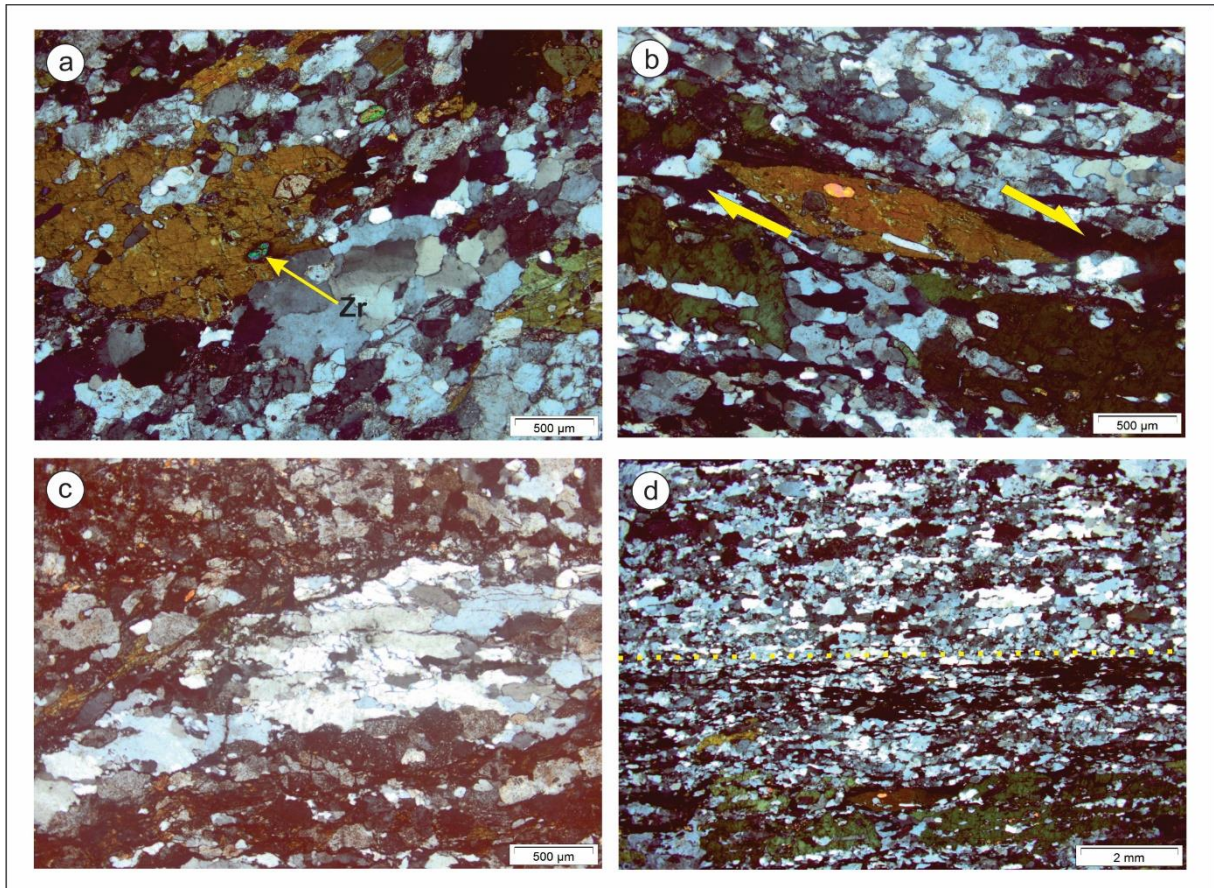
A *hornblenda* possui forma subédrica e tipicamente aparece estirada formando caudas de recristalização onde ocorre a formação de subgrãos (Fig. 14a) e novos cristais formados pelo mecanismo de recristalização tipo SGR, além de alteração para clorita (Fig.14b). Ademais, é comum a presença de pequenos cristais de titanita subédrica em agregados, orientados segundo a foliação próximo dos limites dos grãos.

O *plagioclásio* exibe textura granoblástica com contatos retos e/ou sinuosos com outros cristais de plagioclásio e quartzo. Possui maclas de crescimento segundo a lei da albita e, localmente, maclas tectônicas restritas às bordas.

O *quartzo* encontra-se juntamente com o plagioclásio ou em agregados monominerálicos com cristais de contatos serrilhado e exibindo extinção ondulante e formação de subgrãos e recristalização do tipo GBM e *bulging* (Fig. 14c).



Assim como observadas em mesoescala, em escala de lâmina, as injeções quartzo-feldspáticas oriundas dos GAS também exibem porfiroclastos de K-feldspato e fitas de quartzo estirados segundo a foliação (Fig.14d).

