



**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO METAGRANITO CAPANÉ, COMPLEXO
PORONGOS, CACHOEIRA DO SUL - RS.**

PORTO ALEGRE, DEZEMBRO DE 2012

GUSTAVO ZVIRTES

**Evolução tectônica do Metagranito Capané,
Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, 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 requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador(a): Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

PORTO ALEGRE, DEZEMBRO DE 2012

Zvirtes, Gustavo

Evolução tectônica do Metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS./ Gustavo Zvirtes - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

99 f.il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Prof. Dr.Ruy Paulo Philipp

1. Complexo Porongos. 2. Ciclo Brasileiro. 3. Estrutural. 4. Milonitos. 5. Zona de cisalhamento. 6. Alcalino.

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grün CRB 10/1113

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 “**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO METAGRANITO CAPANÉ, COMPLEXO PORONGOS, CACHOEIRA DO SUL, RS.**”, elaborado por “GUSTAVO ZVIRTES”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Léo Afraneo Hartmann

Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt

DEDICATÓRIA(S)

Este trabalho é dedicado a Mãe Terra que nos acolhe, nos nutre, nos faz crescer e renascer a cada dia. Que tem a sabedoria de ser um planeta e a humildade de uma poeira Solar. Obrigado pela oportunidade de poder lhe estudar, lhe observar e descrever e até arriscar te interpretar. Somos parte de ti e vice-versa.

Também dedico este trabalho a minha família que me apoiou desde sempre em minhas atividades, em especial minha mãe Isolde, que abdicou de muitas coisas para que eu pudesse chegar até aqui, minha mana Maria pelo amor e apoio em todos os momentos e minha flor querida, Rebeca, que me ajudou, me empurrou e me deu forças para essa conquista. Amo vocês!

Quero dedicar também aos meus mestres geológicos, professores e colegas de curso, sem os quais não teria a luz para enxergar a geologia com mais clareza.

A todos e todas que de alguma maneira contribuíram para que este trabalho se cristalizasse.

Obrigado Geologia!

AGRADECIMENTO(S)

Agradeço a outra mãe muito generosa, a Mãe UFRGS pela ótima qualidade de ensino, pelas boas condições para realização do curso e ensinamentos que só a universidade pode dar.

Agradeço aos professores pelos ensinamentos, aos funcionários pelo ótimo atendimento e serviço prestado. Em especial aos motoristas do IGEO, Claudinho nosso guerreiro, Adaltro, Armando, Jarson, Maradona entre outros. Ao Marcelo e ao Juliano da preparação de amostras e lâminas delgadas pela força nos momentos mais difíceis. Agradeço também aos funcionários da biblioteca pelos ótimos serviços.

Quero agradecer ao Centro Acadêmico do Estudantes de Geologia – CAEG por todos esses anos de muito aprendizado, amizades e maravilhosas e inesquecíveis festas.

A todos os amigos que ajudaram, incentivaram e alegraram estes momentos especiais que vivemos juntos.

Agradeço aos amigos e mestres Luciano Alessandreti e Felipe Guadagnin entre outros pela grande amizade e aprendizado. Em especial ao meu orientador Ruy Paulo Philipp pelos ensinamentos e amizade desde sempre.

Obrigado a todos amigos que me ajudaram em diferentes momentos e questões para que esse trabalho chegasse até aqui.

EPÍGRAFE

“Estudar Geologia é tentar entender uma faceta da Natureza.”

L.V. Nardi

(frase referenciada nas paredes
do Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia – CAEG)

Resumo

A investigação sobre a evolução geotectônica de rochas graníticas milonitizadas requer a aplicação e integração de uma série de métodos e técnicas do conhecimento geológico. O presente trabalho utiliza estudos de mapeamento geológico, petrografia, geologia estrutural e análises geoquímicas de rocha para procurar pistas sobre a gênese e evolução tectônica do Metagranito Capané (MC). O MC é um corpo granítico-intrusivo nas rochas metavulcanossedimentares do Complexo Porongos (CP). Localizado aproximadamente 50 km ao sul da cidade de Cachoeira do Sul (RS), este granito tem forma alongada segundo N20°E, com cerca de 600 metros de largura por quatro quilômetros de comprimento. Está hospedado no flanco oeste da Antiforme Capané (AC), intrusivo em rochas vulcânicas e sedimentares Neoproterozóicas, depositadas sobre embasamento siálico Paleoproterozóico e metamorfisadas em condições de fácies Xistos Verdes a Anfíbolito inferior durante o Ciclo Brasileiro. Os resultados petrológicos indicam que o MC é um peralcalino granito milonítico com zonas deformacionais variando heterogeneamente no corpo, produzindo porções com texturas ígneas bem preservadas e porções com feições de ampla deformação, variando de texturas miloníticas a ultramiloníticas. Os dados estruturais revelam que o MC possui foliação milonítica mergulhando, em média, 45° para WNW, com orientação, predominantemente, N20E variando para N10W. É afetado por fases subseqüente de caráter mais rúptil, especialmente por fraturamentos de direção NW. As análises geoquímicas de rocha total mostram que o MC é classificado como um granito peralcalino pertencente à série alcalina e que sua gênese estaria ligada a ambientes pós-colisionais a anorogênicos, com característica de granitos de intraplaca. Sua assinatura geoquímica, em diagramas multi-elementares, se assemelham as assinaturas dos basaltos do tipo OIB, sugerindo fontes mantélicas afetadas por subducção. Com a integração dos resultados obtidos, conclui-se que a formação do MC estaria associada a zonas de cisalhamento, instaladas durante ou após o pico metamórfico regional que afetou o CP. O MC representa magmatismo alcalino com intensa milonitização, associado à ação de zonas de cisalhamento dúcteis

do Cinturão Don Feliciano, ativadas durante o ciclo Brasileiro, relacionadas à construção da porção sudoeste do Supercontinente Gondwana.

Palavras-Chave: Milonitos. Estrutural. Zona de cisalhamento; Alcalino; Ciclo Brasileiro; Complexo Porongos.

Abstract

Research on the geotectonic evolution of mylonitized granitic rocks requires the application and integration of a range of methods and techniques of geological knowledge. This paper uses studies of geological mapping, petrography, structural geology and rock geochemical analyses to look for clues about the genesis and tectonic evolution of Metagranito Capané (MC). The MC is a body of granitic rock that intrudes metavolcanosedimentary rocks of the Porongos Complex (CP). Located approximately 50 km south of the town of Cachoeira do Sul (RS), this granite has an elongated shape second N20°E, about 600 meters wide by four kilometers long. It is hosted on the western flank of Antiforme Capané (AC), intrusive into Neoproterozoic volcanic and sedimentary rocks, deposited on Palaeoproterozoic sialic basement and metamorphosed under conditions of greenschist facies to lower amphibolite during the Brazilian Cycle. The petrological results indicate that MC is a mylonitic perthite granite with deformation zones varying heterogeneously in the body, producing parts with igneous textures preserved and portions of large deformation features, ranging from the mylonitic to ultramylonitic textures. The structural data show that MC has mylonitic foliation dipping, on average, 45° to SSW, oriented predominantly ranging N20°E to N10°W. It is affected by subsequent phases of a more brittle regime, especially for fractures with NW. The whole rock geochemical analyses show that MC is classified as a peralkaline granite belonging to the alkaline series and that its genesis was linked to post-collisional to anorogenic geotectonic environments, with characteristics of intraplate granites. Their geochemical signature in multi-elemental diagrams resembles the signatures of OIB-type basalts, suggesting mantle sources affected by subduction. By integrating the results, it is concluded that the formation of MC is associated with shear zones, installed during or after the regional metamorphic peak that affected the CP. We conclude that the MC is alkaline magmatism with intense mylonitization, associated with the action of ductile shear zones by the Don Feliciano Belt, activated during the Brasiliano cycle, related to the construction of the southwestern portion of the Gondwana Supercontinent.

Key-words: Mylonites; Structural; Shear Zone; Alkaline; Porongos Complex.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Localização da área de estudo. A e B: Localização relativa à América do Sul e Rio Grande do Sul respectivamente (Fonte: Google Earth). C: área de estudo em destaque vermelho com as principais vias de acesso em relação à capital do Estado, Porto Alegre. 4
- Figura 2:** (a) Representação esquemática dos processos de deformação rúptil e dúctil e (b) seus respectivos tipos de rochas e estruturas gerados em diferentes níveis crustais por zonas de cisalhamento. Modificado de (Passchier e Trouw, 2000). 11
- Figura 3:** Classificação de rochas miloníticas e de falhas. Retirado e traduzido de (Sibson 1977). 12
- Figura 4:** Indicadores cinemáticos pra a identificação do sentido do transporte tectônico em zonas de cisalhamento com movimento dextral em alto ângulo ou lateral direito em baixo ângulo. Modificado de Passchier e Trouw (2005). 14
- Figura 5:** Técnica da superposição de imagens. a) Imagem SRTM com efeito de relevo sombreado de montanha (Hill Shade Relief); b) imagem ASTER (RGB 321); c) Superposição de A e B. 16
- Figura 6:** Banco de dados em plataforma SIG através do programa ArcGIS. 17
- Figura 7:** Esquema simplificado de funcionamento do ICP. 22
- Figura 8:** Representação esquemática detalhando o sistema da tocha de plasma (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003). 23
- Figura 9:** Esquema de funcionamento do ICP-MS de setor magnético (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003). 24
- Figura 10:** Mapa Geotectônico do ESRG e suas correlações com Santa Catarina e Uruguai. Terreno Tijucas, em marrom, inserido na porção central do Cinturão Dom Feliciano. (Fonte: Philipp et al. 2011). 26
- Figura 11:** Principais áreas cratônicas (azul) e cinturões orogênicos dos continentes e a configuração dos mesmos durante a formação do Supercontinente Gondwana. Cinturão Don Feliciano em preto. Modificado de Saalman et al., (2005). 27

Figura 12: Mapa Geológico do Complexo Porongos Em destaque tracejado vermelho a região da Antiforme Capané. (Modificado de Chemale, F., 2000)..... 34

Figura 13: Representação das fases deformacionais identificadas no Complexo Porongos. (A, B, C, D e E): estereogramas de foliações, lineações e fraturas coletados próximo ao município de Candiota; (F): Detalhe da foliação S1 como dobras intrafoliais F2 gerando a f..... 36

Figura 14: Mapa geológico da Antiforme Capané gerado no presente trabalho. 40

Figura 15: Imagem MDT com efeito de relevo de sombra de montanha (*Hill Shade Relief*) com a delimitação do Metagranito Capané e os principais lineamentos identificados na imagem. 43

Figura 16: Formas de afloramento do MC. (a) Afloramento do tipo matacões arredondados, com metagranito de textura protomilonítica com porfiroclastos de piroxênios e de K-feldspato de até 0,5 cm. (b) Lajeados planares segundo a foliação milonítica com tamanho de grão reduzido e forte lineação de estiramento..... 44

Figura 17: Mapa geológico-estrutural do MC com a ilustração das feições texturais e estruturais observadas em campo..... 46

Figura 18: Feições estruturais identificadas no MC. No centro da figura observa-se a fotografia de um matacão do pertita granito e seu respectivo croqui abaixo. Lado esquerdo - fotografia detalhando foliação milonítica, mergulhando para NW, com porfiroclastos de Px com caudas de deformação assimétricas. Lado direito - fotografia de detalhe do afloramento ressaltando as lineações de estiramento de quartzo e clivagem de fraturas de direção NW, preenchida por material opaco. 48

Figura 19: Interpretação lito-estrutural dos metassedimentos da Antiforme Capané. Parte superior = Mapa da AC com a localização da região analisada. Parte central: Fotomosaico de cava de pedra abandonada de mármore em contato com xistos pelíticos. Parte inferior: croqui esquemático representando as principais feições estruturais. S₁/S₂: foliação metamórfica; S₃ e S₄: clivagens de fraturas; Lb: eixo de dobra. 49

Figura 20: Estereogramas de diferentes estruturas identificadas nos metassedimentos da AC. (A) Estereogramas de projeção dos pólos do plano de foliação Sx (foliação metamórfica S1//S2) por pontos (a esquerda) e por linhas de contorno (a direita). (B) Estereogramas de projeção das lineações de estiramento (Lx) por pontos (esq.) e por linhas de contorno (dir.). (C) Representação da projeção estereográfica com a distribuição dos pólos dos planos da estrutura S3. (D) estereogramas de pontos e linhas de contorno representando os pólos dos planos de fraturas S4. (E) Representação de eixo de dobras (Lb2) em estereograma de linhas. (F) Relação entre a moda da foliação, Sx, com a lineação, Lx, mais freqüente. (G e H)

Estereogramas de linhas dos eixos de dobras (Lb3 e Lb4) das fases deformacionais D3 d e D4, respectivamente. 50

Figura 21: Estereogramas das estruturas lineares e planares do Metagranito Capané. . (A) Estereogramas de pólos da foliação milonítica (Sx) locados por pontos (esq.) e limitados por linhas de contorno (dir.). (B) Estereograma de linhas representando a distribuição das lineações de estiramento. (C) Distribuição dos pólos dos planos de clivagens de fraturas (CF) com orientação NW-SE em alto ângulo. (D) Representação de eixo de dobra (Lb2) em estereograma de linha. (E) Relação dos principais planos de foliação milonítica com lineações de estiramento mais freqüentes..... 51

Figura 22: Pedreira de mármore abandonada mostrando a identificação da foliação S1 em dobras isoclinais e apertadas F2 sendo transpostas para a clivagem de crenulação S2. 52

Figura 23:(A) Fotografia do ponto GZ_26. (B) Croqui das camadas de metassedimentos sendo afetados por falhamentos de alto ângulo de direção NW-SE. Estereogramas de pólos dessa estrutura na parte superior do croqui. 52

Figura 24: Mapa geológico estrutural do MC e encaixantes com os estereogramas de foliação milonítica e lineação de estiramento do MC (superior) e foliação metamórfica e lineação de estiramento das rochas metassedimentares (inferior)..... 54

Figura 25: Seção geológica da Antiforme Capané de perfil A-B da figura 14. 55

Figura 27: do MC com nicóis descruzados à esquerda e nicóis cruzados à direita. (A e B) - Protomilonito com porfiroclastos de piroxênios sendo estirados por cominuição e boudinagem na foliação milonítica, envolvendo porfiroclastos de pertita com exoluções de albita do tipo mancha; (C e D) – Milonito com porfiroclastos de pertita com recristalização nas bordas gerando textura granoblástica poligonal do tipo núcleo e manto (porfiroclast mantled); (E e F) – Milonito com porfiroclasto de clinopiroxênio (centro) sendo cominuídos na foliação milonítica,envolto por matriz granoblástica fina (0,5 mm) de quartzo e feldspato, com bandas monominerálicas de quartzo de até 2mm. 60

Figura 28: Fotomicrografias do MC. (A) Protomilonito com porfiroclastos de pertita com intenso fraturamento gerando subgrãos com pouca recristalização nas bordas, envoltos por níveis de quartzo estirados em forma de fitas que se dobram circundando os porfiroclastos. (C e D) Porfiroclasto de esfero de 3 mm sendo destruído por quebra e rotação de subgrãos, envolto pela foliação milonítica com matriz de até 0,2 mm, composta por quartzo e feldspato em textura granoblástica poligonal e fitas de quartzo. (E) Milonito com porfiroclasto de piroxênio (aegirina) sendo cominuído pela milonitização em contato com anfibólio (riebeckita)

de cor azul escuro, de até 0,2 mm, em textura nematoblástica. **(F)** Detalhe da figura 3E. Piroxênios envoltos por anfibólios..... 61

Figura 29: Fotomicrografias do MC. **(A e B)** – Milonito com porfiroclastos de piroxênio (aegirina) de até 3 mm (centro superior), estirados por cominuição da milonitização. Estrutura do tipo “*stairsteeping*” indicando movimento de cisalhamento lateral direito. Em contato com cristais de piroxênio ocorrem cristais primáticos milimétricos de anfibólio (riebekita) em textura nematoblástica marcando foliação milonítica; **(C e D)** Ultramilonito, com pequeno porfiroclasto de K-feldspato (centro) em meia foliação com textura granoblástica de quartzo e de k-feldspato. Banda monomirerálica de quartzos alongados e inclinados em relação a foliação milonítica (C) marcando foliação oblíqua (canto superior esquerdo) sugerindo movimento tectônico lateral esquerdo. Também ocorrem níveis com concentração de minerais opacos (inferior); **(E)** – Ultramilonito com textura granoblástica de quartzo e k-feldspato de 0,1 mm, e bandas monominerálicas de cristais de quartzo marcando foliação do tipo S-C. A banda marca o plano C e os cristais, de quartzo, orientados em ângulo com a banda marcam o plano S, gerando uma foliação oblíqua com movimento cinemático de topo para esquerda da foto; **(F)** – Detalhe da matriz granoblástica poligonal de feldspatos e quartzo também marcando estrutura de foliação 62

Figura 30: Diagrama de classificação de rocha, de Cox et al. 1979. Variação do diagrama TAS proposto por Cox et al. (1979) e adaptado por Wilson (1989) para rochas plutônicas..... 65

Figura 31: Diagrama de classificação multicatiônica de De La Roche et al. (1980). (R1: $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; R2: $6Ca + 2Mg + Al$)..... 66

Figura 32: Diagrama A/CNK vs A/NK de Shand (1943) discriminando composições metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas..... 66

Figura 33: Diagramas binários de Harker para elementos maiores..... 68

Figura 34: Diagramas de Harker para elementos traços. 68

Figura 35: Diagramas multielementares do tipo Spidernormalizados para diferentes fontes. (a) amostras normalizadas para o NMOB (Normal MidOceanBasalt); (b) normalizado para OIB (OceanIslandBasalt); e (c) normalizado para o manto primitivo. 70

Figura 36: Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR) normalizado para os ETR's condriticos. 71

Figura 37: Diagramas binários de discriminação de rochas granitóides do tipo A (alcalino). (Whalen *et al.* 1987)..... 72

Figura 39: Diagramas binários com elementos traço para classificação geotectônica de granitóides (Pearce *et al.* (1984). WPG – Granitos de intraplaca; ORG- Granitos orogênicos; VAG – Granitos de arco vulcânico; syn-COLG – Granitos sin-colisionais. 73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análises geoquímicas do MC com a apresentação de elementos maiores em porcentagem (%).....	79
Tabela 2: Análises geoquímicas de elementos traços em partes por milhão (ppm).....	79
Tabela 3: Análises geoquímicas de Elementos Terras Raras (ETR) em partes por milhão (ppm).....	79

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Problemas, premissas e hipóteses	2
1.2 Localização da área de estudo	3
2. ESTADO DA ARTE.....	5
2.1 Metamorfismo e Deformação de Rochas Graníticas	5
2.2 Milonitos	9
3. METODOLOGIAS E TÉCNICAS	15
3.1 Revisão bibliográfica	15
3.2 Sensoriamento remoto e Sistemas de Informação Geográfica	15
3.3 Mapeamento Geológico.....	17
3.4 Geologia Estrutural – Análise tectônica	18
3.5 Petrografia.....	19
3.6 Geoquímica	20
4. CONTEXTO GEOLÓGICO	25
4.1 Principais Unidades do Escudo Sul-Riograndense	25
4.2 Geologia do Complexo Porongos	31
4.3 Geologia da Antiforme Capané	38
5. RESULTADOS	42
5.1 GEOLOGIA DO METAGRANITO CAPANÉ.....	42
5.1.1 Geologia Estrutural.....	43
5.1.2 Petrografia.....	56
5.1.3 Geoquímica	63
6. ONCLUSÕES.....	74
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76

1. INTRODUÇÃO

Os estudos sobre a evolução geotectônica do Metagranito Capané (MC), situado a sul do município de Cachoeira do Sul, na região da Antiforme Capané, consistiu no mapeamento geológico-estrutural do corpo de granito milonítico e suas hospedeiras metavulcanossedimentares, aliado a investigação petrográfica e geoquímica. Os objetivos desses estudos foram formular hipóteses sobre a gênese do MC, suas relações estruturais quanto ao posicionamento na crosta e posterior ou concomitante deformação, assim como definir os ambientes geotectônicos associados a sua formação.

O trabalho foi dividido nas etapas de pré-campo, campo e pós-campo. A etapa pré-campo consistiu em uma revisão bibliográfica de artigos e livros, análise indireta da área através de imagens de satélite e de fotografias aéreas e confecção de mapas para a utilização em campo. A etapa de campo foi realizada dos dias 28 a 31 de maio do presente ano e proporcionaram o mapeamento do MC, em perfis estratégicos, com a coleta de dados estruturais e de amostras para realização de análises químicas e petrográficas. Na etapa pós-campo os dados obtidos foram tratados, analisados e integrados. Assim, o trabalho objetivou a caracterização e o controle estrutural da área, a petrografia do MC afetado por diferentes graus de deformação e a caracterização geoquímica do mesmo para a investigação sobre a gênese e evolução geotectônica.

1.1 Problemas, premissas e hipóteses

Para o presente projeto são levantados diversos problemas em relação ao MC e suas encaixantes. Como por exemplo:

- (a) Caracterizar a gênese do MC e as condições de seu posicionamento em metassedimentos e rochas metavulcânicas do CP.
- (b) Definir as possíveis fontes para o magmatismo e sua série magmática;
- (c) Determinar qual o tipo e intensidade de deformação assim como os mecanismos de deformação que atuaram para materializar as feições texturais e estruturais presentes.
- (d) Identificar as principais fases de deformação e avaliar qual o momento e de que forma o MC é posicionado e deformado na crosta.

Um agravante para tal investigação é a complexa trama estrutural do CP devido a múltiplos eventos deformacionais atuantes durante o ciclo Brasileiro que geraram diversificadas feições estruturais.

O CP é uma bacia vulcano-sedimentar Neoproterozóica metamorfisada e deformada por movimentos tectônicos durante o Ciclo Brasileiro, que culminaram com criação de uma complexa trama estrutural, onde a entrada e milonitização destes granitos alcalinos miloníticos, durante a evolução do Cinturão Dom Feliciano por ter ocorrido em diferentes situações geológicas. Por isso o Metagranito Capané poderia estar associado a um posicionamento pré-tectônico, como por exemplo, durante a formação da bacia sedimentar, ou mesmo, durante alguma das principais fases deformacionais do cinturão orogênico.

Foram utilizadas as seguintes técnicas e metodologia na presente investigação:

- (a) Análise estrutural para o entendimento das relações estruturais do MC e suas hospedeiras, caracterização da intensidade e o tipo de deformação atuante, além da discriminação das paleotensões que agiram na região;
- (b) Análise petrográfica para (I) a classificação petrológica, (II) reconhecimento das composições, texturas e estruturas do MC em diferentes graus de deformação, (III) identificação de indicadores cinemáticos para análise do transporte tectônico. (IV) Identificação dos mecanismos de deformação geradores das presentes texturas e estruturas;
- (c) Estudos de composição geoquímica de rocha para a discriminação da série magmática, de processos de diferenciação e possíveis fontes para o MC.

O projeto tem como objetivos gerais realizar o mapeamento geológico do MC e das rochas encaixantes para entender suas relações geométricas e orientações espaciais, obter um controle estrutural dos eventos deformacionais atuantes no Complexo Porongos (CP), na região da Antiforme Capané (AC), para um entendimento maior da evolução tectônica da área.

Especificamente, os objetivos do projeto são a realização da petrografia do MC, análises geoquímicas de rocha total para interpretação de elementos maiores, menores e traços. Estas análises possibilitam a caracterização geoquímica do MC, auxiliam na investigação das séries magmáticas envolvidas na sua gênese e das possíveis fontes e processos de diferenciação para o magmatismo. Além disso, objetiva-se realizar uma análise tectônica para entender as relações estruturais das rochas e seus significados quanto à intrusão, posicionamento e deformação milonítica do MC.

1.2 Localização da área de estudo

A área em estudo está situada, aproximadamente 50 quilômetros a sul do município de Cachoeira do Sul, na porção central do Estado do Rio Grande do Sul (Fig.1). A região, que abrange a Antiforme Capané, está representada

pelas folhas 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército, Capané (SH.22-Y-A-III-3 MI-2984/3), Cerro Manuel Prates (SH.22-Y-A-II-4 MI-2983/4), Rodeio (SH.22-Y-A-V-2 MI-2996/2) e Cerro da Árvore (SH.22-Y-A-VI-1 MI-2997/1).

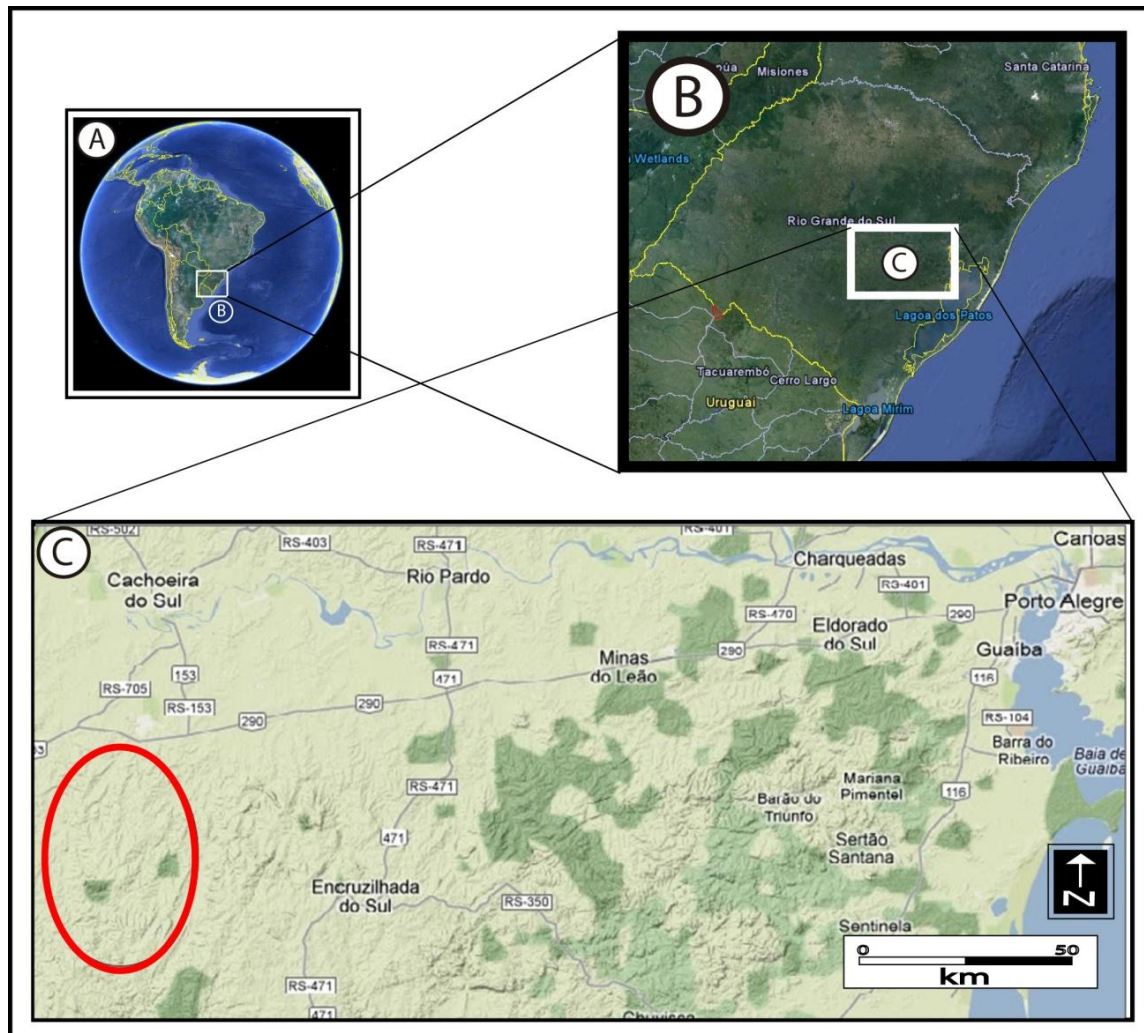


Figura 1: Localização da área de estudo. A e B: Localização relativa à América do Sul e Rio Grande do Sul respectivamente (Fonte: Google Earth). C: área de estudo em destaque vermelho com as principais vias de acesso em relação à capital do Estado, Porto Alegre.

Está aproximadamente 190 km a oeste de Porto Alegre, com acesso, partindo da capital, pela rodovia federal BR 116 e BR 290, no sentido oeste. Após 500 metros da entrada para a cidade de Cachoeira do Sul, pegar estrada vicinal no sentido sul sudoeste e percorrer aproximadamente 25 Km. Também foram utilizadas vias secundárias e acessos que permitiram realizar o reconhecimento geral da área e o mapeamento do MC e suas rochas encaixantes.

2. ESTADO DA ARTE

2.1 Metamorfismo e Deformação de Rochas Graníticas

A definição do metamorfismo nas rochas graníticas é de difícil reconhecimento devido à baixa capacidade de sua composição química de responder as variações de pressão (P) e temperatura (T), através do surgimento de minerais-índice. Por outro lado, a deformação de tais rochas gera feições com padrões irregulares, difíceis de ser distinguidos das deformações primárias do estado sub-solidus. Por essas limitações o melhor critério para o reconhecimento de eventos metamórficos regionais sobre rochas graníticas, seria a utilização conjunta de feições estruturais e micro-estruturais que acompanham transformações mineralógicas presentes nas rochas graníticas (Nardi e Bitencourt, 1986).

A deformação regional se distribui de forma heterogênea nas rochas graníticas, sendo possível a identificação de diferentes estágios, de acordo com o grau de ductibilidade em determinadas porções do corpo. Sendo assim, fatores como o grau de desenvolvimento da foliação, o caráter penetrativo da deformação e a intensidade das transformações texturais podem ser critérios para identificar diferentes estágios deformacionais, desde o estágio não-deformado até estágios de deformação avançada, como acontece com o MC que se encontra deformado em diferentes graus de intensidade, posicionado em meio a metassedimentos em grau médio de metamorfismo.

