



**GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DO COMPLEXO BATOVÍ,
TERRENO TAQUAREMBÓ, CINTURÃO DOM FELICIANO,
SÃO GABRIEL-RS.**

Porto Alegre, 2014

Maurício Machado Salvi

**GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DO COMPLEXO BATOVÍ,
TERRENO TAQUAREMBÓ, CINTURÃO DOM FELICIANO,
SÃO GABRIEL-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: Professor Dr. Ruy Paulo Philipp

Porto Alegre, 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Salvi, Maurício Machado

Geologia e significado tectônico do Complexo Batoví, terreno Taquarembó, Cinturão Dom Feliciano, São Gabriel-RS . / Maurício Machado Salvi. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.
[60 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es):Ruy Paulo Philipp

1. Metamorfismo orogênico 2. Estratigrafia, geocronologia U-Pb 3. Terreno São Taquarembó 4. Cinturão Dom Feliciano I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DO COMPLEXO BATOVÍ, TERRENO TAQUAREMBÓ, CINTURÃO DOM FELICIANO, SÃO GABRIEL-RS.”**, elaborado por **“Maurício Machado Salvi”**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. ANDRÉ W. DE BORBA

Nome do Professor (a)

Prof. Dr. LÉO AFRANEO HARTMANN

Nome do Professor (a)

Prof. Dr. JAIRO SAIVAN

Nome do Professor (a)

AGRADECIMENTOS E DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado aos meus pais, João Edmundo e Elisete, que sempre me incentivaram nas minhas atividades. Eles são os responsáveis pela minha formação, não só como geólogo, mas também como cidadão. Sem a ajuda deles o presente trabalho jamais seria possível. Dedico também à minha amada e talentosa irmãzinha Mirela que é um exemplo de determinação para mim, e em especial, para a minha doce Patrícia, que me ajudou muito sempre e esteve ao meu lado em todas as empreitadas. Minha família, amo muito vocês!

Agradeço a todos os professores pelos ensinamentos. Aos funcionários do IGEO-UFRGS, em especial aos motoristas e companheiros nas saídas de campo Claudinho e Armando. Também ao Marcelo e Juliano que confeccionaram as lâminas delgadas com prontidão e me auxiliaram na preparação das amostras.

Aos funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGEO-USP, e ao professor Miguel A.S. Basei, por receber tão atenciosamente a nossa equipe de pesquisa. Além dos resultados essenciais para a elaboração deste trabalho, essa gentileza me propiciou a experiência de operar o LA-ICP-MS. Essa possibilidade resultou em um incremento significativo no meu conhecimento sobre técnicas analíticas.

Ao CAEG, Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia, que me fez compreender na prática, que as pessoas pensam de maneiras diferentes e que discutir deve ser construtivo. Agradeço também aos amigos que lá conheci nesses anos de graduação, com os quais aprendi muito nas conversas sobre geologia e me diverti nas lendárias festas! Em especial, Guga, Zazá, Alemão Marco, Olavo, Dani Boy, Guto, Thales, Txélo, Pacífico, Joãozinho, Diegão, Manzi, Feijão, Pirita, Guadagnin, Maciel, Passarinho, Gregory, entre outros.

Agradeço especialmente ao meu orientador e amigo Ruy por todo esforço que dispôs para a realização deste trabalho, mesmo frente às adversidades enfrentadas.

Por fim, agradeço a todos meus amigos que de diferentes formas me ajudaram a chegar até aqui.

Porto Alegre, 2014

RESUMO

O entendimento da evolução tectono-metamórfica de um complexo metavulcanossedimentar requer a utilização de um método de trabalho com enfoque interdisciplinar. Para o Complexo Coxilha do Batovi (CCB), foi realizado um estudo integrado de estratigrafia, análise petrográfica, geologia estrutural, petrologia metamórfica e geocronologia. O CCB é constituído por metassedimentos de idade pré-cambriana e ocorre a cerca de 55 quilômetros ao sul da cidade de São Gabriel, no Distrito do Batoví. Está localizado mais especificamente no extremo noroeste do Lineamento de Ibaré (sistema de falhas de direção NW), limitando-se ao sul com o Complexo Granulítico Santa Maria Chico. É composto por metapsamitos arcoseanos, quartzíticos e calcíferos, metapelitos, mármore; rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas (fácies hematita e fácies turmalina) e metagranitóides. As rochas do complexo registram um metamorfismo orogênico de baixo a médio grau metamórfico (Fácies Xisto Verde-Anfibolito), estão polideformadas e apresentam estruturas com fases deformacionais progressivas. A exposição do CCB ocorre como uma janela estrutural, envolta por formações sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná. O CCB foi muito pouco estudado e uma nova fase de investigação integrada de dados geológicos de campo tentará definir as associações de fácies e os respectivos ambientes sedimentares. Os estudos de geocronologia U-Pb em zircões detríticos por LA-ICP-MS proporcionaram resultados significativos permitindo interpretações paleoambientais e compreensão do tipo de bacia deposicional pré-orogênese. O projeto contribuirá para a revisão estratigráfica do Terreno Taquarembó e para o entendimento da evolução do Cinturão Dom Feliciano (CDF).

Palavras-chave: metamorfismo orogênico, estratigrafia, geocronologia, U-Pb, Terreno Taquarembó, Cinturão Dom Feliciano.

Porto Alegre, 2014

ABSTRACT

The understanding of the tectonic and metamorphic evolution of a complex metavolcanosedimentary requires the use of a method of working with an interdisciplinary focus. For Coxilha Batovi Complex (CBC), was carried out an integrated study of stratigraphy, petrography, structural geology, metamorphic petrology and geochronology. The CBC is composed of metasediments of Precambrian age and occurs at about 55 km south of the São Gabriel city, in the Batoví District. It is located specifically in the northwest of the Ibare Lineament (NW fault system), making contact at south with the Granulitic Complex Santa Maria Chico. It is composed of arkosean, quartzitic and calciferous metapsamites, metapelites, marbles; metavolcanic rocks, banded iron formations (hematite and tourmaline facies) and metagranitic rocks. The complex register an orogenic metamorphism of low to medium grade (green schist to amphibolite facies), are polydeformed and has structures feature with progressive deformation phases. The CBC occurs as a structural window, surrounded by Paleozoic sedimentary formations of the Paraná Basin. The CBC has been little studied and a new phase of integrated geological field research data will attempt to set the facies associations and their sedimentary environments. Geochronology studies of detrital zircons U-Pb by LA-ICP-MS yielded significant results allowing paleoenvironmental interpretations and the understanding of a pre-orogenic type basin. The project will contribute to the stratigraphic revision of the Taquarembó Terrane and the evolution of the Dom Feliciano Belt (DFB).

Keywords: orogenic metamorphism, stratigraphy, geochronology, U-Pb, Taquarembó Terrane, Dom Feliciano Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Principais áreas cratônicas, cinturões orogênicos, e configuração dos mesmos durante a formação do Supercontinente Gondwana. O retângulo preto mostra os crátons envolvidos na gênese da Província Mantiqueira. No lado sul-americano, Cráton São Francisco (SF) e Rio de La Plata (RP), e no lado africano, os Crátons do Congo e Kalahari. Retirado de Gray, D.R., *et al*, in press. A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana. Geological Society of London Special Publication.....página 1

Figura 2: A) Cinturão Dom Feliciano e o Cráton Rio de La Plata situados na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Retirado de Philipp, 2013. As principais zonas de cisalhamento são: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Yí, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande.....página 5

Figura 3: Mapa mostrando o Terreno São Gabriel e seus limites. Área de estudo mostrada no retângulo vermelho, localizada sobre o Lineamento Ibaré, fazendo o contato entre os Terrenos São Gabriel e Taquarém. Modificado de Hartmann, L. A., Chemale Jr. e Philipp, R. P., (2007).....página 6

Figura 4: Em A e B: Localização relativa da área estudada à América do Sul e Rio Grande do Sul respectivamente. C: Contorno do complexo Coxília do Batóvi e as principais vias de acesso partindo da cidade de São Gabriel (fonte: Google Earth).....página 7

Figura 5: Mapa de relevo com a localização dos 38 afloramentos, principais drenagens e estradas de acesso da área.....página 16

Figura 6: Esquema resumido das etapas de confecção de uma lâmina delgada a partir de uma amostra de campo. A: amostra de mão coletada em campo. B e C: fatia da amostra e lâmina de vidro sendo fixada uma a outra; D, E e F representam estágios de desbaste, lixamento e polimento respectivamente. G: a lâmina pronta.....página 17

Figura 7: A) *Laser ablation* do CPGEO-USP operando. B) Detalhe do feixe de *laser* incidindo no *spot* contendo a amostra com os zircões. C) O espectrômetro de massa é o equipamento que faz as leituras das análises.....página 18

Figura 8: Interface do software ArcGIS® operando durante a confecção do mapa geológico final, que é apresentado nos resultados.....página 19

Figura 9: Mapa geológico.....página 23

Figura 10: Seções geológicas A e B. Os números inseridos nos círculos indicam os afloramentos que compuseram cada seção.....página 25

Figura 11: Perfis colunares levantados a partir da amarração dos pontos MS-22, MS-23, MS-24 e MS-25. Mostra uma sequência tipicamente transgressiva, com espesso pacote de metarenito, passando a uma intercalação rítmica com metapelito. Essa intercalação tem sua frequência aumentada até formar um espesso pacote de metapelito, que por sua vez, é sobreposto por outro pacote espesso de metarenito.....página 26

Figura 12: A) Lajeado no ponto MS-06 destacando metassedimentos laminados, levemente dobrados e com pequenas falhas. Vista em planta mostra a verticalidade da S0//S1. B) Estrutura primária tipo hummocky da Fm. Rio Bonito mostra-se horizontal (posição original), contrapondo-se às estruturas primárias preservadas nos metassedimentos. Foto tirada do afloramento MS-25. C) Intercalação rítmica de metarcóseo com metapelito finamente laminado (vista em planta do ponto MS-23). Notar o comportamento dúctil-rúptil da camada de metapelito, afetada por falha normal que apresenta rejeito de 10 cm aproximadamente. D) Metassedimentos com estratificação cruzada de pequeno porte preservadas, S0//S1 subverticais (ponto MS-06).....página 28

Figura 13: A e B mostram a clivagem de crenulação (S2) em metaritimato composto por intercalações milimétricas de níveis ricos em filossilicatos e níveis quartzo-feldspáticos. Observa-se o dobramento da foliação S1 e o início da transposição e formação da foliação S2 cuja superfície axial está destacada pelas linhas tracejadas (afloramento MS-23).....página 29

Figura 14. A) Apesar do avançado grau de alteração do afloramento MS-04, essa foto mostra um metarenito feldspático, conglomerático, com textura blastopsamítica. São evidentes as feições de estiramento dos porfiroclastos causadas pela transposição da superfície sedimentar (S0) durante a fase deformacional D1. B) Deformação das camadas de metarcóseos e metapelitos gerando por diferença de competência o estiramento a das camadas de metarenito. Vista em planta do pavimento da estrada próximo ao ponto MS-06. C) Detalhe de boudinagem em metarenito com estratificação cruzada de baixo ângulo preservadas, intercalado com metapelito no afloramento MS-06.....página 29

Figura 15: MS-30 Dobra fechada de Fase 2 submétrica em metarenito com atitude do eixo 12;320, e caimento indicado pelo cabo do martelo.....página 31

Figura 16: Dobra aberta F3 e de caráter tardio em metarenito muito fino. S1 é a foliação paralela à S0; Lb é o eixo da dobra; CF é a clivagem de fratura desenvolvida pelo dobramento (afloramento MS-07).....página 31

Figura 17: A) Vista geral e detalhe de dobra aberta F3 que é vista em detalhe na Figura 16. B) Aspecto anastomosado do ritmo em alguns pontos é uma evidência do caráter dúctil de movimentações tardias. C) Filmes de óxidos (hematita) em alguns planos de fraturas. D) Dobra F3 em metarenito muito fino com bandamento composicional (vista em planta.....página 32

Figura 18: O Afloramento MS-22 exhibe a sequencia deformacional completa. A) Foliação S0//S1 formando dobra aberta da fase D3. B) Detalhe mostrando a verticalização das foliações S0//S1 dobradas pela fase D2. Na cor branca, veios de quartzo gerados na D3.....página 33

Figura 19: Estereogramas de diferentes estruturas identificadas nos metassedimentos do CCB. Os espectros em tons de cinza e os coloridos indicam a intensidade de famílias de **pólos dos** planos. (A), (B) e (D) exibem diagramas equiárea de Schmidt com a projeção dos pólos dos planos mostram o paralelismo dos planos de acamamento (S0) e da foliação S1 (foliação metamórfica principal) e S2 respectivamente. Em (C), é mostrada a Lineação de estiramento Lb1. Em (E) e (G), estereogramas dos eixos de dobras Lb2 e Lb3, respectivamente. (F) Projeção dos polos dos planos da clivagem de fratura, importante observar que estão ortogonais à S0//S1. (D) Estereograma de equiárea de Schmidt com a projeção dos polos da foliação de transposição S2. está representada no estereograma de linhas em (G).....página 34

Figura 20: Fotomicrografias da amostra MS-22C: A) Textura milonítica *ribbon quartz* (nicóis descruzados). B) Porfiroclastos de quartzo e feldspato potássico estirados e com cauda de recristalização. C) Textura diagenética, estilólito. D) Bandas de muscovita na matriz. Amostra MS-06B: E) Textura diagenética, intraclasto de microquartzo engolfando porfiroclasto de quartzo, geração de pseudomatriz. F) Aspecto geral, leve grau de deformação.....página 37

Figura 21: Fotomicrografias da amostra MS-30A: A) Bandas de minerais opacos acompanhando a foliação principal S0//S1 (nicóis descruzados). B) Aspecto geral evidenciando o estiramento dos porfiroclastos. C) Textura diagenética, crescimento em grão de quartzo engolfando argilomineral. D) Detalhe da textura blastopsamítica granoblástica (porfiroclastos quartzo-feldspáticos imersos em matriz de microquartzo recristalizada).....página 38

Figura 22: Imagens de catodoluminescência das amostras MS-03A e MS-06A selecionadas com localização dos zircões no *spot*.....página 41

Figura 23: Gráfico de densidade contendo o numero de Análises X Idades Pb^{207}/Pb^{206} em zircões (amostra MS-03A).....página 42

Figura 24: Gráfico de densidade contendo o numero de Análises X Idades Pb^{207}/Pb^{206} em zircões (amostra MS-06A).....página 42

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classificação de Bacias Sedimentares segundo Ingersoll & Bubsy 1995.....páginas 12 e 13.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Contexto Geológico.....	1
1.2. Localização.....	7
1.3. Motivação.....	8
1.4. Hipótese.....	9
2. OBJETIVOS.....	9
3. ESTADO DA ARTE.....	10
3.1. Bacias Sedimentares.....	10
3.2. Era da Teoria Geossinclinal.....	10
3.3. Era da Tectônica de Placas.....	11
3.4. Era Moderna.....	11
4. METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO.....	15
4.1. Etapa Pré-Campo.....	15
4.2. Etapa de Campo.....	15
4.3. Etapa Pós-Campo.....	16
4.3.1. Preparação para Petrografia.....	16
4.3.2. Preparação para Análises Geocronológicas.....	17
4.3.3. Sistema de Informações Geográficas.....	18
4.3.4. Geologia Estrutural e Análise Tectônica.....	19
5. RESULTADOS.....	21
5.1. Geologia.....	21
5.2. Geologia Estrutural.....	28
5.3. Petrografia.....	36
5.4. Geocronologia.....	40
6. CONCLUSÕES.....	44
7. REFERENCIAS.....	46

1. INTRODUÇÃO

1.1. Contexto Geológico e Localização

A região estudada faz parte do Setor Meridional da Província Mantiqueira (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981), correspondendo ao Sistema Brasileiro Sudeste. É interpretada como o resultado de diversas colagens orogênicas diacrônicas de distintas unidades geotectônicas durante o Neoproterozoico-Cambriano, formando o setor oeste do paleocontinente Gondwana (Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso-Cesar, 1991; Chemale Jr., 2000; Heilbron *et al.*, 2004; Hartmann *et al.*, 2007). Esse contexto é mostrado abaixo na Figura 1.

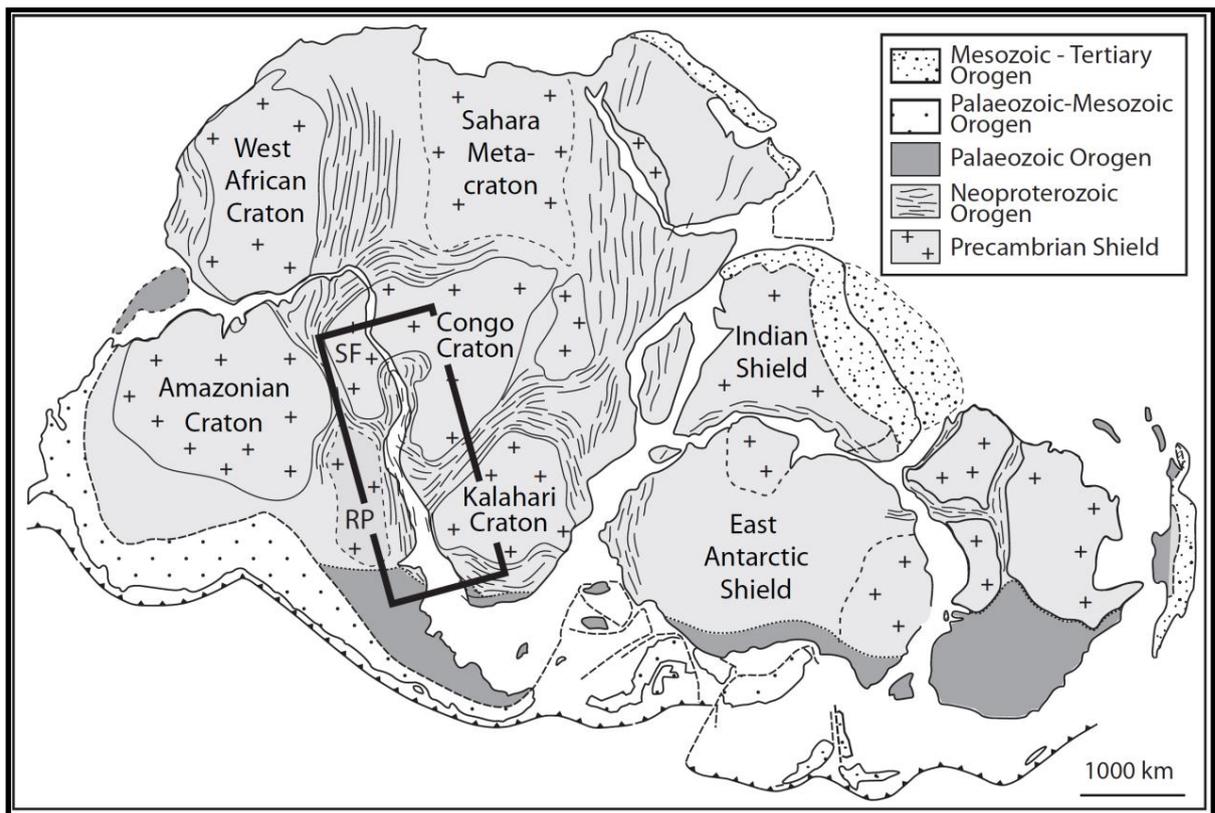


Figura 1: Principais áreas cratônicas, cinturões orogênicos, e configuração dos mesmos durante a formação do Supercontinente Gondwana. O retângulo preto mostra os crátons envolvidos na gênese da Província Mantiqueira. No lado sul-americano, Cráton São Francisco (SF) e Rio de La Plata (RP), e no lado africano, os Crátons do Congo e Kalahari. Retirado de Gray, D.R., *et al.*, in press. A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana. Geological Society of London Special Publication.