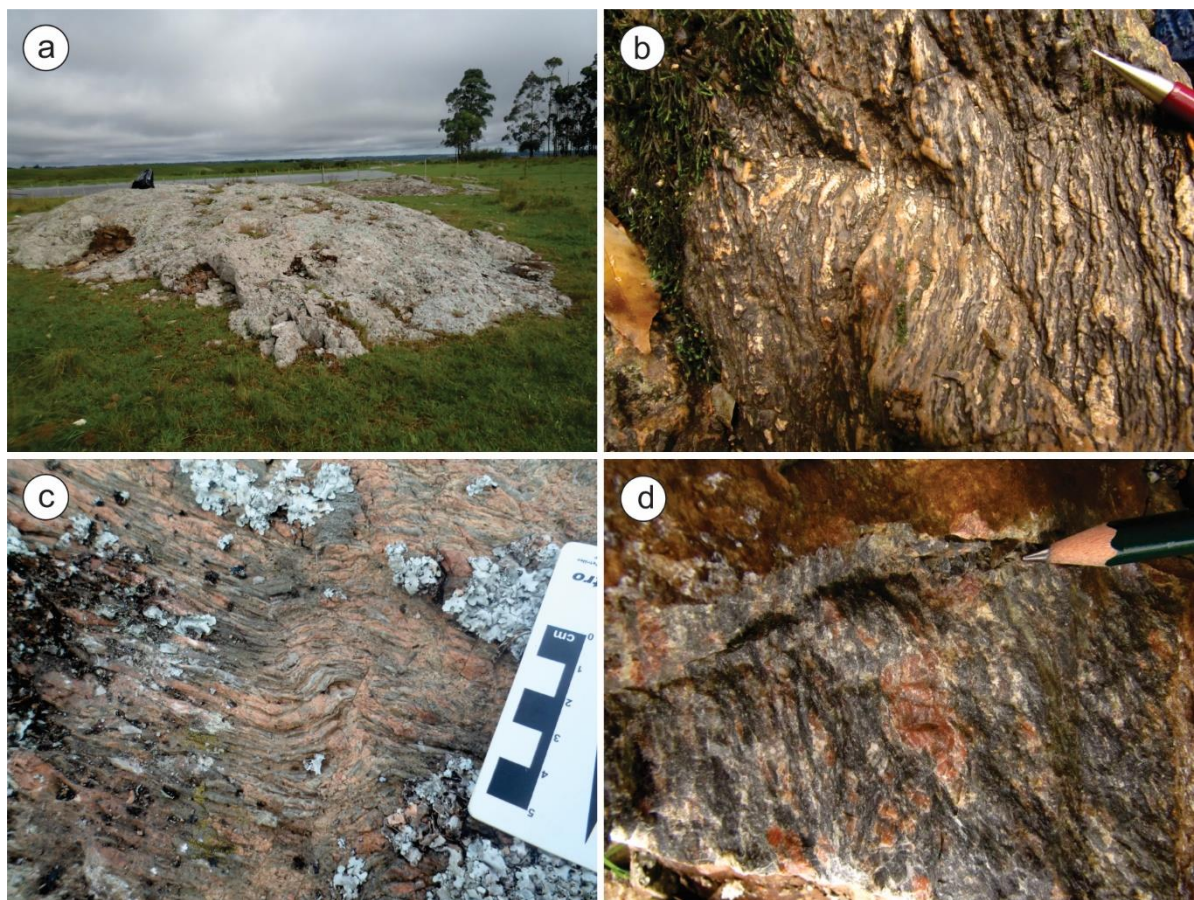


**Figura 14** - Feições em microescala dos efeitos da zona de cisalhamento sobre o embasamento metamórfico. (a) aspecto geral da deformação, com extinção ondulante e formação de subgrão tipo tabuleiro de xadrez no Qz, cristais de Hbl estirados e com inclusão de zircão. (b) detalhe de um cristal de Hbl com forte estiramento. (c) agregados monominerálicos de Qz exibindo um contato interno serrilhado indicando recristalização do tipo GBM. (d) aspecto geral da injeção oriunda dos GAS acima, com cristais fortemente deformados.

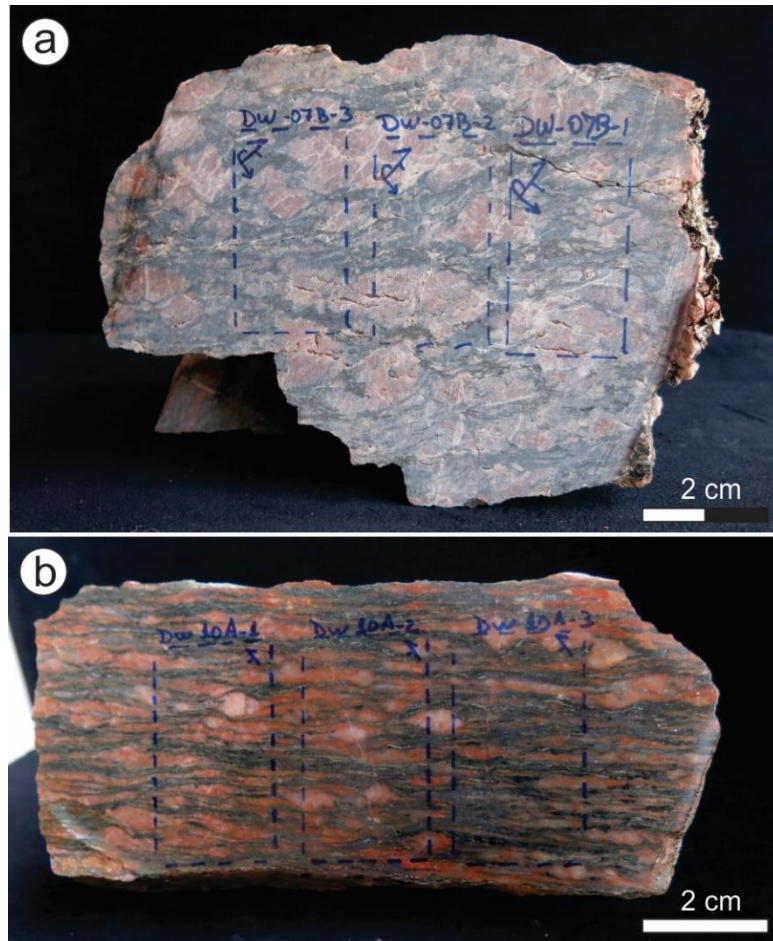


### 5.5.3 Efeitos da zona de cisalhamento sobre os Granitoides Arroio do Salso

A deformação de modo geral é intensa, afetando toda a mineralogia. Entretanto, podem-se observar diferentes intensidades de deformação gerando diferenças na razão porfiroclastos/matriz e na razão de forma vista no plano XZ. Dessa forma foram reconhecidas duas intensidades de deformação nos GAS: (i) zona de baixa deformação e (ii) a zona de deformação máxima (Fig. 15 e Fig. 16).



**Figura 15** - Feições de mesoescala. (a) condições típicas dos afloramentos. (b) foliação milonítica. (c) foliação milonítica dobrada. (d) porfiroclasto de K-feldspato.

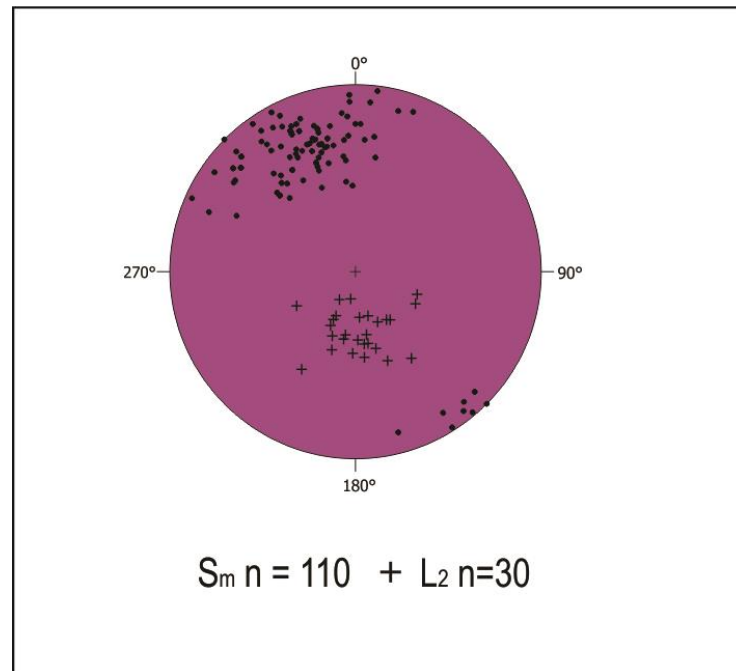


**Figura 16** - milonitos do GAS com diferentes intensidades de deformação. (a) zona de baixa deformação. (b) zona de deformação máxima.

As estruturas dos GAS são concordantes com as estruturas da encaixante (Fig. 12e e Fig. 14d). A estrutura planar é uma foliação milonítica denominada de  $S_m$  e contém uma lineação de estiramento  $L_2$ . A trama principal se caracteriza como uma trama S - L, e eventualmente  $S > L$ , constituindo elipsoides oblatos.