As transformações mineralógicas decorrentes do metamorfismo dependem, fundamentalmente, da composição mineralógica do protólito e das condições de hidratação. Tais transformações, freqüentemente parciais, envolvem processos de recristalização acompanhada de redução do tamanho de grão (cominuição). Embora não existam dados para o estabelecimento de uma mineralogia índice para o metamorfismo progressivo de rochas graníticas, o aumento das condições de metamorfismo pode ser avaliado com base na evolução de determinadas texturas e transformações mineralógicas. Para rochas graníticas, sugere-se o prefixo *meta*, quando são observadas transformações da mineralogia magmática por eventos metamórficos (Nardi e Bittencourt, 1986).

Durante o metamorfismo progressivo de rochas graníticas, as modificações texturais podem ser subdivididas em dois grupos, (i) transformações texturais pelo aumento progressivo da deformação e metamorfismo regional; (ii) modificações texturais impostas pelas condições de desequilíbrio mineral e/ou suas transformações totais em novas fases mineralógicas, em função da variação de P e T.

Segundo Nardi e Bittencourt (1986) a intensidade do metamorfismo tende a aumentar com o aumento da deformação, visto que fatores que favorecem um metamorfismo mais efetivo favorecem um aumento da plasticidade das rochas. A quantidade de água pode ser decisiva quanto às condições e transformações da rocha durante os processos metamórficos e deformacionais. Quanto mais água no sistema, mais plasticamente a rocha granítica deve se comportar. Entretanto, como a quantidade de água necessária para desestabilizar uma fase ígnea difere para cada mineral, e, ainda, outras variáveis devem ser computadas, como atividade dos componentes, a velocidade das reações e as variações composicionais de cada fase, então a correspondência não pode ser direta. Pode-se dizer que o desenvolvimento de uma fábrica metamórfico-deformacional segue o mesmo rumo, embora suas trajetórias não sejam paralelas (Nardi e Bittencourt 1986).

O estudo de rochas graníticas deformadas é totalmente dependente das estruturas geradas e do grau metamórfico atuante. Cada mineral reage de maneira diferente perante as variações de diversas condições como por exemplo pressão, temperatura, taxa de deformação (*strain*) e intensidade de

estresse diferencial. No caso do MC, uma rocha granítica, são observadas especialmente as transformações texturais e mineralógicas de quartzo e feldspato.

Em condições de muito baixo grau, quartzo e feldspato deformam por fraturamento rúptil. Observações microestruturais sugerem que os feldspatos são mais fracos ao quartzo nestas condições devido aos planos de clivagem que reduzem sua força de resistência a deformação. Uma foliação cataclástica de aglomerados de grãos cataclásados e orientação de filossilicatos é comumente desenvolvida (Evans 1988).

Em condições de baixo grau, feldspatos ainda são rúpteis enquanto o quartzo deforma ductilmente por deslocamentos por deslizamento e rastejamento (*dislocation glide and creep*), sendo, nesse caso, a relação de resistência a deformação inversa, com o quartzo menos resistente e os feldspatos deformando por desenvolvimento de estruturas do tipo manto e núcleo. O núcleo com evidências de fraturamento rúptil e extinção ondulante desigual. O quartzo, geralmente, envolve os grãos de feldspatos e deforma mais homoganeamente. Grãos de quartzo reliquiares mostram, em seu núcleo, abundantes subgrãos, que lateralmente passam para novos grãos recristalizados (Passchier e Trouw, 1996).

Seguindo as descrições destes autores, nas condições de médio grau para o alto grau, quartzo e feldspatos deformam por *dislocation creep* auxiliado por processos de difusão e recristalização. Ambos minerais podem formar fitas monominerálicas ou poliminerálicas que dão a rocha uma aparência bandada. E tem subgrãos em núcleos de grãos mais antigos e uma transição gradual do núcleo para uma borda recristalizada.

Em condições de alto grau o limite de grãos de quartzo e feldspatos é fortemente curvado, com formas lobadas, curvadas e até mesmo amebóides (Passchier 1982a; Gower e Sibson 1992). Essa geometria é causada pelas condições de alto grau, com um forte componente de transferência de massa por difusão no estado sólido (*Coble ou Navarro-Herring creep*), ou por rastejamento por precipitação de solução (Gower e Simpson, 1992).

Seguindo as orientações de Nardi e Bittencourt (1986) pode-se classificar em quatro estágios a deformação de rochas graníticas, referentes a

características descritas por Frey *et. al.* (1976), de Anderson (1983), e Kerrich *et. al.* (1980).

- (a) estágio não deformado** – Neste estágio predominam características da rocha ígnea original, seja a deformação efetiva de zonas de cisalhamento, seja de caráter mais regional. Sendo característico a preservação de cristais ígneos, zanação ígnea, tamanho de grão original e foliações primárias, sejam, elas, de fluxo ou deformação subsolidus.
- (b) estágio deformado incipiente** – Apresenta a preservação de megacristais, com foliação milonítica pouco desenvolvida com restritas evidências de recristalização e redução do tamanho de grão. Ocorrem grandes zonas de lentes não deformadas, isótropas e de caráter mais rígido, de escala megascópica.
- (c) estágio de deformação intermediária** – A deformação dúctil é predominante. A recristalização afeta até as fases minerais mais resistentes. São geradas rochas com estrutura e texturas protomiloníticas e miloníticas. A granulação da rocha se torna mais fina em relação à granulação original. É iniciada nesta etapa a geração de texturas do tipo *augen*.
- (d) estágio de deformação avançada** – Nesta fase a deformação é mais uniforme como um todo, tornando a deformação mais penetrativa em grande escala, com foliação milonítica bem desenvolvida. Com a ampla redução do tamanho de grão a rocha deve ter uma granulação muito fina. Os poucos porfiroclastos encontrados tendem a se mostrar alinhados e contornados pela foliação, marcada pelo alinhamento de micas recristalizadas e quartzos em fitas. As rochas menos hidratadas tendem a gerar texturas miloníticas muito finas, as mais hidratadas podem gerar ortognaisses de grão grosso, com bandamento bem desenvolvido e segregação de bandas máficas, com mineralogia índice de grau metamórfico elevado.

Devido às dificuldades de determinar as condições de P e T nos estudos de metamorfismo de granitóides, a maior parte dos autores infere o grau

metamórfico em função das associações mineralógicas determinadas nas encaixantes. Mas há uma limitação desta condição, visto que são necessárias informações muito precisas sobre a distribuição das zonas metamórficas das encaixantes e suas relações cronológicas (Nardi e Bitencourt, 1986). No caso do Metagrânito Capané, as encaixantes estão metamorfisadas na fácies xistos verdes a anfibolito inferior, com a ocorrência de granada-muscovita-quartzo xistos do CP. Quando a deformação do corpo granítico foi gerado por condições geológicas de zonas de cisalhamento dúctil, como o MC, essa relação do grau metamórfico das encaixantes é mais questionável, sendo preferível optar por relações de transformações mineralógicas e grau de deformação crescentes observados em lâminas delgadas.

A investigação da evolução tectônica do MC envolve o reconhecimento dos eventos metamórficos e/ou deformacionais no corpo de granito milonítico, e é de fundamental relevância para a compreensão da evolução geológica de áreas orogênicas como o Cinturão Dom Feliciano. Granitóides submetidos a diferentes intensidades de metamorfismo e deformação produzem rochas com diferentes características texturais, estruturais e mineralógicas, que podem ser geradas em circunstâncias geológicas diversas.

A identificação de eventos de metamorfismo e deformação regionais, desenvolvidos posteriormente, ou concomitantes no caso de processos sin-tectônicos, a intrusão de corpos graníticos, é procedida com base em aspectos, analisados conjuntamente, que são (i) modificações texturais e mineralógicas, (ii) feições estruturais meso e microscópicas da rocha, (iii) distribuição espacial de estruturas planares e/ou lineares e (iv) relação das estruturas observadas com as encaixantes. Alguns destes aspectos são estudados nos trabalhos de Bateman (1984, 1985), e uma revisão feita por Jardim de Sá (1984), com amplas referências bibliográficas sobre estruturas de granitóides (Nardi e Bitencourt 1986).

2.2 Milonitos

Embora milonito seja freqüentemente usado como nome de rocha, o termo tem significado mais estrutural a litológico (Trouw *et. al.*, 2010). O termo foi designado por Lapworth (1885) para designar rochas xistosas de granulação

fina que ocorriam em falhas, tais como o Moine Thrust na Escócia, formadas principalmente por processos de trituração, arrastamento e moagem. Portanto, a palavra milonito deriva do grego, e significa moinho. O mesmo autor também identificou processos secundários como recristalização de quartzo e mica durante a formação de milonitos. Com um maior entendimento de como ocorre à redução do tamanho de grão por recuperação e recristalização, levou a modificações significantes do conceito de falhas, zonas de cisalhamento, milonitos e zonas miloníticas.

Zonas de cisalhamento são entendidas como zonas estreitas de alta deformação que acomodam deslocamentos laterais de volumes de rochas adjacentes. A natureza da deformação varia com diversos fatores como, por exemplo, profundidade, gradiente térmico e tipo de rocha (Ramsay 1980). Zonas de cisalhamento nas quais a deformação foi exclusivamente rúptil são zonas de falhas. Outros segmentos da zona de cisalhamento podem ter uma componente de deformação rúptil, enquanto outras zonas de cisalhamento possuem exclusivamente comportamento dúctil, conhecidas como zonas de cisalhamento dúcteis (Fig. 2).

Com novas idéias sobre os mecanismos de deformação, rochas de falhas rúpteis são agora chamadas de cataclasitos ou brechas de falha e o termo milonito é restrito para rochas coesas de zonas de cisalhamento dúcteis, geralmente formado sobre circunstâncias metamórficas.

Os milonitos são classificados em (i) Protomilonitos, (ii) Milonitos e (iii) Ultramilonitos, baseado na relação entre a porcentagem de matriz versus porfiroclastos (Sibson 1977; Scholz 1990; Schmid e Handy 1991). O protomilonito tem de 10 a 50% de matriz, o milonito 50-90% de matriz e os ultramilonitos com 90-100% de matriz (Fig. 3), sendo levada em consideração a rocha parental.

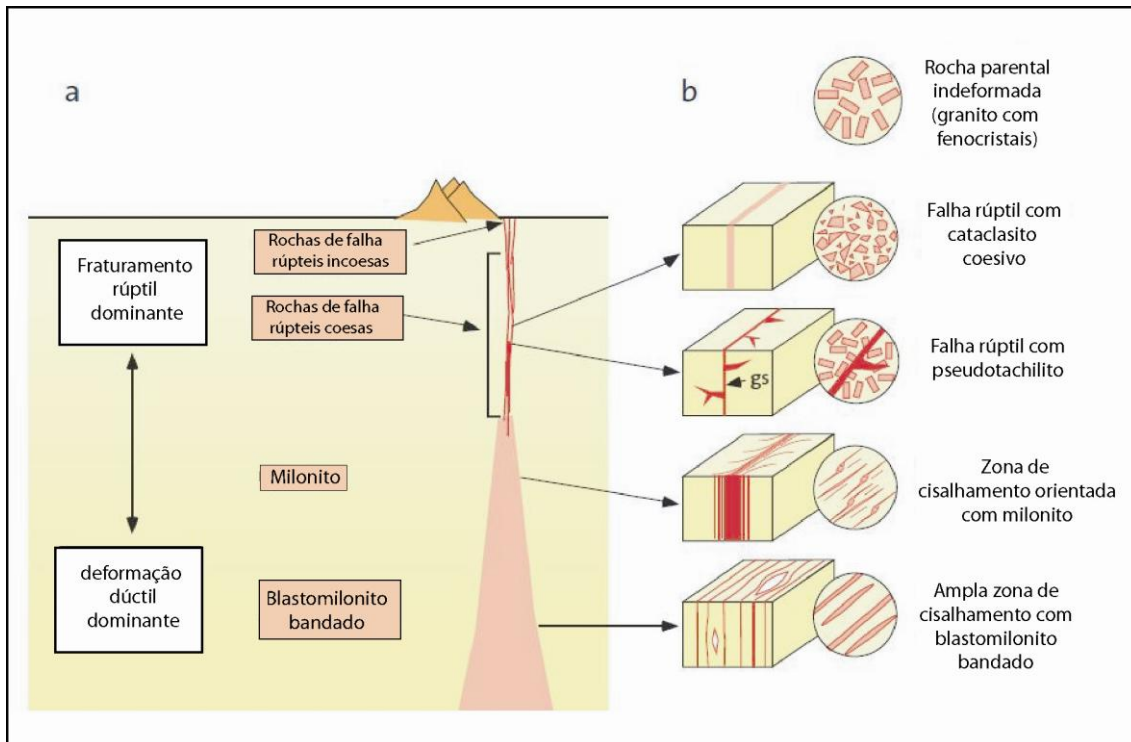


Figura 2: (a) Representação esquemática dos processos de deformação rúptil e dúctil e (b) seus respectivos tipos de rochas e estruturas gerados em diferentes níveis crustais por zonas de cisalhamento. Modificado de (Passchier e Trouw, 2000).

Os milonitos podem ser classificados em relação á temperatura pela qual o protólito passou, de acordo com as texturas e estruturas identificadas em lâminas delgadas Essa classificação divide os milonitos em (i) milonitos de baixo grau, (ii) milonitos de grau médio e (iii) milonitos de alto grau. Cada uma destas fases apresenta determinadas características descritas por Trouw *et al.* (2010), e são listadas abaixo:

Milonitos de baixo grau:

- Temperatura: 250-500°C
- Porfiroclastos de feldspatos freqüentemente fraturados pela cataclase.
- Quartzo com deformação dúctil ativada por processos cristalinos marcados pela mudança de forma do grão, formação de subgrãos e extinção ondulante.
- Quartzo freqüentemente menor que 50 micrômetros.
- Presença de transição nítida entre protomilonito, milonito e ultramilonito

	Trama aleatória	Foliado			
Incoesivo	Brecha de falha	?			
	Farinha de falha	?			
Coesivo	Vidro	Pseudotaquilito	?		
	Redução tectônica no tamanho de grão dominante crescimento de grão por recristalização + neomineralização	Brecha de esmagamento Brecha de esmagamento fina Microbrecha de esmagamento		Proporção de matriz	
		Protocataclasito	Promilonito		
		Cataclasito	Filonito		Milonito
		Ultracataclasito	Filonito		Ultramilonito
	Pronunciado crescimento de grão	?	Blastomilonito		
		90-100%	50-90%	10-50%	0-10%

Figura 3: Classificação de rochas miloníticas e de falhas. Retirado e traduzido de (Sibson 1977).

- Estruturas assimétricas como indicadores cinemáticos.

Milonitos de médio grau:

- Temperatura: 500-650°C
- Quartzo completamente recristalizado, principalmente por processo de rotação de subgrãos.
- Quartzo com fábrica cristaloblástica poligonal com média de tamanho de grão maior que 50 micrômetros.
- Porfiroclastos de feldspato com extinção ondulante e estruturas de núcleo-manto (*core-mantle*) por recristalização parcial.
- Fraturamento não é comum.
- A transição gradual para rochas não miloníticas é comum.
- Estruturas assimétricas não são tão evidentes quanto nos milonitos de mais baixo grau.

Milonitos de alto grau:

- Temperatura: > 650°C
- Rocha completamente recristalizada, obliterando ou mascarando as estruturas miloníticas prévias.
- Estruturas simétricas de difícil identificação de sentido de cisalhamento.
- Quartzo maior que 200 micrômetros.
- Feldspato maior que 100 micrômetros.

Para determinar o sentido do cisalhamento é preciso identificar feições que assinalem tal movimentação como indicadores cinemáticos identificados em campo e/ou em lâminas petrográficas. Para tal foi necessário realizar os seguintes procedimentos:

- Cortar a lâmina delgada ao longo da seção XZ, ou seja, perpendicular a foliação e paralelo á lineação de estiramento ou de agregados em amostra orientada.
- No caso de zonas de cisalhamento sub-horizontais, como é o caso do MC, a especificação do movimento não pode ser “sinistral” ou “dextral”, e sim “topo para NE” ou “topo para E”, por exemplo.

São utilizados diversos tipos de indicadores cinemáticos para a determinação da movimentação tectônica, como caudas de deformação em feldspatos, pares SC, dobras de cisalhamento e dobras em bainha, entre outros (Fig. 4).

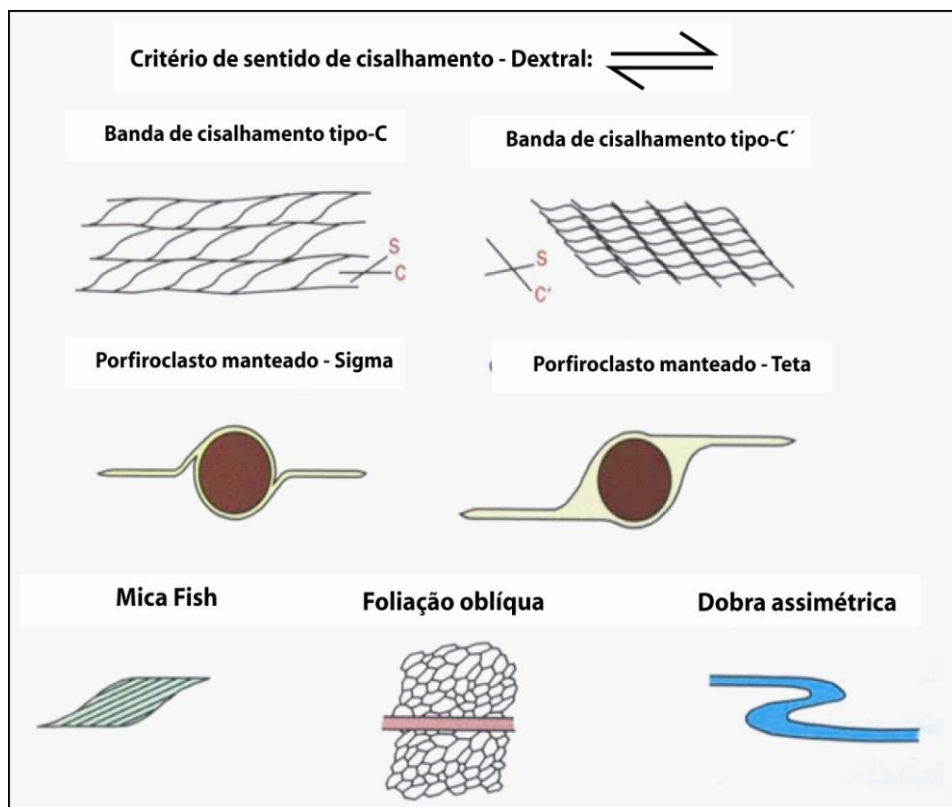


Figura 4: Indicadores cinemáticos pra a identificação do sentido do transporte tectônico em zonas de cisalhamento com movimento dextral em alto ângulo ou lateral direito em baixo ângulo. Modificado de Passchier e Trouw (2005).

3. METODOLOGIAS E TÉCNICAS

3.1 Revisão bibliográfica

A análise bibliográfica consistiu na revisão de artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizados anteriormente na área estudada, com o objetivo de obter embasamento teórico sobre conceitos, metodologias, técnicas e geologia da região além de permitir planejar estratégias de ação para o estudo a ser realizado. O levantamento de dados estruturais disponíveis na bibliografia possibilitou um relatório prévio do comportamento estrutural da área como: (a) principais limites de terrenos; (b) geometria e orientação das litologias e suas relações de contatos; (c) relações estruturais e fases de deformação já descritas.

3.2 Sensoriamento remoto e Sistemas de Informação Geográfica

A interpretação das imagens de satélite e fotografias aéreas tem como objetivo identificar os padrões de macroformas do relevo, os principais lineamentos e feições geomorfológicas do Complexo Porongos, especificamente na Antiforme Capané, bem como as possíveis áreas com afloramentos a serem visitadas nas etapas de campo, resultando em uma investigação geológica e geográfica indireta da área.

Esta etapa foi realizada com a utilização de imagens orbitais dos sensores ASTER em diferentes composições falsa-cor (RGB), de imagem

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) com a qual foi gerada uma imagem MDT (modelo digital do terreno) com efeito de relevo sombreado de montanha (*Hill Shade Relief*). Com a técnica de superposição de imagens, foram superpostas as imagens ASTER sobre o MDT, para realce das macroformas do relevo e de estruturas que compõe o terreno, especificamente na AC (Fig. 5).

As fotografias aéreas foram cedidas pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil e estão em escala 1:25.000. Nelas foram analisadas padrões de relevo que identifiquem feições de limites e contatos litológicos, estruturas como falhas e fraturamentos, drenagens e acessos a áreas potenciais para afloramentos. Também foram utilizadas imagens do Google Earth em diferentes escalas no auxílio ao reconhecimento da área.

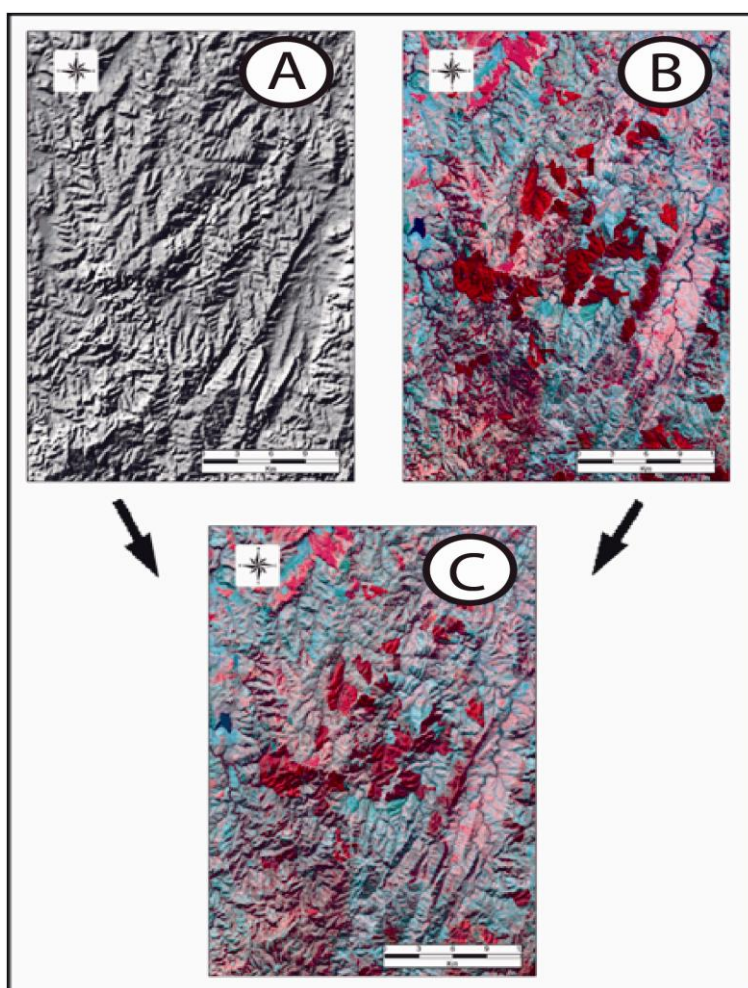


Figura 5: Técnica da superposição de imagens. a) Imagem SRTM com efeito de relevo sombreado de montanha (*Hill Shade Relief*); b) imagem ASTER (RGB 321); c) Superposição de A e B.

O Sistema de Informações Geográficas foi realizado através do programa ArcGis 9.3, contendo uma base cartográfica com os principais acessos, imagens de satélite, modelo digital de elevação, os arquivos vetoriais (*shapefiles*), mapas geológicos extraídos de trabalhos realizados anteriormente, principais estruturas como foliações, dobras, falhas e fraturas (Fig. 6). Isso para poder gerar novas informações geológicas e fisiográficas da área de estudo e uma integração das informações coletadas durante o trabalho com os dados pré-existentes

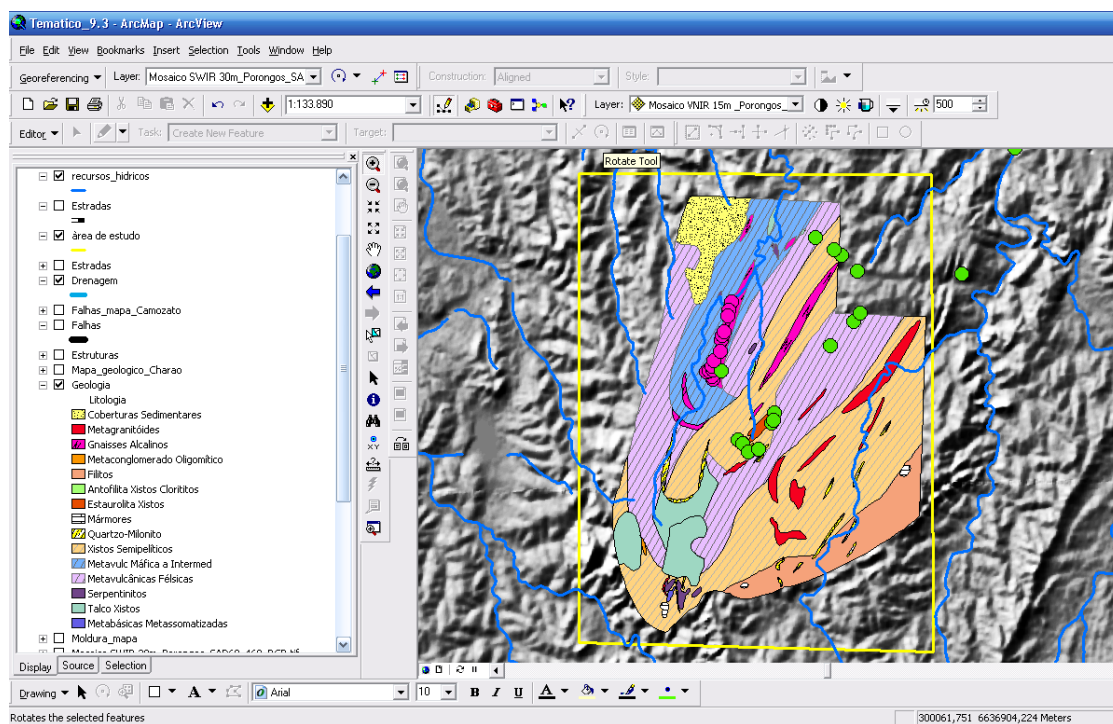


Figura 6: Banco de dados em plataforma SIG através do programa ArcGIS.

3.3 Mapeamento Geológico

A etapa de campo foi realizada em três dias onde foram feitos perfis geológico ao longo do corpo do MC e nas rochas que o hospedam. Os dados estruturais na área de estudo foram coletados utilizando bússolas *Brunton®* com declinação magnética corrigida conforme a área de estudo. As medições estruturais foram feitas com a notação de “mão esquerda”. Foram registradas medidas de foliações, clivagens de fraturas, lineações e dobras para visualização e interpretação da distribuição espacial e geométrica das

estruturas para o reconhecimento das fases deformacionais atuantes na área e as correlações entre o MC e as rochas encaixantes.

Os pontos de campo foram nomeados sistematicamente e receberam as iniciais do nome Gustavo Zvirtes seguido de números seqüenciais. Sendo assim, os pontos são GZ-01, GZ-02 e assim sucessivamente. As amostras foram numeradas de acordo o ponto, e discriminadas para as devidas técnicas, como petrografia e análises geoquímica. As coordenadas geográficas de cada ponto foram registradas através de aparelho GPS *Etrex* da marca *Garmin*.

Em campo foram coletadas amostras de rochas representativas do MC e das rochas metassedimentares encaixantes, com as possíveis variações composicionais e estruturais. A amostragem foi procedida com cuidados para coletar fragmentos de rocha livres de alteração e em locais com boas exposições. Para tal foram utilizados marretas, talhadeiras e sacos plásticos devidamente etiquetados. Também foram realizadas fotografias dos afloramentos para o registro e interpretação dos mesmos.

3.4 Geologia Estrutural – Análise tectônica

A análise estrutural associada a estudos de mapeamento e petrografia tem se mostrado eficiente no reconhecimento das estruturas, das condições e do tipo de deformação atuante na formação de unidades orogênicas. A integração destas técnicas tem permitido reconhecer a distribuição das tensões regionais e a construção de modelos para a geração das estruturas e de evolução tectônica de terrenos colisionais.

Esta técnica objetiva obter um controle estrutural da área com a descrição dos tipos, da geometria e a da intensidade dos mecanismos deformacionais atuantes na área estudada. A análise tectônica foi realizada em uma perspectiva multi-escala, ou seja, sendo realizadas análises de estruturas em mega-escala, meso-escala e micro-escala. A mega-escala é feita através da interpretação de imagens orbitais e fotografias aéreas, a meso-escala com a análise de afloramentos e amostras de mão e a micro-escala pela microscopia em lâmina delgada.

Os dados estruturais compilados e os dados de campo coletados foram tratados, analisados e interpretados através de diferentes técnicas de análise estrutural com o objetivo de identificar as principais fases de deformação e suas respectivas orientações espaciais. Para o tratamento dos dados estruturais coletados no MC e em suas encaixantes, foram gerados estereogramas a partir do programa Stereonet®. Também são produzidos bloco-diagramas esquemáticos, e interpretações em fotomosaicos nos afloramentos, das diferentes fases deformacionais para organizar espacialmente e ilustrar as estruturas descritas em campo, com o auxílio do programa *Illustrator*.

3.5 Petrografia

Para a confecção das lâminas delgadas foram selecionadas quatro amostras, representando o MC com diferentes intensidades de deformação, variando de textura protomilonítica, milonítica e ultramilonítica. Outras duas amostras de metassedimentos também foram selecionadas para a caracterização das rochas metassedimentares encaixantes. Objetiva-se a classificação do granitóide e suas hospedeiras, descrição e reconhecimento das composições, texturas e estruturas dos litotipos, e reconhecimento dos mecanismos envolvidos na gênese dos mesmos. Outro objetivo é identificar as paragêneses minerais para estabelecer as condições metamórficas atuantes nas rochas estudadas, e verificar as zonas de pressão e temperatura de formação de tais assembléias minerais assim como a sua distribuição espacial. Também visa descrever o transporte tectônico das rochas através da identificação de indicadores cinemáticos integrados às relações de campo.

