

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

**GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DAS ROCHAS
METAVULCANO-SEDIMENTARES DO COMPLEXO
COXILHA DO BATOVI, SÃO GABRIEL, RS, CINTURÃO
DOM FELICIANO**

MAURÍCIO MACHADO SALVI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Volume I

Porto Alegre – 2017

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

**GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DAS ROCHAS
METAVULCANO-SEDIMENTARES DO COMPLEXO
COXILHA DO BATOVI, SÃO GABRIEL, RS, CINTURÃO
DOM FELICIANO**

MAURÍCIO MACHADO SALVI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Farid Chemale Jr. - Geociências, Universidade do Vale do Rio dos Sinos

Prof. Dr. Romulo Machado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2017

CIP - Catalogação na Publicação

Salvi, Maurício Machado
Geologia e significado tectônico das rochas
metavulcano-sedimentares do Complexo Coxilha do
Batovi, São Gabriel, RS, Cinturão Dom Feliciano /
Maurício Machado Salvi. -- 2017.
48 f.

Orientador: Ruy Paulo Philipp.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2017.

1. Cinturão Dom Feliciano. 2. Terreno Taquarembó.
3. metamorfismo orogênico. 4. estratigrafia. 5. Zona
de Cisalhamento Ibaré. I. Philipp, Ruy Paulo,
orient. II. Título.

Resumo. O Complexo Cerro do Batovi (CCB) é uma sequência meta-vulcanosedimentar de idade pré-cambriana e está exposto em uma janela estrutural ao sul da cidade de São Gabriel, envolto por formações sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná. Para entender a evolução estrutural do complexo foi realizado um estudo integrado de estratigrafia, sedimentologia, análise petrográfica, geologia estrutural e petrologia metamórfica. O CCB está situado no extremo sudoeste do limite do Terreno Taquarembó, sobre a Zona de Cisalhamento Ibaré de direção NW-SE. O CCB é composto por meta-arenitos quartzíticos e arcoseanos finos a médios e metapelitos, com ocorrência subordinada de mármore, rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas (fácies hematita e fácies turmalina) e metagranitos. As rochas do CCB registram uma complexa trama estrutural, resultante de uma longa história de deformação progressiva associada a um metamorfismo orogênico de baixo a médio grau, variando entre a fácies Xistos Verde e Anfibólito. As unidades do complexo estão deformadas e a espessura original do pacote sedimentar está multiplicada pela ação de dobras isoclinais e pela crenulação e transposição da xistosidade principal. Entretanto, em porções menos deformadas observa-se parte da arquitetura da sucessão sedimentar, preservada em estruturas primárias como estratificação plano-paralela, cruzada acanalada e cruzada planar de baixo ângulo. Os perfis colunares levantados sugerem uma sequência de sedimentos prográdantes composta por um espesso pacote de meta-arenitos que grada para uma intercalação rítmica com metapelitos sobrepostos por outro pacote espesso de meta-arenitos. As rochas do CCB representam sedimentos siliciclásticos quartzosos e carbonáticos depositados provavelmente em um ambiente deltáico em uma bacia intracratônica ou de margem passiva. As rochas do complexo estão deformadas por atuação de um encurtamento regional de direção NE-SW, associado a formação das foliações S1 e S2, cuja máxima atuação da deformação gerou a Zona de Cisalhamento Ibaré.

Palavras-chave. Neoproterozóico, Cinturão Dom Feliciano, Terreno Taquarembó, metamorfismo orogênico, estratigrafia, Zona de Cisalhamento Ibaré.