$S_m$  é uma foliação de espaçamento milimétrico a centimétrico, anastomosada e contínua. É dada pelo alinhamento da mineralogia máfica que contorna megacristais de K-feldspato, os quais encontram-se deformados e com caudas de recristalização significativas, que também marcam a trama planar. A  $L_2$  é dada pelo estiramento de cristais de K-feldspato, onde são geradas caudas de recristalização, e também pelo estiramento de agregados de quartzo, formando fitas nas porções de maior deformação.

A direção da foliação é predominantemente E-W e localmente apresenta uma direção NE nas porções mais a leste, com ângulos de mergulho médio a alto para SSE. A  $L_2$  exibe alto *rake* no plano da  $S_m$ , com caimento para SSE (Fig.16).



**Figura 17** - Estereograma (hemisfério inferior) das estruturas desenvolvidas pela ZCAJ sobre os GAS. Polos da foliação milonítica evidenciando omédio a alto alto ângulo de mergulho e a direção ENE-WSW e lineação de estiramento com alto *rake* das caindo para S.

### **5.5.3.1 Caracterização petrográfica dos Granitoides Arroio do Salso**

Os GAS podem ser descritos como milonitos de coloração rosada e composição sienogranítica. Exibem textura porfiroclástica com uma foliação milonítica com espaçamento milimétrico a centimétrico anastomosada, marcada pela orientação dos minerais máficos que contornam megacristais de K-feldspato.

São constituídos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, hornblenda ± biotita ± opacos. Allanita e apatita compõem a mineralogia acessória. Clorita, epidoto e mica branca constituem a mineralogia secundária oriunda da alteração da hornblenda, biotita e feldspatos.



Os cristais de *plagioclásio* possuem composição  $An_{58-60}$  com tamanhos variando de 0,2 - 0,5 mm. Geralmente são cristais subédricos e possuem maclas de crescimento segundo as leis da albita. Ocorrem localmente inclusões de apatita.

Os cristais de *K-feldspato* variam de 1 – 4 cm e são predominantemente subédricos. Exibem diferentes morfologias de pertita e.g. tipo fita e mancha. Alguns megacristais possuem inclusões de plagioclásio e quartzo. Ademais, são comuns fraturas preenchidas com material da matriz.

O *quartzo* ocorre em duas gerações: (i) em agregados monominerálicos interpretados como veios deformados e (ii) na matriz recristalizada. Os agregados chegam a tamanhos de 0,5 cm e exibe extinção ondulante.

A *hornblenda* é a fase máfica primária principal, com tamanhos variando de 3-5 mm, forma subédrica e Ng de coloração verde garrafa. Possui relação de inclusão com cristais de feldspato, possuindo inclusões ou sendo inclusa pelos mesmos. O contato é contínuo e sinuoso. Nas bordas ocorrem localmente alteração para clorita.

A *biotita* constitui a mineralogia máfica pouco recorrente. Tem forma subédrica e coloração alaranjada para Ng e ocorre tipicamente deformada contornando cristais de feldspato e quartzo.

De modo geral, essa litologia encontra-se bastante alterada, com muita formação de micas brancas nos cristais de plagioclásio e formação de biotita verde e epidoto nos poucos cristais preservados de biotita.

### **5.5.3.2 Microestruturas em zonas de baixa deformação**

Os cristais de *plagioclásio* geralmente possuem maclas de crescimento que as vezes registram *kinks* e maclas tectônicas restritas às bordas (Fig. 18a). Apresenta fraturas que são preenchidas pela matriz recristalizada (Fig. 18b). Entretanto, o plagioclásio é tipicamente difícil de identificar, uma vez que encontra-se intensamente recristalizado, com estruturas tipo núcleo-manto. O contato do plagioclásio com o quartzo é um manto incompleto de cristais de quartzo recristalizados por *bulging*, com tamanhos de aproximadamente 0,1 mm. Ademais contatos são normais, de justaposição sem interação com os demais grãos.

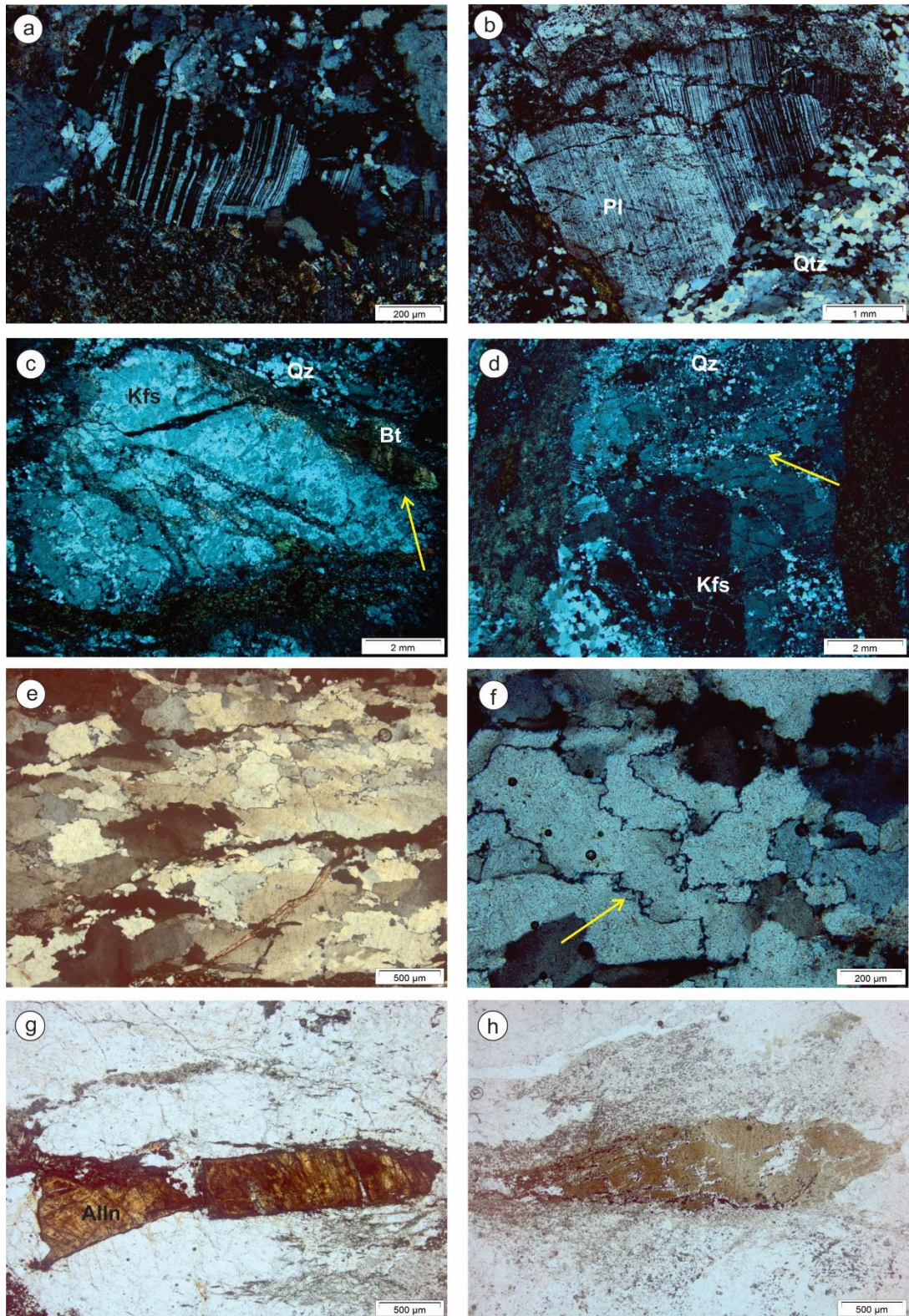
Os cristais de *K-feldspato* exibem diversas feições deformacionais tais como extinção ondulante setorizada acompanhada muitas vezes por recuperação gerando assim subgrãos e recristalização tipo SBR localizada nas bordas e formando caudas de recristalização discretas. A presença de agregados mirmequíticos é localizada, ocorrendo nas bordas dos cristais e no contato dos mesmos com cristais de plagioclásio. Microfraturas extensionais com alto ângulo com a foliação milonítica são comuns nos cristais de Kfs, ocorrendo sempre seladas por grãos de morfologia compatível aos encontrados na matriz recristalizada (Fig. 18c e d). De modo geral a verificação da continuidade física entre o preenchimento das fraturas e a matriz é evidente, atribuindo-se assim o comportamento dútil dos feldspato durante uma parte da deformação.