Preparação de lâminas delgadas

A preparação das amostras para petrografia consistiu nas etapas de corte, laminação e polimento. Estes procedimentos foram feitos no laboratório

de preparação de amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do IG-UFRGS.

Para a confecção das lâminas delgadas, as amostras selecionadas passaram pelos seguintes tratamentos:

- (a) corte na amostra de rocha, na serra circular motorizada com disco de corte diamantado, em fatias com aproximadamente 2 cm de espessura;
- (b) corte na forma de tabletes, numa serra menor, com o formato das lâminas delgadas;
- (c) polimento de uma das superfícies do tablete;
- (d) colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente;
- (e) secagem (da cola) do tablete com a lâmina de vidro em estufa, permanecendo ali durante 24 horas;
- (f) desbaste do tablete com a lâmina de vidro nas serras menores para a retirada de quantidades desnecessárias de rocha;
- (g) desbaste final do tablete com a lâmina de vidro numa serra de corte mais preciso;
- (h) lixamento da lâmina numa série de lixas com distintos potenciais abrasivos (de 120 a 4000 grana);
- (i) acabamento final com polimento numa politriz, onde o abrasivo é composto por alumina e com 100 rotações por minuto, durante aproximadamente 5 minutos, até que a lâmina atinja a espessura de até 0,03mm.

3.6 Geoquímica

A análise litogeoquímica é de suma importância para a presente investigação pois, através dos dados obtidos foram gerados tabelas e diagramas discriminantes que auxiliaram nas questões de séries magmáticas, processos de diferenciação, fontes e ambientes geotectônicos envolvidos no magmatismo. Portanto, sendo essa técnica peça fundamental no entendimento da gênese do MC e, conseqüentemente, da evolução magmática do MC.

Os resultados químicos adquiridos com estas análises foram estudados e confeccionados como tabelas, gráficos, diagramas e estudos estatísticos com o programa *GeoChemical Data ToolKIT* (GCDkit) (Janousek *et al.* 2006) que é

um sistema para tratar e recalculiar os resultados gerados pelas análises de rocha total.

Preparo para as análises geoquímicas

Para a confecção das análises da composição elementar do Metagrânito Capané foram separadas 10 amostras. A amostragem foi feita de forma que representasse a composição do MC, apresentando variações nos teores minerais, com a finalidade de obter gráficos geoquímicos evidenciando estas variações elementares.

A partir das amostras selecionadas para a análise química em rocha total, foi realizada a britagem e moagem de rocha no laboratório de preparação de amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do IG-UFRGS.

Toda a parte de preparação das amostras deve ser feita evitando qualquer contaminação. A limpeza dos equipamentos usados entre a preparação de uma amostra e outra é feita utilizando água, detergente, saponáceo, esponjas, álcool, pistola de ar comprimido e aspirador de pó, com intenção de diminuir a chance da contaminação ao máximo. Este material foi encaminhado para Acme Analítica Laboratórios LTDA, no estado de Goiás, para lá proceder outras etapas no preparo como moagem e pulverização, e também o emprego da metodologia analítica.

Realizadas as etapas de preparo de amostra, obteve-se concentrado de granulometria menor que 200 mesh, que passou por análises envolvendo espectrometria de massa, utilizando para tal os equipamentos de *Inductively Couple Plasma* – ICP, para elementos maiores e *Inductively Couple Plasma - Mass Spectrometer* – ICPMS que mede a presença dos elementos traços.

***Inductively coupled plasma* – ICP**

O plasma acoplado indutivamente - *Inductively coupled plasma* – ICP (Fig. 7) mede a maioria dos elementos da tabela periódica com baixo limite de detecção e boa precisão. Esta técnica também tem a capacidade de analisar

uma grande quantidade de amostras em um curto período de tempo (Rolinson, 1993).

A espectrometria de emissão atômica mede a intensidade da luz emitida por átomos ou íons excitados quando ocorre uma transição de seu elétron de valência para um estado de energia mais baixa. Essa transição é acompanhada da emissão de um fóton de energia característica na faixa da luz visível ou ultravioleta. O estado excitado é de curta duração e pode ser alcançado por absorção de um fóton característico ou por temperaturas elevadas. Dessa forma, para obter uma fonte de alta temperatura para excitação de átomos no processo de espectrometria de emissão construiu-se a tocha de plasma acoplado indutivamente (ICP) (Fig.8).

A produção do espectro ocorre pela nebulização da amostra em solução no interior de um plasma de argônio sustentado por um campo magnético gerado por uma bobina de rádio frequência. Para formar o plasma no início da operação o argônio é ionizado, para tornar-se condutor, com o auxílio de uma centelha de alta voltagem. Isso provoca muitas colisões com um rápido aumento de temperatura (Gomes, 1984).

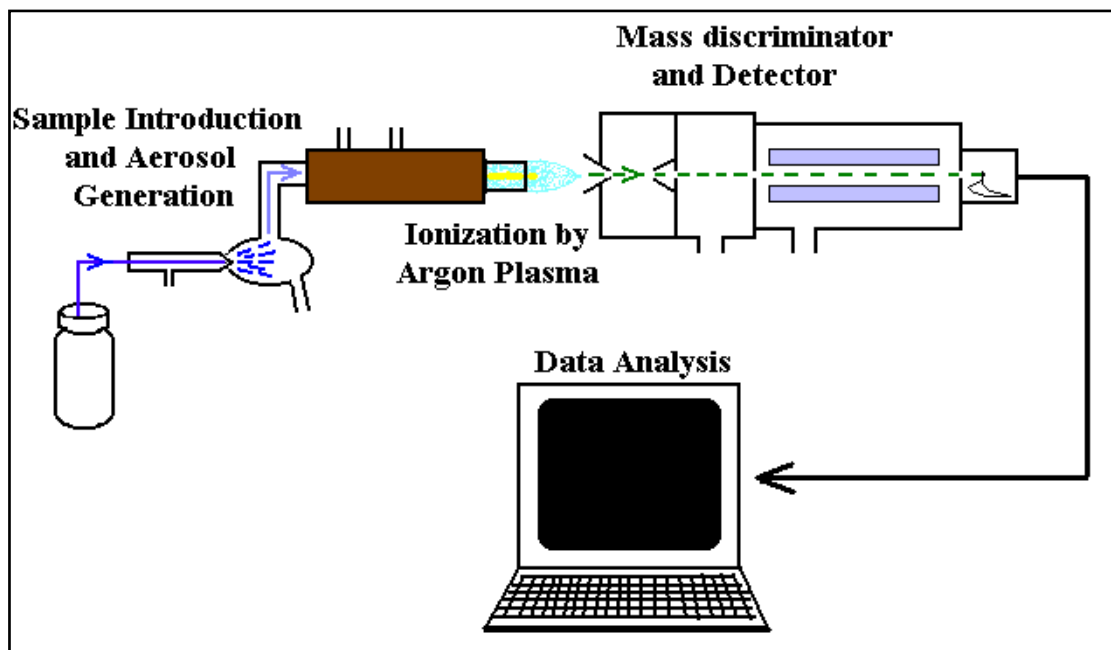


Figura 7: Esquema simplificado de funcionamento do ICP.

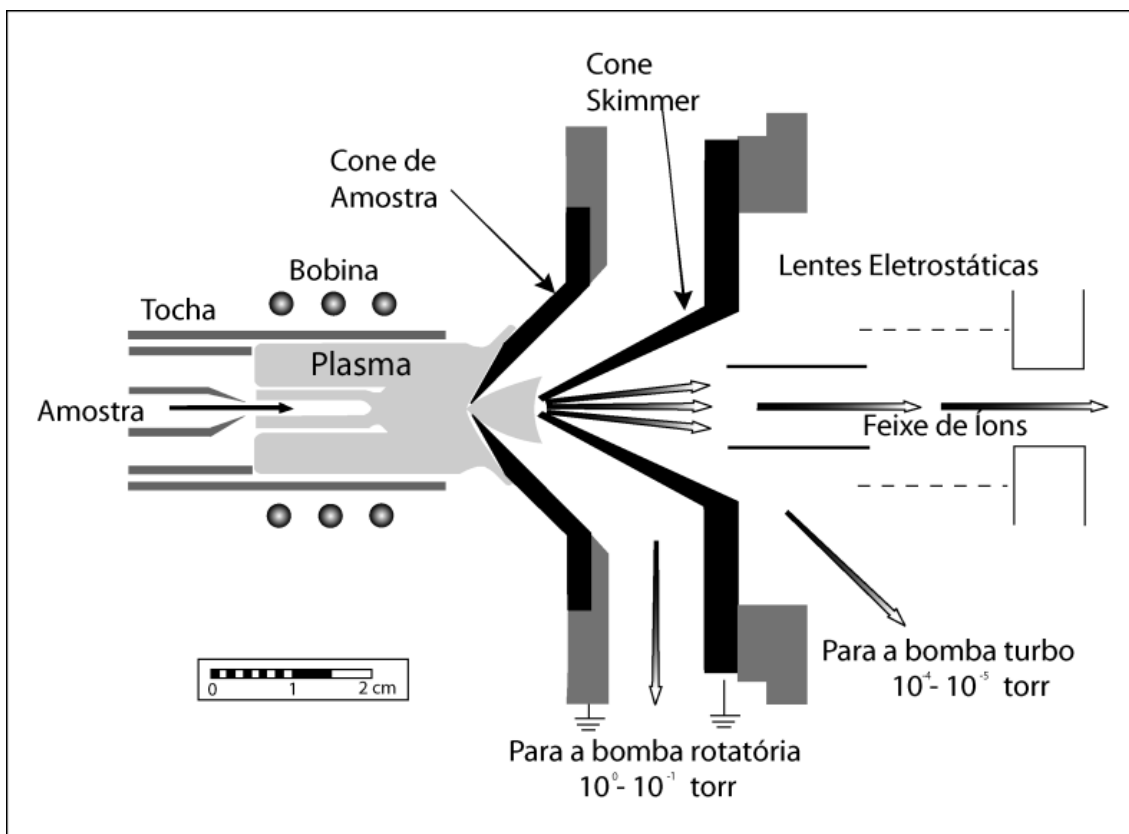


Figura 8: Representação esquemática detalhando o sistema da tocha de plasma (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).

Plasma são gases em elevada temperatura que têm uma fração de seus constituintes dissociados em íons e elétrons. Para manter o plasma sustentado é necessário o fornecimento contínuo de energia. O plasma usado no *Inductively coupled plasma* – ICP é formado por elétrons e íons de argônio e é sustentado pelo movimento circular de íons e elétrons no campo magnético oscilante de uma bobina de indução. A temperatura no plasma atinge 10.000K, essa temperatura é suficiente para excitar todos os tipos de átomos.

Os átomos excitados emitem uma grande variedade de linhas espectrais. Cada elemento tem uma linha de emissão característica e, devido à alta temperatura todas as linhas são emitidas simultaneamente por todos os elementos constituintes da amostra. Devido a isso ocorrem muitas interferências espectrais e torna-se necessário ter um espectrômetro de alta resolução que permita distinguir entre linhas muito próximas para ser possível a identificação dos elementos presentes na amostra analisada.

Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry – ICP-MS

O *Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry – ICP-MS* é semelhante ao *Inductively Coupled Plasma – ICP*, porém juntamente com ele está conectado um sistema de detecção que é o espectrômetro de massa quadripolar. O *Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry – ICP-MS* tem seu limite de detecção muito baixo e boa precisão, por isso, ele é muito utilizado para a determinação do conteúdo de elementos traços (Jenner, 1990).

Ao atravessar o campo magnético gerado, os íons ou átomos provenientes da amostra são separados em um padrão chamado espectro de massa que representa a trajetória do íon de acordo com a sua massa. Sabendo a posição do íon no espectro torna-se possível identificar sua massa e carga, reconhecendo os elementos presentes na amostra (Fig. 9).

Esse sistema de detecção proporciona algumas vantagens como a detecção multi-elementar, a sensibilidade e a velocidade, bem como a utilização de um simples espectro o que a diferencia do *Inductively Coupled Plasma – ICP*.

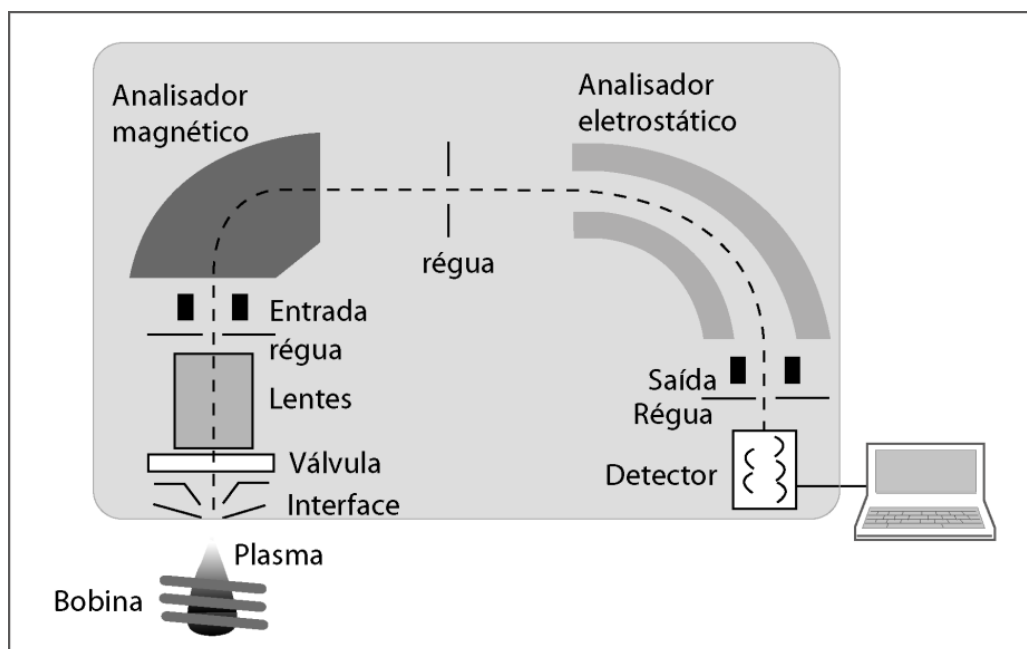


Figura 9: Esquema de funcionamento do ICP-MS de setor magnético (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 Principais Unidades do Escudo Sul-Riograndense

O Escudo Sul-Riograndense (ESRG) é resultado de processos de geração e deformação de crosta continental e de fontes mantélicas, cujas maiores contribuições são registradas em dois principais ciclos orogênicos, o ciclo Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o ciclo Brasileiro (900-535 Ma). As associações de rochas contidas no escudo foram colididas seqüencialmente, contribuindo para o crescimento da porção Sul do continente Sul-americano. Sendo, provavelmente o Néoproterozóico, o período formador das associações petrológicas e feições deformacionais orogênicas encontradas na área de estudo.

O ESRG é dividido em quatro unidades geotectônicas de acordo com suas características estruturais, geofísicas, geoquímicas, geocronológicas e petrológicas (Fig. 10). São elas, o Terreno Taquarembó como unidade representativa de um fragmento do Cráton Rio de La Plata, ocorrendo ao extremo sudoeste do Estado. O Terreno São Gabriel, representando o fechamento de um oceano e a criação de um arco magmático, constitui o setor ocidental do Cinturão Don Feliciano (CDF).

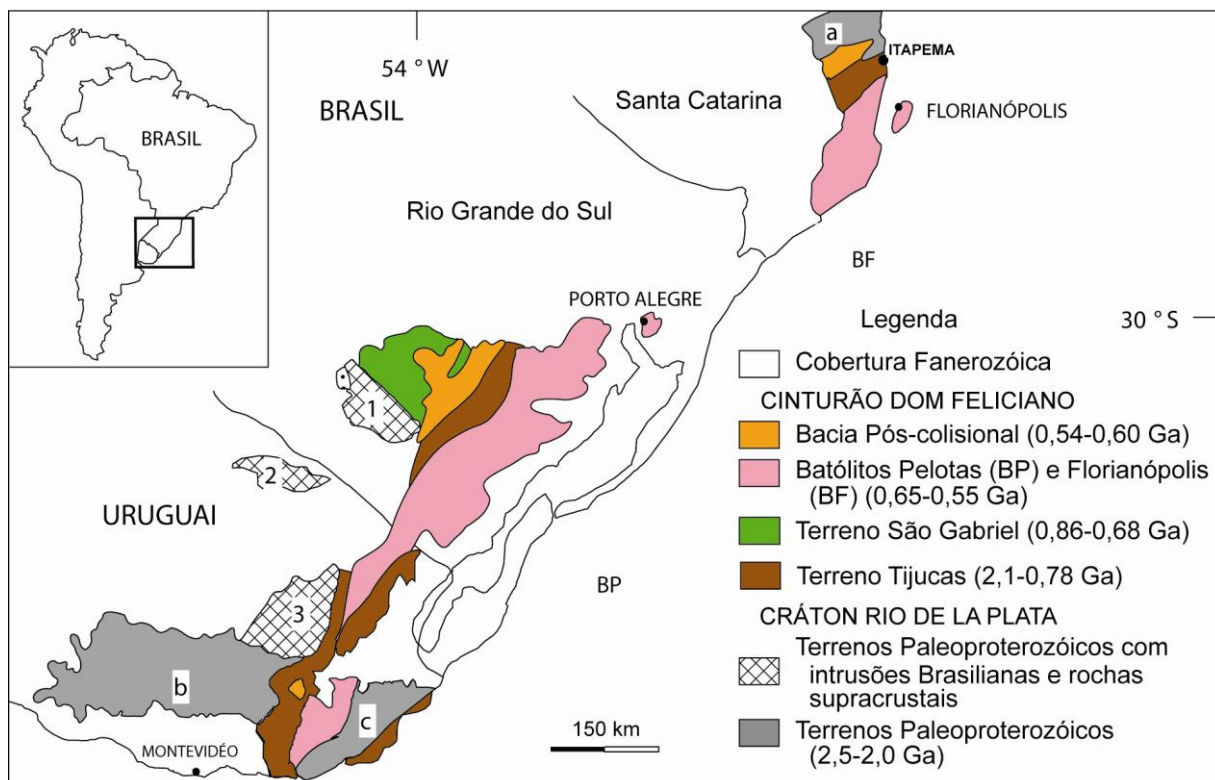


Figura 10: Mapa Geotectônico do ESRG e suas correlações com Santa Catarina e Uruguai. Terreno Tijucas, em marrom, inserido na porção central do Cinturão Dom Feliciano. (Fonte: Philipp et al. 2011).

O Terreno Tijucas na porção central do CDF constitui uma bacia vulcano-sedimentar, depositada sobre embasamento granito-gnáissico Paleoproterozóico do Complexo Encantadas, e posteriormente deformada e metamorfisada durante a colisão *Brasiliana-PanAfricana* no fim do Neoproterozóico. O Batólito Pelotas, que ocorre no extremo leste do CDF, é o cenário de intensas e múltiplas intrusões graníticas Brasilianas com septos do embasamento mais antigo, através da atuação de intensas zonas de cisalhamento (Philipp e Machado, 2005; Philipp *et al.* 2000, 2007), principalmente durante o período pós-colisional entre a movimentação dos Cráton Rio de La Plata e Kalahari no final do ciclo Brasiliano (Fig. 11).

As unidades Paleoproterozóicas do Escudo são fragmentos remanescentes do Cráton Rio de La Plata e ocorrem no Terreno Taquarembó como Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC), que é constituído por granulitos félsicos, piroxenitos e gnaisses. No Terreno Tijucas os ortognaisses do Complexo Encantadas representam as litologias do início do Paleoproterozóico. No Batólito Pelotas ocorrem septos do embasamento

Paleoproterozóico como os do Complexo Arroio dos Ratos. Sendo estas unidades correlacionadas a fragmentos que resistiram a intensa atividade tectônica no final do Neoproterozóico, na construção do sudoeste do Supercontinente Gondwana (Fig.11).

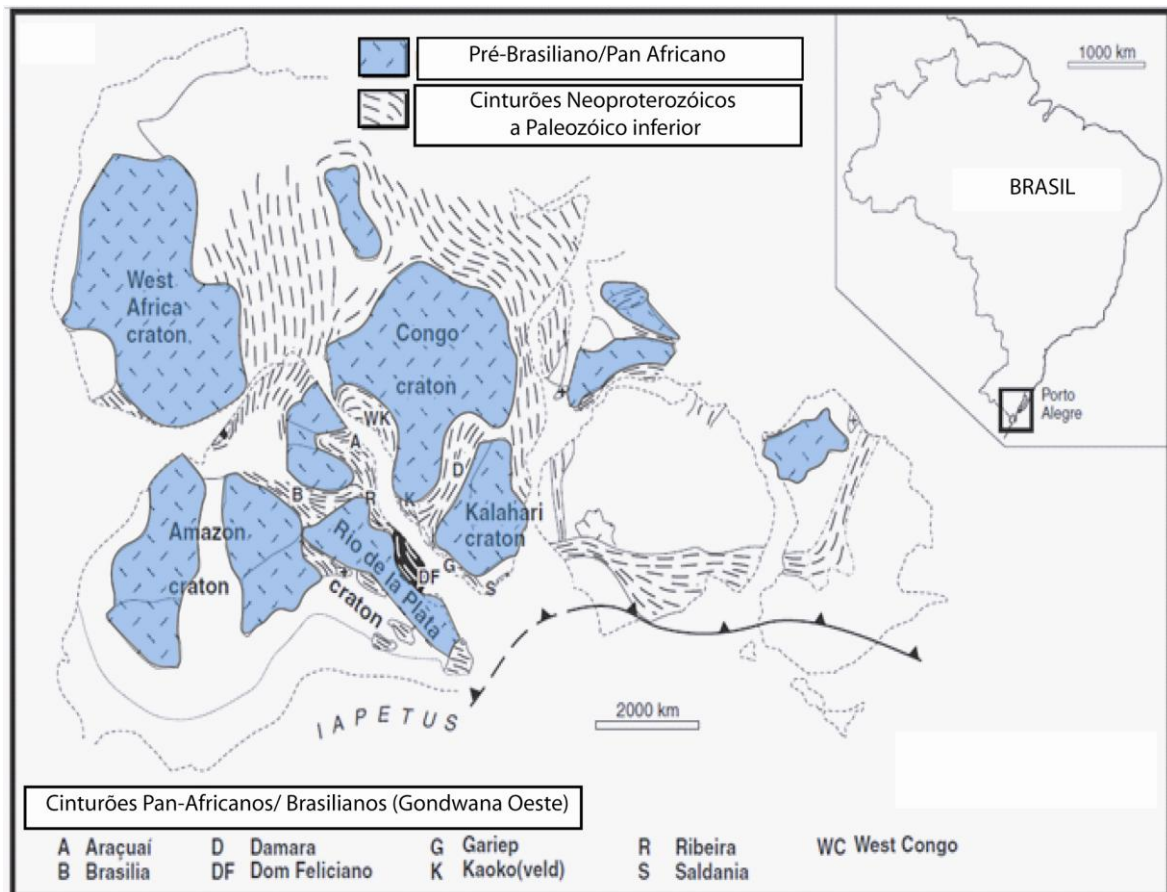


Figura 11: Principais áreas cratônicas (azul) e cinturões orogênicos dos continentes e a configuração dos mesmos durante a formação do Supercontinente Gondwana. Cinturão Dom Feliciano em preto. Modificado de Saalman et al., (2005).

Terreno Taquarembó

O Terreno Taquarembó é constituído por um complexo granulítico Paleoproterozóico, chamado Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC). O complexo é composto por granulitos básicos, trondhjemitos e tonalitos ácidos, corpos de metaultramafitos e anortositos, granada silimanita gnaiss e outros. Suas litologias contem bandamento gnáissico com direção dominante E-W. São descritos quatro principais eventos metamórficos na área do Terreno Taquarembó (Hartmann, 1998). Os dois primeiros, Paleoproterozóicos, alcançaram condições de fácies granulito, o terceiro

relacionado a metamorfismo retrógrado de fácies anfíbolito e o quarto de fácies xisto verde, ambos relacionados à deformação e magmatismo brasileiro.

O CGSMC apresenta idades U-Pb em zircão SHRIMP 2022 ± 18 Ma e 2,55 Ga (granulito básico) e Pb/Pb (TIMS) em rocha total de 2,54 a 2,18 Ga. As idades-modelo de Sm-Nd apontam valores entre 2,49 e 2,60 Ga, que apontam com metamorfismo regional granulítico Paleoproterozóico entre 2,02 e 2,10 Ga em rocha formada no final do Arqueano (2,55 Ga) a partir de acreção juvenil (Hartmann 1987 e Mantovani *et al.*, 1987).

Este complexo foi intensamente retrabalhado durante o ciclo Brasileiro através da intrusão de granitos e coberto por rochas vulcânicas e sedimentares do mesmo evento. É limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento Ibaré, ao leste pela anomalia magnética Superficial de Caçapava do Sul, definida como Sutura de Caçapava do Sul (SCS), e ao oeste e ao sul é coberto pela Bacia do Paraná.

Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel (TSG) representa um prisma acrescionário gerado durante o Neoproterozóico, cujas unidades foram formadas, em grande parte, por acreção juvenil (Chemale Jr. 2000). Apresenta associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retro-arco (*back-arc*), ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos. É limitado ao Sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), que limita seu contato com o Terreno Taquarém. Ao leste a Sutura de Caçapava do Sul coloca, por contato tectônico, o TSG ao lado do Terreno Tijucas (TT), e ao norte e noroeste é coberto por rochas da Bacia do Paraná.

Zonas de cisalhamento dúcteis de direção N20-30°E controlam as unidades do TSG. Mas quando tais unidades se aproximam da ZCI, ocorre uma rotação das estruturas para direção E-W.

Chemale Jr. (2000) denomina as rochas desta região de Terreno Metamórfico de acreção Palma, salientando que são rochas de idade neoproterozóica (1000 – 700 Ma) com assinatura isotópica juvenil, formada por acreção de arco de ilhas à margem do microcontinente Encantadas.

As rochas do TSG apresentam valores positivos de Epsilon Nd e assinalam o desenvolvimento de um sistemas de arcos magmáticos (arco de ilhas e de margem continental) durante a Orogênese São Gabriel (Chemale Jr. 2000; Saalman et al. 2005; Philipp et al. 2008). O Complexo Bossoroca, que consiste principalmente de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas andesíticas a dacíticas, representa a principal parte vulcânica desse arco. Essa relação é corroborada pelas idades de cristalização de metadacitos (U-Pb zircão, TIMS e SHRIMP), em torno de 753 ± 2 Ma, próximas das idades dos granitóides (Machado et al. 1990; Remus et al. 1999).

Batólito Pelotas

O Batólito Pelotas, situado na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, é um dos mais expressivos batólitos graníticos brasileiros da região sul-sudeste do Brasil. Com uma área aflorante de cerca de 23.000 Km², somente no Rio Grande do Sul.

O Batólito Pelotas consiste predominantemente de rochas graníticas, com idade entre 650 e 550 Ma. Um complexo granítico e sete unidades intrusivas foram discriminados por Philipp (1998), Philipp & Machado (2005) e Philipp *et al.* (2007), definidas como Complexo Pinheiro Machado (CPM), Suítes Eralv (SE), Cordilheira (SC), Viamão (SV), Suíte Piquiri (SP), Encruzilhada do Sul (SES), e Dom Feliciano (SDF). A colocação destas unidades está relacionada à atuação de zonas de cisalhamento dúcteis, principalmente da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

Valores negativos de épsilon Nd(t) e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas ($>0,708-0,716$) indicam contribuição significativa de crosta antiga, ao passo que idades-modelo de Nd entre 1,5-2,3 Ga sugerem proporções variadas de misturas entre crosta antiga e material mantélico (Babinski *et al.*, 1997; Frantz & Botelho, 2000; Philipp & Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2007). A presença desses componentes isotópicos antigos na litosfera continental, situada sob o Batólito Pelotas (Philipp & Machado, 2005; Gastal *et al.*, 2005), implica em ambiente ensialico para a Orogênese Dom Feliciano (650-590 Ma).

Três eventos tectônicos principais ocorreram no Batólito Pelotas (Fernandes et al., 1995; Philipp & Machado, 2005): (a) um evento mais antigo, de baixo ângulo (D1), reconhecido em xenólitos de ortognaisses contidos nos granitóides do Complexo Pinheiro Machado; (b) um evento longo e mais jovem, de alto ângulo (D3 e D4), associado às zonas de cisalhamento dúcteis que deformam as estruturas D1, e responsável pela colocação das suítes graníticas mais antigas do batólito; (c) um terceiro evento (D5), tardio, também associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, porém em regime dúctil-rúptil a rúptil (Tabela 1).

As rochas graníticas do batólito contêm muitos enclaves de gnaisses tonalíticos e de rochas metassedimentares que ocorrem principalmente nos corpos intrusivos mais velhos – Complexo Pinheiro Machado e Suíte Eral (Philipp & Machado, 2005; Silva et al., 2005). Um xenólito de ortognaisse, com idade em torno de 781 Ma, apresenta valor negativo de épsilon Nd(t) e idade modelo Nd em torno de 2,24 Ga, e reforça a ocorrência de refusão de crosta antiga (paleoproterozóica) há cerca de 800 Ma.

A gênese desse massivo magmatismo do Batólito, que ocorreu entre 650 Ma e 590 Ma, foi atribuída a um ambiente de arco magmático acima da zona de subducção do oceano Adamastor, mergulhando para oeste (Fernandes *et al.*, 1995), ou a hipótese de um oceano localizado a oeste do BP mergulhando para leste (Chemale Jr., 2000). Entretanto, Philipp & Machado (2005) e Philipp *et al.* (2007) e Bitencourt & Nardi (2000), sugerem que a geração do magmatismo do Batólito Pelotas ocorreu principalmente em ambiente pós-colisional.

Terreno Tijucas

Localizado na porção central do Cinturão Don Feliciano (CDF), este terreno estende-se desde Santa Catarina até o Uruguai como uma faixa alongada segundo N30-60°E, com aproximadamente 170 km de extensão e 15 a 30 km de largura dentro do Estado do Rio Grande do Sul. Em Santa Catarina é representado pelo Complexo Metamórfico Brusque, e no Uruguai como Grupo Lavalleja.