Abstract. The Coxilha do Batovi Complex (CCB) is a Precambrian metavolcano-sedimentary sequence, exposed in a structural framework south of the city of São Gabriel, surrounded by Paleozoic sedimentary formations of the Paraná Basin. To understand the structural evolution of the complex, an integrated study of stratigraphy, sedimentology, petrographic analysis, structural geology and

metamorphic petrology was carried out. The CCB is located at the southwestern end of the Taquarembó Terrane boundary, over the NW-SE direction Ibaré Shear Zone. The CCB is composed of fine to medium quartzitic and arkosean meta-sandstones and metapelites, with a subordinate occurrence of marbles, metavolcanic rocks, banded iron formations (hematite facies and tourmaline facies) and metagranites. The rocks of the CCB record a complex structural fabric, resulting from a long history of progressive deformation associated to a low to medium grade orogenic metamorphism, ranging between the greenschist- to amphibolite-facies conditions. The units of the complex are deformed and the original thickness of the sedimentary package is multiplied by the action of isoclinal folds and by the crenulation and transposition of the main schistosity. However, in less deformed portions, part of the sedimentary succession architecture is preserved in primary structures such as plane-parallel stratification, trough cross-bedding, and low-angle planar cross-bedding. The raised columnar profiles suggest a progrant sequence, composed of a thick package of meta-sandstones that grade to a rhythmic intercalation with metapelites superimposed by another thick package of meta-sandstones. The CCB rocks represent quartzitic and carbonate siliciclastic sediments likely deposited in a delta environment in an intracratonic or passive margin basin. The rocks of the complex are deformed by the action of a regional shortening of NE-SW direction, associated with the formation of foliations S1 and S2, whose maximum deformation performance generated the Ibaré Shear Zone.

Keywords. Dom Feliciano Belt, Taquarembó Terrane, orogenic metamorphism, stratigraphy, sedimentology

Sumário

Capítulo I

1. Introdução e Contexto Geológico.....	4
2. Objetivos.....	5
3. Bacias Sedimentares.....	5
3.3.1. Era da Teoria Geossinclinal.....	5
3.3.2. A Era da Tectônica de Placas	6

3.3.3. A Era Moderna.....	6
4. Sobre a Estrutura desta Dissertação.....	9
Capítulo II	
1.Introdução.....	11
2 Área, materiais e métodos.....	12
2.1 Contexto geológico regional.....	12
2.2 Relações estratigráficas do Complexo Coxilha do Batovi.....	16
2.3 Materiais e Métodos.....	17
3 Resultados.....	18
3.1 Geologia do Complexo Coxilha do Batovi.....	18
3.2 Geologia Estrutural.....	26
3.3. Análise Petrográfica.....	32
3.3.1 Metapsamitos.....	32
3.3.2 Metapelitos.....	35
3.3.3 Metabasito.....	36
3.3.4 Mármore.....	36
3.3.5 Formação Ferrífera Bandada.....	36
4. Discussões.....	37
4.1 Variação Composicional.....	37
4.2 Evolução Estrutural.....	38
4.3 Tipo de Bacia.....	39
5 Conclusões.....	40
Referências bibliográficas.....	41

Capítulo I

1. Introdução

1. Introdução e Contexto Geológico

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.

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 a 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. 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, e 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.

3.3.1. 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.

3.3.2. *A Era da Tectônica de Placas*

Com a evolução da Teoria da Tectônica de Placas diversos autores como Mitchell & Reading, 1969 já associavam as bacias sedimentares com os movimentos horizontais de separação das placas litosféricas. Logo novas classificações foram elaboradas como a de 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.

3.3.3. *A 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 enfatizaram a necessidade da classificação de bacias de acordo com o 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 funcionava com cinco diferentes ambientes e 27 tipos de bacias.

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 sequências 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 rifts 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 o cisalhamento de litosferas continental e oceânica.

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

4. Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados o contexto geológico, objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa.
- b) Artigo publicado em periódico ou submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicação equivalente (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado.

Capítulo II

Geologia e significado tectônico das rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS, Cinturão Dom Feliciano

Mauricio SALVI¹, Ruy Paulo PHILIPP²

- (¹) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Avenida Bento Gonçalves 9.500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil, e-mail: mauriciosalvi@yahoo.com.br
- (²) Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), e-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