O *quartzo* encontrado em agregados monominerálicos possui contato serrilhado e contínuo, evidenciando recristalização do tipo GBM – indicativa de condições de alta temperaturas – a alguma recristalização do tipo SGR (Fig. 18e e f). Extinção ondulante com a geração de subgrãos são comumente encontradas.

A *biotita* ocorre tipicamente deformada contornando cristais de feldspato e quartzo e com *kinks bands* desenvolvidas comumente (Fig. 18g).

A *allanita* é encontrada fraturada e alterada parcialmente para epidoto (Fig. 18h).

A matriz, com tamanho médio menor de 0,1 mm, possui composição quartzo-feldspática. O contato entre os cristais é reto e contínuo e, devido ao tamanho reduzido, a distinção entre os minerais é feita pela forte alteração nos pequenos cristais de feldspato, enquanto que os cristais de quartzo encontram-se melhor preservados. A origem da matriz está relacionada com a recristalização do tipo SGR de agregados mirmequitos que foram rotacionados e se individualizaram no processo deformacional, sendo evidente esse processo localmente.



**Figura 18** - Aspecto petrográfico dos GAS. (a) formação de kinks nas maclas de crescimento em cristal de Pl. (b) fraturas em cristal de Pl em contraste com a matriz recristalizada. (c) aspecto geral de um porfiroclasto de Kfs com pertitas em mancha, e Bt contornando marcando a foliação. (d) detalhe da matriz quartzo-feldspática preenchendo fraturas em porfiroclasto de Kfs. (e) Qz recristalizado por GBM evidenciando deformação em alta temperatura. (f) Qz com

recristalização do tipo bulging. (g) allanita, mineral acessório fraturada e parcialmente alterada a luz natural. (h) detalhe de um cristal de Bt com kink a luz natural.

### **5.5.3.3 Zona de deformação máxima**

Os cristais de *K-feldspato* ocorrem em tamanhos reduzidos, variando de 1-7 mm. Caudas de recristalização são comuns, com formação de cristais de quartzo e Kfs por SGR. Microfraturas extensionais de alto ângulo com a foliação milonítica ocorrem tipicamente, havendo preenchimento com a matriz quartzo-feldspática (Fig 19a-d).