Nessa conjuntura, o Escudo Sul Rio-Grandense (ESRG) é constituído por associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, dispostas em um complexo arranjo tectono-estratigráfico, que é controlado e segmentado por zonas de cisalhamento dúcteis de expressão regional de direção N20-40° e N60-80°E e N30-40°W (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007). O ESRG é dividido em quatro unidades geotectônicas de acordo com características estruturais, geofísicas, petrológicas, geoquímicas e geocronológicas. São elas: o Terreno Taquarembó, o Terreno São Gabriel, o Terreno Tijucas e o Batólito de Pelotas.

Terreno Taquarembó

Unidade com idade paleoproterozoica, que representa um fragmento do Cráton Rio de La Plata, localizado no extremo sudoeste do estado, também conhecida como Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC). É composto por granulitos básicos, trondhjemitos e tonalitos ácidos, corpos de metaultramafitos e anortositos, granada silimanita gnaiss e outros. A direção dominante do bandamento gnáissico nas litologias é E-W.

São descritos quatro principais eventos metamórficos na área do Terreno Taquarembó (Hartmann, 1998). Durante o Paleoproterozoico, dois eventos alcançaram condições de fácies granulito, o terceiro é relacionado a metamorfismo retrógrado de fácies anfibolito e o quarto de fácies xisto verde, ambos relacionados à deformação e magmatismo brasileiro.

Durante o ciclo Brasileiro, este complexo sofreu intenso retrabalhamento através da intrusão de rochas plutônicas e das coberturas vulcanossedimentares. É limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento Ibaré, ao leste pela Sutura de Caçapava do Sul (SCS), e ao oeste e ao sul é coberto pela Bacia do Paraná.

As idades U-Pb em zircão do CGSMC realizadas com SHRIMP, datam 2486 ± 6 Ma e (almandina albita granulito) e 2006 ± 3 Ma para o metamorfismo da fase M2; Em um gnaiss granodiorítico, o mesmo tipo de análise revelou idade de 2366 ± 8 Ma, e de 2035 ± 9 Ma para o pico metamórfico. Esses resultados apontam para metamorfismo regional granulítico paleoproterozoico entre 2,03 e 2,6 Ga em rocha formada no final do Arqueano (2,486 Ga) a partir de acreção juvenil (Hartmann, 1987 e Mantovani *et al.*, 1987).

Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel (TSG) é limitado ao Sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), que limita seu contato com o Terreno Taquarembó. Ao leste, o TSG está posto lado a lado com o Terreno Tijucas por contato tectônico através da Sutura de Caçapava do Sul, 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, entretanto quando tais unidades se aproximam da ZCI, ocorre uma rotação das estruturas para direção E-W.

Apresenta associações prototectônicas de ambientes de margem passiva e de retro-arco (*back-arc*), ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos. Essas rochas de idade neoproterozoica (1000 – 700 Ma), com assinatura isotópica juvenil, foram formadas por acreção de arco de ilhas à margem do microcontinente Encantadas. Esse fato é reforçado pelos valores positivos de Epsilon Nd encontrados nas rochas do TSG (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.* 2005; Philipp *et al.*, 2008). Chemale Jr. (2000), denomina as rochas desta região como Terreno Metamórfico de acreção Palma.

A principal porção vulcânica desse arco é encontrada no Complexo Bossoroca, que é composto por rochas metavulcanoclásticas andesíticas a dacíticas e metavulcânicas. As idades de cristalização de metadacitos (U-Pb zircão, TIMS e SHRIMP), em torno de 753 ± 2 Ma, próximas das idades dos granitoides evidenciam essa relação (Machado *et al.*, 1990; Remus *et al.*, 1999).

Batólito Pelotas

Diferentes hipóteses foram propostas para a gênese desse Batólito situado na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, que ocorreu entre 650 Ma e 590 Ma. Uma delas atribui o massivo magmatismo a um ambiente de arco magmático, acima da zona de subducção do oceano Adamastor, mergulhando para oeste (Fernandes *et al.*, 1995); outra hipótese seria de um oceano localizado a oeste do Batólito Pelotas (BP) mergulhando para leste (Chemale Jr., 2000). Contudo, Bitencourt & Nardi (2000), Philipp & Machado (2005) e Philipp *et al.* (2007), sugerem que no BP a geração do magmatismo ocorreu predominantemente em ambiente pós-colisional.

A atuação de zonas de cisalhamento dúcteis, principalmente da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, está relacionada à colocação de um complexo granítico e sete unidades intrusivas. Dessa forma, foram discriminados como Complexo Pinheiro Machado, Suítes Erval, Cordilheira, Viamão, Suíte Piquiri, Encruzilhada do Sul, e Dom Feliciano (Philipp, 1998; Philipp & Machado, 2005; e Philipp *et al.*, 2007).

Principalmente nos corpos intrusivos mais antigos, são encontrados xenólitos e enclaves de gnaisses tonalíticos e de rochas metassedimentares. Esses apresentam valores negativos de épsilon Nd(t) e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas, indicando contribuição significativa de crosta antiga. No entanto, 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). Essa combinação de componentes isotópicos jovens e antigos implica na ocorrência de refusão da crosta paleoproterozoica há cerca de 800 Ma e em ambiente ensialico para a Orogênese Dom Feliciano entre 650-590 Ma (Philipp & Machado, 2005; Gastal *et al.*, 2005).

Terreno Tijucas

O Terreno Tijucas fica situado na porção central do Cinturão Dom Feliciano (CDF), estendendo-se como uma faixa alongada segundo N30-60°E desde Santa Catarina até o Uruguai. No Estado do Rio Grande do Sul, apresenta aproximadamente 170 km de extensão e 15 a 30 km de largura. Em Santa Catarina e no Uruguai é representado pelo Complexo Metamórfico Brusque e Grupo Lavalleja respectivamente.

O Terreno Tijucas no RS é desmembrado em distintas unidades geológicas. Duas dessas unidades foram metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibolito médio, são elas: o Complexo Encantadas, composto por rochas granito-gnáissicas e anfibolíticas de idade Paleoproterozoica, e o Complexo Porongos (Neoproterozoico), representado por rochas supracrustais e plutônicas de vulcanismo cálcico-alcálico formadas entre 773-783 Ma. A terceira delas é composta pelas unidades sedimentares siliciclásticas e vulcânicas da Bacia do Camaquã, depositadas em ambiente dúctil-rúptil (620-540 Ma). Por fim, rochas graníticas, geradas e deformadas entre 595 e 543 Ma no evento Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000).

Diferentes ambientes tectônicos 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). Todavia, segundo Hartmann *et al.* (2007), os dados isotópicos e de elementos-traços das rochas meta-vulcânica e metassedimentares mostram retrabalhamento do embasamento pré-Brasiliano. Isso pode sugerir a deposição em crosta continental distendida ou um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozoica. Sugere, também, que 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).

Estas unidades se estendem ao sul para o Uruguai e ao norte para Santa Catarina, apresentando ampla correlação geográfica (Fig. 2). A continuidade destas áreas do CDF é interpretada como a zona de sutura entre os crátons Rio de La Plata (CRLP) e Kalahari (Fragoso-Cesar, 1980, 1991; Soliani Jr., 1986; Fernandes *et al.*, 1992). Fragmentos do Cráton Rio de La Plata no ESRG ficaram preservados como complexos ortognáissicos de idade paleoproterozoica (Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Complexos Encantadas, Arroio dos Ratos, Imbicuí e Vigia).

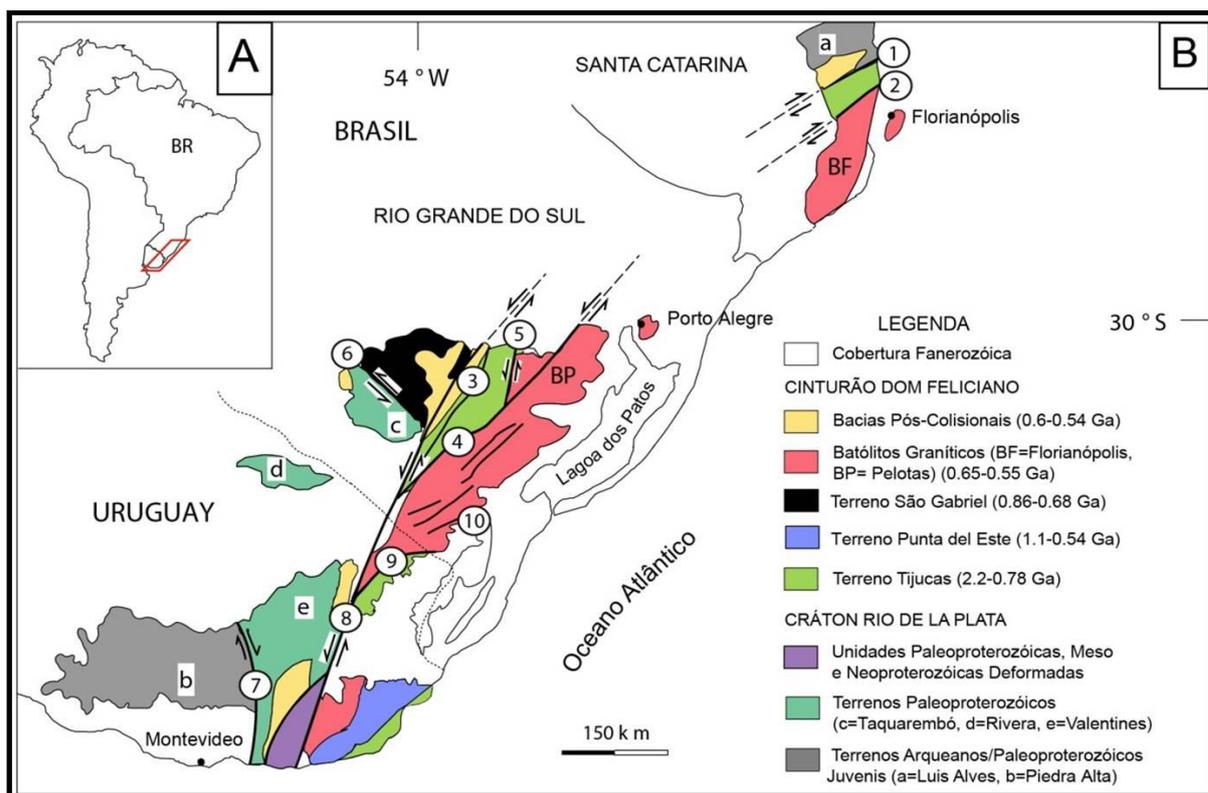


Figura 2: A) Cinturão Dom Feliciano e o Cráton Rio de La Plata situados na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Retirado de Philipp, 2013. As principais zonas de cisalhamento são: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Yí, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande.

No Terreno São Gabriel, a evolução do CDF está preservada através de associações metavulcanossedimentares e metaplutônicas, relacionadas com a evolução de arcos magmáticos (Complexos Cambaí/Cambaizinho, Bossoroca, Palma e Pontas do Salso) gerados e/ou deformados na Orogênese São Gabriel (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007) (Fig. 3). A evolução final do cinturão está caracterizada pela orogênese Dom Feliciano, evento de metamorfismo regional associado à colisão dos crátons Rio de La Plata e Kalahari, entre 650 e 630 Ma (Chemale Jr., 2011; Bom, 2011; Bom *et al.*, 2012). Após o pico do metamorfismo colisional, seguiu-se uma intensa granitogênese de caráter pós-colisional (Bitencourt e Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2000, 2007; Philipp & Machado, 2005).

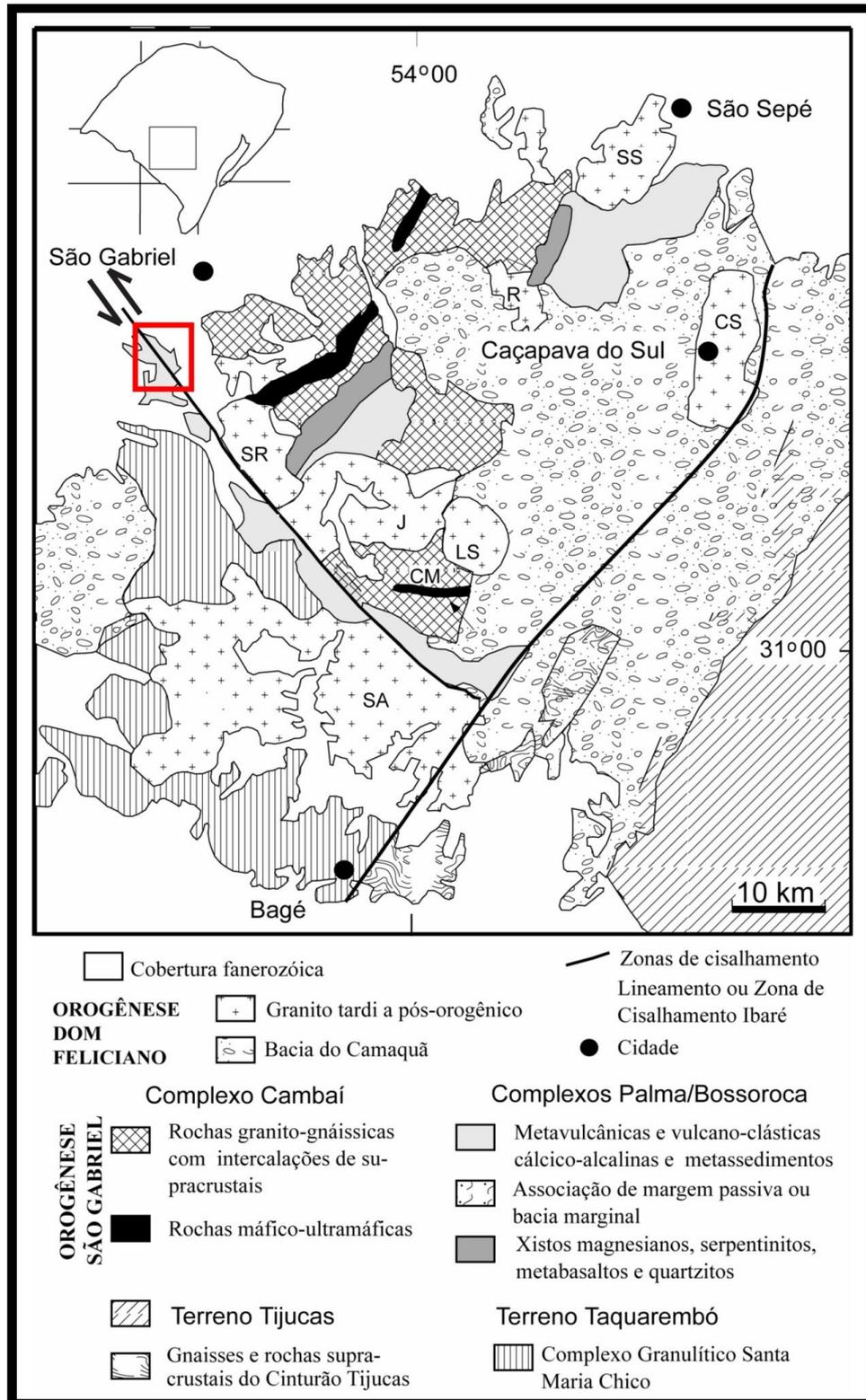


Figura 3: Mapa mostrando o Terreno São Gabriel e seus limites. Área de estudo mostrada no retângulo vermelho, localizada sobre o Lineamento Ibaré, fazendo o contato entre os Terrenos São Gabriel e Taquarembó. Modificado de Hartmann, L. A., Chemale Jr. e Philipp, R. P., (2007).

1.2. Localização

O Complexo metavulcanossedimentar Coxilha do Batoví (CCB) está situado a 55 quilômetros ao sul do município de São Gabriel, no Distrito do Batoví (Fig. 4). Está localizado na extremidade norte do Terreno Taquarembó e no extremo noroeste do Lineamento de Ibaré (sistema de falhas de direção NW). Limita-se a nordeste com o Terreno São Gabriel, e está parcialmente encoberto ao leste e ao norte pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

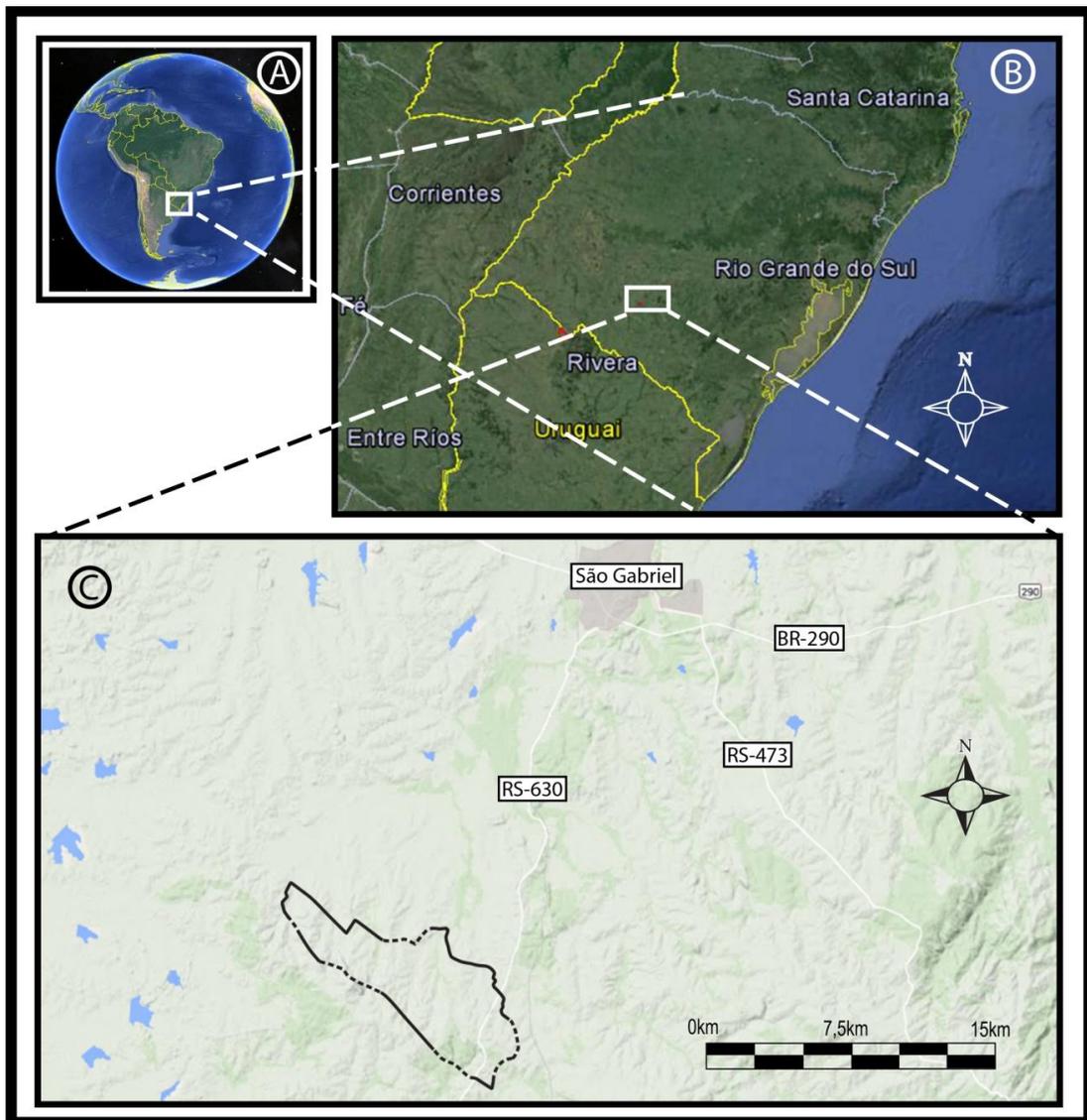


Figura 4: Em A e B: Localização relativa da área estudada à América do Sul e Rio Grande do Sul respectivamente. C: Contorno do complexo Coxília do Batoví e as principais vias de acesso partindo da cidade de São Gabriel (fonte: Google Earth).