Resumo. O Complexo Coxilha do Batovi (CCB) é uma sequência metavulcanosedimentar de idade pré-cambriana e está exposto em uma janela estrutural ao sul da cidade de São Gabriel, envolto por formações sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná. Para entender a evolução estrutural do complexo foi realizado um estudo integrado de estratigrafia, sedimentologia, análise petrográfica, geologia estrutural e petrologia metamórfica. O CCB está situado no extremo sudoeste do limite do Terreno Taquarembó, sobre a Zona de Cisalhamento Ibaré de direção NW-SE. O CCB é composto por meta-arenitos quartzíticos e arcoseanos finos a médios e metapelitos, com ocorrência subordinada de mármore, rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas (fácies hematita e fácies turmalina) e metagranitos. As rochas do CCB registram uma complexa trama estrutural, resultante de uma longa história de deformação progressiva associada a um metamorfismo orogênico de baixo a médio grau, variando entre a fácies Xistos Verde e Anfíbolito. As unidades do complexo estão deformadas e a espessura original do pacote sedimentar esta multiplicada pela ação de dobras isoclinais e pela crenulação e transposição da xistosidade principal. Entretanto, em porções menos deformadas observa-se parte da arquitetura da sucessão sedimentar, preservada em estruturas primárias como estratificação plano-paralela, cruzada acanalada e cruzada planar de baixo ângulo. Os perfis colunares levantados sugerem uma sequência de sedimentos prográdantes composta por um espesso pacote de meta-arenitos que grada para uma intercalação rítmica com metapelitos sobrepostos por outro pacote espesso de meta-arenitos. As rochas do CCB representam sedimentos siliciclásticos quartzosos e carbonáticos depositados provavelmente em um ambiente deltáico em uma bacia intracratônica ou de margem passiva. As rochas do complexo estão deformadas por atuação de um encurtamento regional de direção NE-SW, associado a formação das foliações S_1 e S_2 , cuja máxima atuação da deformação gerou a Zona de Cisalhamento Ibaré.

Palavras-chave. Neoproterozóico, Cinturão Dom Feliciano, Terreno Taquarembó, metamorfismo orogênico, estratigrafia, Zona de Cisalhamento Ibaré.

Abstract. The Coxilha do Batovi Complex (CCB) is a Precambrian metavolcano-sedimentary sequence, exposed in a structural framework south of the city of São Gabriel, surrounded by Paleozoic sedimentary formations of the Paraná Basin. To understand the structural evolution of the complex, an integrated study of stratigraphy, sedimentology, petrographic analysis, structural geology and metamorphic petrology was carried out. The CCB is located at the southwestern end of the Taquarembó Terrane boundary, over the NW-SE direction Ibaré Shear Zone. The CCB is composed of fine to medium quartzitic and arkosean meta-sandstones and metapelites, with a subordinate occurrence of marbles, metavolcanic rocks, banded iron formations (hematite facies and tourmaline facies) and metagranites. The rocks of the CCB record a complex structural fabric, resulting from a long history of progressive deformation associated to a low to medium grade orogenic

metamorphism, ranging between the greenschist- to amphibolite-facies conditions. The units of the complex are deformed and the original thickness of the sedimentary package is multiplied by the action of isoclinal folds and by the crenulation and transposition of the main schistosity. However, in less deformed portions, part of the sedimentary succession architecture is preserved in primary structures such as plane-parallel stratification, trough cross-bedding, and low-angle planar cross-bedding. The raised columnar profiles suggest a progranitic sequence, composed of a thick package of meta-sandstones that grade to a rhythmic intercalation with metapelites superimposed by another thick package of meta-sandstones. The CCB rocks represent quartzitic and carbonate siliciclastic sediments likely deposited in a delta environment in an intracratonic or passive margin basin. The rocks of the complex are deformed by the action of a regional shortening of NE-SW direction, associated with the formation of foliations S_1 and S_2 , whose maximum deformation performance generated the Ibaré Shear Zone.