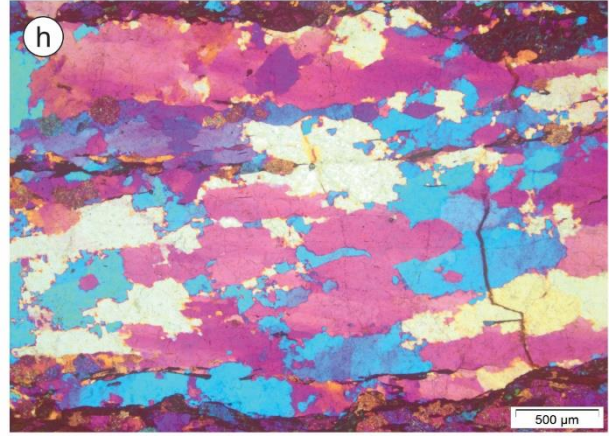
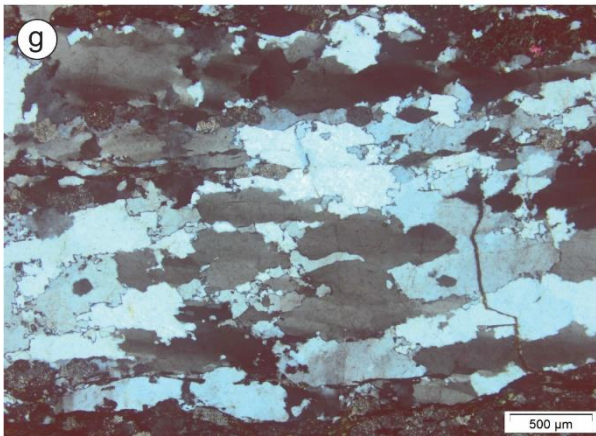
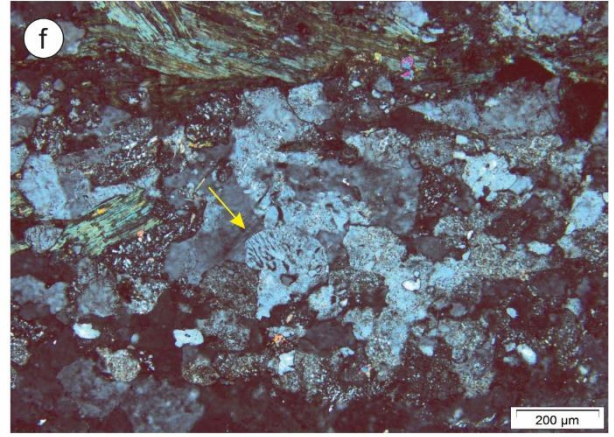
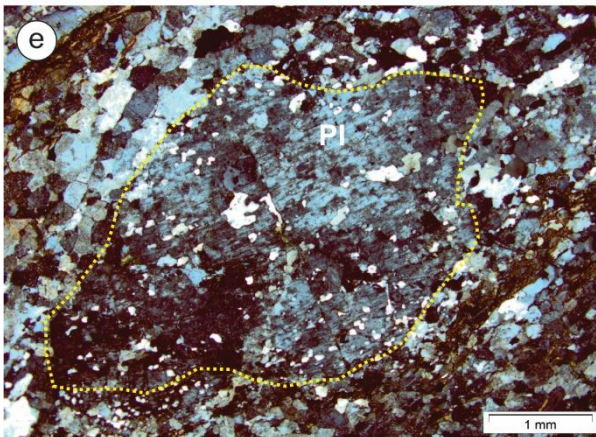
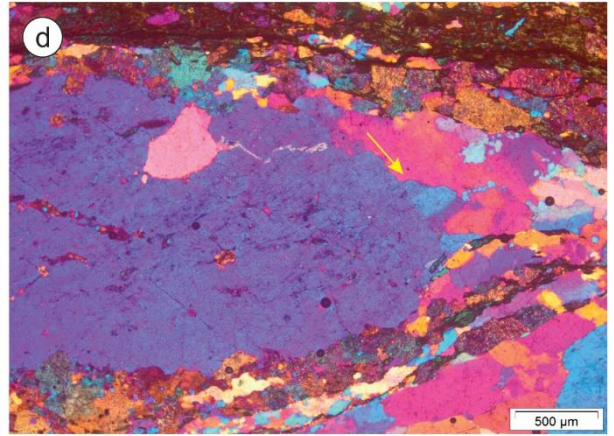
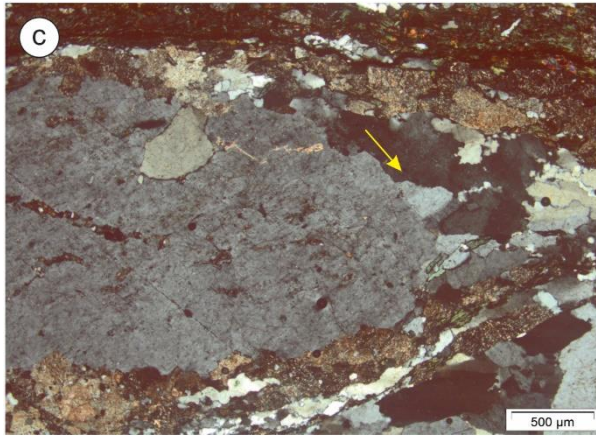
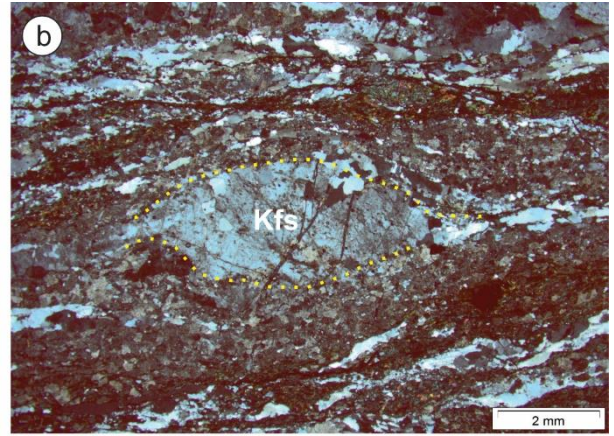
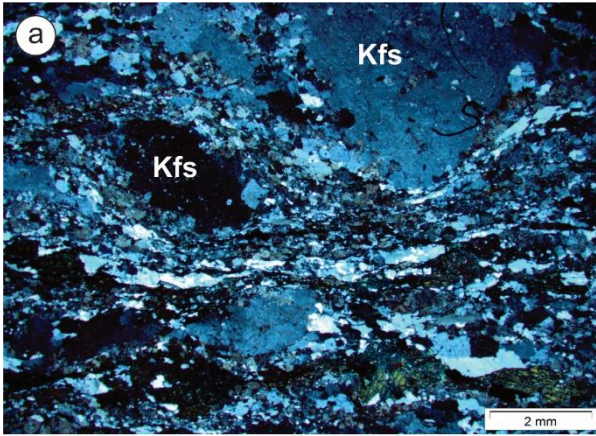
Os cristais de *plagioclásio* nessas condições deformacionais, são geralmente menores e com recristalização mais intensa, dificultando sua identificação. Entretanto, exibe as mesmas características texturais como macla de crescimento segundo a lei da albita, macla tectônica e microestruturas de recristalização por SGR e estrutura manto-núcleo (Fig.19e).

O *quartzo*, assim como na porção menos deformada, também ocorre em fitas monominerálicas melhores desenvolvidas, com espessura e continuidade melhores definidas. Internamente exibe contatos serrilhados típicos de recristalização tipo GBM – indicando alta temperatura. Adicionalmente ocorre extinção ondulante recristalização por BLG, com os novos cristais alinhados em alto ângulo com a foliação milonítica (Fig. 19g-i).