1.3. Motivação

Os complexos metavulcanossedimentares do Escudo Sul-Rio-Grandense foram estudados inicialmente na década de 60 (Goni *et al.*, 1961; Jost & Vilwoock, 1966) quando estas unidades foram agrupadas para constituir a Formação Vacacaí. Posteriormente, com a evolução da cartografia geológica e da estratigrafia, foram desmembrados em diversos complexos com designações geográficas regionais (Palma, Bossoroca, Passo do Ivo, Cambaizinho, Passo Feio, Arroio Marmeleiro, Batoví, entre outros). Estes complexos foram estudados através da integração de dados petrográficos e geoquímicos (Garcia, 1981; Chemale Jr., 1982; Bitencourt, 1983; Naumann, 1985; Zarpelon, 1986; Remus, 1990; Wildner, 1990; Schmitt, 1995; entre outros).

A Coxilha do Batoví, além de estar inserida em um importante contexto geológico do Rio Grande do Sul, e por apresentar ocorrência de calcários, vem despertando interesse desde muito tempo. Entretanto, poucos estudos na região tiveram enfoque geológico e estratigráfico. Dentre esses trabalhos, os de maior relevância são os Trabalhos de Graduação (UFRGS, 1986), a Carta Geológica da Folha de São Gabriel da CPRM (Silva, 1983) e, mais recentemente, o mestrado de Schmitt (1995).

De acordo com Schmitt (1995), o CCB é composto basicamente por:

- Metassedimentos quartzo-feldspáticos, incluindo metapsamitos calcíferos, arcossianos e quartizíticos;
- Metapelitos;
- Mármore, incluindo grafitamarmore calcítico, mármore dolomítico silicático e brechas dolomíticas;
- Metavulcânicas, compostas por espilitos e metabasaltos;
- Formações ferríferas metamorfisadas e metabasitos associados, incluindo fácies sulfeto, óxidos e metavulcanoclásticas;
- Metagranitoides.

O CCB é uma sequência metavulcanossedimentar que merece ser estudada com maior detalhe para que se possa tentar correlacioná-lo com outras unidades metamórficas semelhantes, como o Complexo Arroio Marmeleiro, situado na continuidade das exposições de metassedimentos, localizados a SE da Coxilha do Batoví. A análise integrada e a correlação com outras unidades metamórficas permitem uma avaliação mais precisa da paleogeografia, que registra a evolução do Cinturão Dom Feliciano.

1.4. Hipótese

O CCB é um complexo metavulcanossedimentar que está associado a um corpo alongado de rochas correlatas, que se estende desde a região de Caçapava (Complexo Passo Feio), com direção N20°E, descendo para o sul e infletindo no Lineamento de Ibaré para a direção N45°W, quando então passa a ser denominado Complexo Arroio Marmeleiro e Batoví. As características composicionais destas unidades sugerem que as mesmas representam os produtos da sedimentação de uma bacia sedimentar formada em um ambiente de margem passiva, do então denominado Oceano Goiás-Farusiano (Cordani, 2013). Quando ocorreu o fechamento do oceano Goiás-Farusiano e a colisão do Cráton Rio de La Plata com o Cráton Kalahari, durante a formação do paleocontinente Gondwana (Neoproterozoico-Cambriano), originaram-se bacias intraplaca e bacias de retroarco, deformando e metamorfisando as antigas bacias.

2. OBJETIVOS

Os objetivos a serem alcançados pelo projeto em relação ao CCB são:

- Compreensão da gênese dos metassedimentos do CCB, seu posicionamento geotectônico e relações com rochas adjacentes;
- Definição da proveniência dos metassedimentos que foram posteriormente metamorfisados;
- Interpretação dos paleoambientes deposicionais dessa bacia sedimentar;
- Identificação das principais fases de deformação e relação com as paragêneses metamórficas encontradas;
- Correlação com outras sequências metavulcanossedimentares do Terreno São Gabriel.

3. ESTADO DA ARTE

3.1. Bacias Sedimentares

As bacias sedimentares são regiões do planeta abaixo de um nível de base de erosão. Ocupam grande parte das rochas em exposição na crosta da Terra, estando presentes em todos os continentes desde os primórdios da evolução do planeta. São reconhecidas mais de 800 bacias sedimentares na crosta da terra, sendo que mais de 600 delas são bem conhecidas quanto ao arcabouço estrutural-estratigráfico (Gabaglia e Figueiredo, 1990). Martins-Neto (2006) apresenta uma revisão histórica sobre as classificações das bacias sedimentares, desde a fundamentação da teoria Geossinclinal por Hall (1859), passando pela classificação com 27 tipos de bacias de Ingersoll & Busby (1995), chegando a simplificada e eficaz classificação de Dickinson (1993), que leva em conta a ideia de evolução de uma bacia. A elaboração deste projeto está baseada nessa revisão conceitual, bem como seguirá suas sugestões.

Segundo este autor, a definição de bacia sedimentar pode ser dividida em duas concepções diferentes sendo: uma geodinâmica e outra geográfica. Na concepção geodinâmica, uma bacia sedimentar é definida pela atuação de mecanismos de subsidência relativos a um regime tectônico ou evento tectono-termal, responsável pelo desenvolvimento de um ciclo de embaciamento e consequente deposição do pacote sedimentar relativo a este ciclo. Cada ciclo é delimitado por discordâncias erosivas ou não deposicionais.

Considerando a concepção geográfica, uma bacia sedimentar é uma região caracterizada pela acumulação de uma pilha de sedimentos por um longo período no tempo geológico, sem levar em consideração a existência de significativos hiatos e/ou discordâncias dentro do pacote.

3.2. Era da Teoria Geossinclinal

O estudo das bacias sedimentares esteve relacionado desde o princípio não só aos interesses acadêmicos, mas também econômicos, principalmente das empresas de petróleo. O início das classificações foi baseado meramente em aspectos descritivos ainda sem o contexto da Teoria da Tectônica de Placas. Neste cenário, as primeiras subdivisões de bacias foram categorizadas sobre o conceito de geossinclinal de Hall (1859), onde o próprio peso da coluna sedimentar era responsável pela sua contínua subsidência. Esse

conceito foi utilizado por outros geólogos, como Dana em 1866, para associar as bacias de margens continentais. Assim foram criadas as bases da Teoria Geossinclinal que seria mais tarde aperfeiçoada por Stille (1940, *apud* Loczy e Ladeira, 1976) e Gabaglia e Figueiredo (1990).

3.3. Era da Tectônica de Placas

Com a evolução da Teoria da Tectônica de Placas, diversos autores como Mitchell e Reading (1969) já associavam as bacias sedimentares com os movimentos horizontais de separação das placas litosféricas. Novas classificações foram elaboradas, como a de Klemme (1970, *apud* Halbouty *et al.*, 1970), que considerava os tipos de crosta, a posição geotectônica da bacia em relação aos limites da placa, a forma e a idade da bacia, a presença de um ou mais ciclos deposicionais e os elementos associados à ocorrência de hidrocarbonetos. A grande contribuição de Klemme está relacionada com a ideia de evolução das bacias ao longo do tempo e não mais como tipo de classes estanques de classificação.

Dickinson (1974) delimita os ambientes tectônicos das bacias com base em três fatores fundamentais: (i) o tipo de crosta/litosfera que serve de substrato para a bacia (continental oceânica ou transicional); (ii) a proximidade da bacia em relação à margem da placa (intraplaca ou zonas de interação de placas) e (iii) o tipo de junção ou junções de placas associada à bacia (divergente, convergente ou transformante). Segundo este autor esses três parâmetros citados acima podem ser arranjados de diversas formas no tempo e no espaço, para balizar a classificação das bacias e satisfazer os tipos já existentes de bacias. Miall (1984, 1990) buscou aperfeiçoar esse modelo.

3.4. Era Moderna

A disponibilidade e operacionalidade de novas ferramentas, como a modelagem computacional e a sísmica de reflexão profunda, aliada ao significativo aperfeiçoamento do processamento dos dados sísmicos, levou, durante os anos 80, a um grande salto no entendimento da evolução das bacias sedimentares, incorporando novas tendências aos esquemas classificatórios.

Com base na classificação de Dickinson (1974), Ingersoll (1988) propôs uma nova classificação, que foi aperfeiçoada posteriormente por Ingersoll & Busby (1995). Os autores

enfatazaram a necessidade da classificação de bacias de acordo com a seu ambiente tectônico sindeposicional ao longo de sua evolução. Ingersoll & Busby (1995) inovaram em relação à proposta de Ingersoll (1988) ao distinguirem os ambientes intraplaca e divergentes. Entretanto, este esquema cria um número excessivo de categorias para classificar estágios de uma evolução contínua ou para satisfazer casos particulares. A classificação que funcionava com cinco diferentes ambientes e 27 tipos de bacias é exibida abaixo.

Tabela 1. Classificação de Bacias Sedimentares segundo Ingersoll & Bussy 1995.

AMBIENTE DIVERGENTE	Rifts-continentais	Rifts em crosta continental, comumente associados com vulcanismo bimodal
	Calhas proto-ocêânicas	Bacias oceânicas incipientes com crosta oceânica juvenil, flanqueadas por margens continentais riftadas
AMBIENTE INTRAPLACA	Terraço e sopé continentais	Margens riftadas maduras em ambiente intraplaca, na interface continental-ocêânica
	Prismas continentais	Cunhas sedimentares progracionais construídas sobre as bordas de margens riftadas
	Bacias intracratônicas	Bacias cratônicas amplas desenvolvidas sobre rifts fósseis axiais
	Bacias cratônicas plataformais	Pacotes sedimentares pouco espessos e lateralmente contínuos, cobrindo crátons estáveis
	Bacias oceânicas ativas	Bacias sobre crosta oceânica formadas em bordas divergentes de placas, não relativas a sistemas de arco-fossa (espalhamento oceânico ainda ativo)
	Ilhas oceânicas, cristas e platôs assísmicos	Prismas e coberturas sedimentares em ambiente intraoceânico, excetuando arcos magmáticos
	Bacias oceânicas inativas	Bacias sobre crosta oceânica sem espalhamento ou subducção associados (sem bordas de placa ativas)
AMBIENTE CONVERGENTE	Fossas	Calhas profundas formadas pela subducção de litosfera oceânica
	Bacias talude-fossa	Depressões estruturais localizadas, desenvolvidas em complexos de subducção
	Bacias de antearco	Bacias entre a fossa e o arco
	Bacias de intra-arco	Bacias na plataforma do arco
	Bacias de retroarco	Bacias oceânicas atrás de arcos magmáticos intra-ocêânicos (incluindo bacias inter-arco entre arcos ativos e remanescentes), e bacias continentais atrás de arcos magmáticos de margem continental sem cinturões de dobramento/cavalgamento de <i>foreland</i>
	Bacias <i>foreland</i> de	Bacias <i>foreland</i> no lado continental de margens continentais associadas a sistemas de arco-fossa, formadas por compressão

	retroarco	relativa a subducção e/ou colisão
	Bacias oceânicas remanescentes	Bacias oceânicas capturadas e confinadas entre margens continentais em colisão e/ou sistemas arco-fossa, em processo final de subducção ou deformação em zonas de sutura
	Bacias <i>foreland</i> periféricas	Bacias <i>foreland</i> desenvolvidas a partir de margens continentais riftadas e afetadas por zonas de subducção durante colisões crustais (tipo primário de <i>foreland</i> associado a colisão)
	Bacias <i>piggyback</i>	Bacias formadas e alçadas por frentes cavalgantes
	<i>Foreland</i> intermontanas (<i>foreland</i> fragmenteadas)	Bacias <i>foreland</i> formadas em soerguimentos com embasamento envolvido
AMBIENTE TRANSFORMANTE	Bacias transtracionais	Bacias formadas por extensão em sistemas transcorrentes
	Bacias transpressionais	Bacias formadas por compressão em sistemas transcorrentes
	Bacias transrotacionais	Bacias em sistemas transcorrentes formadas pela rotação de blocos crustais segundo eixos verticais
AMBIENTE HÍBRIDO	Bacias <i>wrench</i> intracontinentais	Bacias formadas em crosta continental como resposta distal a processos colisionais
	Aulacógenos	Rifts abortados em altos ângulos com margens continentais, que foram posteriormente reativados durante tectônica convergente
	Impactógenos	Rifts formados em alto ângulo com orógenos, sem história pré-orogénica (em contraste com aulacógenos)
	Bacias sucessoras	Bacias formadas em ambientes intermontanos, após cessação de atividade orogénica ou tafrogénica

De acordo com Dickinson (1993), categorias de bacias devem ser vistas como uma função complexa de processos mistos, operativos em graus variados e em combinações e seqüências diversas em diferentes ambientes tectônicos. Desta forma, este autor sugere a necessidade de criar uma classificação de bacias focada nos seus processos formadores fundamentais, que poderiam ser agrupados de diferentes maneiras para definir espectros de bacias, abandonando os “catálogos de tipos de bacias”. Uma bacia seria então tratada em termos da associação de processos que governaram sua evolução e não como uma variedade de um tipo ideal.

Por fim, Martins-Neto (2006) propõe pequenas alterações na classificação de Dickinson (1974). Entre estas alterações destacam-se:

(i) o deslocamento dos *rifts* e *riffts* abortados da categoria de bacias intraplaca para bacias associadas a placas divergentes, enfatizando o regime tectônico em detrimento do substrato;

(ii) exclusão da categoria intraplaca em substrato transicional (herdado de antigas junções de placas), e incorporação do consagrado termo “bacias de margem passiva”, uma vez que bacias desta natureza representam a fase flexora da evolução de bacias em regime divergente, sendo assim denominadas e, de forma simplificada, enquadradas nesta categoria;

(iii) adoção do termo “transcorrente” (*strike-slip*) no lugar de transformante, uma vez que o último implica necessariamente no envolvimento de crosta oceânica, sendo um caso particular do primeiro;

(iv) incorporação das bacias “*pull-apart*” dentro das transcorrentes envolvendo o cisalhamento intracontinental e “margens transformantes” envolvendo cisalhamento de litosferas continental e oceânica.

Deste modo, será utilizada essa classificação para nortear a caracterização e a interpretação paleoambiental do CCB.

4. METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

4.1. Etapa Pré-Campo

A etapa pré-campo consistiu em uma revisão bibliográfica que englobou a 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 o planejamento de 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. Também, nessa etapa, foram obtidos os mapas para a utilização em campo.

4.2. Etapa de Campo

A etapa de campo foi realizada nos dias 22, 23, 24 e 25 do mês de abril de 2014, e proporcionou o mapeamento do CCB através de perfis estratégicos (Fig. 5). Foram estudados 38 afloramentos, levantadas duas seções geológicas e um perfil colunar, coletadas amostras e dados estruturais tais como medidas de foliações, lineações, dobras e clivagem de fratura. Foram obtidos com o uso de bússola BRUNTON® com declinação magnética corrigida conforme a área de estudo, e a notação usada foi a da mão esquerda. Essas medidas permitirão a visualização e interpretação da distribuição espacial e geométrica das estruturas para o reconhecimento das fases deformacionais atuantes na área.

Os pontos de campo foram nomeados sistematicamente como MS-01, MS-02 e assim sucessivamente. As amostras foram numeradas de acordo com o ponto, e discriminadas para petrografia e análises geocronológicas. As coordenadas geográficas de cada ponto foram registradas através de aparelho GPS *Etrex* da marca *Garmin*®, que também foi utilizado para navegação em campo. Foram coletadas amostras de rochas metassedimentares representativas do CCB, com as possíveis variações composicionais e estruturais. A amostragem foi procedida com cuidado 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.

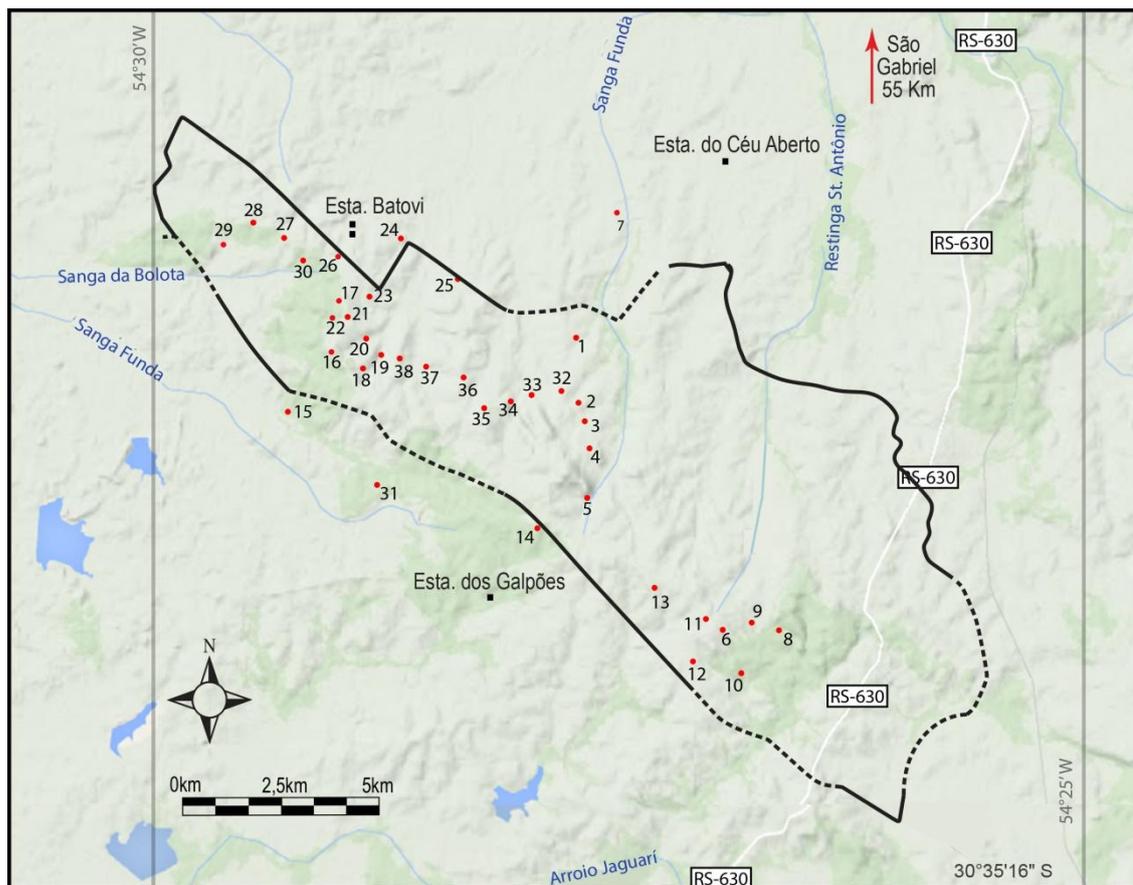


Figura 5: Mapa de relevo com a localização dos 38 afloramentos, principais drenagens e estradas de acesso da área.