No RS, o Terreno Tijucas contém as seguintes unidades geológicas: (a) Complexo Encantadas, de idade Paleoproterozóica, composto por rochas granito-gnáissicas e anfibolíticas, (b) Complexo Porongos, Neoproterozóico, representado por rochas supracrustais e plutônicas cujo vulcanismo cálcico-alcalino ocorreu entre 773-783 Ma. Tais rochas foram metamorfasadas na fácies xisto verde a anfibolito médio, (c) unidades sedimentares siliciclásticas e vulcânicas da Bacia do Camaquã, depositadas em ambiente dúctil-rúptil (620-540 Ma), (d) rochas graníticas do evento Don Feliciano, geradas e deformadas entre 595 e 543 Ma (Chemale, 2000) as quais agregam o Metagranito Capané.

Muitos ambientes foram propostos para o Terreno Tijucas, incluindo margem passiva (Jost & Bitencourt, 1980), margem ativa (Chemale Jr., 2000) e bacia de retro-arco (Fernandes *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2000). Os dados isotópicos e de elementos-traços das rochas meta-vulcânica e metassedimentares mostram retrabalhamento do embasamento pré-Brasiliano, o que pode sugerir a deposição em crosta continental distendida ou um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica (Hartmann *et al.* 2007). O vulcanismo de 780 Ma pode estar relacionado à Orogênese São Gabriel. Fragmentos ofiolíticos ocorrem no Terreno Tijucas, identificados ao sul de Cachoeira do Sul, e podem ser cronocorrelatos com aqueles do Terreno São Gabriel (Hartmann *et al.* 2007).

4.2 Geologia do Complexo Porongos

O Complexo Porongos (CP) está localizado no setor meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977), na porção centro-leste do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-Cesar 1980). Compreende uma associação de rochas supracrustais, de idade Meso a Neoproterozóicas, metamorfasadas em condições de grau baixo a médio (Jost e Bitencourt, 1980). Encontra-se disposto em uma faixa alongada de direção N30°E, com 170km de comprimento e 15 a 30 km de largura. É limitado ao leste com o Batólito Pelotas pelas Zonas de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) e Passo do

Marinheiro (ZCPM). Apresenta recobrimento sedimentar da Bacia do Camaquã (sub-bacias Guaritas, ao oeste e Piquiri-Boici, no centro) e recobrimento Fanerozóico da Bacia do Paraná (Chemale Jr. 2000) (Fig. 12).

O CP é constituído por seqüência metavulcanossedimentar com intercalações ou lentes de ortognaisses e rochas metaultramáficas, metamorfas progressivamente até a fácies anfíbolito e retrometamorfas na fácies xisto verde (Jost e Bittencourt, 1980). As rochas metassedimentares são metapelitos, xistos carbonosos, quartzitos, mármore e lentes de metamarga. Também são registrados a presença de corpos graníticos intrusivos (Frantz e Remus, 1986; Chemale Jr. 2000; CPRM – FOLHA PIRATINI 1:100.000; Philipp & Camozzato, 2009). As rochas metavulcânicas ocorrem intercaladas com os metassedimentos e mostram a mesma deformação, além disso, rochas de origem provavelmente tufítica encontram-se em alternância com xistos pelíticos e quartzitos. A idade do magmatismo (aprox. 780 Ma) fornece a idade da atividade vulcânica sin-deposicional (Hartmann et. al. 2007).

É estruturado por quatro estruturas antiformais, de escala quilométrica, sendo elas: a Antiforme Capané localizada na região norte do Terreno Tijucas. O Domo de Santana da Boa Vista, na região central, a Antiforme Serra dos Pedrosas, ao leste do Domo de Santana, e a Antiforme do Godinho, ao sul do Domo de Santana e do Rio Camaquã (Fig. 12).

O Domo de Santana é uma estrutura alongada cujo núcleo expõe uma infra-estrutura composta por rochas do embasamento (Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista) e uma supra-estrutura composta por metapelitos, quartzitos e mármore do CP. A Antiforme Serra dos Pedrosas, situada a leste do Domo, consiste principalmente de rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, subordinadamente metapelitos e xistos grafitosos (Jost 1981, Jost e Bittencourt 1980, Marques & Caravaca 1994). A Antiforme Capané, localizada no extremo norte da faixa, compreende a área de estudo do presente trabalho, composta por rochas vulcânicas máficas e félsicas e rochas sedimentares como pelitos, quartzitos e mármore. A Antiforme Serra do Godinho também com rochas supracrustais neoproterozóicas e embasamento paleoproterozóico do Complexo Encantadas.

As rochas metavulcânicas e metassedimentares do Complexo Porongos mostram valores negativos muito evoluídos de $\epsilon_{Nd(t)}$ e idades-modelo Nd com valores elevados (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2007). De maneira geral, os dados isotópicos de Nd e Sr do Complexo Porongos indicam que as fontes dos sedimentos da porção oeste do complexo são as unidades do embasamento Paleoproterozóico, com contribuição menos importante de fontes mais jovens. A porção leste pode ter área-fonte mais jovem, em parte Neoproterozóica.

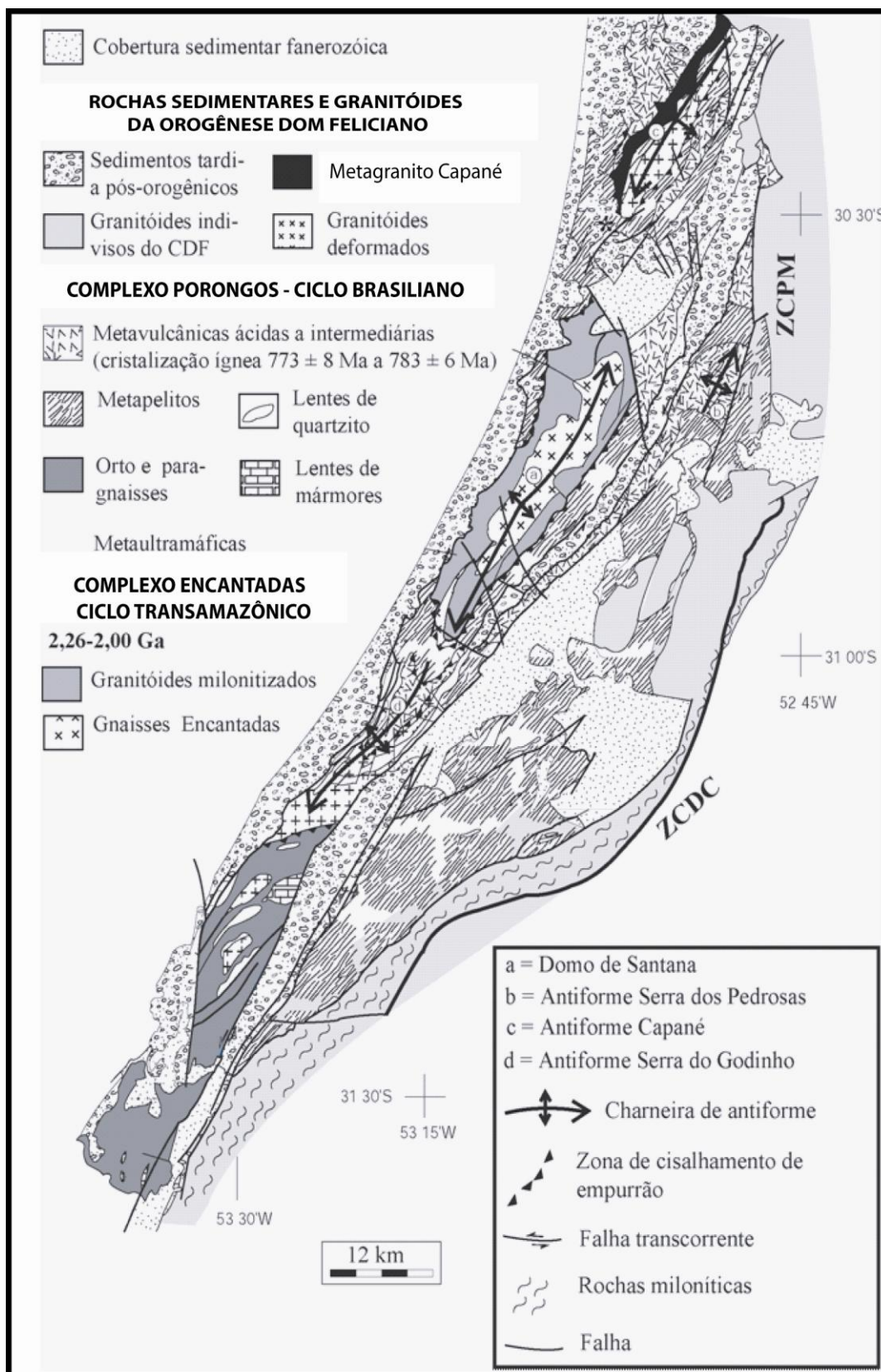


Figura 12: Mapa Geológico do Complexo Porongos Em destaque tracejado vermelho a região da Antiforme Capané. (Modificado de Chemale, F., 2000).

Evolução estrutural do Complexo Porongos

O CP apresenta uma complexa trama estrutural caracterizada por várias fases de dobramentos (Jost e Bitencourt, 1980). O acamamento dos metapelitos contém veios e segregações de quartzo S-paralelos e também dobras isoclinais, em escala de 1-10 cm, e foi, portanto, construída a partir de camadas que já estavam dobradas. Este acamamento representa a primeira foliação (S_1), e está associada com o primeiro episódio de dobramento F_1 . A fase de deformação D_2 produz dobras isoclinais associadas ao desenvolvimento de uma clivagem de crenulação S_2 , com transposição do acamamento S_0 e da foliação S_1 . Durante o desenvolvimento das foliações S_1 e S_2 foram atingidas condições de pico metamórfico de fácies xistos verdes inferior a médio (Jost, 1981). A foliação S_2 exibe uma lineação mineral e/ou de estiramento com direção NNE-SSW. Zonas de cisalhamento dúcteis são sugeridas por feições microestruturais como quartzo estirado e mica *fish*. Indicadores cinemáticos remanescentes sugerem um sentido de cisalhamento de topo para NNE (Hartmann *et al.*, 2007).

A fase de deformação D_3 levou ao redobramento das dobras F_2 e geração de um padrão de dobras abertas (F_3) de escala quilométrica, com eixos mergulhando para NE e SW (Jost e Bitencourt, 1980). Essa fase é responsável pela estruturação do CP em mega estruturas antiformais, como a Antiforme Capané, onde o MC está posicionado em seu flanco oeste.

A quarta fase de deformação (D_4) ocorreu em condições retrogressivas e está representada por dobras abertas a fechadas com eixos orientados segundo NW-SE. O dobramento foi associado com empurrão para NW, levando à colocação de *nappes* e empilhamento por empurrão, e também ao transporte para NW das unidades situadas na porção sudeste do Complexo Porongos e, conseqüentemente, posicionando-as sobre as unidades do noroeste (Hartmann *et al.*, 2007). Estas fases podem ser vistas no quadro 1 e na figura 13.

Segundo (Hartmann *et al.*, 2007), há no mínimo, duas unidades de empurrão principais que podem ser inferidas como responsáveis pela geometria geral do Terreno Tijucas. A pilha de fatias de empurrão foi recortada

por falhas semi-rúpteis a rúpteis, durante D5, em regime de cisalhamento transcorrente sinistral. De acordo com estes mesmos autores bacias de *pull-apart*, delimitadas por falhas, formaram-se em segmentos transtensionais, com forma estreita e alongada, segundo a direção NE-SW, como por exemplo, a Bacia do Piquiri. Elas foram preenchidas por uma espessa seqüência de sedimentos não metamorfizados, que representam os primeiros depósitos da Bacia do Camaquã. Estas seqüências também foram afetadas por falhamentos e dobramentos relacionados aos eventos D6 e D7.

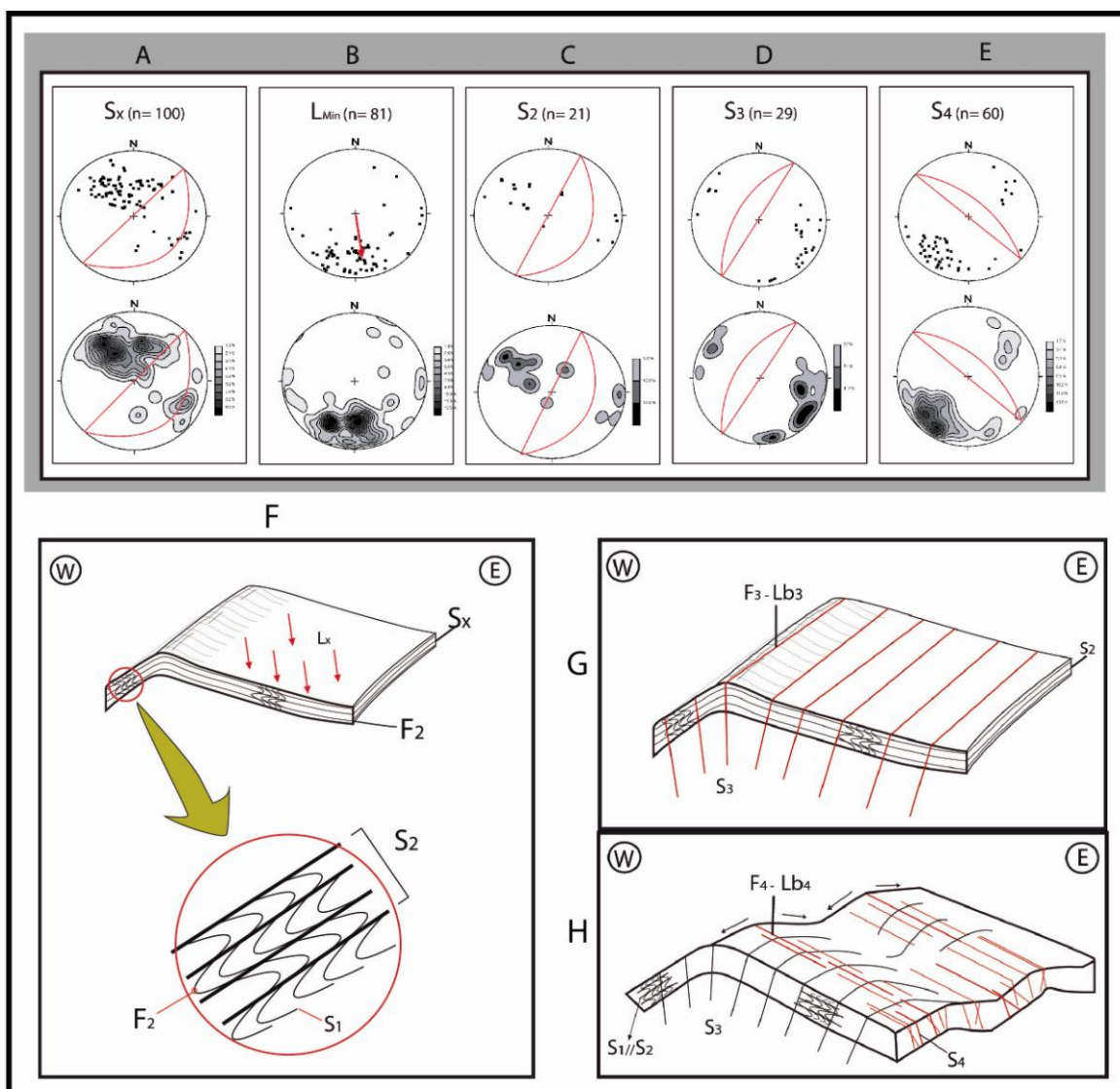


Figura 13 - Representação das fases deformacionais identificadas no Complexo Porongos. (A, B, C, D e E): esterogramas de foliações, lineações e fraturas coletados próximo ao município de Candiota; (F): Detalhe da foliação S1 como dobras intrafoliais F2 gerando a foliação S2; (G): Dobramento da foliação S2 em estrutura antiformal, gerando uma clivagem de fratura S3, de orientação NE. (H): Representação da fase deformacional de caráter mais rúptil, S4, com clivagens de fraturas segundo SE-NW, afetando as estruturas pré-existentes.

PADRÃO DEFORMACIONAL	TERRENO SÃO GABRIEL	TERRENO TIJUCAS	BATÓLITO PELOTAS
Empurrão	D-embasamento (880 Ma) Gnaisses dioríticos	D-1 embasamento 2,2 - 2,0 Ga Complexo Encantadas	D-1 embasamento 2,2 - 2,0 Ga Septos do embasamento
Empurrão oblíquo	D1 760 - 720 Ma Para e ortognaisses, metavulcânicas	D1 780 - 770 Ma Metavulcânicas	D1 750 Ma Ortognaisses, septos
Transcorrência 1ª Colisão Período sintectônico	D2 710 - 680 Ma Metagranitos cálcico-alcálicos	D2 Metagranitos	D2
Transcorrência 2ª Colisão Período sintectônico	D3 650 Ma Granitos cálcico-alcálicos pouco foliados	D3 Metagranitos	D3 650 Ma Metagranito Quiléria
Transcorrência 2ª Colisão Período tardi-tectônico	D4	D4	D4 630 - 610 Ma Suítes Cordilheira e Viamão
Transcorrência Período pós-colisional	D5 600 Ma Granitos e vulcânicas cálcico-alcálicas e shoshoníticas	D5 600 Ma	D5 600 - 590 Ma Suítes Piquiri, Encruzilhada e Dom Feliciano
Transcorrência Período extensional	D6 590 - 550 Ma Granitos alcálicos Domo de Caçapava	D6 530 Ma Gnaisse Capané Domo de Santana	D6 550 - 530 Ma Suíte Itapuã, granitos e enxames de diques alcálicos
Colapso Guaritas	D7 500-450 Ma	D7 500-450 Ma	D7 500-450 Ma

Quadro 1 – Quadro com os principais eventos deformacionais do Cinturão Dom Feliciano. Retirado de (Hartmann *et al.*, 2007).

4.3 Geologia da Antiforme Capané

A Antiforme Capané localiza-se no extremo norte do CP, e foi alvo de um mapeamento em escala 1:50.000 realizado durante o trabalho de graduação de formandos do Curso de Geologia da UNISINOS em 1978, ao qual se seguiram estudos sobre temas específicos (Jost e Hartmann 1979, Hartmann & Jost 1980), de formandos do curso de geologia da UFRGS em 1994, como os de Marques *et al.*, 1998 a e 1998 b; e Marques *et al.* 2003. É composta por seqüência de rochas vulcanossedimentares metamorfisadas no fácies xisto verde a anfibolito inferior (Fig. 14). Marques *et al.*, (1998 b) subdividiram as rochas supracrustais em duas grandes unidades litológicas. Uma dominada por rochas metavulcânicas e outra por rochas metassedimentares. Estas unidades estão orientadas preferencialmente segundo NE-SW e foram intrudidas por corpos de granitóides leucocráticos, hoje estirados em lentes decamétricas dispostas segundo a foliação das encaixantes.

A estrutura antiformal tem um eixo de direção média NE30°E e um caimento médio de 20° para 220°. O flanco oeste da antiforme mergulha em média 38°NW e o de leste 30°SE (Marques *et al.*, 1998 a). Estas atitudes determinam um ângulo interflancos de aproximadamente 110°, o que permite definir a estrutura como uma dobra aberta com superfície axial praticamente vertical (86°SE). Vista em aerofotografias em escala 1:110.000, a antiforme está cortada por estreitas e longas faixas de alto *strain*, as quais são definidas, em afloramentos e lâminas delgadas, por filonitos e ultramilonitos (Marques *et al.*, 1998 a). Estas faixas também estão dobradas na antiforme e representam antigas superfícies de cisalhamento (S1+S2) NE-SW de baixo ângulo de mergulho. Em geral, as feições de cisalhamento estão mais bem preservadas nos metagranitóides e nas rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias (Marques *et al.*, 1996).

Estes autores descrevem a ocorrência de corpos tabulares de gnaisses alcalinos e metaultramáficas ocorrendo como imbricações no meio da seqüência. A unidade metavulcânica aflora principalmente ao longo do flanco oeste da Antiforme Capané, enquanto a unidade metassedimentar está

concentrada nas porções central e leste desta megaestrutura, com amplas interdigitações entre ambas.

A unidade metavulcânica foi subdividida em duas sub-unidades, uma félsica de afinidade cálcico-alcálica e outra intermediária a máfica de caráter transicional a toleítico, sendo interpretado por Marques *et al.* (1998) como tendo ocorrido em parte sob condições sub-aquosas e vulcanismo explosivo associado à subducção de crosta oceânica sob um continente existente durante o Neoproterozóico. O conteúdo elevado de ETR e LILE e as relações de campo sugerem vulcanismo associado à subducção de crosta oceânica sob um continente pré-existente, provavelmente representado pelas rochas granito-gnáissicas do Complexo Encantadas, do Paleoproterozóico.

As rochas metassedimentares consistem de metapelitos e quartzitos, com algumas lentes de mármore e mais raramente metaconglomerados. Enquanto os metapelitos e quartzitos se distribuem em grande parte da área da estrutura, os mármore se associam em sucessivas cristas no flanco leste com ótima exposição em antigas cavas de minas de lentes destes mármore. Os metaconglomerados são restritos ao extremo sudoeste da área. A natureza das rochas metassedimentares sugerem sedimentação em ambiente de mar raso, com vulcanismo sub-aquoso. As rochas da antiforme são interpretadas como de idade Neoproterozóica (Marques *et al.* 1998).

As rochas graníticas deformadas da AC, que ocorrem essencialmente no flanco oeste da mesma, as quais são nosso principal objeto de estudo, sendo representadas pelo MC, foram primeiramente interpretadas por Hartmann & Jost (1980) como arcóseos metamorfisados. Posteriormente nos trabalhos de Marques *et al.* (1998) essas rochas foram denominadas de Gnaisses Capané de origem ortoderivada e que estes corpos estariam intercalados tectonicamente nas supracrustais do CP. E que sua gênese representaria um

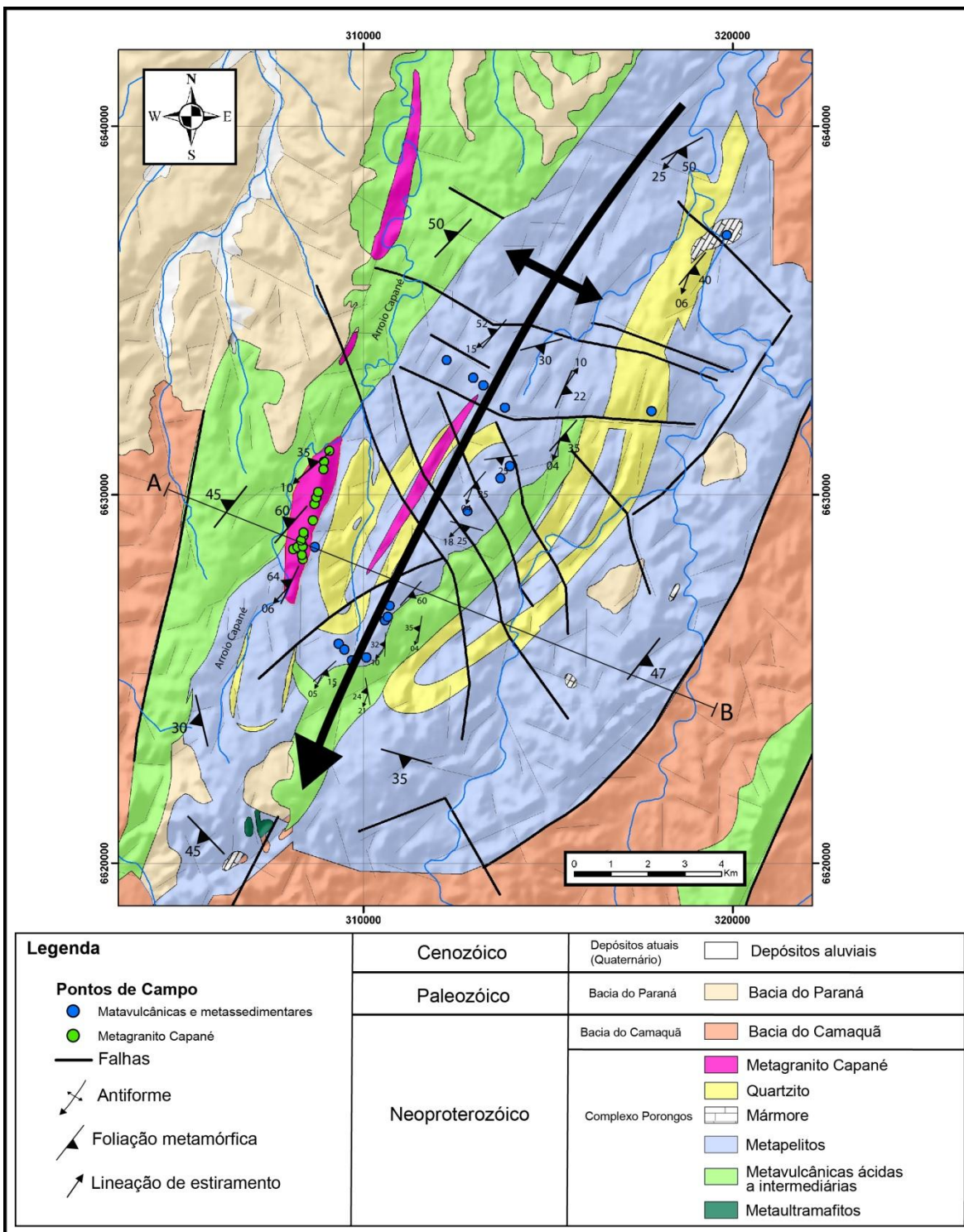


Figura 14: Mapa geológico da Antiforme Capané gerado no presente trabalho.

magmatismo associado a um evento extensional anterior ou concomitante à formação da bacia (Marques 1996, Marques et al. 1998).

Rochas metaultramáficas ocorrem como um alinhamento de lentes situadas ao longo do flanco oeste da antiforme. São compostas por serpentinitos com e sem textura reliquiar e, em menor quantidade, talco xistos,

antofilita xistos e clorititos (Marques 1996, Marques *et al.*, 2003). Estas rochas estão imbricadas tectonicamente com as rochas metavulcânicas félsicas a máficas e pelas rochas metassedimentares. A química de elementos maiores, menores e traços e ETR sugerem que as rochas metaultramáficas representam a parte basal de um ofiolito desmembrado. Isto é consistente com o ambiente de subducção das rochas metavulcânicas e explica o posicionamento tectônico dos serpentinitos (Marques *et al.*, 2003).

As feições texturais e estruturais das rochas da Antiforme Capané indicam uma deformação não-coaxial e milonítica, com formação de duas foliações (Marques *et al.* 1998). A foliação S1 é local e está superposta por S2, predominante. Ambas foram formadas por cisalhamento durante o transporte tangencial para nordeste, paralelo ao Cinturão Dom Feliciano. Todo o conjunto foi dobrado de forma suave nos estágios finais da deformação, gerando a antiforme. As associações minerais de S1 indicam metamorfismo na fácies anfíbolito inferior e de S2 na fácies xisto verde médio a superior (Marques *et al.* 1998).

5. RESULTADOS

5.1 GEOLOGIA DO METAGRANITO CAPANÉ

Introdução

O Metagranito Capané (MC) aflora como corpo alongado segundo N20°E, de forma sigmoidal, com largura variando até 600 metros e comprimento de 4 Km. Está localizado no flanco oeste da Antiforme Capané intrudindo a seqüência metavulcanossedimentar do Complexo Porongos (Fig.14). Os primeiros estudos no MC foram realizados por Hartmann & Jost (1980), onde o metagranito foi, primeiramente, interpretado como um meta-arcóseo. Nos trabalhos de Marques *et al.* (1998) essas rochas foram denominadas de Gnaisses Capané e interpretados como de origem ígnea, cujo magmatismo foi interpretado e associado a um evento extensional anterior ou concomitante à formação da bacia do CP (Marques 1996, Marques et al. 1998).

No presente trabalho o MC é classificado com um aegirina pertita granito milonítico, com textura variando de protomilonítica a ultramilonítica. Sua foliação milonítica (Sm) tem orientação principal N20°E, variando até N20°W, com mergulhos em média 40° para WNW. A lineação de estiramento mergulha cerca de 10° para S30°W. Ao longo do MC é visível a variação na intensidade da deformação milonítica, que marca a atuação de zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. As rochas encaixantes do CP registram condições metamórficas da fácies xistos verdes a anfibolito inferior, com foliação metamórfica relativamente concordante com a orientação do MC (Fig. 14).

5.1.1 Geologia Estrutural

Estruturas de macroescala

Com as imagens do sensor ASTER em diferentes composições RGB e de imagens de modelo digital de elevação do terreno (MDT) é possível observar o alongamento preferencial do corpo granítico, com direção preferencialmente N20°E (Fig. 15). Tal orientação coincide com as medidas de foliação milonítica observadas em campo, também concordantes com a foliação metamórfica das rochas encaixantes.