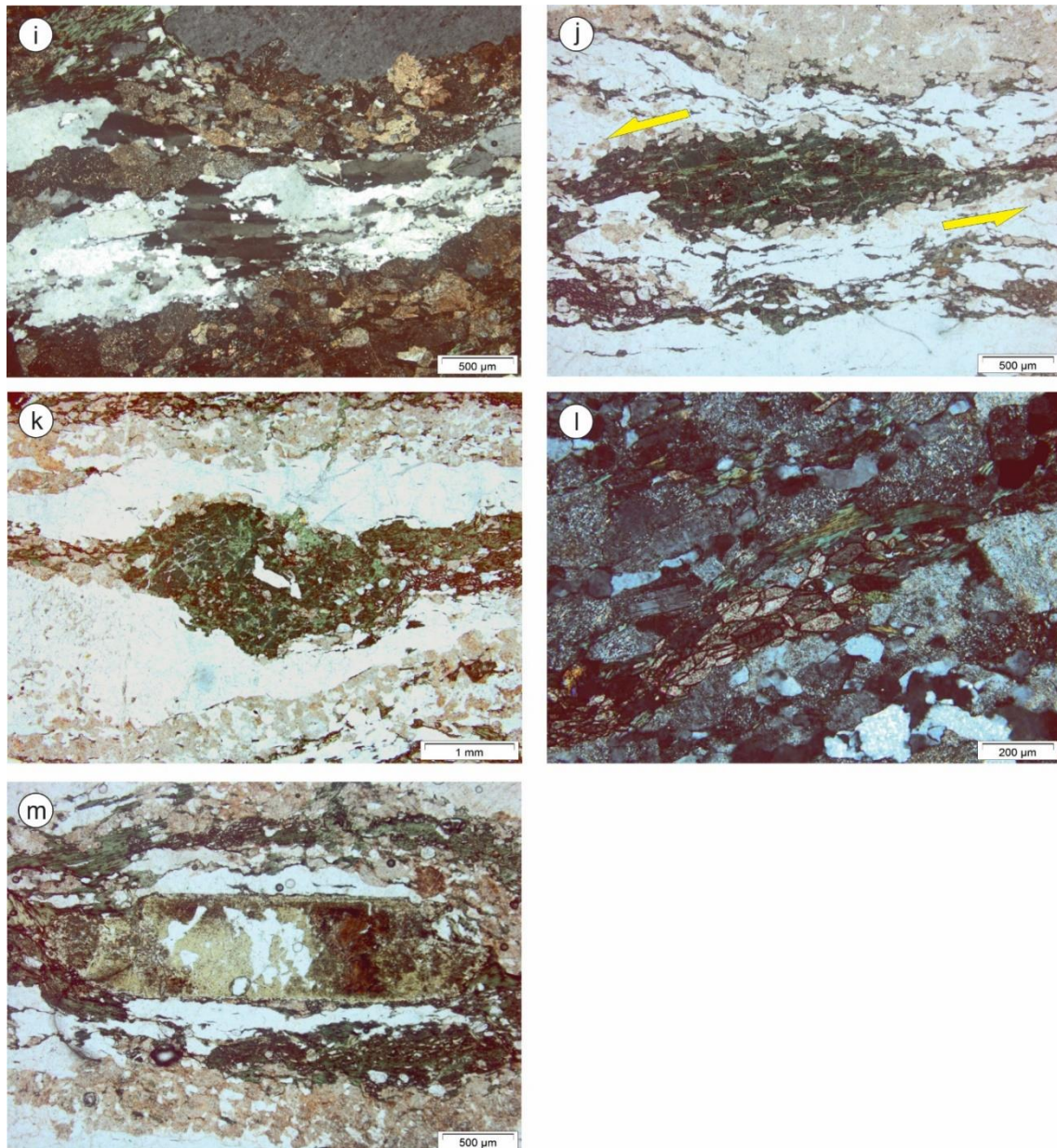
A *hornblenda* exibe forma subédrica com estiramento gerando caudas de recristalização segundo a foliação milonítica (Fig.19j-k). Nas bordas ocorrem localmente subgrãos e há alteração para clorita nas caudas. Ademais, é comum a presença de agregados de titanita paralelos à foliação próximo às caudas (Fig.19l).

A *allanita* se encontra parcialmente alterada para epidoto (Fig. 19m).









**Figura 19** - Aspectos petrográficos e microestruturais da porção de deformação máxima dos GAS. (a) aspecto geral da foliação milonítica com a matriz quartzo-feldspática contornando porfiroclastos de Kfs. (b) porfiroclasto de Kfs (contornado) com caudas de recristalização. (c) detalhe do porfiroclasto com formação de subgrãos indicados na seta. (d) detalhe do porfiroclasto com subgrãos com comparador. (e) porfiroclasto de Pl com bordas intesamente recristalizadas. (f) mirmequito preservado na matriz. (g) cristais de Qz recristalizados por GBM, evidenciando alta temperatura. (h) mesma microestrutura de (g) com comparador. (i) cristais de Qz com extinção ondulante e recristalização por bulging. (j) porfiroclasto de Hbl com caudas de recristalização indicando cinemática. (k) porfiroclasto de Hbl deformado com agregado de titanitas próximo das caudas. (l) detalhe do agregado de titanita associada com cristais de clorita, oriundos da alteração da Hbl. (m) cristal de allanita parcialmente alterado a luz natural.

## 6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto registra atualmente uma foliação milonítica de médio a alto ângulo de mergulho predominantemente para SE e lineação de estiramento de alto *rake* que indicam cinemática *dip-slip*. A formação desse tipo de lineação ocorre preferencialmente em planos subhorizontais, o que sugere que a  $S_m$  sofreu rotação a partir de um eixo horizontal, preservando a direção mas mudando seu ângulo de mergulho. Esta hipótese de rotação foi confirmada durante o trabalho de mapeamento da UFRGS (2016), onde uma foliação milonítica de baixa temperatura com lineação de estiramento de baixo *rake* corta e rotaciona os planos da  $S_{b-m}$  no gnaiss tonalítico preservando a lineação de alto *rake*. A análise de indicadores cinemáticos como caudas de recristalização em porfiroclastos de K-feldspato nos GAS e hornblenda nos gnaisses tonalíticos (Fig. 14b e Fig. 19b, j e k), quando observados no plano XZ indicam movimento de topo para NW.

Diferenças relacionadas com a intensidade da deformação evidenciam a heterogeneidade da deformação atuante nas litologias. A trama granoblástica associada às microestruturas e a presença de foliação milonítica observadas nos gnaisses do CSMC apontam para uma deformação em estado sólido. Enquanto feições tipicamente ígneas são preservadas nos GAS, como a orientação de forma de cristais de K-feldspato na zona de baixa deformação e o microfraturamento selado pela matriz recristalizada, sugerem uma deformação sinmagmática para estas rochas.