4.3. Etapa Pós-Campo

4.3.1. Preparação para Petrografia

Já na etapa pós-campo, cinco amostras foram encaminhadas para preparação de lâminas delgadas, para posteriores análises petrográficas (Fig. 6). As amostras para petrografia foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do IG-UFRGS, onde as mesmas foram cortadas, laminadas e polidas. 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 por 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.

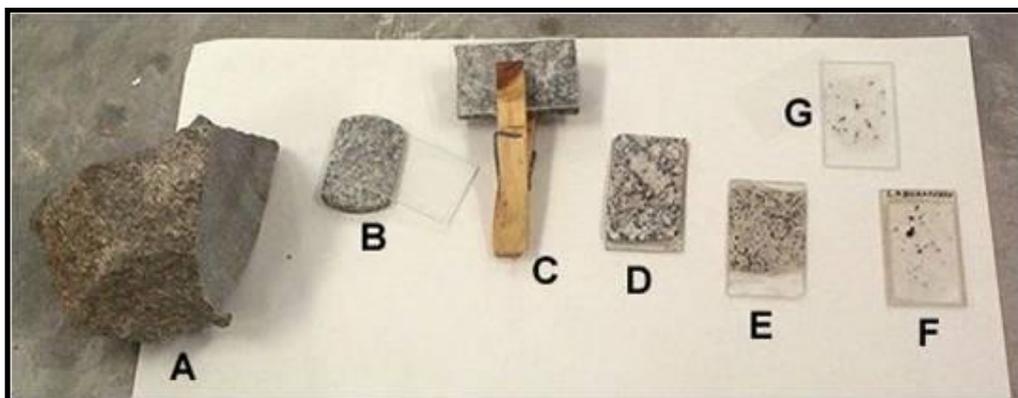


Figura 6: Esquema resumido das etapas de confecção de uma lâmina delgada a partir de uma amostra de campo. A: amostra de mão coletada em campo. B e C: fatia da amostra e lamínula de vidro sendo fixada uma a outra; D, E e F representam estágios de desbaste, lixamento e polimento respectivamente. G: a lâmina pronta.

4.3.2. Preparação para Análises Geocronológicas

Duas amostras dos metassedimentos foram britadas, moídas e peneiradas no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do IG-UFRGS, por mim, e enviadas ao IGEO-USP para a separação de cristais de zircão. Esses zircões foram analisados por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled*

Plasma Mass Spectrometer) para determinação das razões isotópicas de U-Pb. O LA-ICP-MS é um espectrômetro de massa por ionização acoplada por plasma com ablação a laser. Utiliza um feixe de laser com diâmetro entre 20 e 30 micrômetros para ionização da superfície dos cristais de zircão *in situ*, sem a necessidade de pré-tratamentos químico. As análises utilizam um padrão natural de zircão (GJ-1) e um padrão sintético (NIST) para comparação. O operador mira os pontos da pastilha com os zircões selecionados a serem analisados com o uso de um microscópio óptico e de um computador (Fig. 7).

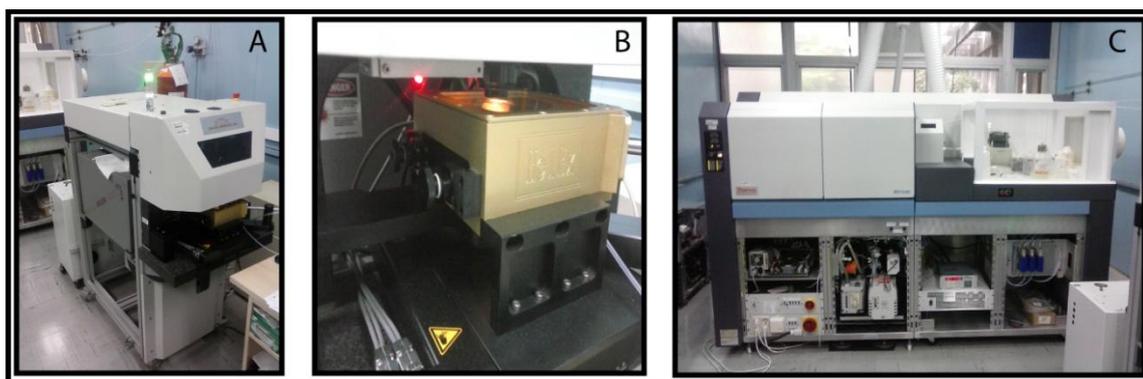


Figura 7: A) *Laser ablation* do CPGEO-USP operando. B) Detalhe do feixe de *laser* incidindo no *spot* contendo a amostra com os zircões. C) O espectrômetro de massa é o equipamento que faz as leituras das análises.

O método pode fornecer até 200 datações U-Pb por dia. Essa etapa foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) Instituto de Geociências da USP, onde eu aprendi e apliquei a técnica de datação com o uso do Neptuno®. As idades geocronológicas obtidas pelo método U-Pb proporcionaram um incremento significativo na compreensão do complexo quanto a sua gênese, principalmente na definição da proveniência dos metassedimentos.

4.3.3. Sistema de Informações Geográficas

O Sistema de Informações Geográficas (SIG) foi utilizado através do programa ArcGis® 10.1, contendo uma base cartográfica com os principais acessos, imagens de satélite, mapas geológicos extraídos de trabalhos realizados anteriormente, principais estruturas como foliações, dobras, falhas e fraturas. Na fase pós-campo, os novos dados estruturais, litológicos e fisiográficos obtidos foram adicionados à base de dados (SIG). O *software* ArcGis® 10.1 foi utilizado para traçar contatos e delimitar as diferentes litologias encontradas dentro do complexo, integrando o uso de imagens de satélite, fotografias aéreas e os dados de campo (Fig. 8).

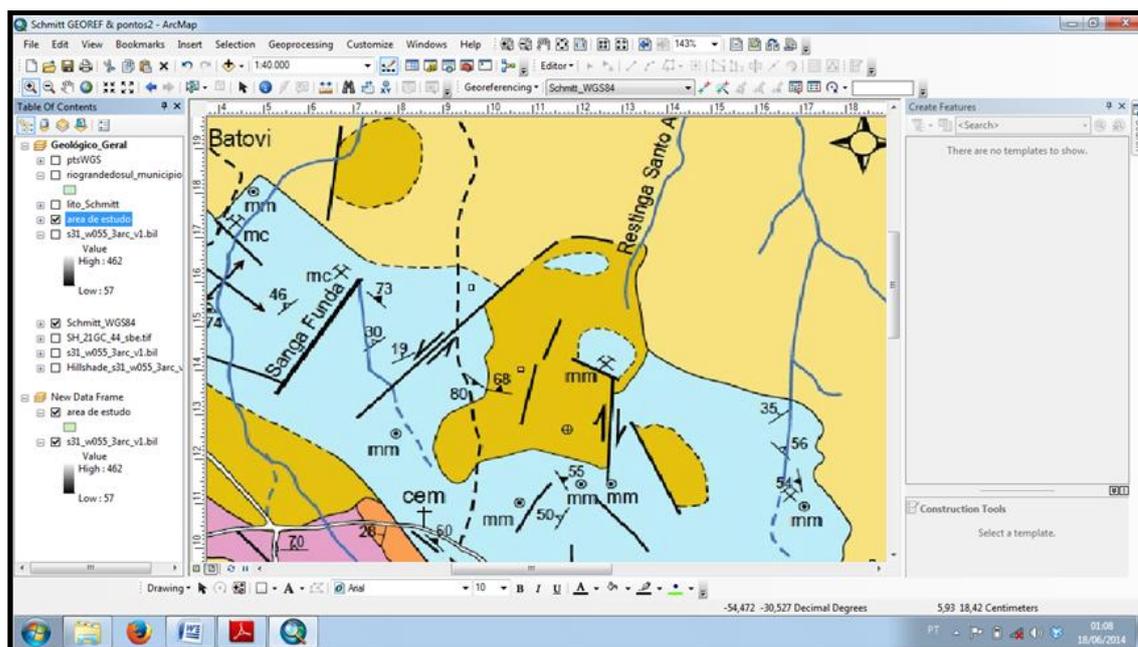


Figura 8: Interface do software ArcGIS® operando durante a confecção do mapa geológico final, que é apresentado nos resultados.

4.3.4. Geologia Estrutural e 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 caracterizar os principais controles estruturais da área com a descrição dos tipos, da geometria e a da intensidade dos mecanismos deformacionais atuantes na área estudada. No presente estudo, a análise tectônica foi realizada em estruturas de 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 foram tratados, analisados e interpretados através de diagramas gerados a partir do programa Stereonet®. Esses dados estão representados em croquis esquemáticos, seções geológicas e fotomosaicos. Isso foi feito com o objetivo de identificar as estruturas primárias, as principais fases de deformação e suas respectivas orientações espaciais.

4.3.5. Ilustrações: Representações Estruturais

As fotos tiradas durante o campo foram tratadas com uso dos *softwares* Corel Draw X7® e Adobe Illustrator CS6® a fim de evidenciar as principais feições estruturais identificadas. Esses dois programas foram utilizados para a digitalização de croquis esquemáticos confeccionados em campo, no perfil colunar levantado e nas seções geológicas no complexo. Possibilitaram, dessa forma, interpretações e representação das diferentes fases deformacionais descritas em campo.

5. RESULTADOS

5.1. Geologia

O Complexo Coxilia do Batoví constitui é um corpo alongado segundo a direção N45°W, apresentando entre 10 e 8 km de extensão, e largura entre de 1 a 3 km. Está situado no extremo noroeste da Zona de Cisalhamento Ibaré. No seu limite norte é recoberto pelas rochas sedimentares da Formação Rio Bonito, e em seu extremo noroeste, está marcado por uma falha normal. O contato com o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, a sudoeste, está definido por falha transcorrente com movimento lateral esquerdo. Na sua porção NW é recoberto pelas rochas sedimentares da Formação Taciba, do Grupo Itararé.

As rochas do Complexo Coxilha do Batoví (CCB) incluem essencialmente metassedimentos, com ocorrência subordinada de metavulcânicas e formações ferríferas bandadas. Entre os metassedimentos, os metarenitos são o tipo mais comum, ocorrendo ainda intercalações subordinadas de mármore e metapelitos. afloram como cristas alongada com centenas de metros de comprimento e algumas dezenas de largura, lajeados ou no leito das drenagens. Entre os afloramentos estudados incluem-se exposições em antigas pedreiras, taludes e valetas à beira das estradas que cruzam a área. Essas exposições, algumas delas com boa continuidade, possibilitaram a visualização de cortes em diferentes direções.

Os tipos litológicos mais freqüente em campo são metassedimentos quartzo-feldspáticos, que constituem o pacote litológico mais espesso do complexo, com espessuras que variam entre 1 a 2 metros, podendo atingir várias dezenas de metros. Estão intercalados com raros níveis metapelíticos, com os mármore e com formações ferríferas bandadas. O grau de alteração é variável, mas geralmente se mostra sã a pouco alterada, aflorando principalmente como cristas e lajeados. Possuem cor bege amarelado ou esbranquiçada, esverdeada a cinzenta nos níveis com mais clorita e/ou muscovita e alaranjado quando oxidado. Os metarenitos são do tipo arcoseano e apresentam estrutura xistosa, com espaçamento milimétrico definido por níveis muito finos ricos em muscovita e/ou clorita. Observa-se ainda a presença de estruturas primárias como acamadamento plano-paralelo e estratificação cruzada. A textura principal é granoblástica fina, ocorrendo também textura blastopsamítica, caracterizada pela presença de porfiroclastos de areia média envolta por matriz mais fina. Nos níveis ricos em micas a textura é lepidoblástica fina, marcada pela orientação da muscovita e da clorita.

Os Metapelitos ocorrem em menos abundância, são compostos basicamente de muscovita que devido intensa ação intempérica, encontra-se em estado de alteração avançada. Formam pacotes com espessuras que variam de 0,5 a 4 metros, e estão intercalados com os metarenitos. Comumente exibem coloração bege nos níveis silteosos, cinza-azulado a preto nos níveis ricos em turmalina e grafita. Quando alterados possuem cor vermelho-alaranjada por alteração ferruginosa a verde-clara para os níveis ricos em clorita. Afloramentos são escassos devido a alto grau de alteração intempérica desse tipo litológico. Por esse motivo, as melhores exposições ocorrem em cortes nas antigas pedreiras.

Ocorrem ainda exposições de diferentes tipos de mármore, rochas metavulcânicas (metabasitos) e ainda, uma formação ferrífera bandeada, marcada por níveis de hematita e de turmalinitos. Contudo, esses tipos litológicos citados acima, não foram foco do presente estudo. De forma geral, predominam os metarenitos na porção norte e central do complexo, com a intercalação com metapelitos gradativamente aumentando para o sul, onde predominam.

O CCB apresenta uma complexa trama estrutural, resultante provavelmente de uma longa história de deformação progressiva. Entretanto, a distribuição heterogênea da deformação possibilitou a preservação de porções menos deformadas e a identificação de feições reliquias dos protólitos sedimentares. Nas porções menos afetadas pelos esforços tectônicos, são abundantes a preservação de estruturas primárias como estratificação plano-paralela e cruzadas planares de baixo ângulo.

Nas áreas onde a deformação foi mais intensa, foram identificadas três principais fases deformacionais. Na primeira delas, o caráter dúctil é observado na transposição do acamamento sedimentar, gerando a xistosidade principal da área (S1). A segunda fase deformacional produz o dobramento e transposição local da foliação S1, gerando uma clivagem de crenulação S2, e também estruturas como boudins, *pinch and swell* e diversos tipos de dobras F2, simétricas a assimétricas, fechadas a isoclinais, com eixos direcionados segundo a direção NW-SE. A terceira fase deformacional produz dobramentos tardios, originando uma clivagem de fratura (S3) evidente em diversos afloramentos. As dobras F3 são abertas a suaves, com eixos orientados segundo a direção NW-SE.

A partir da análise desse produto gerado em ambiente SIG é possível interpretar o complexo como uma janela estrutural, aflorando rochas pertencentes ao embasamento do escudo sul-rio-grandense, coberto em parte por formações sedimentares da Bacia do Paraná. Fica evidente também, a forma alongada segundo a direção NW-SE para as rochas do CCB, assim como para as do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, com as quais faz contato (Fig. 9).

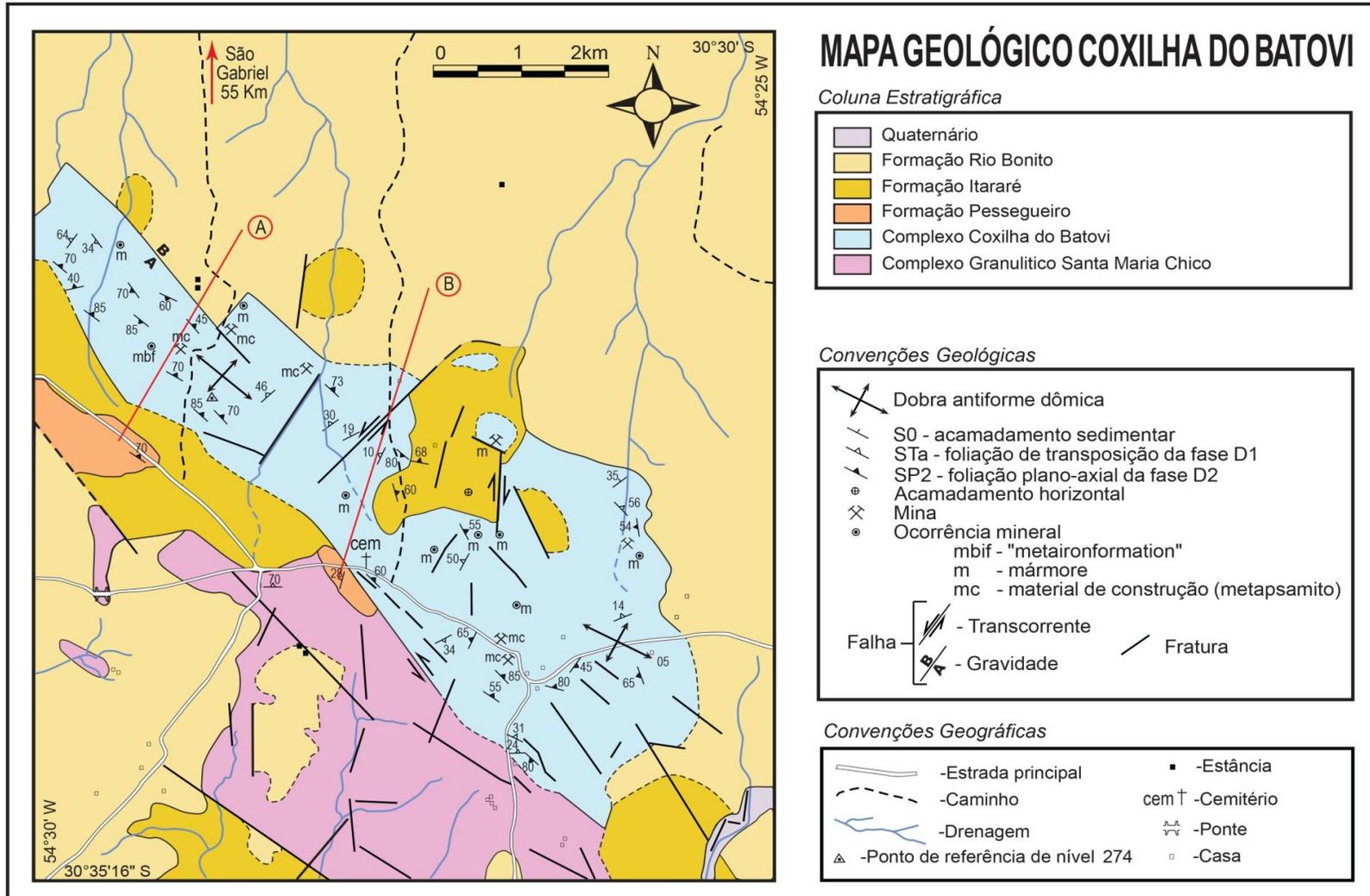


Figura 9: Mapa geológico da área estudada.