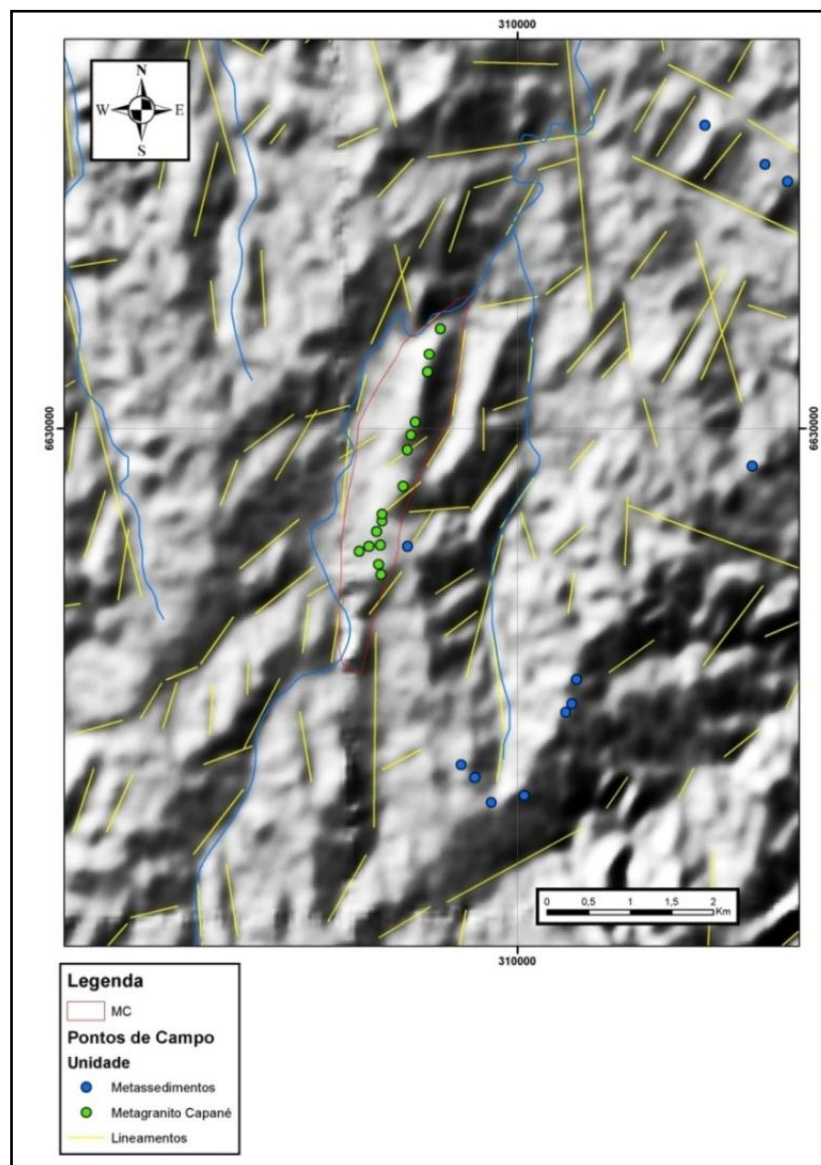


Figura 15: Imagem MDT com efeito de relevo de sombra de montanha (*Hill Shade Relief*) com a delimitação do Metagranito Capané e os principais lineamentos identificados na imagem.

Estruturas de mesoescala

O MC aflora, geralmente, como lajeados e matacões nas porções mais altas da topografia. A variação na intensidade da deformação faz com que o MC apresente diferentes formas de afloramento, com variadas texturas e estruturas (Fig. 16). Em campo é classificado como um K-feldspato granito com deformação milonítica generalizada. A deformação milonítica varia de intensidade em diferentes porções do MC, gerando texturas proto a ultramiloníticas, demonstrando a heterogeneidade da deformação. A foliação possui direção preferencial N20°E, variando de modo restrito para N20°W.

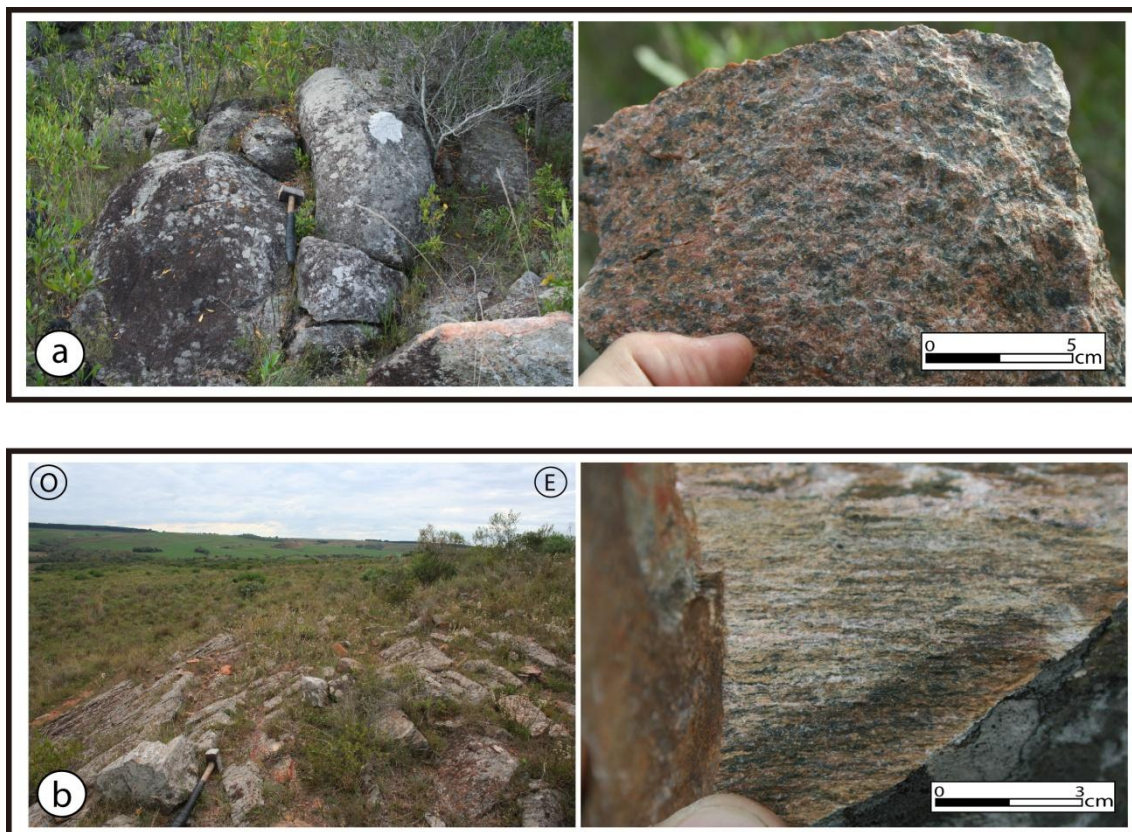


Figura 16: Formas de afloramento do MC. (a) Afloramento do tipo matacões arredondados, com metagranito de textura protomilonítica com porfiroclastos de piroxênios e de K-feldspato de até 0,5 cm. (b) Lajeados planares segundo a foliação milonítica com tamanho de grão reduzido e forte lineação de estiramento.

Os mergulhos da foliação milonítica variam em torno de 45° para WNW e WSW, sendo concordante com a foliação metamórfica das rochas

encaixantes. Em alguns pontos, aonde o mergulho chega a 10° , são encontradas as porções com maior deformação (Fig. 17).

A milonitização é marcada pelo estiramento e orientação de porfiroclastos de K-feldspato, quartzo e do piroxênio, com cristais de até 0,4 cm, envoltos por matriz fina contendo quartzo e feldspatos estirados e pelos grãos de piroxênio cominuídos pela deformação. Caudas de deformação assimétricas sugerem uma deformação não-coaxial nos cristais de K-feldspato e piroxênio, marcando transporte tectônico aparente de topo para NE. A lineação de estiramento é bem marcada pelo estiramento do quartzo e do feldspato, mergulhando em baixo ângulo para SW. O MC está amplamente afetado por fraturas de direção NW-SE, os quais geram uma clivagem de fratura de espaçamento decimétrico e são preenchidas por óxidos e hidróxidos de manganês (Fig. 5).

Os dados estruturais coletados no MC e nas rochas metassedimentares foram interpretados com base nas relações de campo e classificados em diferentes fases deformacionais identificadas na Antiforme Capané (Fig. 18 e 19). Estes dados foram tratados em estereogramas de acordo com a definição das fases deformacionais identificadas em campo (Fig. 20 e 21).

Foram identificados nos metassedimentos 4 fases deformacionais distintas por sua geometria e relações espaciais. A foliação principal dos metapelitos, quartzitos e mármore chamados genericamente de Sx é caracterizada por conter, em paralelismo, uma foliação metamórfica S_1 preservada como dobras intrafoliais e isoclinais, de dimensões milimétricas a centimétricas, gerando a foliação S_2 (Fig. 22) de orientação N30E. A lineação de estiramento (L_x) da foliação S_2 mergulha em baixo ângulo para NE e principalmente para SW.

A relação espacial entre a foliação S_2 e a lineação de estiramento L_x indica que seu desenvolvimento se deu por uma movimentação tectônica oblíqua. O estereograma da figura 20 mostra que a foliação S_2 mergulha para NW e segue rotacionando para SE, definindo uma guirlanda. Esta variação materializa o dobramento da foliação S_2 gerando uma estrutura antiforme de escala quilométrica. Esta estrutura contém dobras parasitas (F_3), abertas a fechadas produzindo uma clivagem de fratura (CF_3) nas superfícies axiais das mesmas. A estrutura antiformal da AC foi gerada pela fase deformacional (D_3)

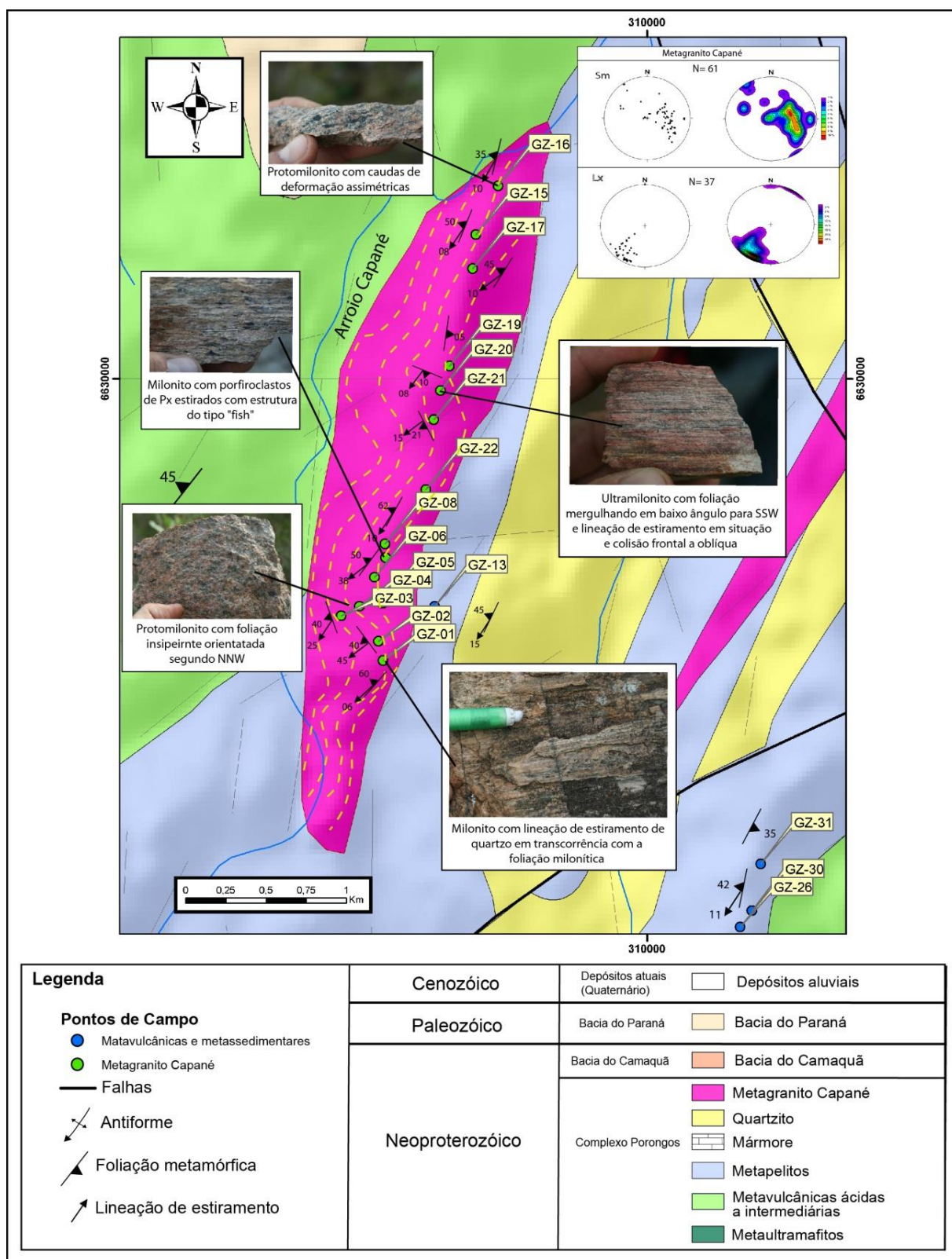


Figura 17: Mapa geológico-estrutural do MC com a ilustração das feições texturais e estruturais observadas em campo.

de caráter mais rúptil que as foliações S_1 e S_2 . Uma quarta fase deformacional (D_4) é materializada por uma clivagem de fratura (CF_4) com espaçamento decimétrico e orientação média com azimute de 318 mergulhando em alto ângulo (82°), marcando uma significativa mudança de direção no campo tensional. Nos estereogramas do MC (Fig. 21) a foliação milonítica (S_m) apresenta uma atitude média 163/54 (regra da mão esquerda), com variação de direção predominante 190/45 chegando a mergulhos de até 10° .

A lineação de estiramento (L_x) associada a esta foliação milonítica tem uma atitude média 207, com caimento em baixo ângulo (10°), essencialmente para SW, da mesma forma que a lineação dos metassedimentos. A relação da lineação de estiramento com a foliação milonítica é levemente variada, com setores com baixo Rake, indicando movimentos de caráter transcorrente e setores com um maior ângulo entre a lineação de estiramento e direção da camada, registrando movimentação oblíqua (Fig. 17). A clivagem de fratura (CF_4) tem direção similar a dos metassedimentos, de orientação NW-SE com azimute médio de 130 com altos ângulos de mergulho, em média de 79° (Fig. 23).

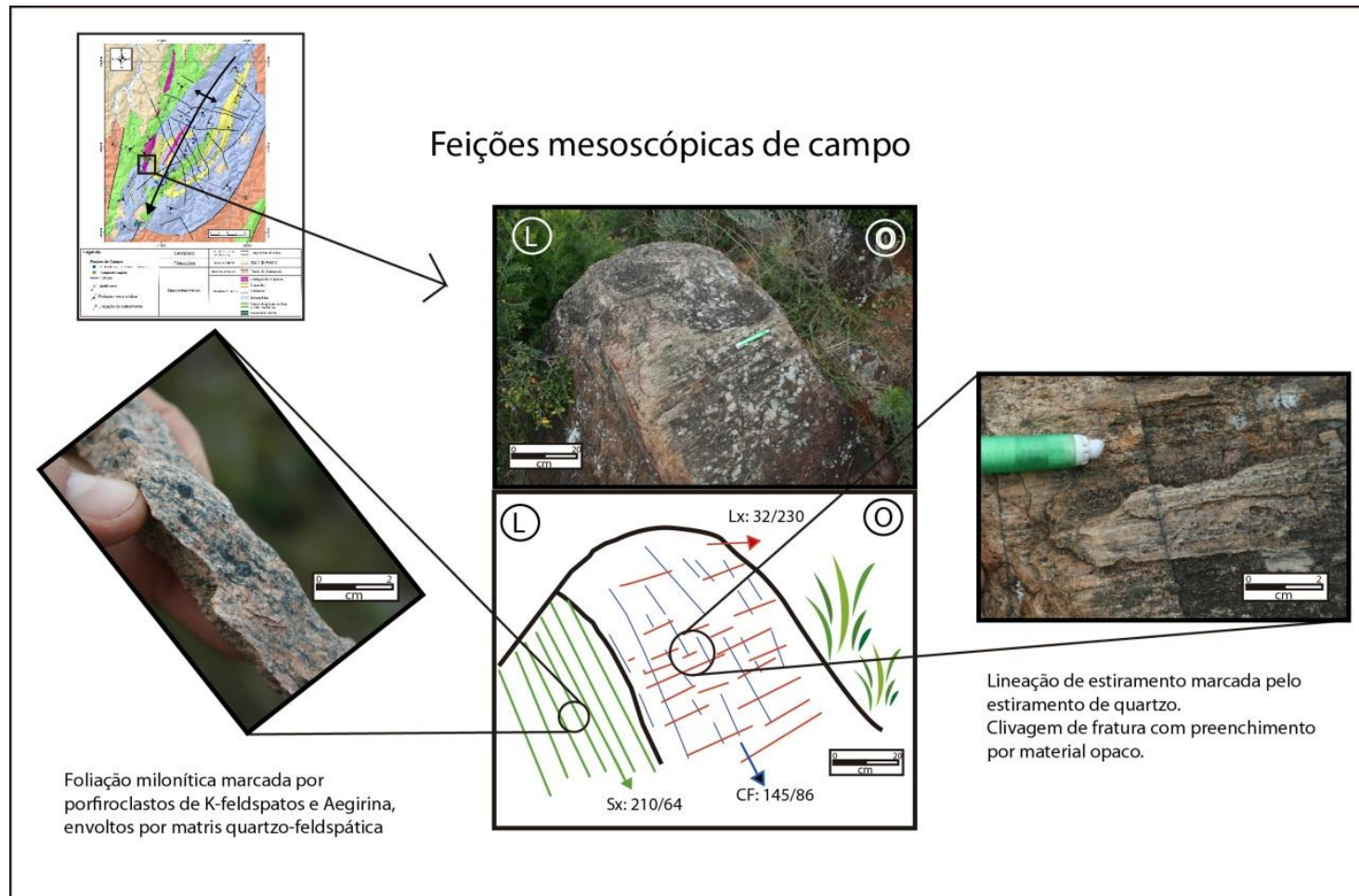


Figura 18: Feições estruturais identificadas no MC. No centro da figura observa-se a fotografia de um matacão do pertita granito e seu respectivo croqui abaixo. Lado esquerdo - fotografia detalhando foliação milonítica, mergulhando para NW, com porfiroclastos de Px com caudas de deformação assimétricas. Lado direito - fotografia de detalhe do afloramento ressaltando as lineações de estiramento de quartzo e clivagem de fraturas de direção NW, preenchida por material opaco.

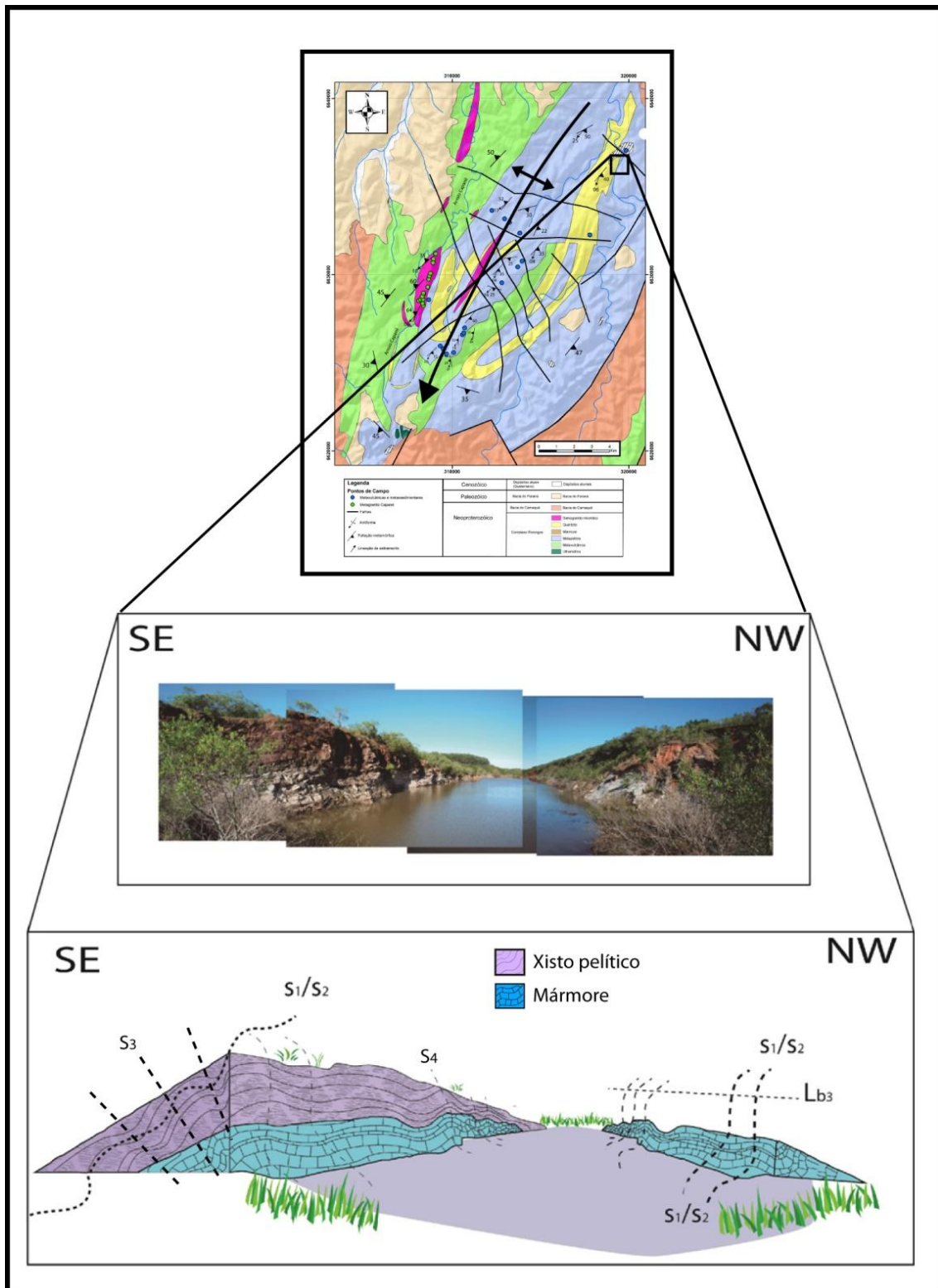


Figura 19: Interpretação lito-estrutural dos metassedimentos da Antiforme Capané. Parte superior = Mapa da AC com a localização da região analisada. Parte central: Fotomosaico de cava de pedra abandonada de mármore em contato com xistos pelíticos. Parte inferior: croqui esquemático representando as principais feições estruturais. S_1/S_2 : foliação metamórfica; S_3 e S_4 : clivagens de fraturas; Lb_3 : eixo de dobra.

Quartzitos e xistos pelíticos Complexo Porongos

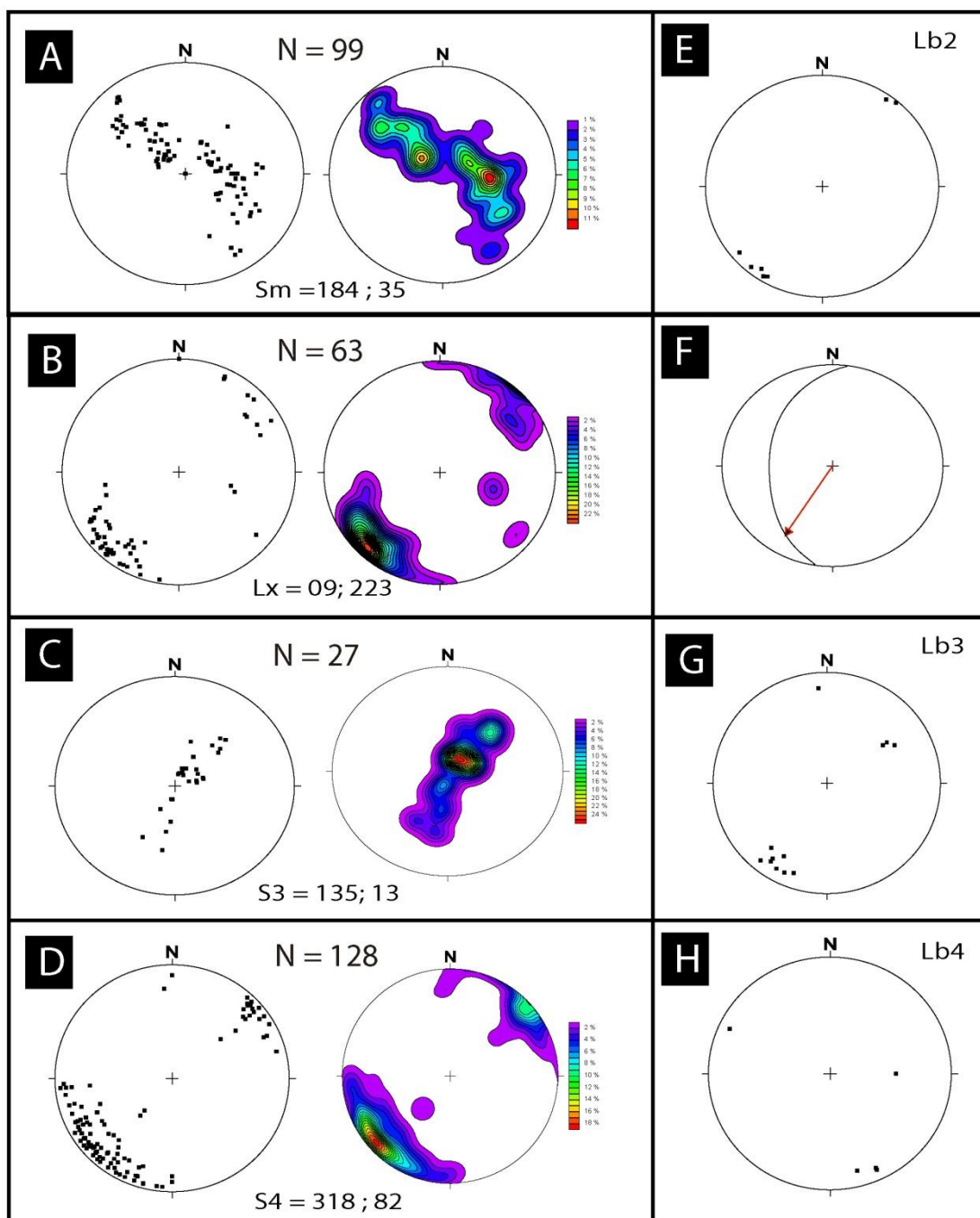


Figura 20: Estereogramas de diferentes estruturas identificadas nos metassedimentos da AC. (A) Estereogramas de projeção dos pólos do plano de foliação Sx (foliação metamórfica S1//S2) por pontos (a esquerda) e por linhas de contorno (a direita). (B) Estereogramas de projeção das lineações de estiramento (Lx) por pontos (esq.) e por linhas de contorno (dir.). (C) Representação da projeção estereográfica com a distribuição dos pólos dos planos da estrutura S3. (D) estereogramas de pontos e linhas de contorno representando os pólos dos planos de fraturas S4. (E) Representação de eixo de dobras (Lb2) em estereograma de linhas. (F) Relação entre a moda da foliação, Sx, com a lineação, Lx, mais freqüente. (G e H) Estereogramas de linhas dos eixos de dobras (Lb3 e Lb4) das fases deformacionais D3 d e D4, respectivamente.

METAGRANITO CAPANÉ

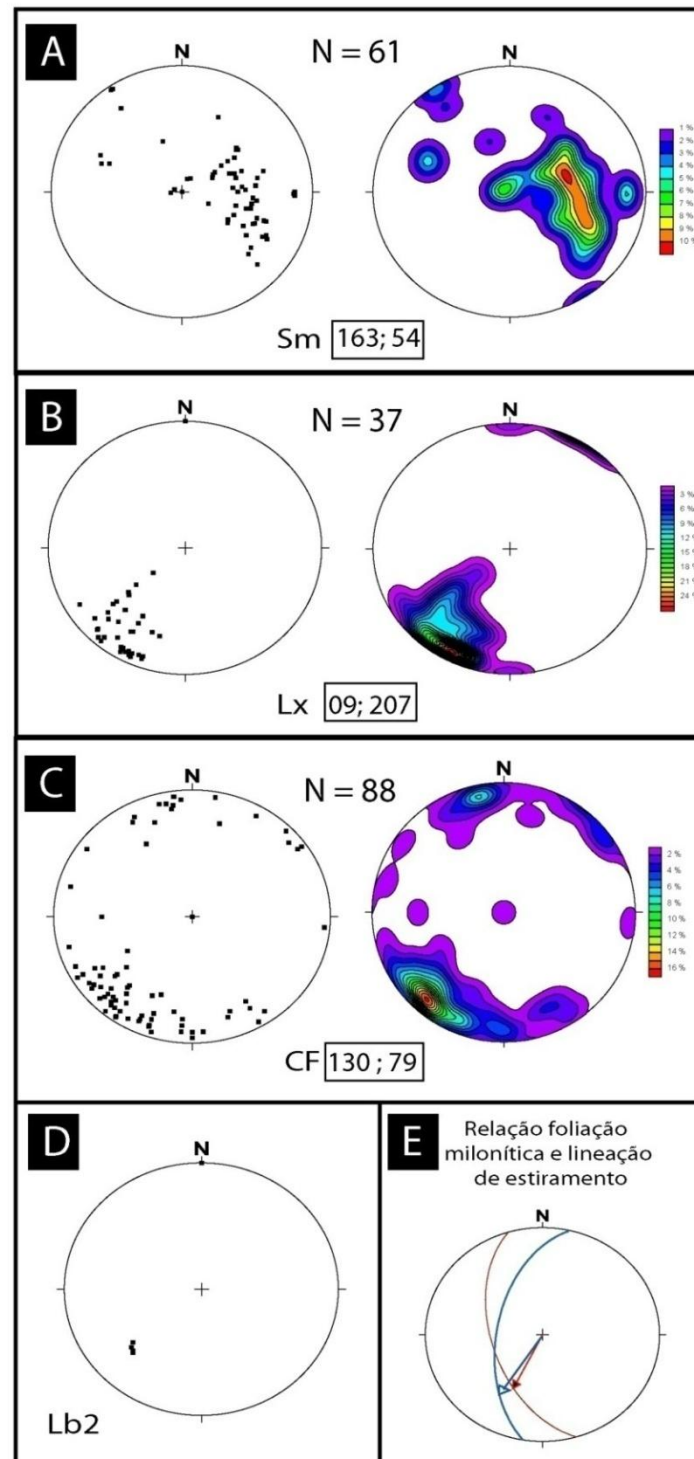


Figura 21: Estereogramas das estruturas lineares e planares do Metagranito Capané. . (A) Estereogramas de pólos da foliação milonítica (Sx) locados por pontos (esq.) e limitados por linhas de contorno (dir.). (B) Estereograma de linhas representando a distribuição das lineações de estiramento. (C) Distribuição dos pólos dos planos de clivagens de fraturas (CF) com orientação NW-SE em alto ângulo. (D) Representação de eixo de dobra (Lb2) em estereograma de linha. (E) Relação dos principais planos de foliação milonítica com lineações de estiramento mais freqüentes.