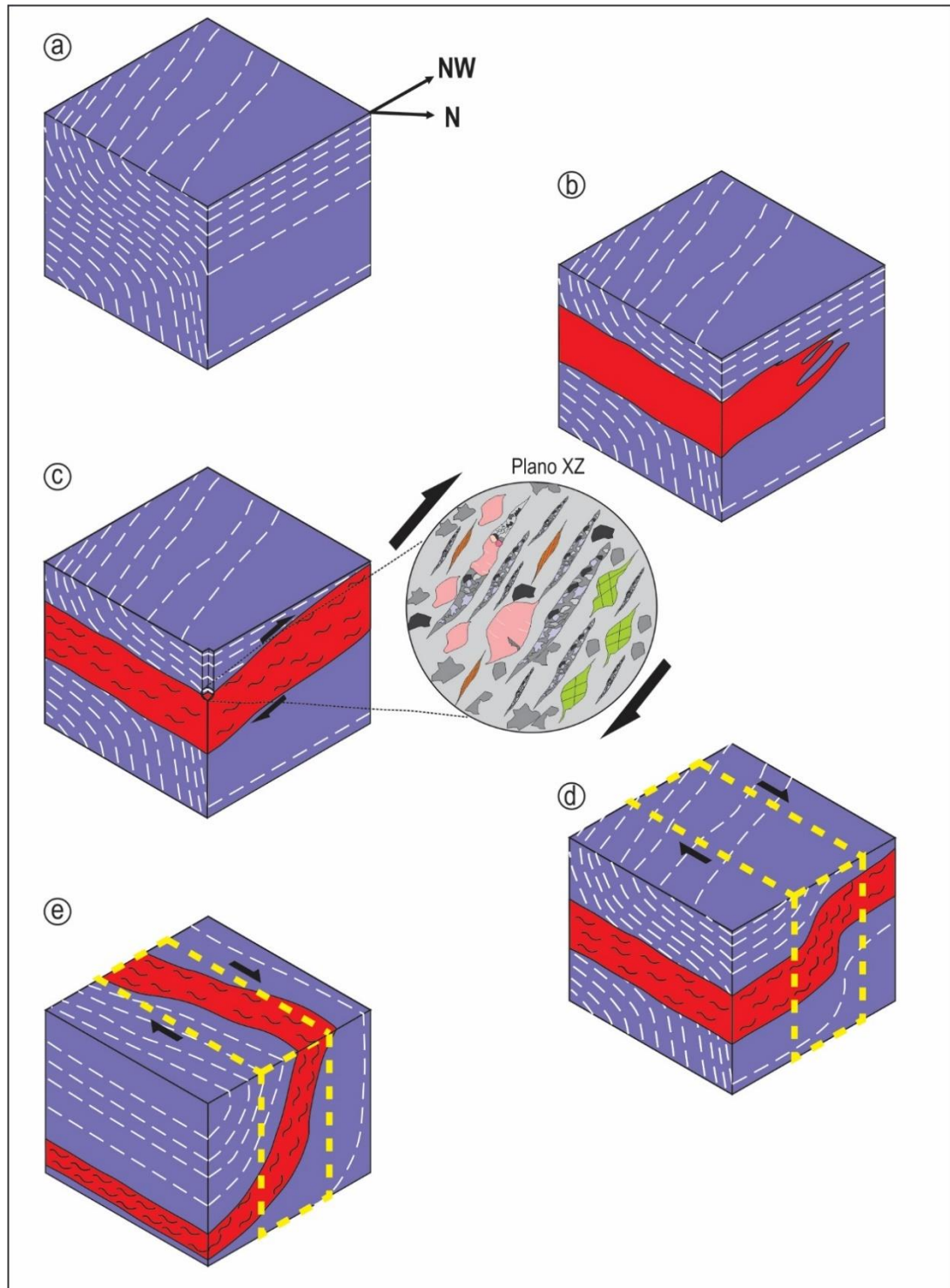
A partir das microestruturas deformacionais encontradas nas duas unidades que atestam o cisalhamento, é possível determinar condições de alta temperatura para esta zona de cisalhamento. Microestruturas de recristalização em quartzo, por exemplo, do tipo *bulging* indicam baixa temperatura, entretanto a recristalização por GBM sugere alta temperatura (Hirth & Tullis, 1992). Rosenberg & Stunitz (2003) inferem temperaturas de mais de 400° C para a GBM e um intervalo de 200-300° C para a recristalização por *bulging* (Fig. 14c, Fig. 18e-f e Fig. 19g-h). Além disso, a ocorrência de duas gerações de subgrãos ortogonais (resultantes da ativação dos sistemas basais e prismáticos para acomodar as deslocamentos) constituindo o padrão

tabuleiro de xadrez (*cheesboard pattern*) em cristais de quartzo marca condições de altas temperaturas, da ordem de 650° C (Stipp *et al.*, 2002b) (Fig. 14a).

A ocorrência de subgrãos na borda de cristais de K-feldspato e plagioclásio também sugerem condições de alta temperatura para a deformação registrada, acima de 550° C (Fitz Gerald & Stunitz, 1993). Conforme Rosenberg & Stunitz (2003), a recristalização por SGR nos feldspatos ocorrem em temperaturas na ordem de mais de 550° C (Fig. 19c e d). Ademais, o microfraturamento selado por grãos de quartzo recristalizado encontrado nos cristais de K-feldspato dos GAS, são descritos por Buttner *et al.* (1999) como características de estágios magmáticos, e apontam para a presença de líquido residual durante a deformação plástica dos feldspatos (Fig. 18c e d).

A partir destes dados, é proposto um modelo de evolução dessa zona de cisalhamento (Fig. 20).





**Figura 20** - Modelo evolutivo da Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto. (a) estágio pré-zona de cisalhamento, apenas com o embasamento já deformado. (b) intrusão dos GAS. (c) ativação da zona de cisalhamento de baixo ângulo com movimento topo para NW. Detalhe dos indicadores cinemáticos no plano XZ. (d) retrabalhamento da ZCAJ pela zona de cisalhamento de direção E-W de cinemática transcorrente destal. (e) estágio avançado e atual do retrabalhamento, com foliação milonítica com ângulos médios a altos e lineação de estiramento de alto rake.

No primeiro estágio, temos o embasamento gnáissico representado pelo CSMC que na sequência é intrudido pelos GAS, seguido pela formação da zona de cisalhamento com baixo ângulo de mergulho com cinemática *dip-slip* e sentido de movimento de topo para NW. Evidências microestruturais (Fig. 18c e d) sugerem que havia magma, mesmo que em pouca quantidade durante parte da atividade da zona de cisalhamento. A rotação então se dá possivelmente quando ocorre a formação da zona de cisalhamento E-W (UFRGS 2016) de cinemática transcorrente dextral que retrabalha a foliação mais velha aumentando seu ângulo de mergulho.

No ESrg e no Escudo-Catarinense são encontradas rochas com registro de cinemática *dip-slip* com movimento de topo para NW (Martil *et al.*, 2016; De Toni *et al.*, 2016) que estão associados aos efeitos da colisão no Neoproterozoico sobre o embasamento. A ZCAJ poderia ter sua gênese relacionada ao mesmo evento colisional, sendo importante a obtenção da idade dos GAS que registram temporalmente essa deformação.

Os dados estruturais do embasamento gnáissico apontam diferentes eventos deformacionais que deram origem ao arcabouço estrutural da área de estudo. A dobra sinforme de megascale no Domínio Sul registra a deformação gerada no evento metamórfico de alto grau. Mesmo a relação de contato entre ambas as associações não tendo ficado clara, dados como a concordância estrutural das associações no Domínio Norte, de forma que cortavam seus contatos litológicos segere que essas rochas já estavam em contato.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A partir dos dados apresentados, conclui-se que a Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto não possui papel significativo sobre a justaposição das associações de diferentes graus metamórficos. A exposição de gnaisses tonalíticos na região afetada pela ZCAJ onde deveriam estar aflorando gnaisses gabroicos poderia indicar algum controle estratigráfico relacionado com a zona. Entretanto os dados aqui apresentados não são suficientes para comprovar essa hipótese.

As estruturas observadas em diferentes escalas sugerem uma deformação no Domínio Central gerada por uma zona de cisalhamento dúctil de cinemática *dip-slip* com movimento de topo para NW. Essa zona de cisalhamento é definida neste trabalho e foi denominada Zona de Cisalhamento Afonso Jacinto (ZCAJ) por se encontrar na carta homônima. A ZCAJ é interpretada como uma zona de empurrão dúctil fora da posição original.

As características microestruturais descritas para as rochas do CSMC evidenciam uma deformação no estado sólido, em condições de alta temperatura. Com base nas microestruturas observadas nos GAS é possível determinar que esta unidade é intrusiva no CSMC e representa uma unidade sintectônica, pois a deformação se desenvolveu enquanto a rocha ainda não estava totalmente cristalizada.