Algumas formações sedimentares da Bacia do Camaquã e do Paraná aproveitam estruturas geradas durante a formação do complexo, obtendo dessa forma, contornos alongados na mesma direção. Isso pode ser constatado facilmente nos corpos que compõem, respectivamente, a Formação Pessegueiro e as Formações Rio Bonito e Taciba, esta última do Grupo Itararé, que perfazem o contato sudoeste com unidade foco do estudo. As drenagens que cortam a área estão dispostas principalmente na direção norte-sul, encontram-se encaixadas em um padrão de fraturamento mais jovem, provavelmente do fanerozóico. O padrão gerado pelos lineamentos NW-SE e N-S, apresenta evidências de movimento dextrógiro para a Zona de Cisalhamento de Ibaré (ZCI). Observa-se no mapa que parte dos contatos entre as unidades são inferidos, por isso encontram-se assinalados com linhas tracejadas.

A localização das seções geológicas levantadas em campo está representada no mapa como linhas vermelhas. As seções e os perfis colunares levantados estão dispostos de forma perpendicular à estruturação geral do complexo, a fim de ilustrar o comportamento das principais estruturas verificadas, tais como foliações, dobras, entre outras. As seções foram compostas, cada uma delas, por meio da compilação de sete pontos estudados. Como produto, as seções geológicas A e B (Fig. 10) mostram o padrão estrutural do terreno, evidenciado pelo intenso dobramento da foliação principal (S1), com verticalidade das foliações, dobras F2 fechadas a isoclinais, falhas inversas e intrusão de veios de quartzo tardios.

Os perfis colunares levantados mostram uma sequência tipicamente transgressiva, com um espesso pacote de metarenito que passa para uma intercalação rítmica com metapelito. Essa intercalação tem sua frequência aumentada até formar um espesso pacote de metapelito, que por sua vez, é sobreposto por outro pacote espesso de metarenito. O padrão de intercalação dos metassedimentos é mostrado de forma simplificada nos perfis colunares da figura 11.

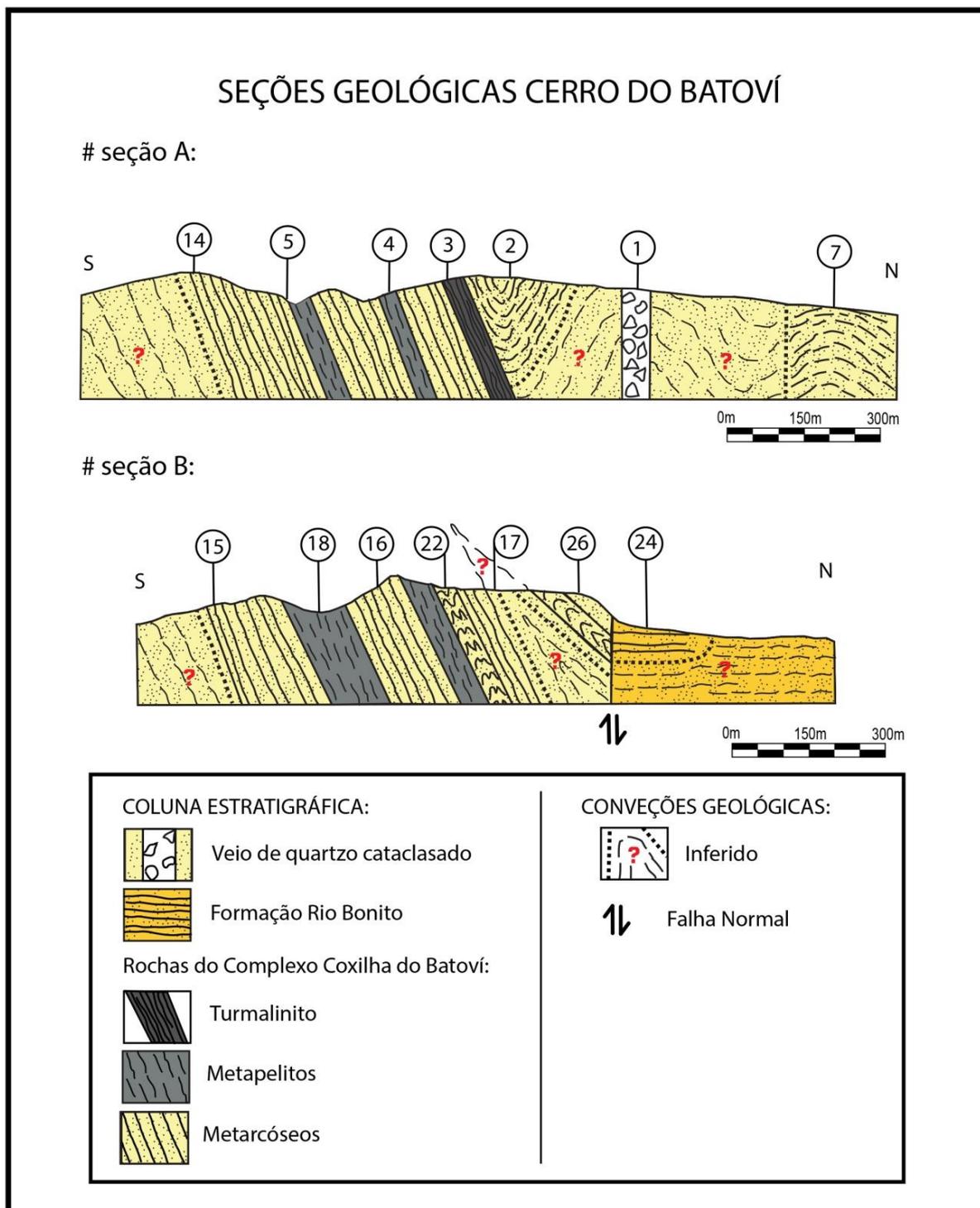


Figura 10: Seções geológicas A e B. Os números inseridos nos círculos indicam os afloramentos que compuseram cada seção.

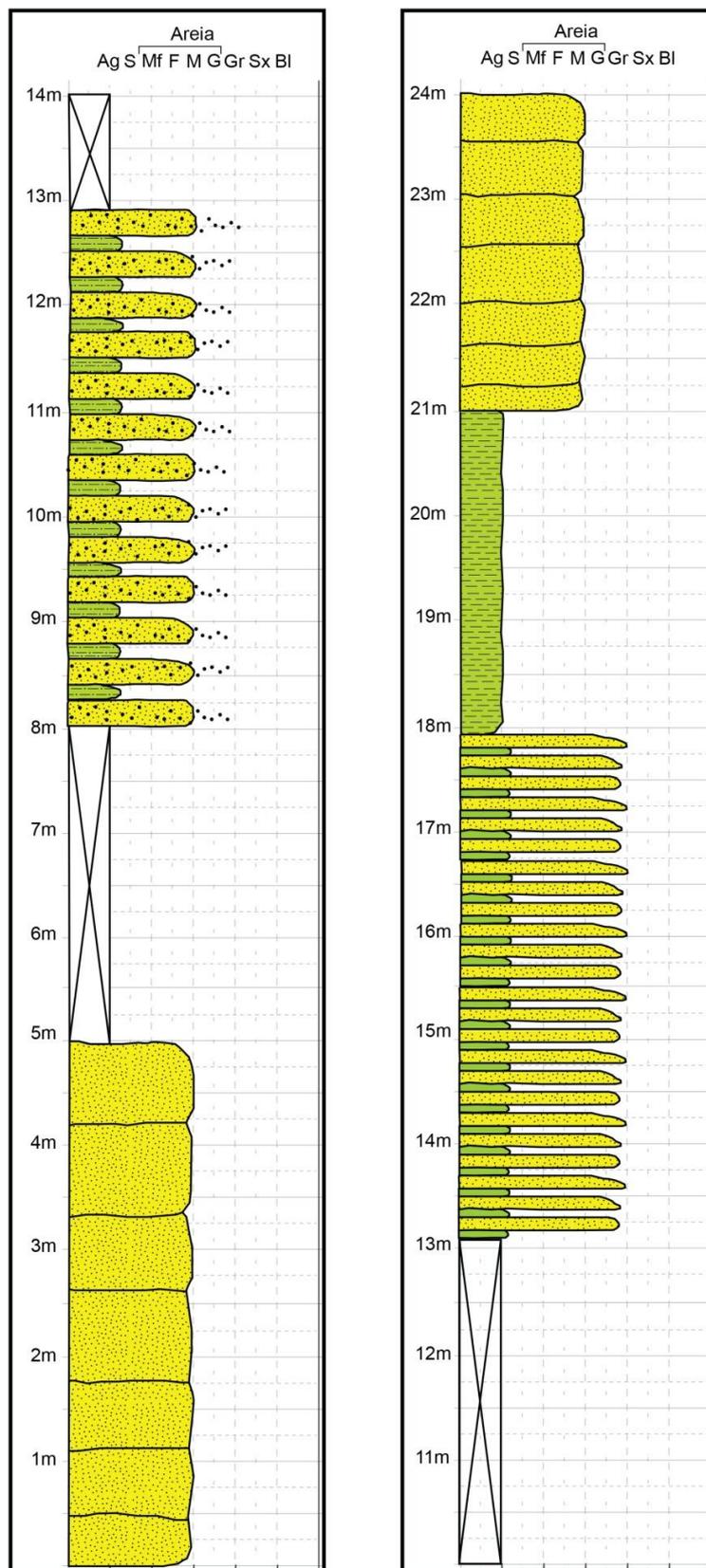


Figura 11: Perfis colunares levantados a partir da amarração dos pontos MS-22, MS-23, MS-24 e MS-25. Mostra uma seqüência tipicamente transgressiva, com espesso pacote de metarenito, passando a uma intercalação rítmica com metapelito. Essa intercalação tem sua freqüência aumentada até formar um espesso pacote de metapelito, que por sua vez, é sobreposto por outro pacote espesso de metarenito.

5.2. Geologia Estrutural

O registro da superposição de fases deformacionais, a grande quantidade de fraturas e falhas, a formação de protomilonitos, e o baixo grau metamórfico observados no CCB permitem inferir que a deformação do complexo tenha ocorrido em níveis crustais intermediários a pouco profundos. Observa-se a preservação de estruturas em afloramentos que registram diferentes estágios da evolução progressiva das fases deformacionais (Fig.12).

A observação do mapa da figura 9 mostra que a foliação principal do complexo (S1) apresenta orientação principal segundo a direção N50-60°W, mostrando mergulhos alternados para NE e SW. A transposição do acamadamento primário durante a geração da foliação S1 (Fig. 13) é responsável pela intercalação das lentes de mármore, que estão concentradas na porção norte e central do complexo. O dobramento da foliação S1 ocasiona a formação das dobras F2, que são reconhecidas em campo como antififormes regionais, mostrando eixos orientados segundo a direção NW-SE como indicado no mapa da figura 10.

Foram identificadas três principais fases deformacionais, denominadas D1, D2 e D3. A fase D1 apresenta caráter dúctil e esta é caracterizada pela transposição do acamadamento sedimentar e geração da clivagem ardósiana e/ou xistosidade principal da área (S1). A segunda fase deformacional é responsável pelo dobramento e transposição local da foliação S1, gerando a clivagem de crenulação S2 e as dobras F2, em geral de formas fechadas a isoclinais e com eixos direcionados segundo a direção NW-SE. A terceira fase deformacional produziu dobras tardias, originando uma clivagem de fratura (S3) associada, caracterizada por superfícies planas e retilíneas, em geral com espaçamentos entre 10 e 40 cm. As dobras F3 são abertas a suaves, apresentando eixos orientados segundo a direção N30-60°E.

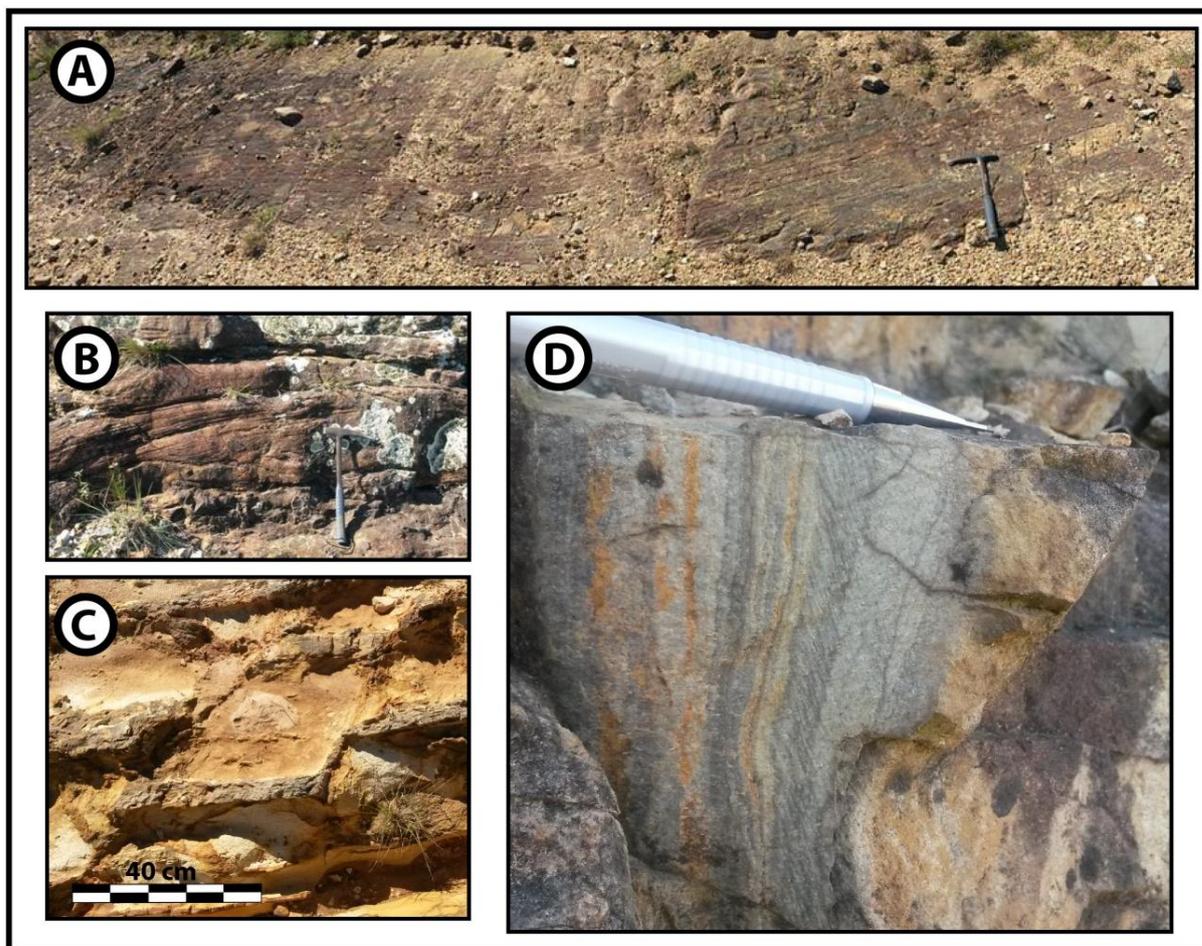


Figura 12: A) Lajeado no ponto MS-06 destacando metassedimentos laminados, levemente dobrados e com pequenas falhas. Vista em planta mostra a verticalidade da S0//S1. B) Estrutura primária tipo hummocky da Fm. Rio Bonito mostra-se horizontal (posição original), contrapondo-se às estruturas primárias preservadas nos metassedimentos. Foto tirada do afloramento MS-25. C) Intercalação rítmica de metarcóseo com metapelito finamente laminado (vista em planta do ponto MS-23). Notar o comportamento rúptil-dúctil da camada de metapelito, afetada por falha normal que apresenta rejeito de 10 cm aproximadamente. D) Metassedimentos com estratificação cruzada de pequeno porte preservadas, S0//S1 subverticais (ponto MS-06).

A primeira fase deformacional (D1) está definida pela formação da primeira foliação metamórfica (S1) mostrada no diagrama estrutural da figura 19. Esta foliação é a principal estrutura da rocha e pode ser observada em campo como uma clivagem ardosiana e/ou uma xistosidade muito fina com espaçamento milimétrico definida pela orientação das micas. A presença localizada de uma lineação de estiramento (Fig. 19C) é indicativa de que esta fase ocorreu sob condições elevadas de deformação dúctil e desenvolveu texturas protomiloníticas definidas pelo estiramento do quartzo e dos feldspatos. Os dados estruturais apresentados no diagrama da figura 18B indicam que a atitude média da foliação S1 é N58°W (302), com mergulho médio de 67 graus para NE. A observação do mesmo diagrama mostra que a foliação S1 apresenta um ampla guirlanda de atitudes do pólos da foliação, indicando que a mesma está dobrada, gerando um padrão geral de dobras assimétricas com eixos segundo a direção N30-50°W (Fig. 19).

Em levantamento estrutural desenvolvido por Schmitt (1995), a autora interpretou a formação desta foliação como produto de um regime tectônico de empurrão, sobre rochas sedimentares intercaladas com rochas vulcânicas. Saliou ainda, que esta fase apresenta caráter mais dúctil que a fase D2 (Fig. 14). É evidenciada principalmente por dobras associadas a falhas de empurrão e pela concordância dos indicadores cinemáticos com a vergência da zona de empurrão, que é de noroeste para sudeste.

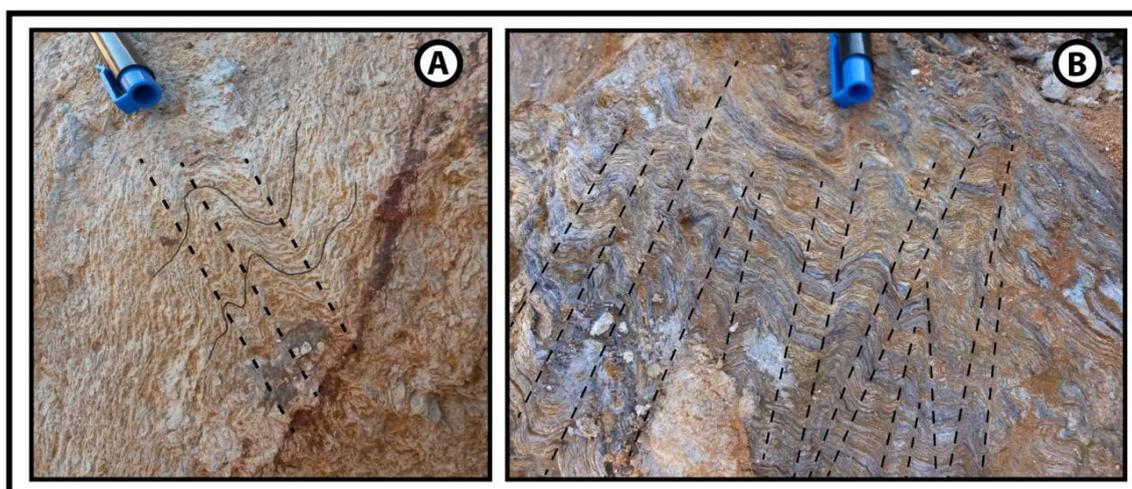


Figura 13: A e B mostram a clivagem de crenulação (S_2) em metaritimito composto por intercalações milimétricas de níveis ricos em filossilicatos e níveis quartzo-feldspáticos. Observa-se o dobramento da foliação S_1 e o início da transposição e formação da foliação S_2 cuja superfície axial está destacada pelas linhas tracejadas (afioramento MS-23).