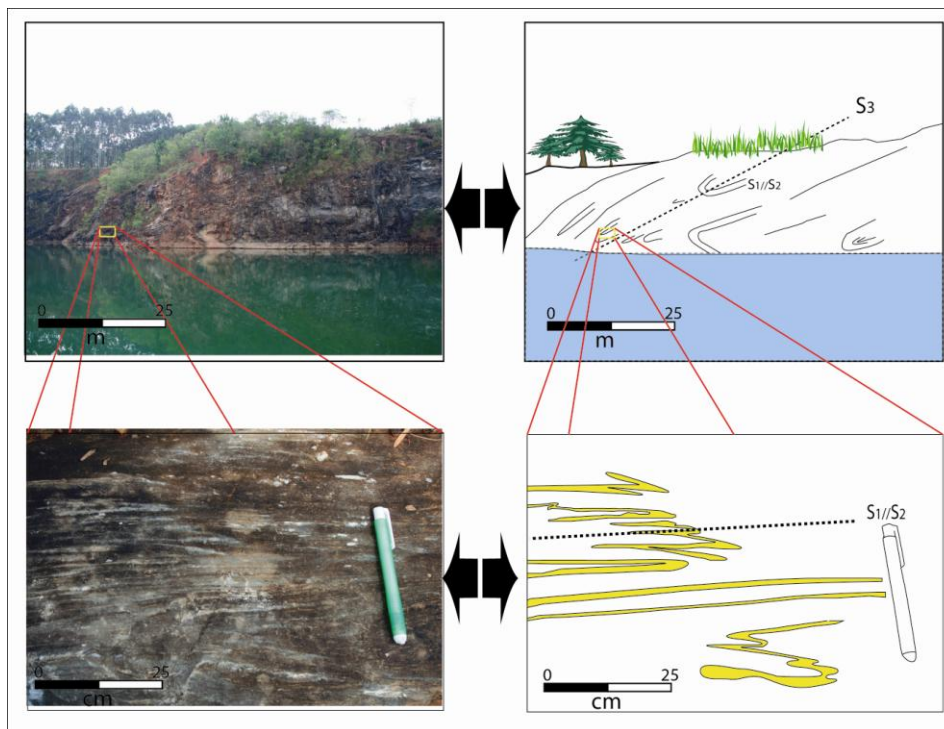


Figura 22: Pedreira de mármore abandonada mostrando a identificação da foliação S1 em dobras isoclinais e apertadas F2 sendo transpostas para a clivagem de crenulação S2.

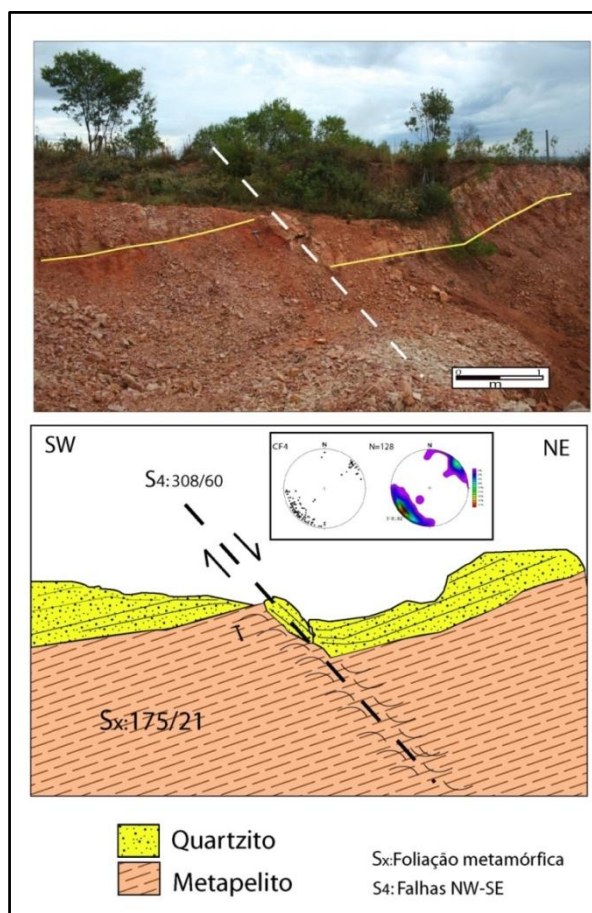


Figura 23:(A) Fotografia do ponto GZ_26. (B) Croqui das camadas de metassedimentos sendo afetados por falhamentos de alto ângulo de direção NW-SE. Estereogramas de pólos dessa estrutura na parte superior do croqui.

Discussão

Os dados estruturais revelam quatro principais fases deformacionais atuantes na AC. Sendo a primeira (D_1) e a segunda (D_2) de caráter mais dúctil e responsáveis pela geração das foliações S_1 e S_2 com assembléias metamórficas associadas, compatíveis com a fácies xisto verde e anfibólito. A terceira fase deformacional (D_3) e a quarta fase deformacional (D_4) apresentam caráter mais rúptil e estão marcadas pela formação de uma clivagem de fratura (S_3 e S_4). A fase D_3 é responsável pela formação da Antiforme Capané, enquanto a fase D_4 gera uma clivagem de fratura com orientação NW-SE. Estas quatro fases são bem registradas nas rochas metavulcanossedimentares.

O MC tem a sua foliação milonítica e lineação de estiramento associadas a segunda fase deformacional (S_2) e apresenta concordância com as estruturas presentes nas rochas encaixantes (Fig. 24 e 25). A disposição da foliação milonítica S_2 mostra uma variação de atitudes resultantes do redobramento da mesma por dobras parasitas F_3 relacionadas a antiforme principal.

Pelas características das foliações miloníticas e suas relações com a lineação de estiramento, pode-se dizer que a zona de cisalhamento que afeta o MC tem uma forma sigmoidal, deformando o MC em zonas de baixa e alta deformação. Em geral, a relação entre a foliação S_2 e a lineação de estiramento é marcada por um *rake* baixo, indicando uma movimentação tectônica transcorrente. A foliação S_2 e a lineação de estiramento estão afetadas pelo redobramento F_3 .

As relações espaciais entre a foliação milonítica e a lineação de estiramento mostraram uma variação angular (*rake*) significativa. Embora a ampla maioria dos dados indique um *rake* baixo ($< 10^\circ$) e relacionado a transcorrência, ocorrem relações angulares mais expressiva (entre 20 e 60°) sugerindo uma tectônica mais antiga e de caráter oblíquo.

A variação da intensidade da deformação implica em variações texturais, pois dependendo da posição da rocha se observará texturas protomiloníticas até texturas ultramiloníticas, como são encontradas no MC (Fig. 17).

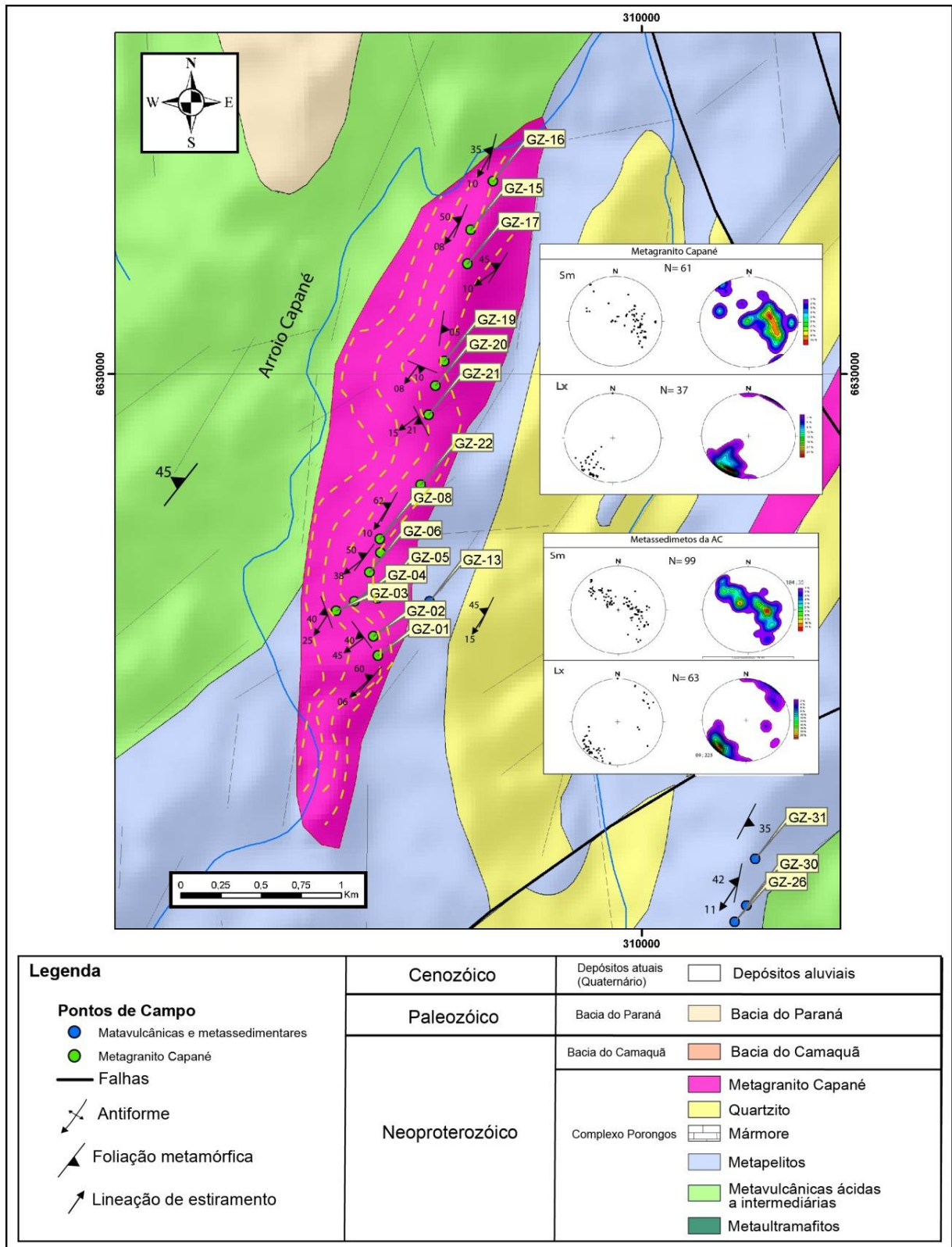


Figura 24: Mapa geológico estrutural do MC e encaixantes com os estereogramas de foliação milonítica e lineação de estiramento do MC (superior) e foliação metamórfica e lineação de estiramento das rochas metassedimentares (inferior).

A relação genética da zona de cisalhamento que afeta o MC com as rochas encaixantes do CP é uma questão delicada de discutir, levando em conta os poucos dias de campo para uma área tão complexa estruturalmente como a

AC. Contudo, sabemos que a orientação e mergulho desta zona coincidem, de maneira geral, com a foliação metamórfica e lineação de estiramento das rochas encaixantes (Fig. 24). A seção geológica esquemática da figura 25 ilustra as relações espaciais discutidas acima.

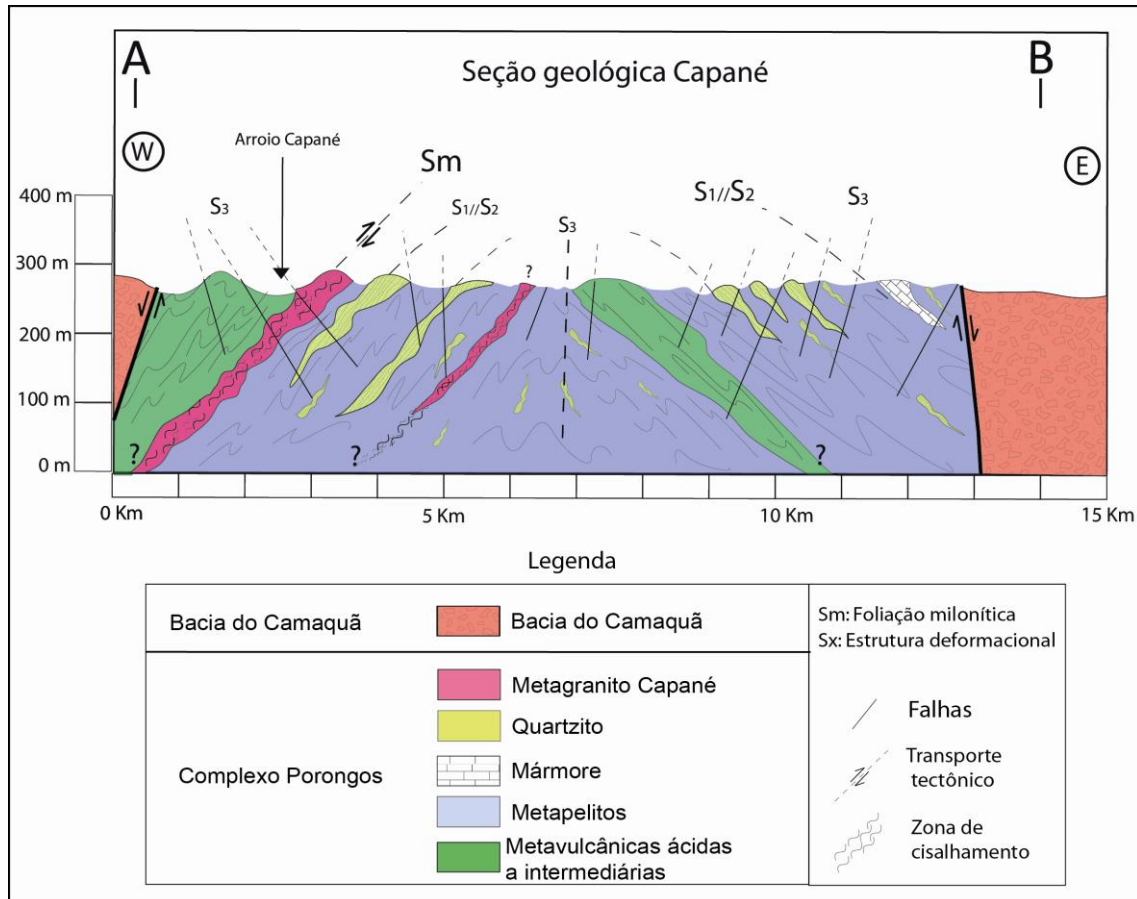


Figura 25: Seção geológica da Antiforme Capané de perfil A-B da figura 14.

5.1.2 Petrografia

Os granitos do MC tem cor cinza avermelhada a alaranjado e uma foliação milonítica dada pela alternância de níveis de porfiroclastos de feldspato do tipo pertita, quartzo e piroxênios de até 4 mm, envoltos por matriz fina (0,2 mm) de composição quartzo-feldspática. Os termos miloníticos mostram uma pronunciada lineação de estiramento do quartzo. Os porfiroclastos possuem caudas assimétricas de deformação que servem como úteis indicadores cinemáticos (Fig. 1). Ao longo do corpo há uma grande variação textural devido a heterogeneidade e a variação da intensidade da deformação, resultando em ampla variação do tamanho e da proporção de porfiroclastos. De acordo com a proporção de porfiroclastos do MC, são classificados principalmente como milonitos, variando de protomilonitos a ultramilonitos (Fig.1).

Foram descritas e analisadas dez lâminas delgadas representantes de diferentes texturas encontradas no MC. Ao microscópio o MC é classificado como um aegirina pertita granito milonitizado. Em média é composto por pertita (35-40 %), quartzo (30-35%), piroxênio (aegirina) (7-12%), anfibólio (riebeckita) (0-3%), titanita (1-3%) e opacos (3-5%). De acordo com a proporção de porfiroclastos e de matriz o MC apresenta variações texturais entre termos miloníticos a ultramilonítica.

Os protomilonitos e os milonitos apresentam textura porfiroclástica média a fina, variável com a intensidade da deformação, composta por cristais de feldspato tipo pertita de até 5 mm com maclas Carlsbad e em grade, com exsoluções de K-feldspato e de albita em variados graus de intensidade. Em alguns cristais ocorre a formação de uma coroa externa de albita. Estes porfiroclastos estão amplamente recristalizados em suas bordas por processos de recristalização, principalmente, por rotação de subgrãos, gerando feições de tipo porfiroclastos manteados (*mantled porfiroclasts*) (Fig. 27c e 27d).

Os porfiroclastos de piroxênio mostram forma prismática alongada, são subédricos, com tamanhos entre 1 e 4 mm, com pleocroísmo variando de

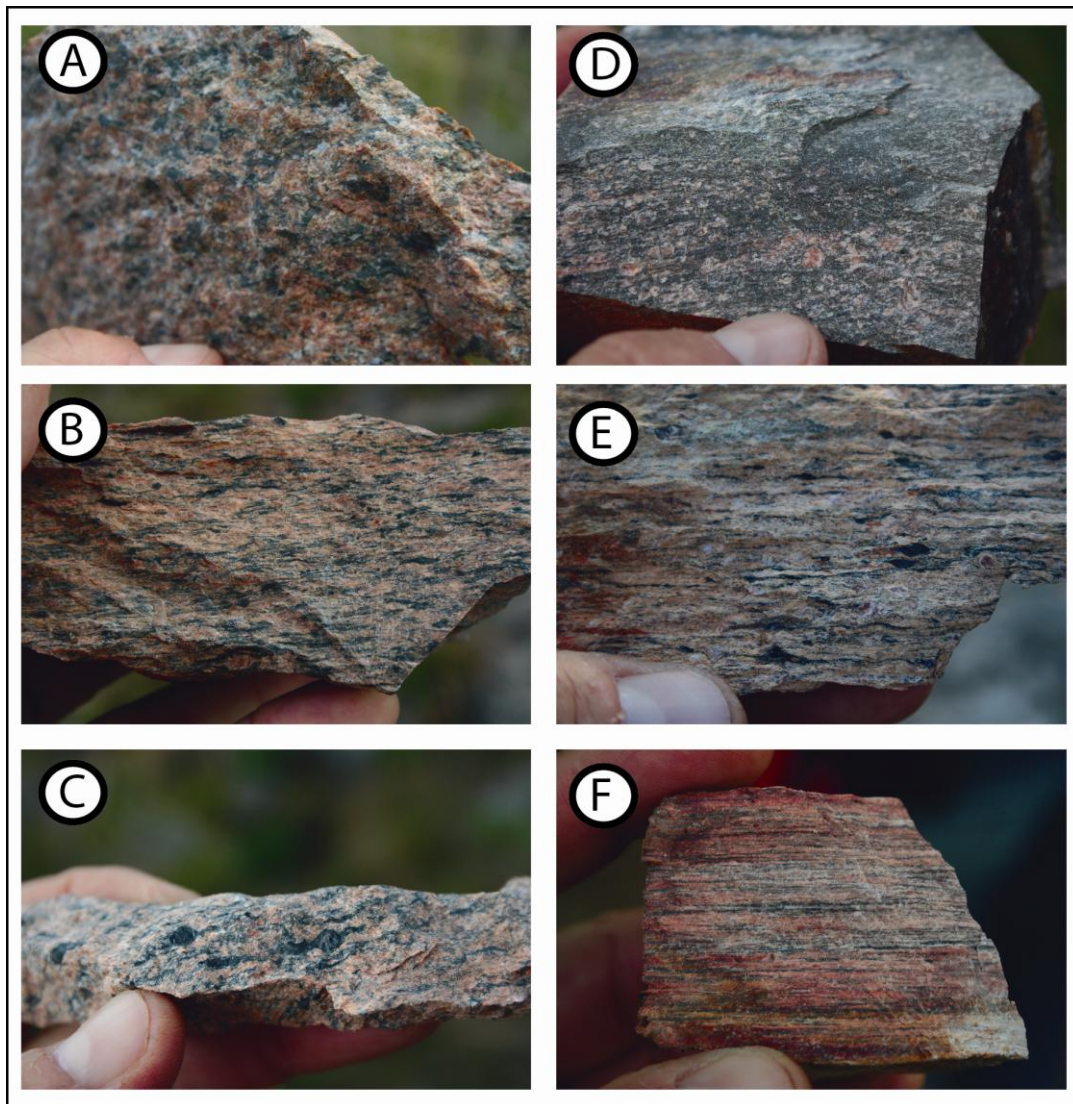


Figura 26 - Fotografias do MC com aumento da deformação de A para F. Em (a) – Protomilonito com foliação incipiente. (b) Milonito com porfiroclastos de Px e Pertita. (c) Milonito com porfiroclasto de Px com caudas de deformação assimétricas do tipo teta. (d) Milonito com porfiroclastos de até 0,5 mm. (e) Milonito com porfiroclasto de Px estirado e assimétrico. (f) Ultramilonito com bandas milimétricas compostas por níveis monominerálicos de quartzo intercaladas com níveis quartzo-feldspáticos e níveis com minerais máficos estirados. (Escala das fotos: unha do dedo = 2 cm).

esverdeado a marrom amarelado com nítidos planos de clivagem a 90° , e extinção oblíqua. Os cristais de piroxênio estão estirados segundo a foliação milonítica por processos de cominuição, muitas vezes gerando caudas assimétricas de destruição que auxiliam como indicadores cinemáticos de movimentação tectônica (Fig. 28). Nos termos ultramiloníticos os porfiroclastos de feldspatos e piroxênios são reduzidos em quantidade e tamanho, chegando no máximo 1 mm de diâmetro (Fig. 29).

A matriz tem granulação fina a média (0,05 a 0,2 mm) e apresenta textura granoblástica interlobada, resultante da intensa recristalização de cristais de quartzo e feldspatos. O quartzo ocorre essencialmente na matriz, e está estirado, formando fitas (*ribbons*) ou associado ao feldspato em textura granoblástica poligonal. Estas bandas monominerálicas possuem até 2 mm de espessura, e mostram uma foliação oblíqua marcada pela orientação de maior eixo dos cristais de quartzo recristalizados, gerando uma microfoliação oblíqua. Este indicador cinemático de transporte tectônico mostra movimentação lateral-esquerda. (Fig. 29e e 29f). Ocorrem raros porfiroclastos de quartzo de até 2 mm e com forte extinção ondulante. Por vezes constitui parte das sombras de pressão de porfiroclastos.

Os diminutos cristais de feldspato pertita que ocorrem na matriz também apresentam macla Carlsbad e em grade. Estes cristais possuem forma equidimensional e ocorrem com contatos retos a 120° em textura granoblástica poligonal (Fig 29). O piroxênio (aegirina) ocorre na matriz como restos de grãos cominuídos pela deformação de antigos porfiroclastos. O anfibólio (riebeckita) de cor azul marinho escuro, hábito prismático, está orientado e constitui a textura nematoblástica. O anfibólio está sempre associado a aegirina, ocorrendo em contato com o essa ou mesmo a substituindo (Fig. 28e, 28f e 29a). Dados composicionais obtidos por Hartmann&Jost (1980) por meio de microsonda eletrônica atestam que o piroxênio é uma aegirina-augita e o anfibólio é uma riebeckita.

Microestruturas, intensidade da deformação e indicadores cinemáticos

Através das microestruturas e texturas observadas nas lâminas delgadas é possível determinar uma série características que classificam o MC de acordo com o as temperaturas atingidas durante a deformação além de auxiliar, pelos indicadores cinemáticos, na investigação das movimentações tectônicas. Abaixo são descritas algumas destas feições microestruturais identificadas:

- (a) Nas porções protomiloníticas os porfiroclastos de pertita: (i) estão parcialmente quebrados, com extinção ondulante e pouca recristalização nas bordas, comparado aos termos miloníticos

(Fig. 27a e 27b). Nos milonitos, os feldspatos apresentam exoluções de albita em forma de manchas, intensa recristalização gerando textura granoblástica poligonal, principalmente, das bordas para centro dos porfiroclastos ou por fraturas causadas pela própria deformação. Esse tipo de feição é classificada como do tipo núcleo e manto (*core and mantle*) e pode indicar deformação de médio grau; (iii) caudas de recristalização assimétricas não são tão freqüentes nos feldspatos.

- (b) Porfiroclastos de aegirina e titanita, de até 4 mm (i) estão quebrados e estirados segundo a foliação milonítica por processos de cominuição e boudinagem (Fig. 28); (ii) Formam caudas de destruição assimétricas gerando ótimos indicadores cinemáticos do tipo teta (Fig. 28b). Em uma das lâminas a aegirina está fortemente associada com anfibólio sódico de cor azul marinho escuro (riebekita), que ocorre, na maioria das vezes, em contato com o Px (Fig. 28).
- (c) Na matriz, níveis milimétricos com ampla recristalização de Quartzo e K-feldspatos em textura granoblástica poligonal com fino material oxidado entre os contatos. Ocorre também bandas de até 1mm de quartzo em forma de fitas com contatos serrilhados, circundando o porfiroclastos e marcando a foliação milonítica (Fi. 28a).
- (d) No ultramilonito, bandas monominerálicas (até 2 mm) de quartzo orientado (1 mm) com contatos lobados e serrilhados, formam estrutura do tipo foliação oblíqua, através foliação de cisalhamento (C) gerada pela banda, e foliação oblíqua formada pela orientação preferencial dos cristais de quartzo alongados, dentro da banda, gerando angulação entre ambas. Essa feição é um bom indicador cinemático para a movimentação causada pela zona de cisalhamento(Fig. 29e e 29f).

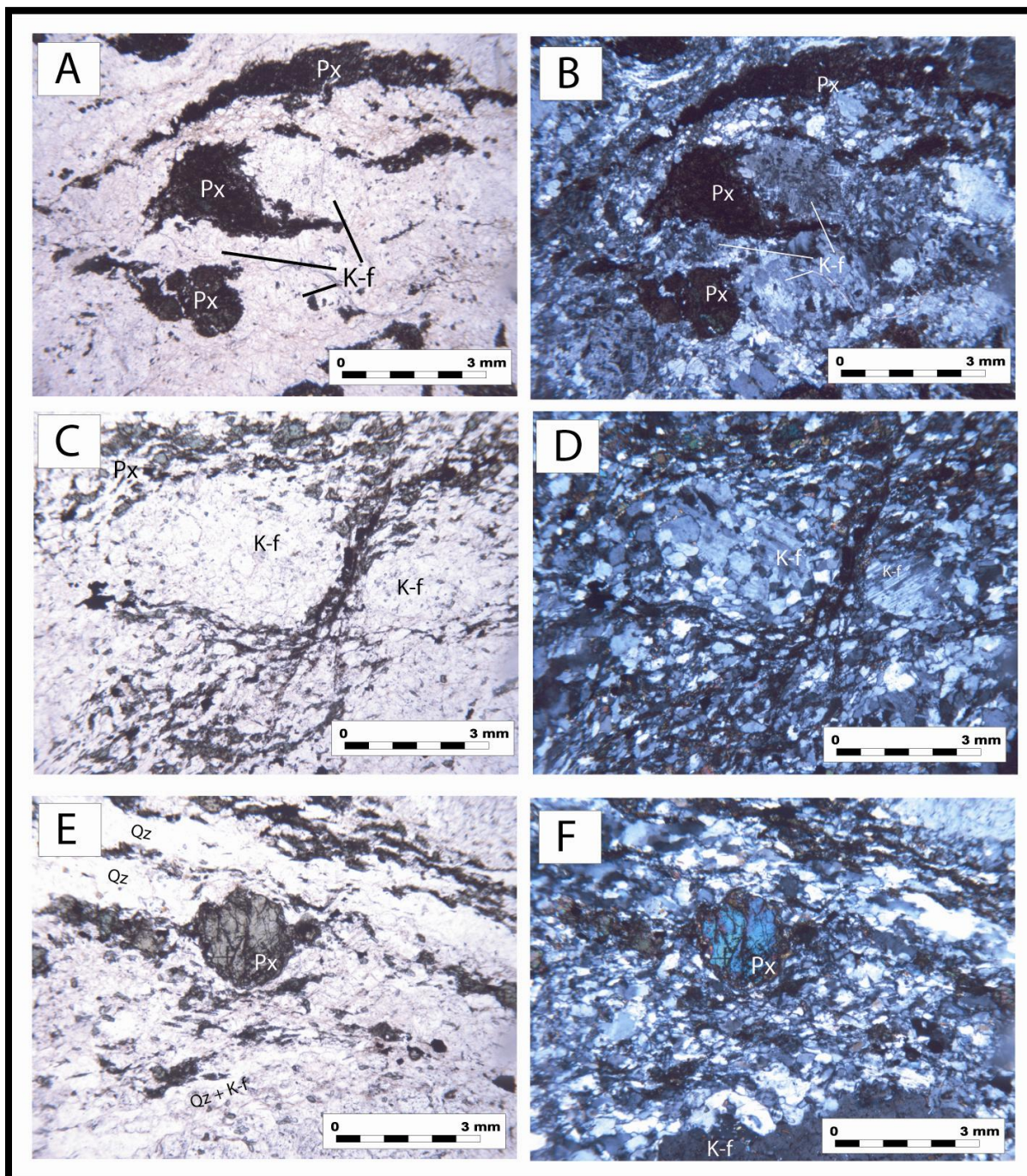


Figura 26: do MC com nicóis descruzados à esquerda e nicóis cruzados à direita. (A e B) - Protomilonito com porfiroclastos de piroxênios sendo estirados por cominuição e boudinagem na foliação milonítica, envolvendo porfiroclastos de pertita com exoluções de albita do tipo mancha; (C e D) - Milonito com porfiroclastos de pertita com recristalização nas bordas gerando textura granoblástica poligonal do tipo núcleo e manto (porfiroclast mantled); (E e F) - Milonito com porfiroclasto de clinopiroxênio (centro) sendo cominuído na foliação milonítica, envolto por matriz granoblástica fina (0,5 mm) de quartzo e feldspato, com bandas monominerálicas de quartzo de até 2mm.