Microestruturas como a intensa recristalização em cristais de plagioclásio formando estruturas núcleo-manto bem como a recristalização nas bordas dos cristais de K-feldspato associado com subgrão padrão tabuleiro de xadrez em cristais de quartzo sugerem temperaturas da ordem de 650° C para a deformação.

A ZCAJ registra condições de temperatura e cinemática diferentes dos registros de megaestruturas encontradas na região de estudo. Seu registro deformacional é diferente do gerado pela Zona de Cisalhamento de Ibaré, que possui cinemática transcorrente dextral com microestruturas indicando baixa temperatura. Ademais, a zona de cisalhamento de direção E-W descrita na região demonstra grande importância para as condições geométricas atuais da ZCAJ, sendo responsável pelo retrabalhamento das estruturas de alta temperatura.

Dados existentes sobre megaestruturas com cinemática e sentido de movimento semelhantes já foram descritas e seus efeitos são interpretados como resultado da colisão neoproterozoica no embasamento. Apesar das correlações descritas são necessários dados geocronológicos para a determinação da idade de atividade desta zona de cisalhamento. O caráter sintectônico dos GAS torna esta unidade o marcador temporal ideal para este evento, e possibilita a construção de um modelo evolutivo preciso para a evolução geotectônica da área.

## 8. REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M. de (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.

Bitencourt, M.F.; 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., 1996. *Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento*. Porto Alegre, 310p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 186-189.

Bitencourt, M.F.; 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.

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

Camozzato, E., Lopes, R.C. & Philipp, R.P. 2012. Programa Geologia do Brasil-PGB. *Mapa Geológico da Folha Hulha Negra (SH.22.Y-C-1)*. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM, 1vol. (1):1-128, escala: 1:100.000.

Chemale Jr.,F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Editora da UFRGS.

De Toni, G. B.; Bitencourt, M. F., MARTINI, A., Andrade, P. H. S., 2016. Oblique Transpression and Strain Partitioning Between the Major Gercino Shear Zone and the Camboriú Complex Region, Northern Dom Feliciano Belt, Catarinense Shield, Southern Brazil. *Primer Simposio de Tectónica Sudamericana, 2016. Acta Preliminar*. Santiago. ATECSUD, pp. 73.

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, Várzea do

Capivarita: folha SH-22-Y-B-I-3. Rio Grande do Sul. Porto Alegre, UFRGS. Série Mapas, 1v., 1 mapa preto e branco, escala 1:50.000.

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

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

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

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.; Solani JR, E. & Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/Eo-Paleozoico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...Goiânia*, SBG, v.3, p. 1322-1343.

Hallinan, S.E.; Mantovan, 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.

Hartmman, L.A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil - geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research*, 1: 331-341.

Hartmman, L.A.; Chemale Jr, F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-cambriano. *In: Iannuzzi, R.; Frantz, J.C. (Ed.). 50 anos de Geologia, Instituto de Geociências, Contribuições*. Ed. Comunicação e Identidade, Porto Alegre, p. 97-123.

Hartmman, L.A. 2008. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolites-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(3): 543-551.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C.; Campos Neto, M.C.; Trouw, R.A.J. (2004). Província Mantiqueira *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.;*

Brito Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo: Beca.

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

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

Laux, J.H. & Bongioiolo, E.M. 2011. Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico: arco de ilha Proterozóico no Rio Grande do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 13, Gramado. *Anais...*, SBG, p. 744-747.

Laux, J.H.; Bongioiolo, E.M.; Klein, C. & Iglesias, C.M. de F. 2012. Programa de Geologia do Brasil-PGB. *Folha Lagoa da Meia Lua, SH.21-Z-B-VI*. Estado do Rio Grande do Sul. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM, 1 mapa colorido, escala 1:100.000.

Le Maitre, R. W. (editor), Bateman, P., Dudek, A., Keller, J. Er AL. 1989. *A Classification of Igneous rocks and Glossary of Term: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Lisle, R.J. & Leyshon, P.R. 2004. *Stereographic Projection Techniques*. Cambridge, Cambridge University Press, 2nd ed., 112p.

Loczy, L.D. & Ladeira, E.A. 1976. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. Edgar Blucher, São Paulo. 528 p.

Luzardo, R.; Fernandes, L.A.D. 1990. Análise estrutural do Lineamento de Ibaré Parte I: Filitos de Ibaré-greenstone belt ou cobertura cratônica deformada? *In: IV Simpósio Sul-brasileiro de Geologia (1989)*, Porto Alegre, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 1990. v. 13, p. 25-36.

Martil, M.D.M.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S.; Schmitt, R.S.; Weinberg, R.F., 2016. Structural Evolution of the Várzea do Capivarita Complex: a record of Cryogenian (ca. 650Ma) transpressive tectonics in the southernmost Brazil. *Journal of Structural Geology*. 2016.

McClay, K., 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Geological. Society of London. Handbook Series. Open University Press. United Kingdom, 162 p.

Nardi, L.V.S.; Hartman, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico no Escudo Sulriograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, v. 10, p. 45-75.

Nardi, L.V.S., & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R.; Frantz, J.C. (Ed.). 50 anos de Geologia*, Instituto de Geociências, Contribuições. Ed. Comunicação e Identidade, Porto Alegre, p. 125-139.

Passchier, C.W., & Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. 2ª ed., Springer Verlag, Berlim, 366 p.

Passchier, C.W.; Myers, J.S.; Kroner, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. São Paulo: Edusp. São Paulo, 188p.

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 – 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. 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.

Philipp, R.P.; Gireli, T.J.; Lopes, R.C.; Sander, A. 2015. Geologia do Complexo Granulítico Santa Maria Chico na região de Fontouras, Dom Pedrito, RS: significado tectônico e implicações sobre a evolução do Cráton Rio de La Plata. *Pesquisas em Geociências*.

Philipp, R.P.; Girelli, T.J.; Cunha Lopes, R.; Sander, A. 2016b. Geologia do Complexo Granulítico Santa Maria Chico na região de Fontouras, Dom Pedrito, RS: Significado Tectônico e Implicações sobre o Cráton Rio de la Plata (submetido à Revista Pesquisas em Geociências).

Rosenberg, C.L. & Stuniz, H., 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along temperature gradient: an example from the Bergel 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.



Stipp, M.; Stunitz, 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.L. & Le Bas, M.J. 1976. *The IUGS systematics of igneous rocks*.

UFRGS 2013. *Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Vila Afonso Jacinto SH21-Z-D-III-1 (MI-3007/1) e Ibaré SH21-Z-B-VI-3 (MI-2994/3), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2015. *Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Vila Afonso Jacinto SH21-Z-D-III-1 (MI-3007/1), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2016. *Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Ibaré SH21-Z-B-VI-3 (MI-2994/3), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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

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