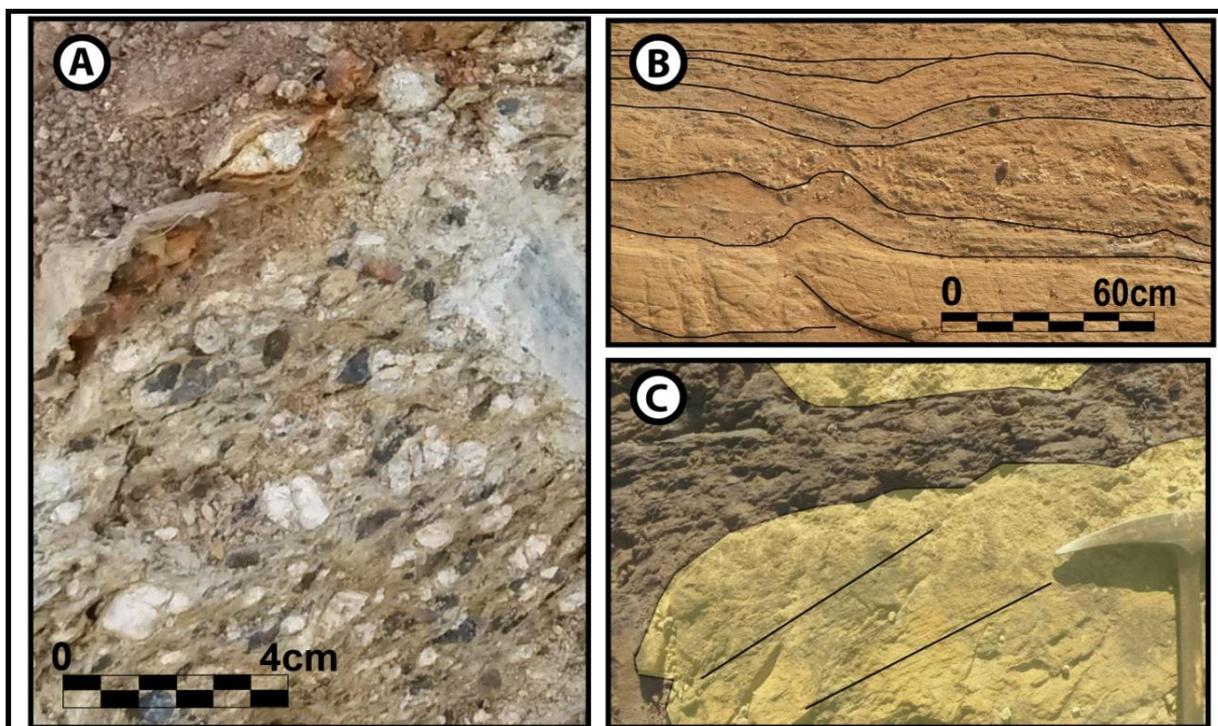


Figura 14. A) Apesar do avançado grau de alteração do afloramento MS-04, essa foto mostra um metarenito feldspático, conglomerático, com textura blastopsamítica. São evidentes as feições de estiramento dos porfiroclastos causadas pela transposição da superfície sedimentar (S_0) durante a fase deformacional D1. B) Deformação das camadas de metarcóseos e metapelitos gerando por diferença de competência o estiramento a

das camadas de metarenito. Vista em planta do pavimento da estrada próximo ao ponto MS-06. C) Detalhe de boudinagem em metarenito com estratificação cruzada de baixo ângulo preservadas, intercalado com metapelito no afloramento MS-06.

A segunda fase deformacional (D2) é responsável pela estruturação final do complexo (Fig.15). Nessa fase, o regime tectônico ativo é o de transcorrência. As formas dômicas e alongadas na direção NW-SE, que compõem o complexo, dentre elas o Cerro do Batoví, são grandes antiformes com caimento de até 30° para NW e SE. Apresenta marcante desenvolvimento de falhas e fraturas paralelas aos planos axiais das megadobras (F2). As dobras associadas a essa fase deformacional são representadas por antiformes e sinformes, onde localmente observa-se a transposição da foliação S1 e formação de S2. Os dados estruturais apresentados no diagrama da figura 19D, indicam que a atitude média da foliação S2 é N80°W, com mergulho médio de 75 a 80 graus para SW. As dobras F2 apresenta eixos dominantes com caimentos entre 10 e 30 graus segundo a direção N30-50°W (Fig. 19).

A fase de deformação D3 esta caracterizada pelo dobramento da foliação (S1 e S2) gerando dobras F3 de formas abertas a suaves, simétricas a assimétricas, com o comprimento de onda variando de 20 cm a 10 metros ou ainda maiores. A superfície axial das dobras F3 é definida por uma clivagem de fratura (figuras16 e 17) com direção principal N45-50°SW que corta perpendicularmente as estruturas anteriores. É o ciclo com maior número de indicadores cinemáticos preservados, como, por exemplo, dobras assimétricas que indicam o sentido do transporte tectônico verificado. A principal evidência para esses dois ciclos de transposição serem considerados decorrentes de uma deformação progressiva, é o fato de que a direção e sentido da compressão são os mesmos para ambos os ciclos, portanto, pertencentes ao mesmo regime tectônico. Os dados estruturais apresentados no diagrama da figura 19F indicam que a atitude média da foliação S3 é N45°E, com mergulho médio entre 70 e 80 graus para SE. A observação do mesmo diagrama mostra as dobras F3 assimétricas com caimentos dos eixos entre 20 e 70 graus segundo a direção N40-60°E (Fig. 19). A relação de superposição entre as fases D2 e D3 ocorrem em escala meso e macroscópica produzindo um padrão do tipo domo e bacia (Fig. 18).



Figura 15: MS-30 Dobra fechada da Fase 2 submétrica em metarenito com atitude do eixo 12;320, e caimento indicado pelo cabo do martelo.

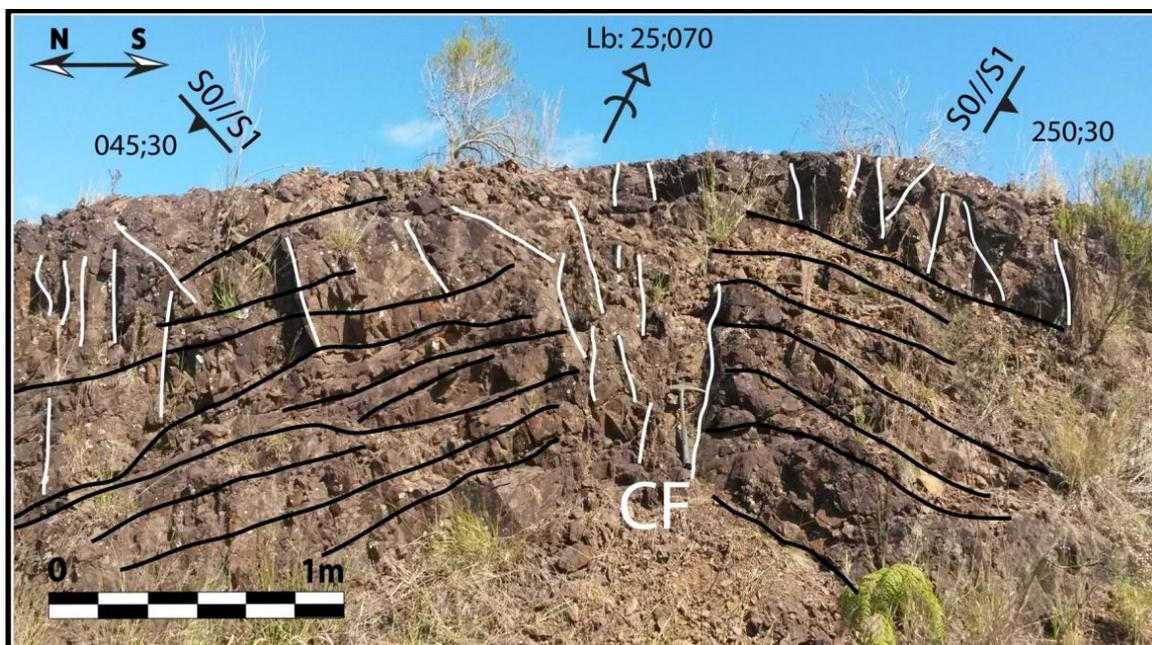


Figura 16: Dobra aberta F3 e de caráter tardio em metarenito muito fino. S1 é a foliação paralela à S0; Lb é o eixo da dobra; CF é a clivagem de fratura desenvolvida pelo dobramento (afloramento MS-07).

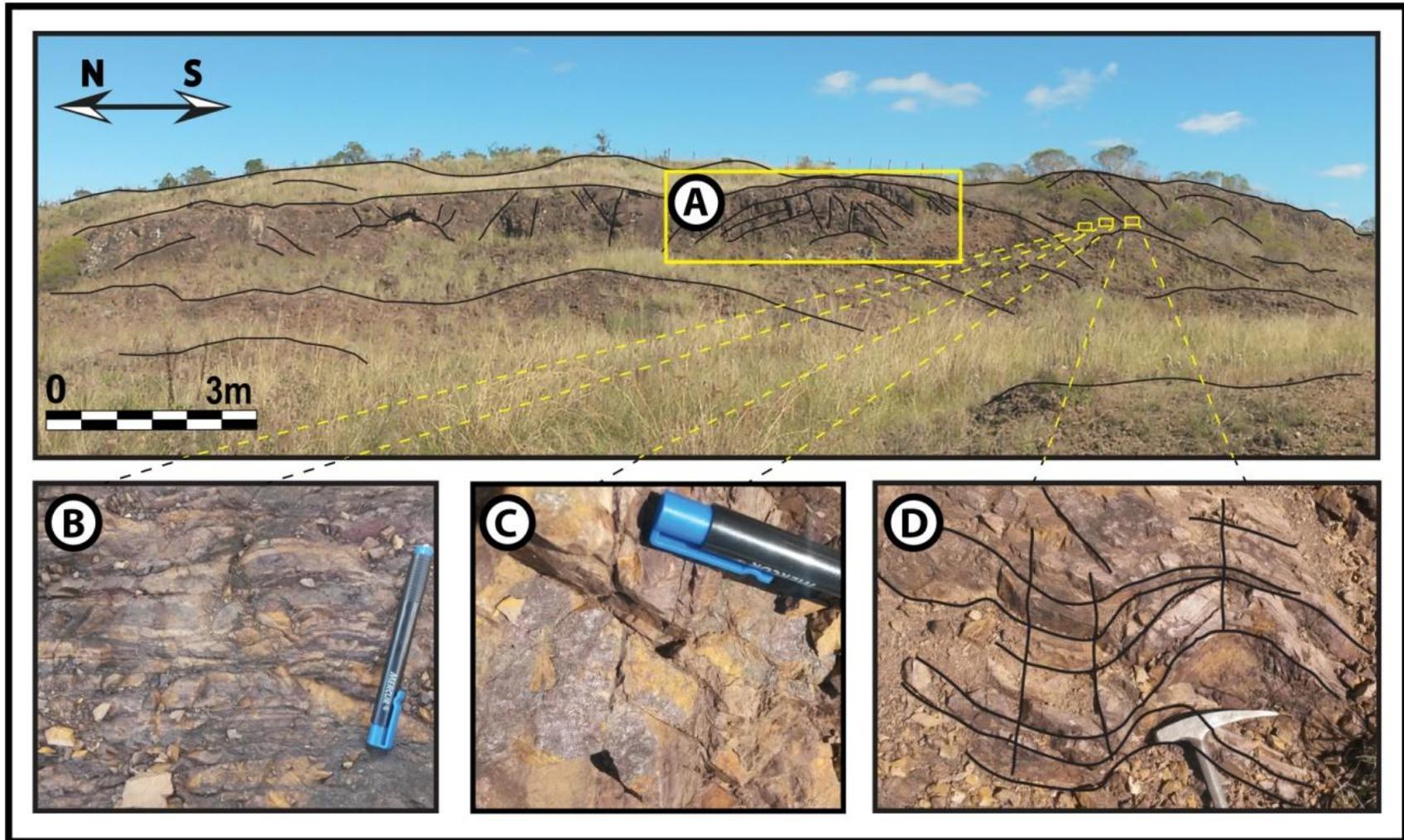


Figura 17: A) Vista geral e detalhe de dobra aberta F3 que é vista em detalhe na Figura 15. B) Clivagem de fratura conferindo aspecto anastomosado ao ritmo. C) Óxidos (hematita) em alguns planos de fraturas. D) Dobra F3 em metarenito muito fino com bandamento composicional (vista em planta).

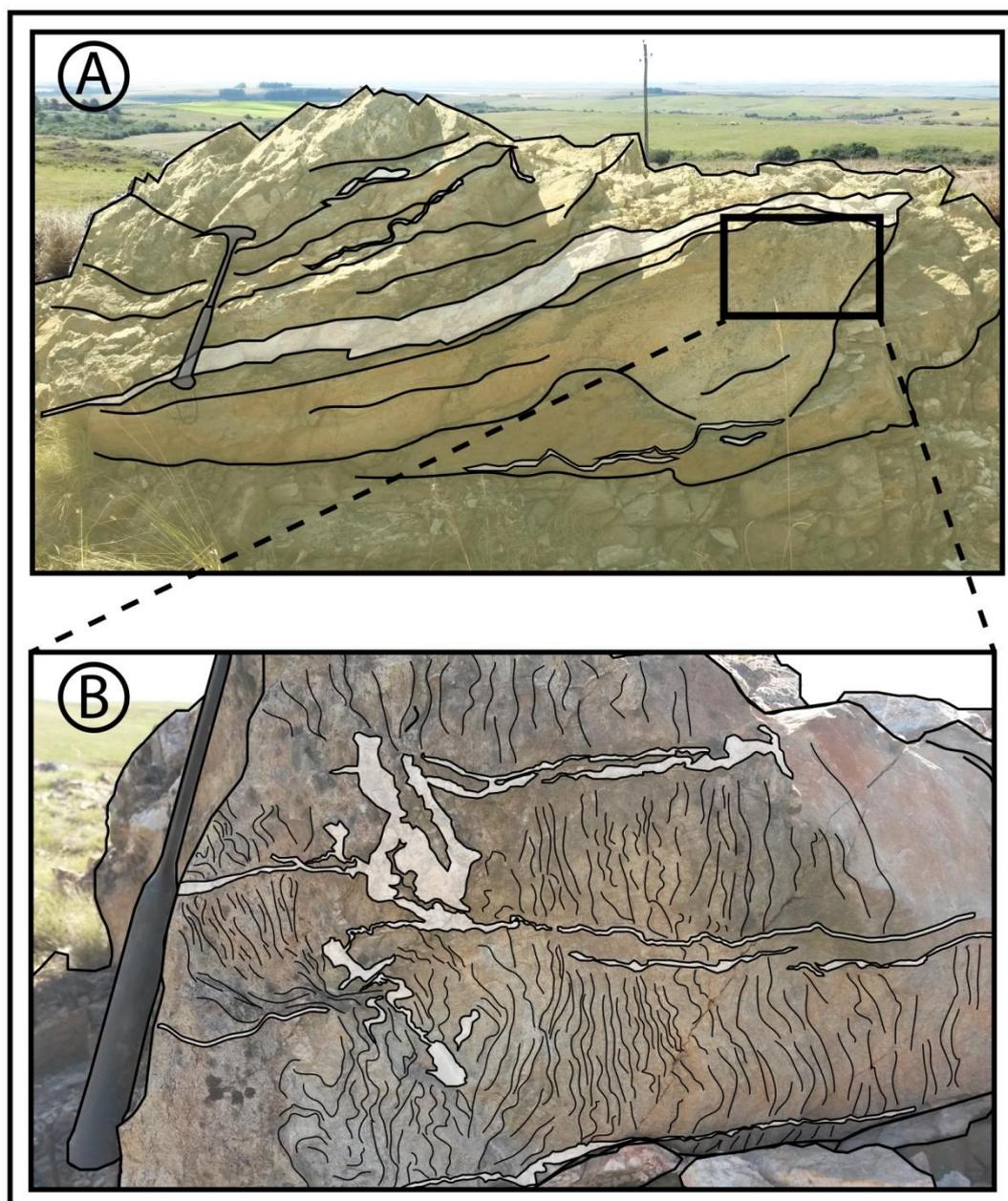


Figura 18: O Afloramento MS-22 exhibe a sequência deformacional completa. A) Foliação S0//S1 formando dobra aberta da fase D3. B) Detalhe mostrando a verticalização das foliações S0//S1 dobradas pela fase D2. Na cor branca, veios de quartzo gerados na D3.

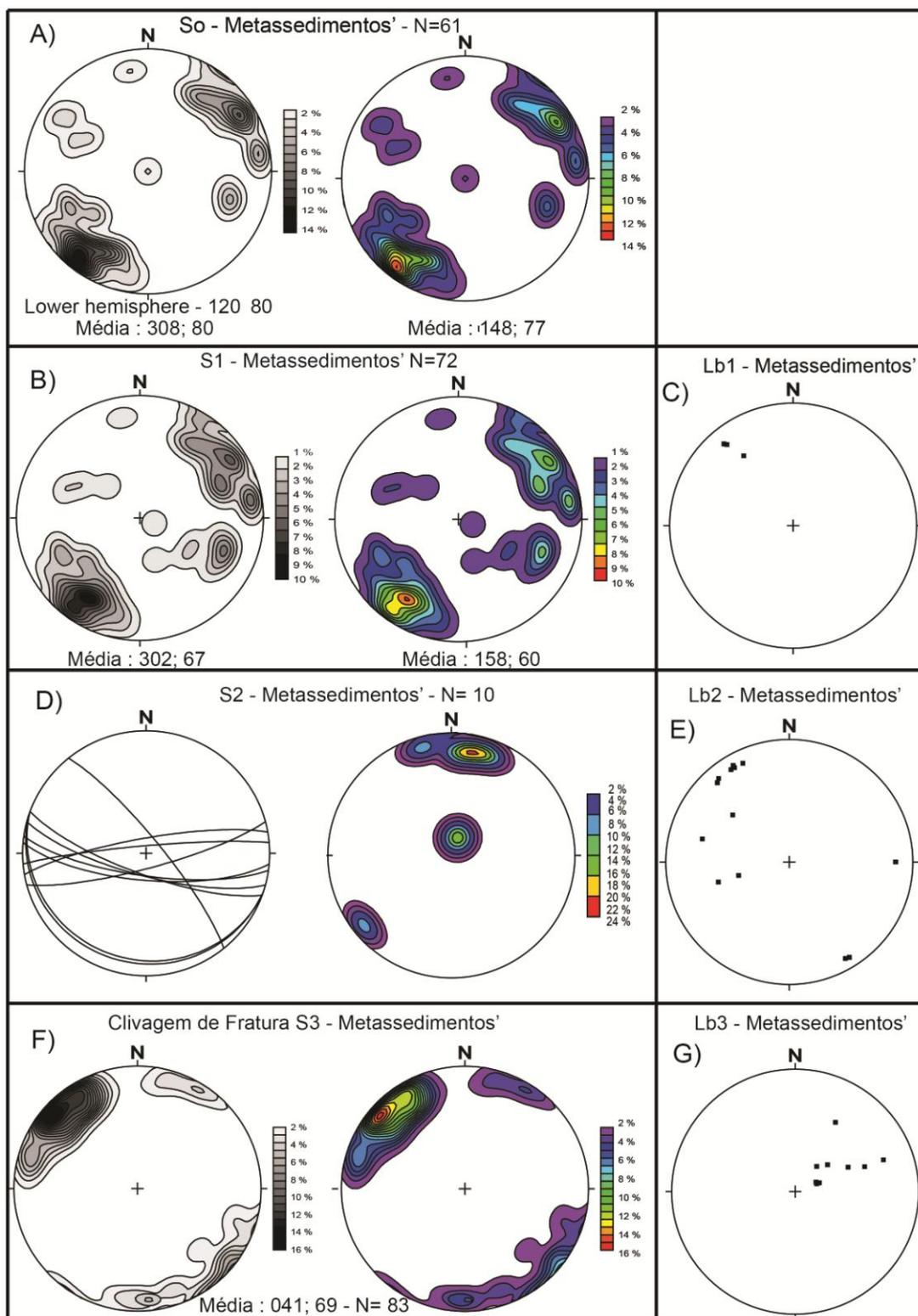


Figura 19: Estereogramas de diferentes estruturas identificadas nos metassedimentos do CCB. Os espectros em tons de cinza e os coloridos indicam a intensidade de famílias de pólos dos planos. (A), (B) e (D) exibem diagramas equiárea de Schmidt com a projeção dos pólos dos planos mostram o paralelismo dos planos de acamamento (S0) e da foliação S1 (foliação metamórfica principal) e S2 respectivamente. Em (C), é mostrada a Lineação de estiramento Lb1. Em (E) e (G), estereogramas dos eixos de dobras Lb2 e Lb3, respectivamente. (F) Projeção dos pólos dos planos da clivagem de fratura, importante observar que estão ortogonais à S0/S1. (D) Estereograma de equiárea de Schmidt com a projeção dos pólos da foliação de transposição S2. está representada no estereograma de linhas em (G).