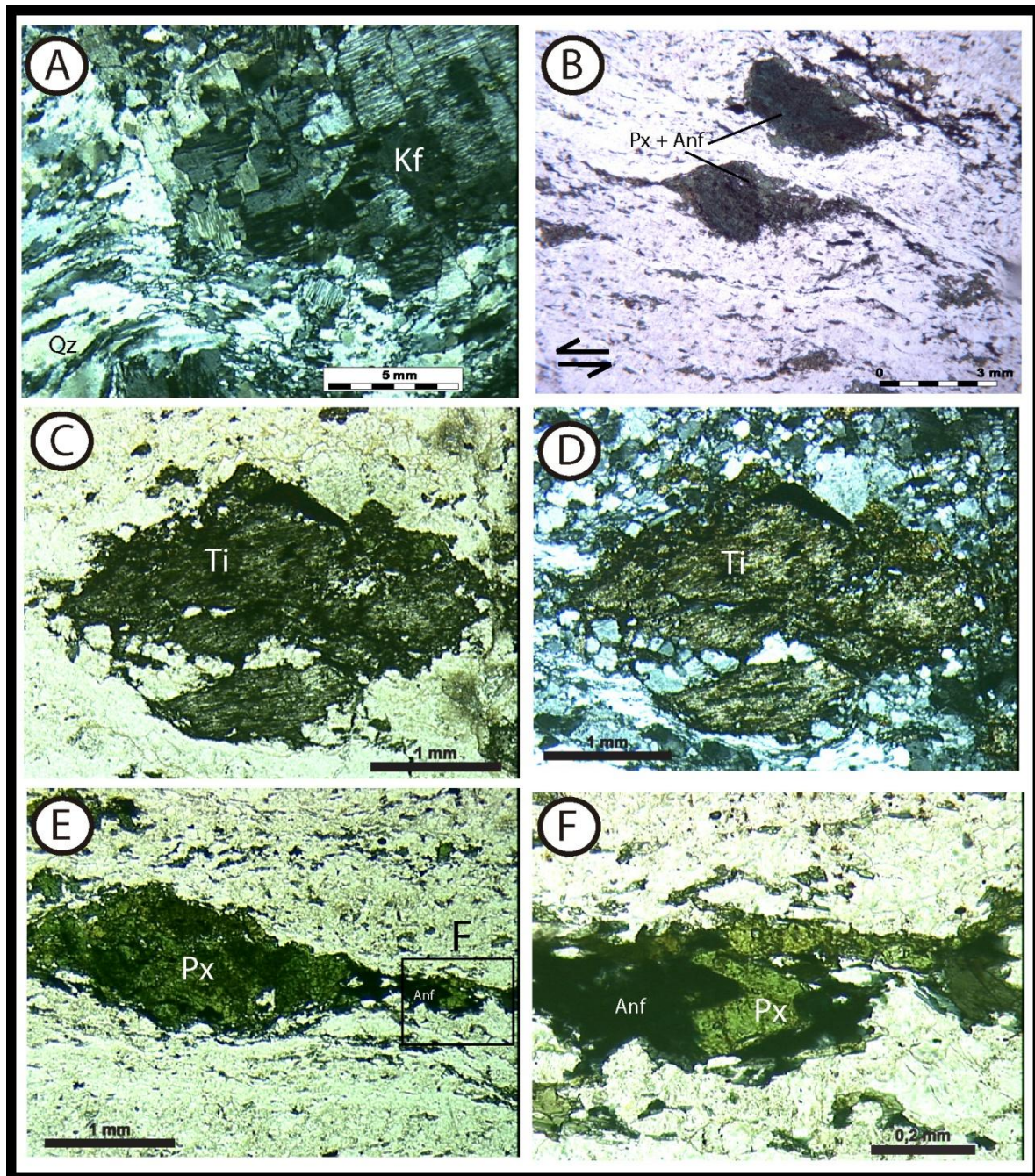


Figura 27: Fotomicrografias do MC. (A) Protomilonito com porfiroclastos de pertita com intenso fraturamento gerando subgrãos com pouca recristalização nas bordas, envoltos por níveis de quartzo estirados em forma de fitas que se doblam circundando os porfiroclastos. (C e D) Porfiroclasto de esfeno de 3 mm sendo destruído por quebra e rotação de subgrãos, envolto pela foliação milonítica com matriz de até 0,2 mm, composta por quartzo e feldspato em textura granoblástica poligonal e fitas de quartzo. (E) Milonito com porfiroclasto de piroxênio (aegirina) sendo cominuído pela milonitização em contato com anfibólio (riebeckita) de cor azul escuro, de até 0,2 mm, em textura nematoblástica. (F) Detalhe da figura 3E. Piroxênios envoltos por anfibólios.

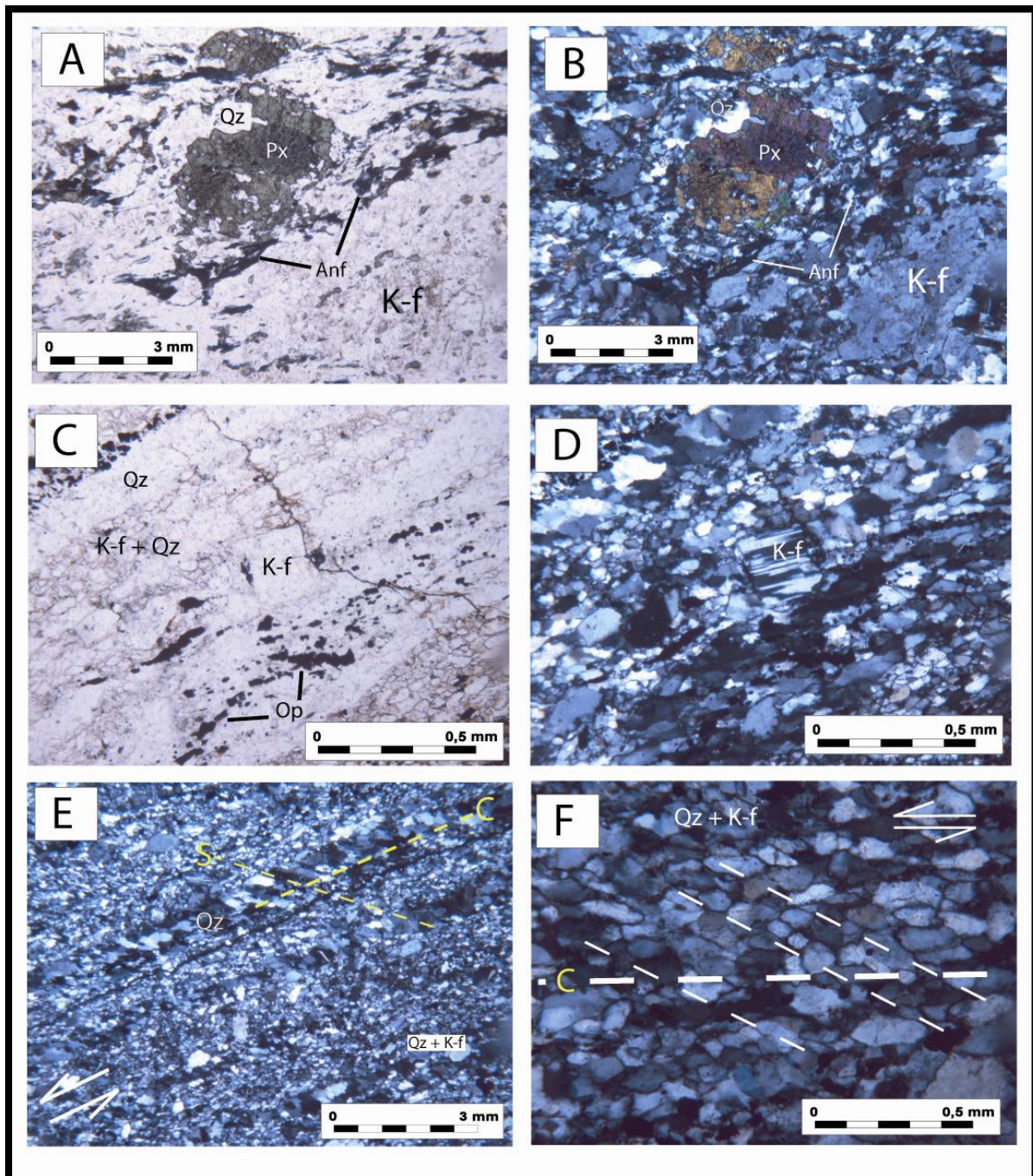


Figura 28: Fotomicrografias do MC. (A e B) – Milonito com porfiroclastos de piroxênio (aegirina) de até 3 mm (centro superior), estirados por cominuição da milonitização. Estrutura do tipo “*stairsteeping*” indicando movimento de cisalhamento lateral direito. Em contato com cristais de piroxênio ocorrem cristais primáticos milimétricos de anfibólio (riebekita) em textura nematoblástica marcando foliação milonítica; (C e D) Ultramilonito, com pequeno porfiroclasto de K-feldspato (centro) em meia foliação com textura granoblástica de quartzo e de k-feldspato. Banda monomirerálica de quartzos alongados e inclinados em relação a foliação milonítica (C) marcando foliação oblíqua (canto superior esquerdo) sugerindo movimento tectônico lateral esquerdo. Também ocorrem níveis com concentração de minerais opacos (inferior); (E) – Ultramilonito com textura granoblástica de quartzo e k-feldspato de 0,1 mm, e bandas monominerálicas de cristais de quartzo marcando foliação do tipo S-C. A banda marca o plano C e os cristais, de quartzo, orientados em ângulo com a banda marcam o plano S, gerando uma foliação oblíqua com movimento cinemático de topo para esquerda da foto; (F) – Detalhe da matriz granoblástica poligonal de feldspatos e quartzo também marcando estrutura de foliação

As microestruturas, texturas e transformações mineralógicas nos dão uma idéia da variação e intensidade da deformação milonítica que afeta o MC. Os protomilonitos realmente apresentam estruturas de mais baixa deformação, com porfiroclastos quebrados, rotacionados, com maclas dobradas e quebradas. Ocorre muito pouca recristalização de feldspatos nas bordas dos grãos. Essas feições indicam uma zona de mais baixa temperatura e deformação.

Os termos miloníticos e ultramiloníticos apresentam diversas feições indicadas por (Passchier e Trow, 2005) que levam a classificação de milonitos de grau médio (500-650°C). São estruturas que evidenciam intensa deformação, principalmente microestruturas do tipo núcleo e manto dos porfiroclastos de feldspatos que são recristalizados em suas bordas para o centro por rotação de subgrãos. A textura granoblástica poligonal com cristais feldspato e Qz de até 0,5 mm ocorre de modo generalizada na rocha. Intensa cominuição porfiroclastos de 4 mm de piroxênios para a matriz, chegando a tamanhos menores que 0,1 mm.

Essas características sugerem que o MC contém zonas de alta e de baixa deformação, como observado em campo. E por suas feições petrográficas de deformação sugere-se que o MC estaria em um ambiente metamórfico com características de fácies xisto verde a anfibolito inferior, conferindo concordância com o grau metamórfico de suas encaixantes mesosedimentares.

5.1.3 Geoquímica

Foram encaminhadas 10 amostras do Metagranito Capané para o Acme *Analytical Laboratories Ltda.*, localizado em Goiás, para análises químicas em rocha total de elementos maiores por ICP e traços por ICP-MS. Foram selecionadas somente amostras frescas, com uma distribuição representativa ao longo do corpo do MC e que contemplassem amostras com variações composicionais e no grau de deformação. O conjunto de dados obtidos pode ser visualizado nas tabelas 1,2 e 3. As amostras apresentam teores de sílica que variam de 66.5% a 72.2%, caracterizando o MC como uma rocha ácida.

Os dados obtidos foram tratados no software *GCDkit*(Janousek et al.2008)para geração de diagramas de Harker, de classificação geoquímica, de ambientes geotectônicos, diagramas multielementares e diagramas de elementos terras raras.

Tabela 1: Análises geoquímicas do MC com a apresentação de elementos maiores em porcentagem (%).

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
GZ-02	66,55	12,51	8,41	0,06	0,03	0,49	5,89	4,67	0,42	0,05	<0.002
GZ-03	69,22	13,22	7,24	0,02	<0.01	0,03	4,26	4,75	0,39	0,03	<0.002
GZ-04	67,49	12,52	7,08	0,11	0,02	0,41	5,35	4,85	0,41	0,03	0,003
GZ-05	71,03	10,79	7,73	0,06	0,01	0,15	4,25	5,41	0,29	0,01	<0.002
GZ-07	65,39	14,14	7,84	0,10	0,03	0,39	5,64	5,13	0,41	0,02	<0.002
GZ-14	71,93	11,12	6,21	0,07	0,02	0,27	4,97	4,69	0,40	0,01	0,003
GZ-15	71,58	11,39	5,98	0,10	0,04	0,29	5,04	4,76	0,36	0,02	0,003
GZ-16	72,38	10,19	7,03	0,13	0,02	0,17	4,25	4,65	0,33	0,02	<0.002
GZ-18	72,21	11,59	5,99	0,07	0,03	0,08	3,92	4,83	0,35	0,02	<0.002
GZ-44	67,87	15,13	7,19	0,14	0,04	0,06	8,52	0,38	0,47	0,04	<0.002

Tabela 2: Análises geoquímicas de elementos traços em partes por milhão (ppm).

Amostra	Ba	Be	Rb	Sr	V	Y	Zr	Nb
GZ-02	37	11	84,5	7,8	<8	121,6	601,9	69,5
GZ-03	85	5	85,0	6,2	<8	89,7	943,5	102,1
GZ-04	73	3	88,4	8,1	12	208,0	738,3	106,6
GZ-05	54	5	115,8	2,9	<8	20,6	439,3	20,4
GZ-07	56	12	76,6	5,2	<8	65,1	812,3	82,9
GZ-14	22	2	99,5	6,5	8	43,0	535,0	56,1
GZ-15	14	6	108,6	4,9	<8	48,5	542,0	61,2
GZ-16	25	2	106,1	2,4	<8	56,7	675,5	86,7
GZ-18	43	2	119,8	3,4	<8	44,8	535,1	53,9
GZ-44	74	4	4,1	4,8	<8	63,9	599,9	54,4

Tabela 3: Análises geoquímicas de Elementos Terras Raras (ETR) em partes por milhão (ppm).

Amostra	La	Lu	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	Nd	Sm	Yb
GZ-02	95,2	1,34	163,2	20,48	10,91	2,39	20,21	3,66	113,6	22,50	8,86
GZ-03	62,8	1,26	132,1	15,81	8,85	1,19	12,69	3,03	72,3	13,83	9,18
GZ-04	379,4	1,96	492,3	48,42	19,14	9,10	75,61	7,73	371,0	74,09	14,36
GZ-05	19,1	0,77	33,0	3,68	2,77	0,40	3,58	0,84	22,8	4,22	4,11
GZ-07	36,9	0,96	77,1	10,18	6,24	1,09	8,75	2,04	38,4	8,85	7,36
GZ-14	93,7	0,75	158,0	8,48	4,79	0,81	11,30	1,76	83,4	14,23	5,34
GZ-15	74,3	0,87	149,0	8,82	5,70	0,68	9,99	1,87	62,9	11,04	5,80
GZ-16	65,9	1,00	117,5	11,86	7,44	0,70	10,02	2,39	58,3	9,97	7,19
GZ-18	49,9	0,89	103,6	7,17	4,45	0,35	6,12	1,48	40,7	6,64	6,03
GZ-44	70,8	1,02	147,9	10,70	5,70	1,10	11,26	2,07	79,1	14,05	7,63

Classificação geoquímica

No diagrama TAS para rochas plutônicas (Cox et al. 1979) (Fig. 30), que utiliza como parâmetros a comparação dos teores de SiO_2 x teores de $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}$, as amostras são todas de composição ácida caindo no campo dos granitos e, em menor quantidade, nos sienitos. As amostras posicionaram-se no campo das rochas alcalinas ou muito próximas ao limite das rochas subalcalinas.

No diagrama multicatiônico R1-R2 (De La Roche et al. 1980) (Fig. 31), que utiliza as proporções molares entre Si, Na, K, Ti, Fe X Ca, Al, Mg, seis amostras estão no campo do K-feldspato granito e o restante no campo do quartzo sienito, corroborado pela grande quantidade de quartzo e feldspato

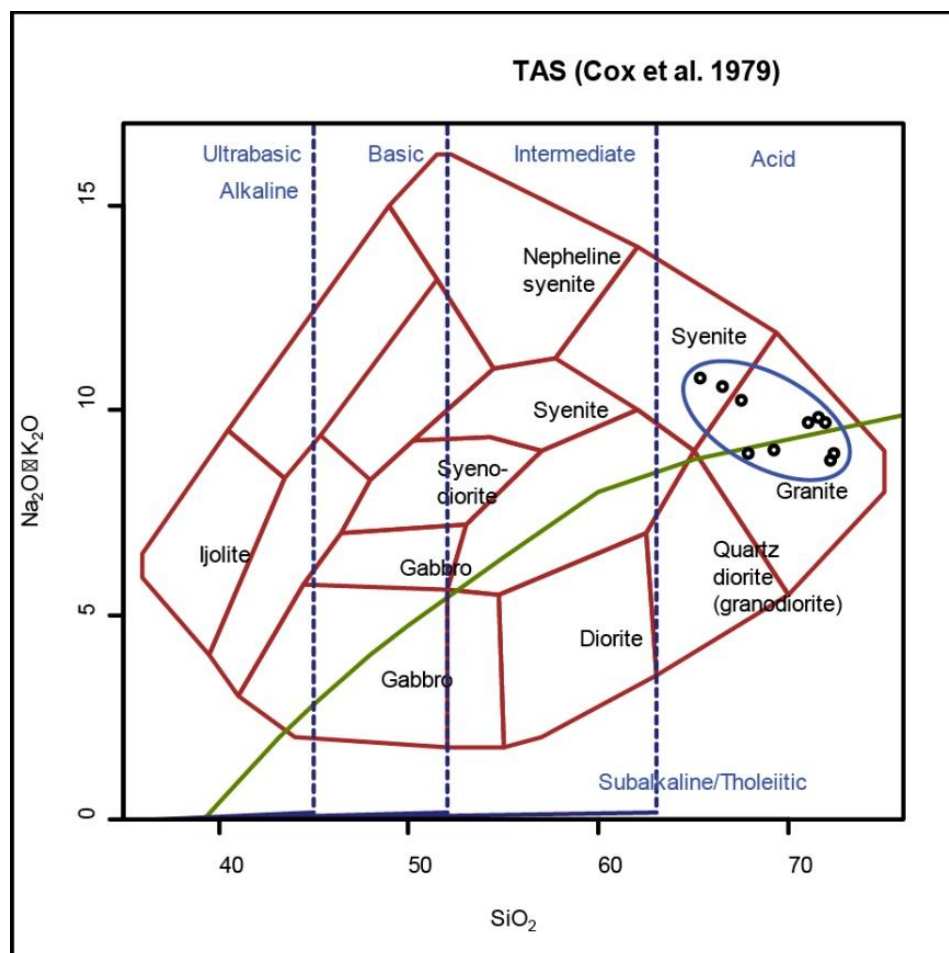


Figura 29: Diagrama de classificação de rocha, de Cox et al. 1979. Variação do diagrama TAS proposto por Cox et al. (1979) e adaptado por Wilson (1989) para rochas plutônicas.

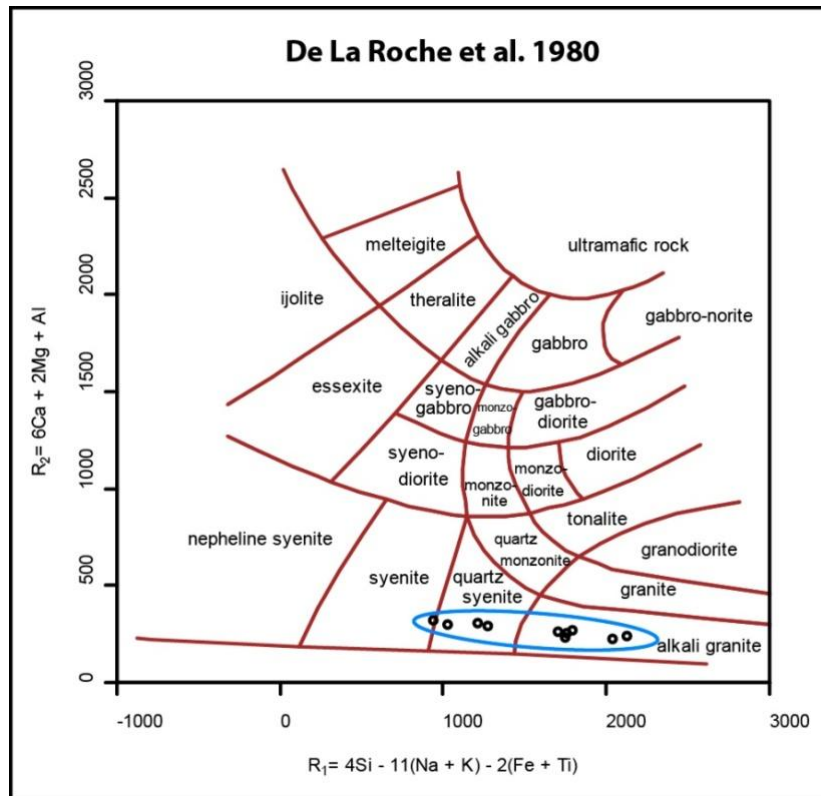


Figura 30: Diagrama de classificação multicatiónica de De La Roche et al. (1980). (R_1 : $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; R_2 : $6Ca + 2Mg + Al$).

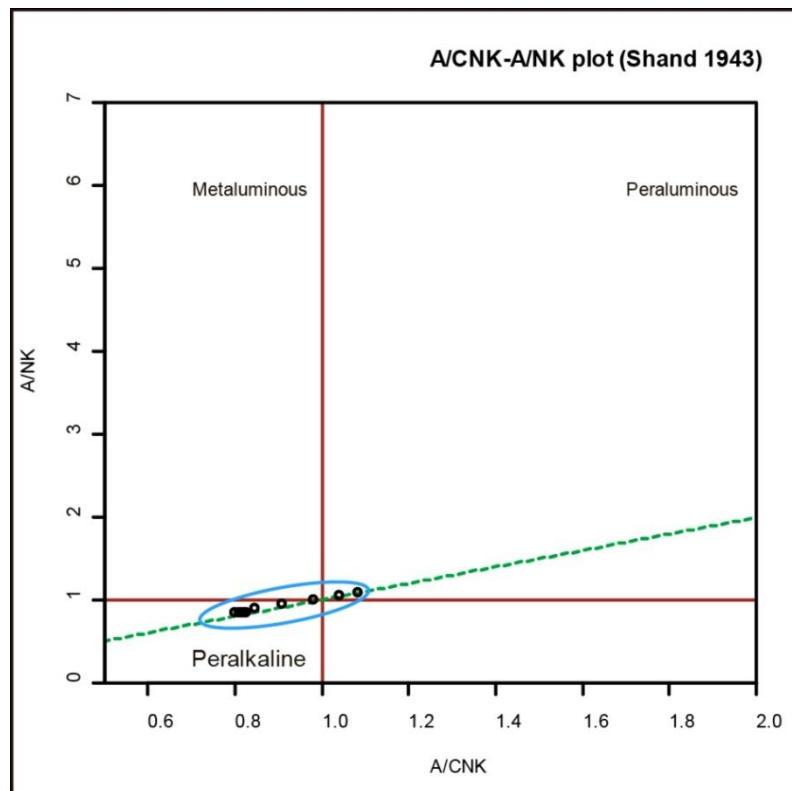


Figura 31: Diagrama A/CNK vs A/NK de Shand (1943) discriminando composições metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas.

perítico observados nas etapas de campo e na petrografia, além dos altos teores de SiO_2 presentes nas análises.

No diagrama de Shand (1943), que utiliza a relação entre a razão da quantidade de alumínio e as concentrações de sódio, potássio e cálcio (Fig. 32) as amostras apresentam um caráter peralcalino (A/CNK entre 0,8 e 1,1).

Nos diagramas de Harker, onde a Sílica (SiO_2) é utilizada como índice de diferenciação contra as variações dos elementos maiores (Fig. 33) e dos elementos traços (Fig. 34). Para os elementos maiores, apesar da dispersão das amostras nos gráficos, são identificados tendências caracterizadas pelo decréscimo nos teores de Al_2O_3 , CaO e Na_2O , indicando que houve cristalização de plagioclásio desde o início da cristalização. Os teores de P_2O_5 e TiO_2 apontam para a cristalização de titanita e apatita. Já os decréscimos observados para FeO e de Na_2O estariam relacionado a cristalização de piroxênio sódico. Os teores de K_2O se mantêm constantes com a variação da sílica apontando para um consumo deste elemento do início ao fim da cristalização.

Nos diagramas de Harker para elementos menores (Fig. 34) a diminuição nos teores de Ba demonstra que seu consumo está associado a cristalização de K-feldspatos. A diminuição de Sr corrobora com os dados de elementos maiores, ocorrendo devido à cristalização de plagioclásio. O Zr também tem seu *trend* de decréscimo em teores devido ao consumo através da cristalização de zircão. E no diagrama relacionados a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, há um leve aumento dessa razão devido ao consumo precoce de Na_2O causado pela cristalização de piroxênios e plagioclásios.

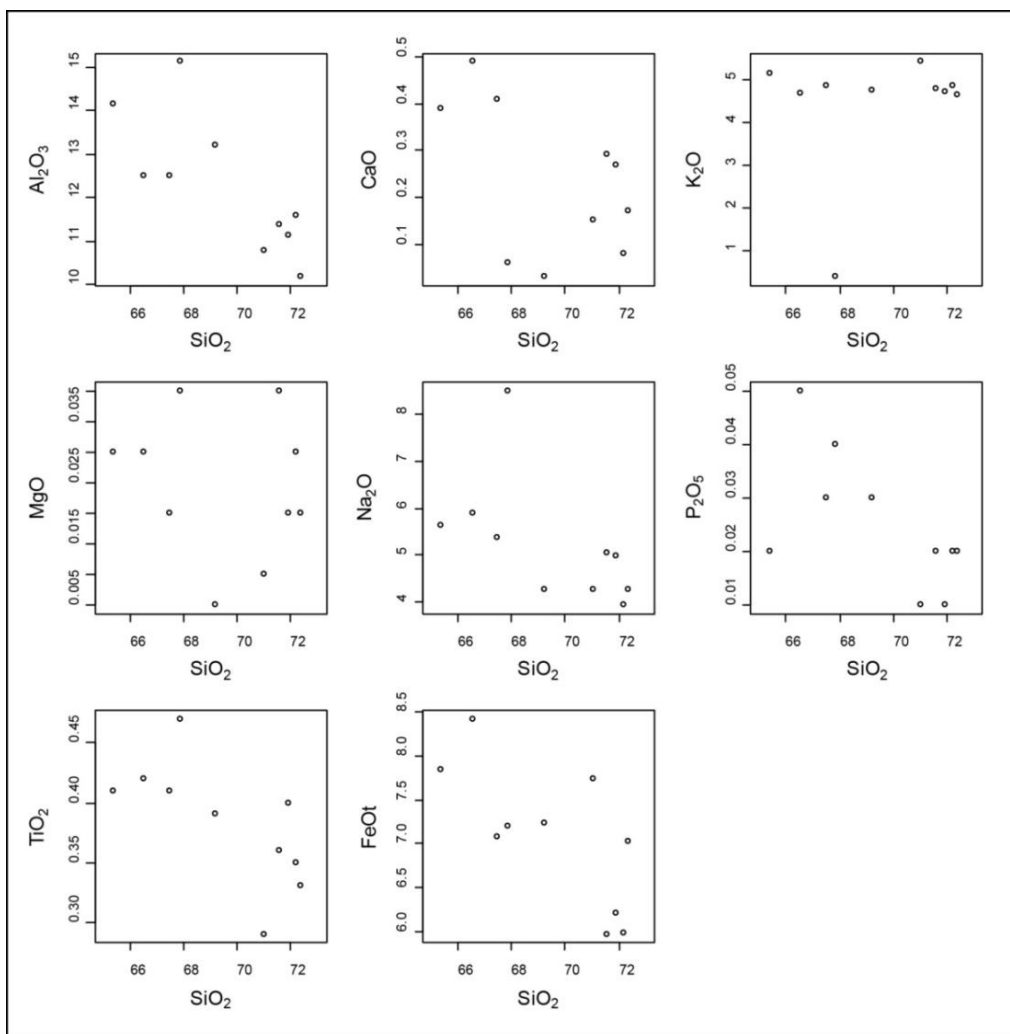


Figura 32: Diagramas binários de Harker para elementos maiores.

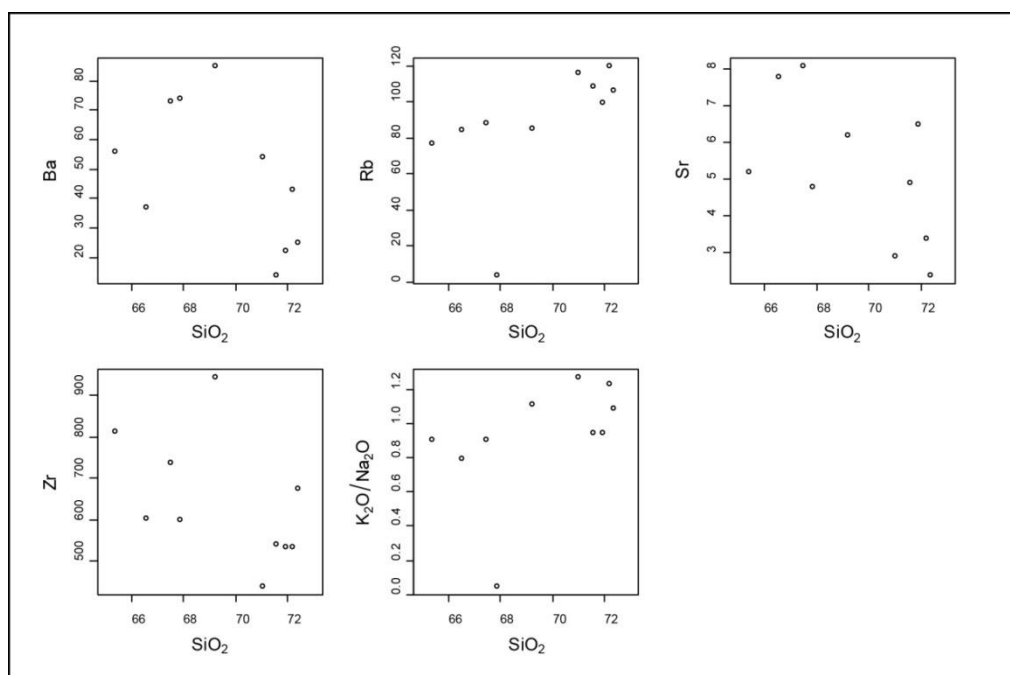


Figura 33: Diagramas de Harker para elementos traços.