Keywords. Dom Feliciano Belt, Taquarembó Terrane, orogenic metamorphism, stratigraphy, sedimentology

1 Introdução

O entendimento da evolução tectono-metamórfica de um complexo metavulcano-sedimentar requer a utilização de uma metodologia de pesquisa com enfoque interdisciplinar. Para o Complexo Coxilha do Batovi (CCB), foi realizado um estudo integrado de estratigrafia, geologia estrutural, análise petrográfica e petrologia metamórfica. O CCB é uma sequência metavulcano-sedimentar pré-cambriana metamorfisada e deformada durante o Ciclo Brasileiro, cuja dinâmica culminou na criação de uma complexa trama estrutural. A observação nos protólitos de estruturas e texturas reliquias, bem como a relação entre as condições metamórficas (pressão litostática e temperatura) e as fases de deformação observadas são as premissas para aprimorar o entendimento da evolução das unidades na área estudada.

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) é composto por duas unidades geotectônicas definidas por características estruturais, geofísicas, petrológicas, geoquímicas e geocronológicas distintas. O Cráton Rio de La Plata é a unidade mais antiga e está representada pelo Terreno Taquarembó, localizado no extremo sudoeste do ESRG. O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é representado no RS pelos terrenos São Gabriel e Tijucas e pelo Batólito de Pelotas, e envolve esta unidade mais antiga ao norte e ao leste. A construção do ESRG inicialmente envolveu o fechamento do oceano Charrua durante a Orogênese São Gabriel (900-680 Ma) e, posteriormente, o fechamento do oceano Adamastor e a colisão entre os crátons Rio de la Plata e Kalahari durante a Orogênese Dom Feliciano (650-550 Ma), ocorrida no final da evolução do Ciclo Orogênico Brasileiro (Babinski *et al.*, 1996; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Saalman *et al.* 2010; Philipp *et al.* 2016). As rochas do

embasamento foram intensamente deformadas e metamorizadas ao final do processo colisional, formando intercalações tectônicas entre segmentos de níveis infra e supracrustais. Esses fatos explicam a dificuldade em separar as unidades e em compreender a sequência detalhada de eventos ocorridos durante o Ciclo Orogênico Brasileiro.

O CCB é constituído por uma intercalação de rochas metavulcano-sedimentares intrudidas por rochas metagraníticas de idades pré-cambriana, localizado no extremo noroeste da Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI) de direção NW-SE. A exposição do complexo ocorre como uma janela estrutural, envolta por formações sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná. O complexo é composto por metapsamitos quartzíticos à sub-arcoseanos e calcíferos, metapelitos e mármore, com ocorrência subordinada de rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas (fácies hematita e fácies turmalina) e metagranitóides. As rochas do complexo estão polideformadas e registram um metamorfismo orogênico de baixo a médio grau, entre a Fácies Xisto Verde e Anfibolito.

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização geológica e estrutural do CCB através da apresentação de dados estratigráficos, estruturais, petrográficos e micro-estruturais. Serão abordadas questões como o tipo de bacia que originou os metassedimentos do CCB, os paleoambientes deposicionais, culminando com uma discussão sobre o seu posicionamento geotectônico e relações com rochas adjacentes.

2 Área, materiais e métodos

2.1 Contexto geológico regional

A região estudada faz parte do Setor Meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), interpretada como o resultado de diversas colagens orogênicas diacrônicas de blocos cratônicos e cinturões orogênicos durante o Neoproterozoico-Cambriano, formando o setor sudoeste do paleocontinente Gondwana (Chemale Jr., 2000; Heilbron *et al.*, 2004; Silva *et al.* 2005; Hartmann *et al.*, 2007).

O Escudo Sul-Riograndense (ESRG) é o resultado dos processos de geração e deformação de crosta continental e oceânica, cujas maiores contribuições são registradas em dois principais ciclos orogênicos, o ciclo Transamazônico (2.2-2.0 Ga) e o ciclo Brasileiro (900-540 Ma). O Cráton Rio de La Plata (CRLP) está representado no RS pelo Terreno Taquembó, um fragmento de idade Paleoproterozóica situado no extremo sudoeste do ESRG. O Cinturão Dom Feliciano (CDF) constitui uma faixa orogênica de idade Neoproterozóica direcionada segundo NE-SW, construída na porção oriental do CRLP

durante o Ciclo Brasileiro e que se estende para o estado de Santa Catarina e para o Uruguai (Fig. 1). As unidades do CDF estão representadas pelos terrenos São Gabriel (TSG), Tijucas (TJ) e Punta del Este, e pelos batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá (Philipp *et al.* 2016a). Os contatos entre estas unidades estão definidos por zonas de cisalhamento dúcteis de expressão regional de direções N20-40°E, N60-80°E e N30-40°W.