5.3. Petrografia:

Metarcóseos

Os metarenitos apresentam-se mineralogicamente muito pouco modificados pelo metamorfismo conferido. No presente estudo foram analisadas amostras dos pontos MS-22, MS-30 e MS-06B. Os metarenitos possuem uma clivagem ardosiana a xistosidade muito fina definida pela orientação de muscovita e clorita. O espaçamento da xistosidade varia com a concentração de micas, mas em geral é milimétrico a submilimétrico.

A principal textura metamórfica é a blastopsamítica, caracterizada por porfiroclastos de grãos de quartzo e feldspatos de tamanho areia grossa a média, envoltos por uma matriz quartzo-feldspática com textura granoblástica interlobada fina a média, em parte lepidoblástica fina a média quando com níveis mais ricos em micas. Apresenta ainda a preservação de texturas diagenéticas, tais como formação de estilolitos e dissolução de grãos de quartzo por compactação mecânica.

Os porfiroclastos de tamanho areia são principalmente de quartzo e subordinadamente de K-feldspato e plagioclásio, geralmente com formas equidimensionais, subangulares a subarredondados, com esfericidade moderada. É notável que os porfiroclastos de quartzo geralmente apresentam extinção fortemente ondulante, com exceção dos domínios afetados por deformação de muito baixa intensidade, onde essa característica é incipiente. A partir dessa característica, é possível inferir que a extinção ondulante nos grãos de quartzo é resultante da fase sin-deformacional. Alguns dos porfiroclastos de K-feldspato (principalmente nos termos menos deformados) ainda têm preservadas maclas de microclínio, mesmo com a intensa alteração sericítica. Acompanhando o acamamento sedimentar, podem ocorrer bandas finas e contínuas ricas em minerais opacos, contendo ainda zircão e alanita. Apresentam litoclastos de quartzo policristalino (*chert*) com bandamento interno que algumas vezes se desagregam e passam a constituir a matriz, juntamente com quartzo microcristalino, muscovita e feldspatos.

Para amostra MS-30A foi estimado 30% de porfiroclastos essencialmente de quartzo anédrico, com tamanho areia média a grossa e com extinção fortemente ondulante. Apresenta feições de estiramento, em alguns níveis forma a textura milonítica *ribbon quartz* (Fig. 20A), com cauda de recristalização. Possui finas bandas ricas em minerais opacos acompanhando o acamamento sedimentar, ocorrem cristais de zircão e alanita. Minerais opacos e acessórios perfazem 7-10% da amostra (Fig. 21A). A matriz muito fina compõem 60% da amostra, é constituída predominantemente por quartzo muito fino recristalizado,

gerando uma textura granoblástica interlobada fina (Fig. 21D). Também ocorrem na matriz muscovita e sericita. Os porfiroclastos quartzo-feldspáticos imersos na matriz fina de quartzo caracteriza a textura blastopsamítica.

Já a amostra MS-22C é composta por 20% de porfiroclastos de quartzo anédrico, tamanho variando de areia média a grossa, extinção fortemente ondulante. Estão estirados, exibindo cauda de recristalização (Fig 20B), formando em algumas porções textura milonítica *ribbon quartz* (Fig. 20A). Os porfiroclastos de K-feldspato tem tendência prismática, são anédricos a subédricos, com tamanho variando de areia média a grossa, raramente apresentando maclas, perfazem 3% da rocha. Ocorrem 2-3% de minerais opacos distribuídos na matriz de maneira dispersa ou em acumulados, e também e minerais acessórios. A matriz muito fina representa 74% da rocha, é composta principalmente de quartzo muito fino recristalizado, caracterizando a textura granoblástica interlobada fina (Fig. 21B). Apresenta ainda, finas e descontínuas bandas de muscovita (Fig. 20D). A textura blastopsamítica também é conferida pelos pórfiroclastos envoltos pela matriz quartzosa recristalizada. Esta amostra apresenta texturas diagenéticas preservadas tais como estilólitos em minerais opacos (Fig. 20C).

A amostra MS-06B apresenta 35% de porfiroclastos de quartzo com tamanho médio a grosso, anédrico a subédrico, e com extinção fraca. Os porfiroclastos de K-feldspato representam 7% da amostra, possuem intervalo granulométrico variando de areia média a grossa, são subédricos a anédricos e apresentam macla do microclínio com frequência. Intraclastos de microquartzo constituem 20% da rocha, apresentam tamanho areia média a grossa e são anédricos (Fig. 20E). Minerais opacos dispersos e em acumulados, juntamente aos acessórios, totalizam 3% da amostra. Ocorre também 25% de pseudomatriz originada a partir do esmagamento dos intraclastos de microquartzo (Fig. 20E). Lamelas de muscovita e franjas de argilomineral micáceo recobrem os grãos, compondo 10% da rocha. Essa amostra preserva texturas reliquiares de processos diagenéticos, tais como formação de pseudomatriz e crescimentos em grãos de quartzo engolfando lamelas de argilominerais (Fig. 21C).

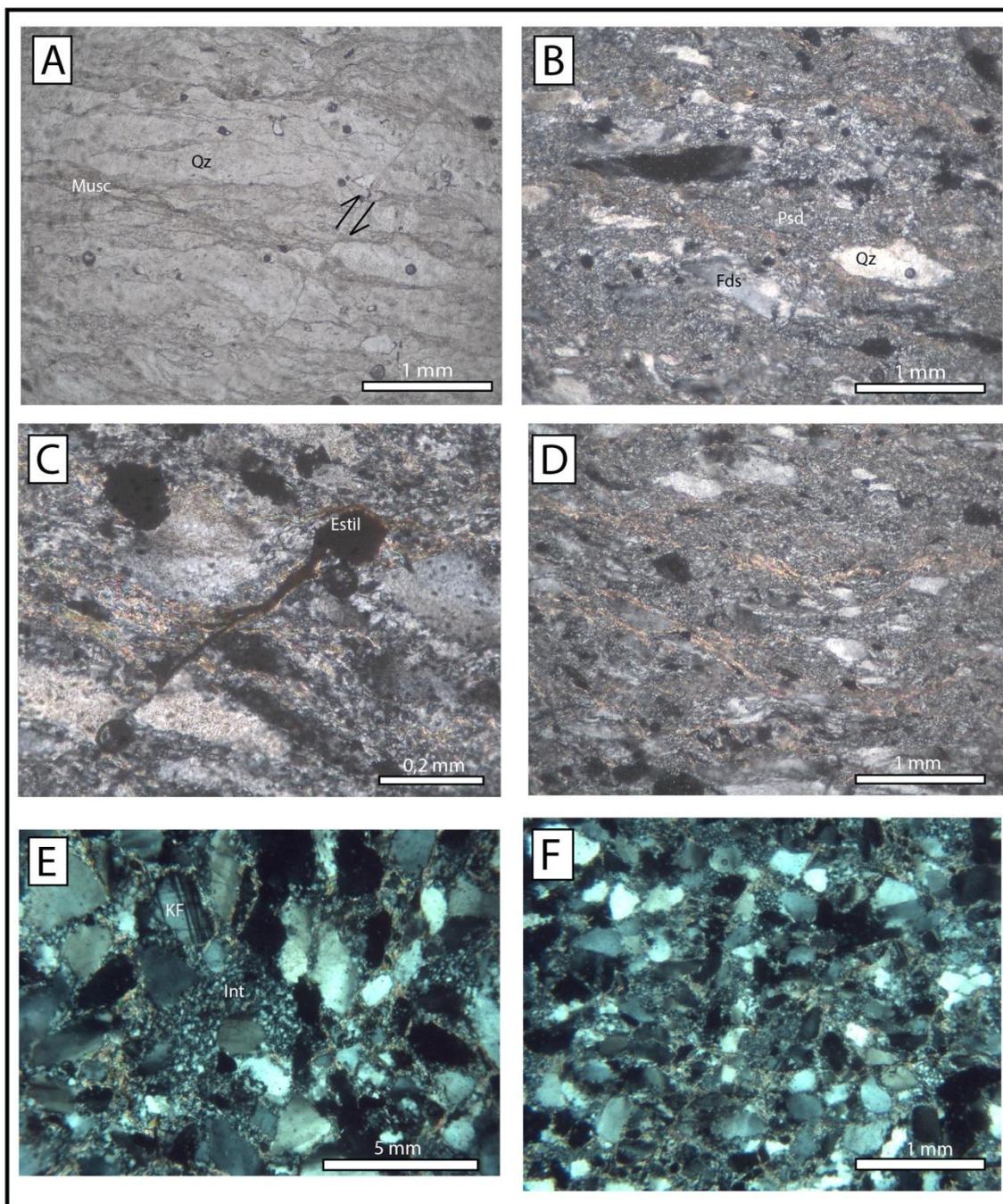


Figura 20: A) Textura milonítica *ribbon quartz* (nicóis descruzados). B) Porfiroclastos de quartzo e feldspato potássico estirados e com cauda de recristalização. C) Textura diagenética, estilolito. D) Bandas de muscovita na matriz. E) Textura diagenética, intraclasto de microquartzo engolfando porfiroclasto de quartzo, geração de pseudomatriz. F) Aspecto geral, leve grau de deformação.

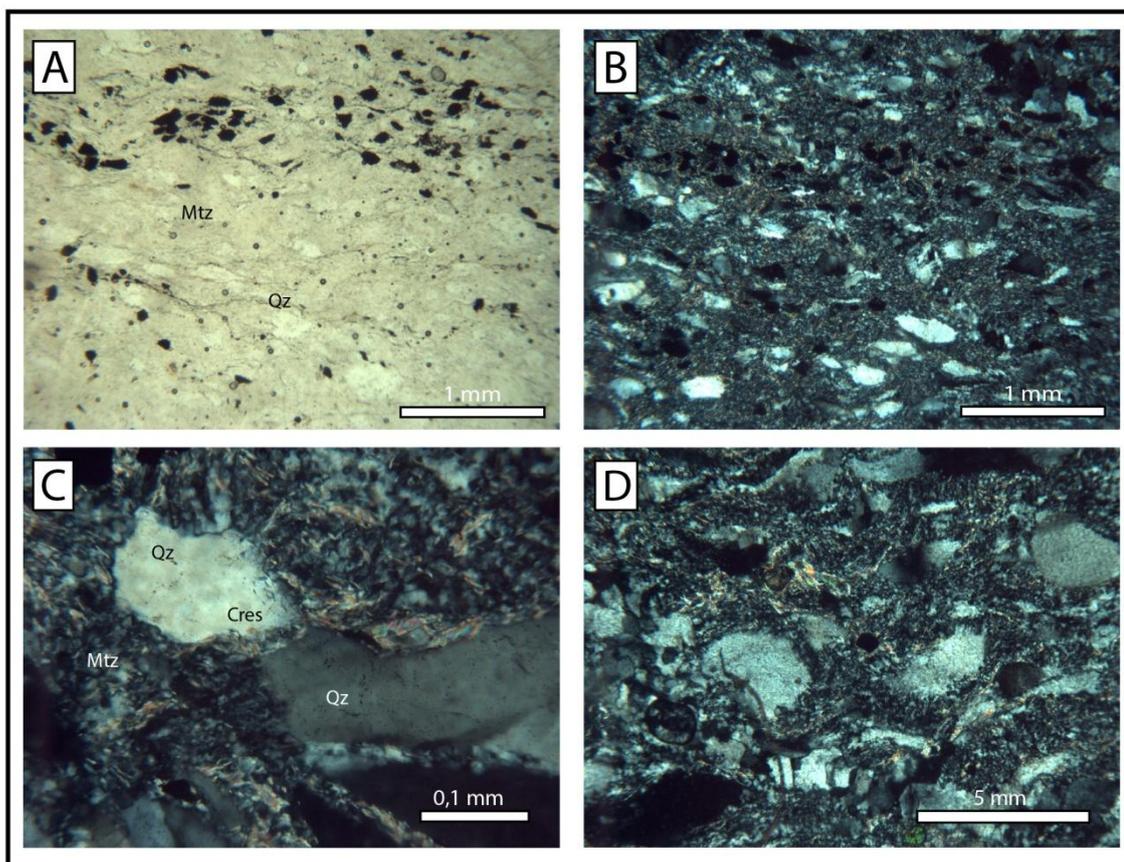


Figura 21: A) Bandas de minerais opacos acompanhando a foliação principal S_0/S_1 (nicóis descruzados). B) Aspecto geral evidenciando o estiramento dos porfiroclastos. C) Textura diagenética, crescimento em grão de quartzo engolfando argilomineral. D) Detalhe da textura blastopsamítica granoblástica (porfiroclastos quartzo-feldspáticos imersos em matriz de microquartzo recristalizada).

5.4 Geocronologia:

Foram realizadas análises para determinação das razões isotópicas de U-Pb de cristais detríticos de zircão de duas amostras, e representativas do complexo. Foram selecionadas uma amostra de metapelito com lentes de metarenito (MS-03) e outra de metarenito (MS-06). A localização exata dos alvos analisados pelo laser está representada como um círculo sobre cada grão na figura 21. As idades obtidas estão dispostas em ordem crescente para cada amostra e expressas em milhões de anos (Ma). A numeração acima de cada idade identifica a localização do spot em cada grão.

Dos 69 cristais de zircão da amostra MS-03A analisados, 67 verificaram idades que variam de 1.658 a 1.815 Ma, com apenas dois grãos registrando idades em torno de 2.4 e 2.5 Ga. Essa tendência fica evidente ao analisar a distribuição das idades no gráfico de densidade contendo o número de Análises X Idades Pb^{207}/Pb^{206} em zircões, exibido na figura 22. Nesta figura observa-se que as idades estão concentradas entre 1.700 e 1.800 Ma.

Os zircões dessa amostra possuem baixa esfericidade, hábito que varia de prismático a retangular, são sub-angulares, com ao menos de duas faces retas e geralmente medem de 200 a 300 micrômetros. Essas características são indicativas de que os grãos tenham permanecido sob transporte por tempo reduzido, até acomodarem-se na bacia deposicional. Para tanto, uma área fonte suficientemente próxima que possa ter gerado sedimentos de tal natureza deve ser investigada.

Na amostra MS-06A, o resultado da análise de 65 grãos de zircão apresentou três diferentes famílias de idades. O resultado de 18 das análises compôs a mais jovem delas, que registra idades variando de 1.676 a 1.907 Ma e está representada no gráfico da figura 23. Os cristais apresentam-se geralmente com hábito prismático, esfericidade baixa, subangulares, com algumas faces retas. A partir das idades e das características descritas acima, observa-se a semelhança entre esse grupo, e os cristais analisados na amostra MS-06. Dessa forma, é possível inferir que ambas devam pertencer à mesma área fonte.

O segundo grupo de zircões também é composta por 18 grãos, com idades que variam 1.912 a 2.154 Ma. No gráfico de densidade (Número de Análises X Idades Pb^{207}/Pb^{206}) estes zircões estão representados pelo pico intermediário de idades. Os zircões dessa família são de tamanhos variados, geralmente subarredondados, raramente com mais de uma face reta e com esfericidade moderada a baixa.

O terceiro grupo com as idades mais antigas inclui 27 análises com idades entre 2.352 e 2.549 Ma. No gráfico da figura 23 este grupo representado pelo pico mais alto à direita. Esses zircões apresentam maior homogeneidade quanto ao tamanho, como é possível constatar na figura 21. Também é observável grau moderado de arredondamento, bem como a esfericidade. A combinação dessas evidências permite supor que esses grãos tenham sido transportados por longos períodos e distâncias, até terem se depositado na bacia sedimentar.