Para comparar a composição dos elementos traços e ETR do MC foram gerados diagramas multielementares, normalizados pela composição dos *OIB* (*Ocean Island Basalts*), *N-MORB* (*Normal Mid Ocean Basalts*) e do manto primitivo (Fig. 35). Com relação a normalização para NMORB, há um leve enriquecimento nos elementos terras raras leves da ordem de 100 vezes em relação aos pesados que possuem anomalias positivas da ordem de 10 vezes. Ocorrem anomalias negativas de Ba, Ti e principalmente de Sr. Com relação a comparação com *OIB*, já não há diferença entre leves e pesados, com anomalias positivas da ordem de no máximo 10 e negativas próximas a 1, com as anomalias de Ba, Ti e Sr se repetindo. Quando comparado com o manto primitivo volta a um leve enriquecimento de leves em relação aos pesados, porém, as anomalias positivas são da ordem de 100 vezes, com anomalias negativas de Sr, Ti e Ba. Comparando os padrões dos três tipos de normalizações realizadas, conclui-se que o MC tem uma assinatura geoquímica próximo a *OIB*. Uma possível interpretação para esse tipo de comportamento seria uma fonte mantélica afetada por metassomatismo associado a zonas de subducção.

Também foi gerado diagramas de ETR's normalizados para composição condrítica (Nakamura 1977). Foi observado um padrão com leve enriquecimento em ETR leves com relação aos ETR pesados, com um enriquecimento da ordem de 100 a 1000 vezes nos elementos terras raras leves e um enriquecimento de 10 a 100 vezes nos elementos terras raras pesados, em um padrão regular com uma leve anomalia negativa de Eu (Fig. 36). Esse enriquecimento em elementos terras leves e pesados sugere a atuação de processo envolvendo um provável retrabalhamento de crosta antiga.

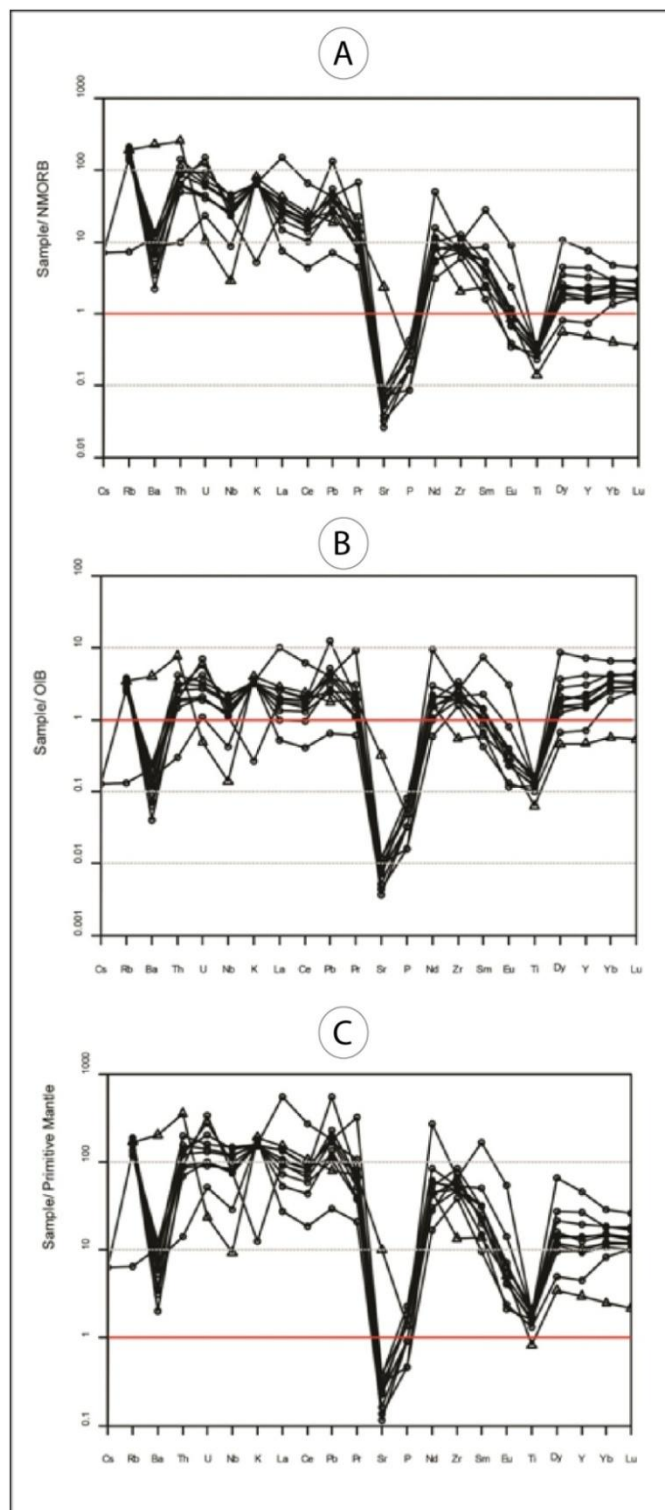


Figura 34: Diagramas multielementares do tipo Spidernormalizados para diferentes fontes. (a) amostras normalizadas para o NMOB (Normal MidOceanBasalt); (b) normalizado para OIB (OceanIslandBasalt); e (c) normalizado para o manto primitivo.

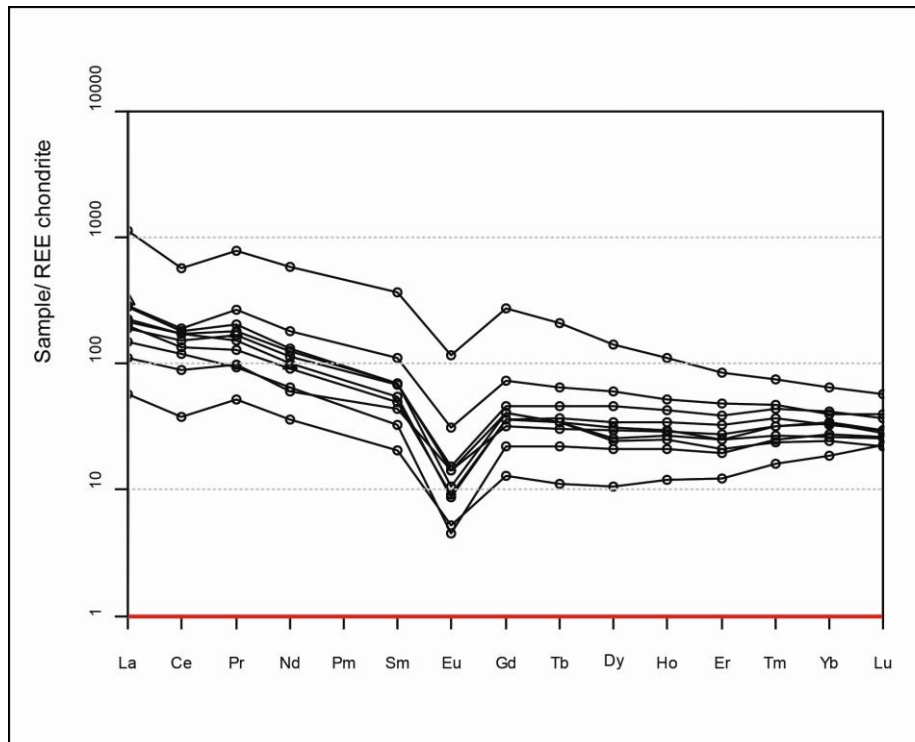


Figura 35: Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR) normalizado para os ETR's condriticos.

Diagramas para ambientes geotectônicos

Diagramas de Whalen *et al.* (1987), que utilize razões de galio (Ga) e alumínio (Al) em função de diversos elementos para a discriminação entre granitoides do tipo A (alcalino) dos tipo I (Igneo) e S (sedimentar) (Fig. 37). Em todos os diagramas as amostras do MC são classificadas como granitoides tipo A (alcalino). No diagrama de Batchelor&Bowden (1985) que leva em consideração os parâmetros R1-R2 (De La Roche *et al.* 19980), as amostras se concentram no campo dos granitoides anorogênicos (Fig. 38). Quando as amostras são plotadas nos diagramas binários com elementos traço para classificação geotectônica de granitoides de Pearce *et al.* (1984), baseado na relação entre os elementos Rb, Nb, Y e Ta, as amostras se localizam no campo dos granitoides de intraplaca (WPG) (Fig. 39).

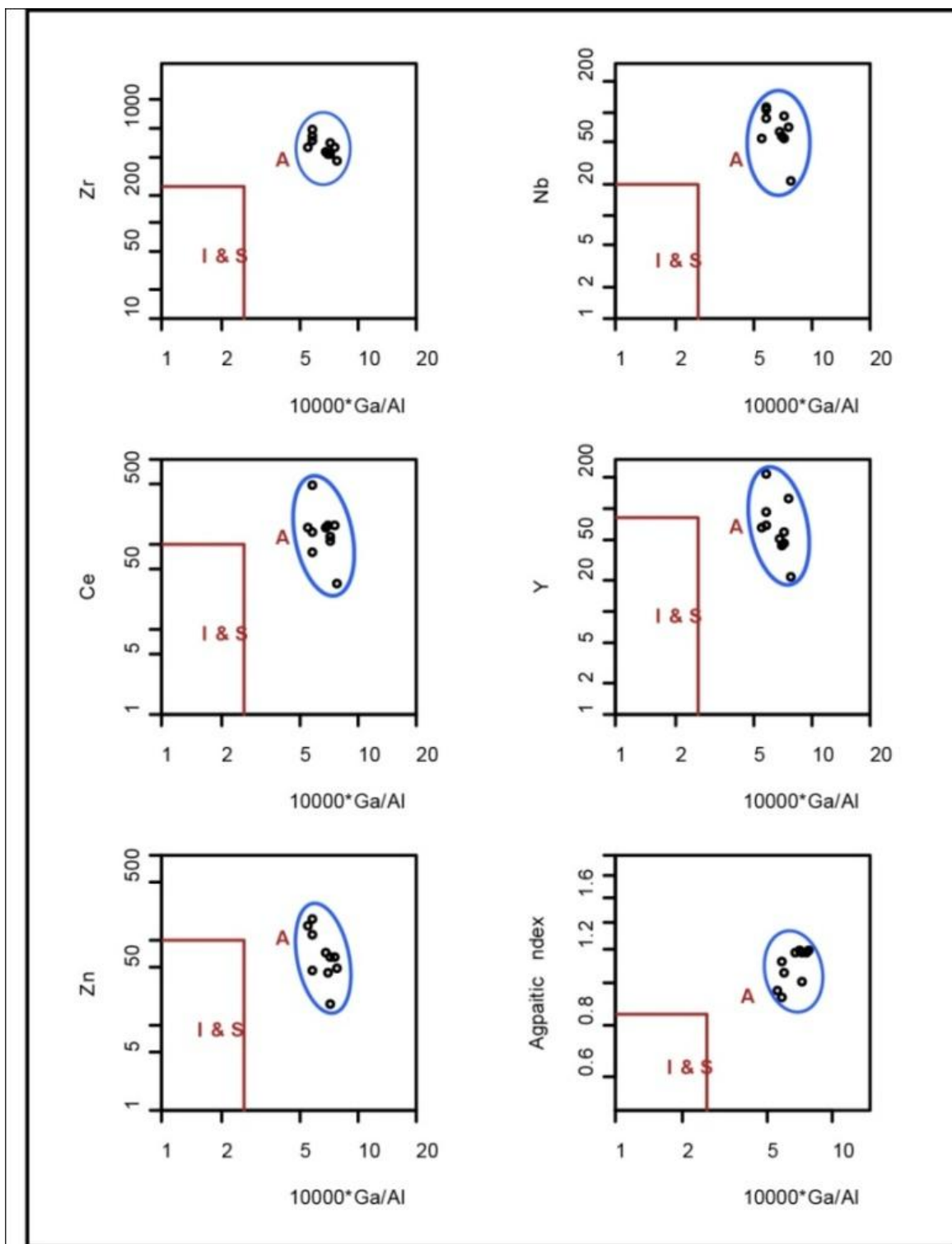


Figura 36: Diagramas binários de discriminação de rochas granitóides do tipo A (alcalino). (Whalen *et al.* 1987).

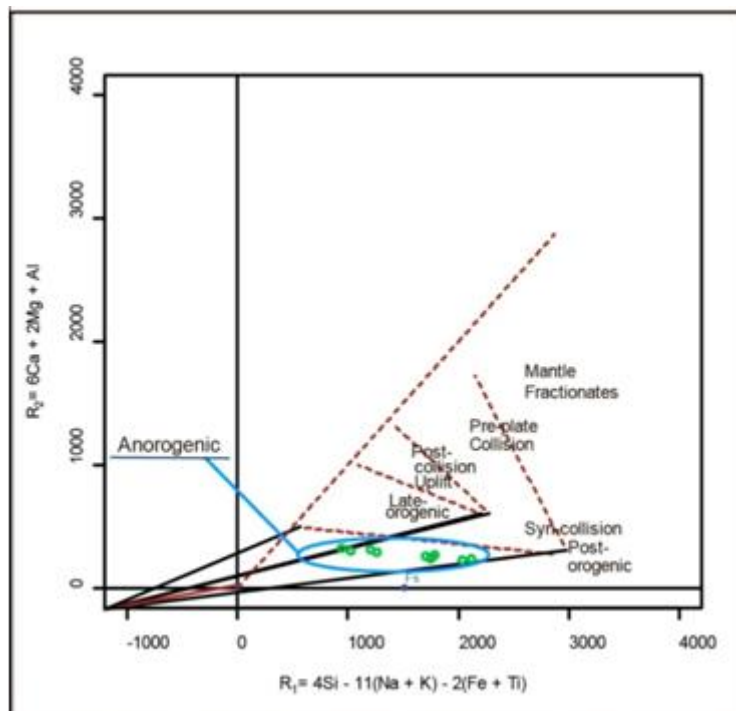


Figura 38: Diagrama R1–R2 (De La Roche et al., 1980) com implicações geotectônicas de Batchelor & Bowden (1985). (R1: $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; R2: $6Ca + 2Mg + Al$).

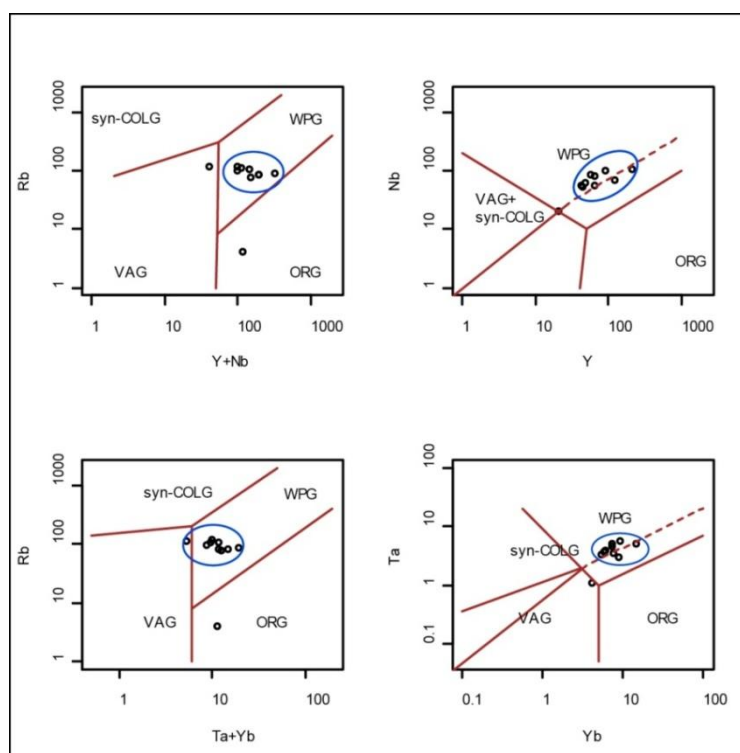


Figura 37: Diagramas binários com elementos traço para classificação geotectônica de granitóides (Pearce et al. (1984). WPG – Granitos de intraplaca; ORG- Granitos orogênicos; VAG – Granitos de arco vulcânico; syn-COLG – Granitos sin-colisionais.

6. ONCLUSÕES

Os resultados obtidos no trabalho permitiram caracterizar a geologia estrutural do MC e das rochas encaixantes, descrever suas relações além de caracterizar o grau, a forma e a intensidade da deformação que afetou as rochas do AC naquela região através do mapeamento geológico e da petrografia. Os dados geoquímicos foram fundamentais para a caracterização química do MC e para interpretações quanto a sua evolução magmática e possíveis ambientes geotectônicos envolvidos em sua gênese.

Podemos afirmar que o MC é um aegirina pertita granito milonítico, intrusivo em metassedimentos do Complexo Porongos. O MC mostra uma ampla variação na intensidade da deformação, materializada pelas texturas promiloníticas a ultramilonítica.

Os dados geoquímicos caracterizam o MC como uma rocha de afinidade alcalina, com caráter peralcalino. Os diagramas de elementos traços caracterizam este granito como associado a ambientes anorogênicos, com características de granito de intraplaca sugerindo uma colocação pré-tectônica. Suas assinaturas geoquímicas indicam afinidades com os basaltos de ilha oceânica, sugerindo que sua gênese estaria relacionada a fontes mantélicas afetadas por processos de subducção. Essa rocha alcalina milonitizada, tem sua foliação milonítica concordante com a foliação de suas encaixantes metamorfisadas, com similar orientação das lineações de estiramento, sugerindo uma deformação concordante para ambas. O corpo do MC encontra-

se dobrado pelo evento D3, assim como suas encaixantes, indicando que eventos posteriores, como o D3, formador da Antiforme Capané, tenham afetado amplamente essas rochas. Por estas características o posicionamento deste granito pode ser anterior ao desenvolvimento da foliação S1 ou mesmo ser associado ao desenvolvimento da S2.

Petrograficamente foi possível inferir o grau de deformação, baseado nas texturas e estruturas encontradas em lâmina. As feições petrográficas são típicas de milonitos de grau médio (500-650°), sendo esse grau compatível com o grau metamórfico dos metassedimentos. Os indicadores cinemáticos meso e microscópicos evidenciaram movimentação tectônica de topo para NE.

Foram então identificadas 4 principais fases deformacionais. D1 e D2 de caráter dúctil metamórfico e D3 e D4 gerando estruturas de caráter mais rúptil, sendo a última com orientação para NW, diferente das demais que contém orientação NE-SW. Essas informações nos indicam que as unidades que estão na Antiforme Capané apresentam uma história complexa, sendo sequencialmente deformada por eventos deformacionais situados primeiramente, em níveis crustais mais profundos gerando zonas de cisalhamento de baixo ângulo, associado a gênese das foliações metamórficas S1 e S2.

A deformação principal do MC esta associada a fase D2, responsável pela formação da foliação milonítica e pela lineação de estiramento. Pelas estruturas observadas na fase D3, com as quais são descritas dobras abertas de escala métrica a decamétrica com clivagem de fratura associadas aos planos axiais destas, e sem uma assembléia metamórfica, ela afeta tanto os metassedimentos quanto o MC. A fase deformacional D4 tem caráter rúptil e gera uma clivagem de fratura de espaçamento centimétrico e orientação NW afetando também todas as unidades da AC.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M. 1971. *Geochronological division of the Precambrian of South America*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, (1):13-21.

Almeida, F.F.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & R.A. Fuck. 1981. *Brazilian Structural Provinces: An Introduction*. Earth Science Reviews, 17 : 1-29.

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, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Brito Neves, B.B. & U.G. Cordani. 1991. *Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic*. Precambrian Research, 53: 23-40.

Carraro, C.C.; Gamermann, N.; Eick, N.C.; Bortoluzzi, C.A.; Jost, H. & J.F. Pinto. 1974. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, escala 1:1.000.000.

Carvalho, P.F. 1932. *Reconhecimento geológico do Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira, 66: 1-72.

Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & L.C. Silva. 1994. *Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle*. Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 1: p.626.

Chemale Jr., F. & M. Babinski. 1995. *U-Pb zircon dating of deformational events from the Neoproterozoic rocks in the Eastern Brazil*. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Expandidos, SGB, Gramado, RS, 377-378.

Chemale Jr., F.; Gresse, P.G.; Silva, L.C.; Hartmann, L.A. & F. Walraven. 1995. *Tectonic evolution of the Brasiliano-Pan-African cycle in the southern Brazil and South Africa*. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Gramado, RS, p.14.

Chemale Jr., F.; Gresse, P.G.; Silva, L.C.; Hartmann, L.A. & F. Walraven. 1995. *Correlação geológica entre as unidades Brasilianas e Pan-Africanas do Sul do Brasil e África do Sul*. VI

Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Porto Alegre, RS, Palestras, 13-16.

Chemale Jr., F.; Babinski, M.; Van Schmus, W.R., Wildner, W. & E.F. Lima. 1997. *U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Neoproterozoic to early Paleozoic belts in southern Brazil*. South-American Symposium on Isotope Geology, SBG, São Paulo, p.71.

Costa, A.F.U.; Rangrab, G.E.; Fernandes, L.A.D.; Camozzato, E. & M.L.V. Azevedo. 1995. *Compartimentação tectônica das associações de rochas pré-Cambrianas do Escudo Sul-Riograndense baseada em dados de magnetometria e gravimetria*. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Gramado, RS, 236-239.

Delaney, P.J.V. 1965. *The structural framework of Southeastern South America*. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 19, Rio de Janeiro, 4: 1-82.

Endo, I. & R. Machado. 1993. *Sistema de Cisalhamento Transatlântico: um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental*. IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SGB, Belo Horizonte, Boletim 12: 356-359.

Endo, I. & R. Machado. 1995. *Neoproterozoic continental scale transpressional megazone in eastern Brazil*. 12th International Conference on Basement Tectonics '95, Abstracts, Oklahoma, p.34-35.

Fernandes, L.A.D.; Koester, E., 1999. *The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil*. Journal of African Earth Sciences 29, 3-24.

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

Fernandes, L.A.D.; Menegat R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E. & E. Camozzato. 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.

Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. *O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense*. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 31, Camboriú, 5: 2879 - 2891.

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*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, 362p (inédito).

Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E. & E. Soliani Jr., 1982a. *Associações Protectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana)*. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 32, Salvador, 1: 1-12.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E. & E. Soliani Jr., 1982b. *Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas*. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 32, Salvador, 1: 13-23.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Machado, R. & C. Gomes. 1987. *Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul*. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Atas, SBG, Curitiba, 2: 791-810.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Monteiro; Sallet, R. 1990. *Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense: uma introdução ao problema*. Acta Geológica Lepoldensia, 30:75-93.

Fragoso Cesar, A.R.S; Machado, R.; Wernick,, E.; McReath, I.; Philipp, R.P.; Sallet, R.; Endo, I.; Almeida, T.I.R.; Sayeg, H.S.; Fambrini, G.L.; Silva Filho, W.F. da; Dehler, N.M. & A.L. Teixeira. 1995. *The Brasiliana plate, the Western Paranaides and Eastern Atlantides and Africanides accreted terranes: a new model for the Neoproterozoic tectonic collage of the southeastern South America*. VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, Porto Alegre, RS, Palestras, 20-27.

Gollmann, K.; Marques, J.C.; Frantz, J.C.; Chemale Jr., F. 2008. *Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS*.

Goni, J.C.; Goso, H. & R.S. Issler. 1962. *Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e do Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense*. Publicação Avulsa da Escola de Geologia, Universidade Federal do RS, 3 : 1-105.

Gruber, L., 2007. *Estudo de proveniência do Complexo Metamórfico Porongos, porção SE da Antiforme de Santana, região de Santana da Boa Vista, RS*. Monografia de Trabalho de Conclusão, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, inédito, 65p.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R. & A.M. Coimbra. 1975. *The Ribeira Folded Belt*. Revista Brasileira de Geociências, 5 (4): 257-266.

Hartmann,, L.A.; Silva, L.C. da; Remus, M.V.D.; Leite, J.A.D. & R.P. Philipp. 1998. *Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3.3 Ga e 470 Ma*. II Congresso Uruguaio de Geologia, Atas, Sociedade Uruguaia de Geologia, Punta del Este, p.277-284.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2003. *Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, souther Brazilian shield*. International Geology Review 46, 127-157.

Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. & B.B.B. Neves. 1978. *As estruturas Brasilianas*. Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 30, Recife, 6: 2423-2437.

Issler, R.S. 1982. *Evento geodinâmico brasileiro - fechamento de oceano e colisão continental dos Crátoms Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos*. Anais, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1: 24-38.

Issler, R.S. 1983. *Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano*. I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Atas, Porto Alegre, 1:19-36.

Jost, H. 1981. *Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil*. University of Athens, Georgia, PhD thesis, 208p.

Jost, H. 1982. *Condições de metamorfismo de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul*. Acta Geológica Leopoldensia, 4: 27-60.

Jost, H. & J.A. Vilwook. 1966. *Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul*. Notas e Estudos da Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 1(1): 13-26.

Jost, H. & M.F. Bitencourt. 1980. *Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul*. Acta Geológica Leopoldensia, 7: 27-60.

Jost, H & L.A. Hartmann. 1984a. *Província Mantiqueira*. In: Almeida, F.F.M. & Y. Hasui ed., *O Pré-Cambriano do Brasil*, p. 345-368.

Jost, H.; FRANTZ, J.C. & J.A. BROD. 1984c. *Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-riograndense*. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 33, Rio de Janeiro, 4: 1707-1720.

- Kosler, J., Sylvester, P.J., 2003. *Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS*. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Washington, 143-175.
- Lenz, C., 2006. *Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 111p.
- Machado, R.; Frago Cesar, A.R.S. & U.F. Faccini. 1987. *O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência do tipo domo e bacia?*. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Atas, Curitiba, 1: 167-182.
- Mello, F.M. 1993. *Contribuição à geologia estrutural da Unidade Porongos na sua localidade tipo: região de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 122p.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C., 1998a. *Eventos ígneos da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS*. Revista Brasileira de Geociências 28, 419-430.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C., 1998b. *Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS*. Revista Brasileira de Geociências 28, 467-472.
- Marques, J.C., Jost, H., Rosenberg, A., Frantz, J.C., Teixeira, R. S., 2003. *Geologia e geoquímica das rochas ultramáficas da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS*. Revista Brasileira de Geociências 33(1):83-94.
- Nardi, L. V. S., Bitencourt, M. F., 1986. *Metamorfismo e deformação de rochas graníticas*.
- Philipp, R. P. ; Lusa, M.; Nardi, L. V. S. 2008. *Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 80, p. 735-748.
- Picada, R.S. 1971. *Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense*. Anais, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 25, São Paulo, 1: 167-191.
- Picada, H. 1979. *The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Braziliano cycle in Namibia (Southern Africa) and Brazil as interpreted in term of continental collision*. Tectonophysics, 57:237-265.
- Picada, H. 1989. *Brasiliano rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil*. Precambrian Research, 44: 103-136.
- Porcher, C.C. & L.A.D. Fernandes. 1990. *Relações Embasamento/"Cobertura" na porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural*. Pesquisas, 17(1-2): 72-84.
- Remus, M.V.D.; Faccini, U.F.; Tedesco, M.A. & Philipp, R.P. 1987. *Evolução estrutural dos metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã*. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Atas, Curitiba, 1: 223-243.
- Remus, M.V.D., Philipp, R.P. & S.L. Junges. 1990. *Contribuição ao estudo Geológico-Estrutural do Gnaisse Encantadas e das relações com as Supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista, RS*. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 36, Natal, RN, 5: 2358-2370.
- Ribeiro, M. 1970. *Sobre um padrão orogênico evidenciado no Escudo Sul-riograndense*. Iheringia, Série Geológica, Porto Alegre, 3: 101-108.

Ribeiro, M. & L.M. Fantinel. 1978a. *Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense : I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul*. Iheringia, Série Geológica, Porto Alegre, 5: 19-54.

Ribeiro, M. 1978. & E. Lichtemberg. 1978b. *Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul*. Anais, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 30, Recife, 6: 2451 - 2464.

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, 425p, inédito.

Teixeira, W. 1982. Folhas SH.22-Porto Alegre, Sl.22 - Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguaiana. *Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica*. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis, Relatório Interno, inédito.

Remus, M.V.D.; Tedesco, M.A.;Philipp, R.P. 1987. *Evolução Estrutural dos Metamorfitos Porongos a Sul do Rio Camaquã/RS*. Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Anais, SBG- Núcleo PR, v. 1, p. 222-243.

Remus, M.V.D.; Philipp, R.P.; Tedesco, M.A.; Faccini, U.F. 1990. *Contribuição ao Estudo Geológico-Estrutural dos Gnaisses Encantadas e das Relações com as Supracrustais Porongos na Região de Santana da Boa Vista/RS*. Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Anais, Natal, SBG - Nucleo RN, v. 5., p. 2358-2370.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. *Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil*. Geological Magazine 143, 59-88.

Sibson RH (1977) *Fault rocks and fault mechanisms*. J Geol.Soc. London 133:191–213

Trouw, R.A. J.; Passchier, C. W.; Wiersma, D. J., *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Berlin, Springer-Verlag, 289p.

Passchier, C.W., Myers, J.S. & Kroner, A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Berlin, Springer-Verlag, 150p.

Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J., *Microtectonics*, 1996. *Micro-tectonics*.

Willig, C.D. 1974. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - folha Porto Alegre (SH.22) e Lagoa Mirim (Sl.22)*. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 99p.