O Terreno Taquarembó é composto por rochas de idade Paleoproterozóica, interpretadas como um fragmento da Microplaca ou Terreno Nico Perez, unidade intensamente deformada durante o neoproterozóico e que envolve o núcleo continental preservado do Cráton Rio de La Plata (CRLP) (Oyhantçabal *et al.* 2011; Rapela *et al.* 2011; Philipp *et al.* 2016a). 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 Terreno Nico Perez no ESRG ficaram preservados como complexos ortognáissicos de idade paleoproterozoica (Complexo Granulítico Santa Maria Chico, complexos Encantadas, Arroio dos Ratos e Vigia).

O Terreno São Gabriel contém associações vulcânicas e plutônicas de caráter juvenil intercaladas com ofiolitos, representando a abertura e o fechamento do oceano Charrua, com acriação de um arco ilhas oceânico (Arco Passinho) e um arco de margem continental (Arco São Gabriel), acrescidos na borda ocidental do CDF durante as orogêneses Passinho (900-850 Ma) e São Gabriel (760-680 Ma) (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Saalman *et al.* 2005, 2010; Philipp *et al.* 2016a) (Fig. 2).

A evolução final do cinturão está caracterizada pela orogênese Dom Feliciano, associada com um metamorfismo orogênico associado à colisão dos crátons Rio de La Plata e Kalahari, entre 650 e 620 Ma (Chemale Jr., 2011; Philipp *et al.* 2016b). Após o pico do metamorfismo colisional, seguiu-se uma intensa granitogênese de caráter pós-colisional, entre 600 e 550 Ma (Bitencourt e Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2000, 2007; Philipp & Machado, 2005).