As idades obtidas para os zircões detríticos do Complexo Cerro do Batovi apresentaram valores entre 1.658 e 2.549 Ma, sugerindo que as fontes que geraram o CCB são muito antigas e estão associadas provavelmente a erosão das unidades do Cráton Rio de La Plata situadas no Terreno Taquarembó. As idades entre 1.7 e 1.8 Ga podem ser correlacionadas com as unidades do Metagranito Seival descrito por Camozzato et al. (2012, 2013) na região de Hulha Negra e Candiota. As idades entre 2.0 e 2.2 Ga correspondem em parte as idades obtidas por Soliani Jr. (1986), Hartmann et al. (2003) e Camozzato et al. (2012, 2013), para os ortognaisses do Complexo Encantadas. O terceiro grupo, com as idades mais antigas, entre 2.3 e 2.5 Ga pode ser correlacionado com as idades obtidas por Hartmann et al. (1998, 2000) para os ortognaisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

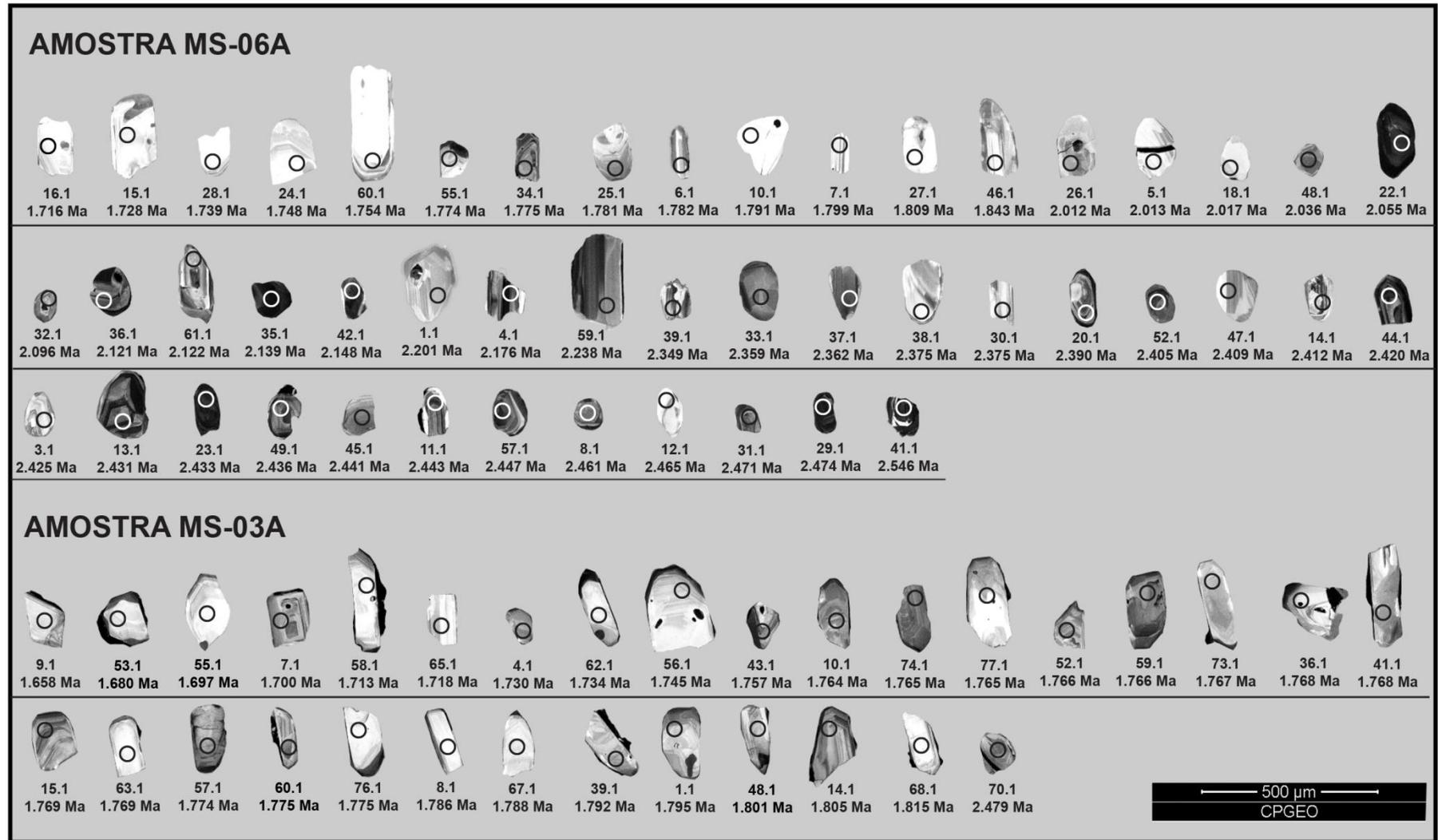


Figura 22: Imagens de catodoluminescência das amostras MS-03A e MS-06A selecionadas com localização dos zircões no spot.

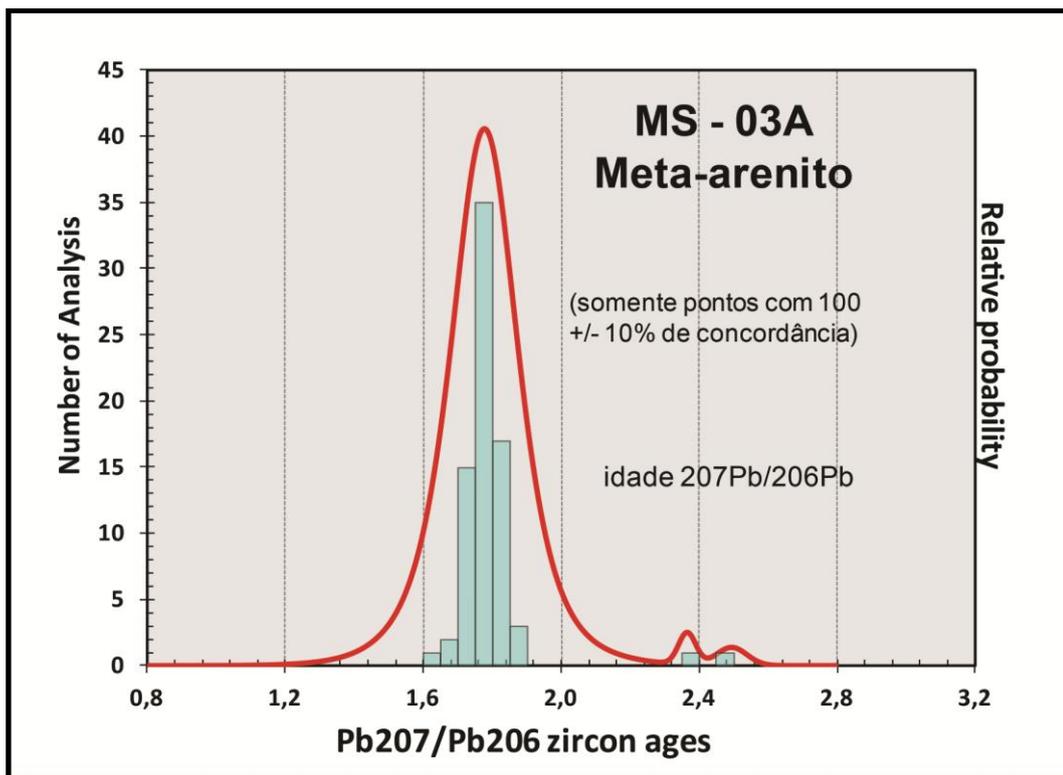


Figura 23: Gráfico de densidade contendo o numero de Análises X Idades $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ em zircões (amostra MS-03A).

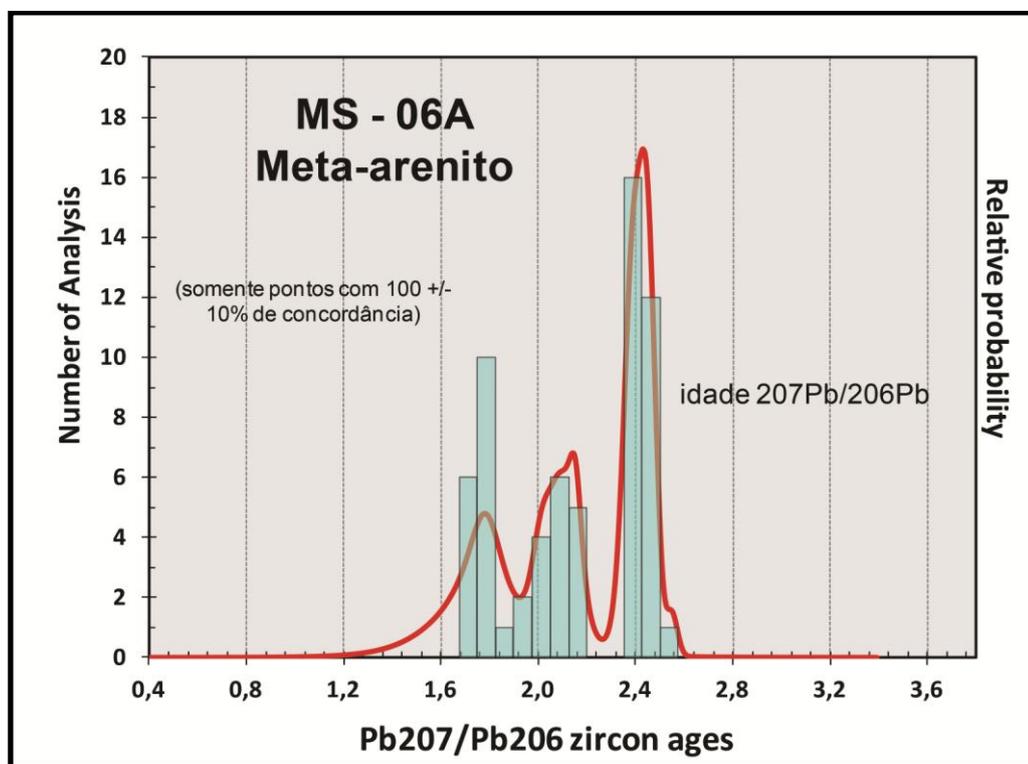


Figura 24: Gráfico de densidade contendo o numero de Análises X Idades $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ em zircões (amostra MS-06A).

6 CONCLUSÕES

As rochas do Complexo Coxilha do Batovi estão expostas como uma janela do embasamento, envoltas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Esta janela estrutural localiza-se no extremo noroeste do Terreno Taquarembó, junto ao limite deste terreno com o Terreno São Gabriel.

A variação composicional apresentou uma espessa intercalação de metassedimentos quartzo-feldspáticos e calcáreos, com rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas e metagranitóides miloníticos. Estas unidades sugerem que o complexo esta composto por associações petrotectônicas de ambientes distintos, dispostas lado a lado por ação de uma longa e intensa tectônica deformadora de natureza dúctil. Foram identificadas 3 fases de deformação principal, com geração de duas foliações metamórficas (S1 e S2) e uma clivagem de fratura pervasiva (S3). As duas primeiras fases ocorreram em ambiente dúctil e sob condições metamórficas de baixo a médio grau, entre a Fácies Xistos Verdes e Anfibolito Inferior, indicada nos metarcóseos pela paragênese clorita+muscovita+quartzo+K-feldspato.

As análises petrográficas indicaram que os metapsamitos, principal unidade do complexo, variam de composição entre arcóseos e quartzo-arenitos. As texturas blastopsamíticas observadas mostraram que os porfiroclastos de quartzo e de feldspatos, incluindo Kf e plagioclásio, são subangulosos a angulosos, com esfericidade baixa a média, seleção média e com proporções variadas de matriz quartzo-feldspática fina.

A variação composicional, incluindo o predomínio de metapsamitos com altos teores de feldspatos e quartzo, associados a mármore calcíticos, pode sugerir que o paleoambiente que originou o complexo foi de um mar raso, em uma provável bacia de margem passiva. As feições texturais como a pouca maturidade e esfericidade, sugerem um transporte rápido e um ciclo deposicional de curta duração. A ocorrência comum de estruturas primárias preservadas, tais como estratificação cruzada, plano-paralela e cruzadas de baixo ângulo indicam que a deposição esteve associada a um ambiente fluvial.

As idades U/Pb dos zircões detríticos de duas amostras do complexo revelam fontes paleoproterozoicas para as fontes dos sedimentos do complexo, com valores entre 1.6 e 2.5 Ga. As idades obtidas são correlatas com unidades litológicas pertencentes ao Cráton Rio de La Plata e encontradas no Terreno Taquarembó. Entre as unidades correlatas destacam-se os ortognaisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Hartmann et al. 1998), ortognaisses do Complexo Encantadas, Vigia e dos Metagranitos Seival (Camozzato et al. 2012, 2013).

A paleogeografia regional, com a ampla ocorrência de rochas paleoproterozóicas do Terreno Taquarembó ao sul, e a presença de um limite tectônico (Zona de Cisalhamento

Ibaré), sugere a existência para o norte de um oceano (Oceano Charrua), cujo fechamento originou as unidades encontradas no Terreno São Gabriel. Desta forma os metassedimentos do Complexo Coxilha do Batovi, poderiam representar uma sedimentação transportada por um sistema fluvial pouco efetivo (curto) cuja deposição final ocorreu com a formação de deltas no encontro com o oceano Charrua.

As características paleogeográficas, associadas as variações composicionais e estruturais e ao grau metamórfico sugerem que o Complexo Coxilha do Batovi pode ser correlacionado com o Complexo Arroio Marmeleiro.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. 1977. *O Cráton do São Francisco*. Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-364.
- Almeida, F.F.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & R.A. Fuck. 1981. *Brazilian Structural Provinces: An Introduction*. Earth Science Reviews, 17 : 1-29.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R., Hartmann L.A., Silva L.C. 1997. *U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil*. J. Sou. Am.Ear. Sci., 10:263-274.
- Bitencourt M.F.A.S. 1983. *Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS – Geologia e relações com o grupo granítico*. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., Porto Alegre, 1983, Atas., SBG, p. 37-49.
- Bitencourt M.F.A.S. & Nardi L.V.S. 2000. *Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt*. Rev. Bras. Geoc., 30:184-187.
- Bom, F.M. 2011. *Origem e Evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre, 73p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bom, F.M., Philipp, R.P. & Pimentel, M.M. 2012. *Idade U-Pb SHRIMP do metamorfismo do Complexo Várzea do Capivarita e de geração de leucogranitos peraluminosos, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul - RS*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2012, Santos. Anais... Santos, SBG.
- Camozzato, E., Lopes, R. C., Philipp, R. P., & Klein, C. 2012. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Hulha Negra (SH.22-Y-C-I)*, Programa de Levantamentos geológicos Básicos, CPRM, Porto Alegre, 164 p.
- Camozzato, E., Philipp, R.P., & Chemale Jr., F. 2013. *Evolução tectônica e geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil)*. In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA, 13, 2013. Resumos Expandidos.
- Chemale Jr., F. 1982. *Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 136p.
- Chemale Jr. 2000. *Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. Geologia do Rio Grande do Sul*. Ed. Holz, M.; De Ros, L.F., Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. No prelo.
- Chemale Jr., et al. (2011). *Nova abordagem tectono-estratigráfica so Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG)*. IGC-UnB, Brasília-DF.
- CORDANI, Umberto Giuseppe et al . The significance of the -Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Braz. J. Geol.**, São Paulo, v. 43, n. 3, set. 2013 . Disponível em <http://papego.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2317-

48892013000300012&lng=pt&nrm=iso>. acessos em 25 nov. 2014.
<http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>.

Dana D.J. 1866. Observations on the origin of the Earth's features. *American J. Sci*, 2: 205-211.

Dickinson W.R 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: W.R. Dickinson (ed.) *Tectonics and Sedimentation*, SEPM, Spec. Publ., 22: 1-27.

Dickinson W.R 1993. Basin geodynamics. *Basin Res.*, 5: 195-196.

Fernandes, L.A.; Tommasi, A. & C.C. Porcher. 1992. 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 doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Frantz J.C. & Botelho N.F. 2000. *Neoproterozoic Granitic Magmatism and Evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in Southernmost Brazil: A Tectonic Model*. *Gond. Res.*, 3: 7-19.

GABAGLIA, G.P.R. & FIGUEIREDO, A.M.F. 1990. *Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares*. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. coords. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras. p. 31-45.

Garcia, M.A.M.; Hartmann, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma- RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, 5(9): 51-119.

GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, W.; LAFON, J.M. & REMUS, M.V.D. *Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS*. In: *SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 3, Cabo Frio, Resumos Expandidos... Sociedade Brasileira de geologia, 2005, p. 83-88.

Goñi, J.C.; Goso, H.J. & Issler, R.S. 1961. *Notícia preliminary sobre a existência no Escudo Sul-riograndense de Maciços Ultrabásicos*. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 15, SBG, Florianópolis.

Gray, D.R., et al, in press. *A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana*. *Geological Society of London Special Publication*.

Halbouty, M.T., et al., 1970. Geology of giant petroleum fields. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem., 14: 502-555.

Hall J. 1859. Description and figures of the organic remains for the lower Helderberg Group and the Oriskany Sandstone. Geol. Survey Albany, New York, 544pp.

Hartmann, L.A. 1998. Deepest Exposed Crust of Brazil-Geochemistry of Paleoproterozoic Depleted Santa Maria Chico Granulites. Gond. Res., 1: 331-341.

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., Leite J.A.D., da Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. Austr J. Ear. Sci., 47:829-844.

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, southern Brazilian shield*. International Geology Review 46, 127-157.

Hartmann, L.A., Chemale Júnior, F. & Phillip, R.P. 2007. *Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano*. In: Ianuzzi, R. & Frantz J.C., (Ed.). *50 anos de Geologia: Instituto de Geociências*. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade.

Hartmann, L. A., Liu, D., Wang, Y., Massonne, H. J., & Santos, J. O. (2008). Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(3), 543-551.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A., Neto, M., da Silva, L., Trouw, R., Janasi, V. 2004. Brasiliano orogens in southeast and south Brazil. In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R., Hackspacher, P. (eds.) *The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America*, Journal of the Virtual Explorer (Electronic Edition) 17, Paper 4. <http://www.virtualexplorer.com.au/journal/2004/17/>

Ingersoll R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. Geol. Soc. Am., *Bull.*, 100: 1704-1719

Ingersoll, R.V., and Busby, C.J. 1995. Tectonics of sedimentary basins, in Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., Tectonics of sedimentary basins. Oxford, Blackwell Science, 1-51.

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.

- Loczy, Ladeira, E. 1976. Geologia estrutural e introdução a geotectônica. 2 ed. São Paulo: Ed. Edgar Blucher.
- Machado N., Koppe J.C., Hartmann L.A. 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brasil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 87-90
- Mantovani, M.S.M.; Hawkesworth, C.J. & Basei, M.A.S. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on crustal evolution of southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (3): 263-268.
- Martins-Neto, M.A. 2006. Classificação de bacias sedimentares: uma revisão comentada. *Revista de Geociências*. São Paulo, 36(1): 165-176.
- Miall A.D. 1984. *Principles of Sedimentary Basins Analysis*. 1ª edição, Springer-Verlag, New York, 490p.
- Miall A.D. 1990. *Principles of Sedimentary Basins Analysis*. 2ª edição, Springer-Verlag, New York, 668p.
- Mitchell A.H.G. & Reading H.C. 1969. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. *J. Geol.*, 77: 629-646.
- NAUMANN, M.P. O complexo vulcano-sedimentar-ultramáfico e granitoides da região Ibaré, RS. 1985. 162 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1985.
- Philipp R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 255p.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.133-160.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian Granitic Magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 19: 461- 478
- Philipp, R.P., Machado, R. & Chemale Jr, F. 2007. A geração dos granitoides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.). *50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77.
- 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.
- Remus M.V.D. 1990. Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 267p.

Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U/Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado, Boletim., Porto Alegre, UFRGS, p. 83.

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.

Saalmann, K. Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Koester, E.; Conceição, R.V. (2005) Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de La Plata craton. *Precambrian Research*, v. 136, pp. 159-175.

Schmitt, R. da S. 1995. 159p. *Evolução tectono-metamórfica do complexo metavulcano-sedimentar Coxilha do Batoví, São Gabriel, RS*. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

Silva, M.A.S. 1983. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Folha SH-21 ZB, São Gabriel, escala: 1:250.000. Porto Alegre, Companhia de Recursos Minerais, Superintendência Rio Grande do Sul. 1 mapa. (inédito).

Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, 425 p.

UFRGS. 1986. Mapeamento Geológico - Projeto Suspiro. Porto Alegre. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências.

Wildner, W. 1990. Caracterização Geológica e Geoquímica das Sequências Ultramáfica e Vulcanossedimentares da Região da Bossoroca. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 215p.

ZARPELON, P.R. Geologia Estrutural, Estratigrafia e Petrologia de uma parte do Greenstone Belt Cerrito do Ouro, Município de São Sepé/RS. 1986. 203 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1986.