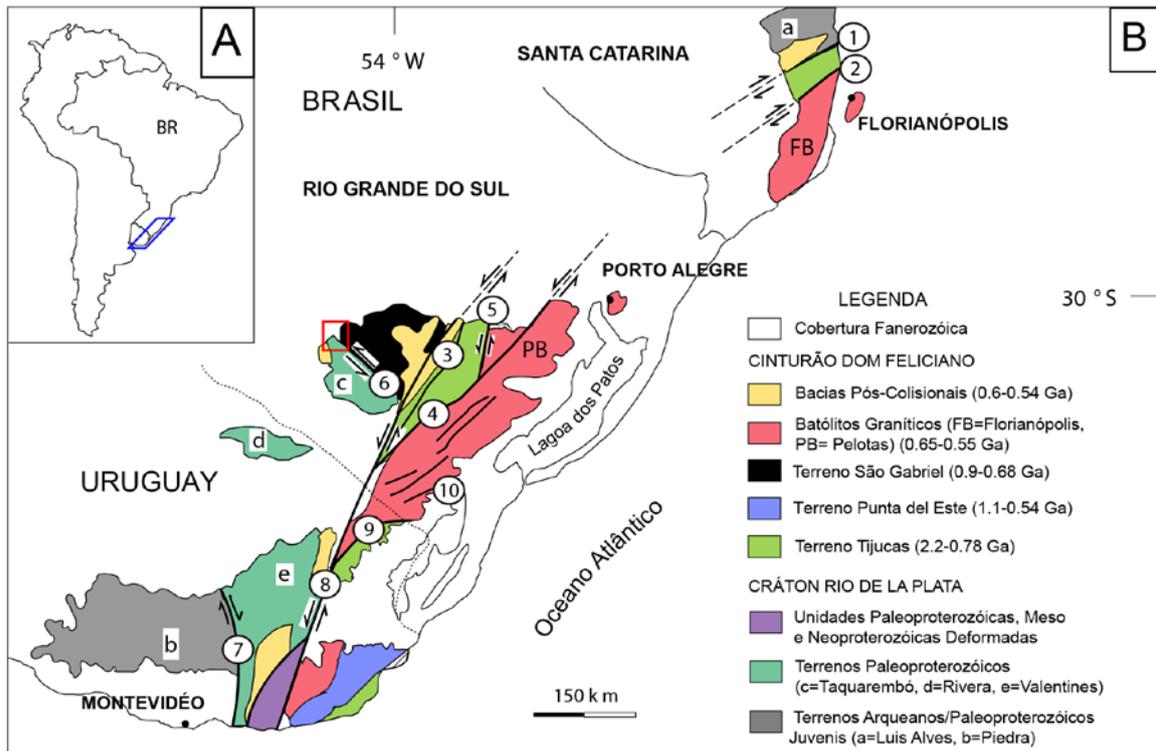


Figura 1. A) Localização do Cinturão Dom Feliciano e do Crátón Rio de La Plata na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Retirado de Philipp *et al.* (2016). Principais zonas de cisalhamento: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Yí, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Localização da área de estudo no quadrado vermelho.

Figure 1. A) Location of the Dom Feliciano Belt and the Rio de La Plata Craton in South America. B) Main geotectonic units of southern Brazil and Uruguay. Adapted from Philipp *et al.*, (2016). Main shear zones: 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. Location of the study area in the red square.

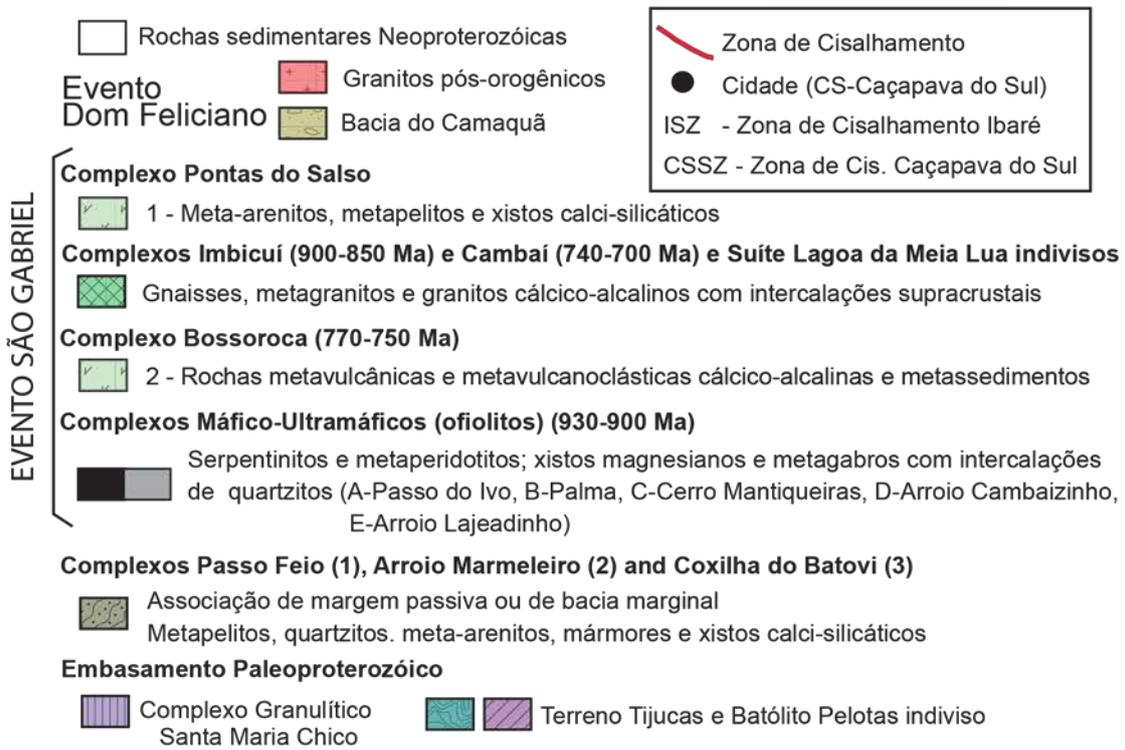
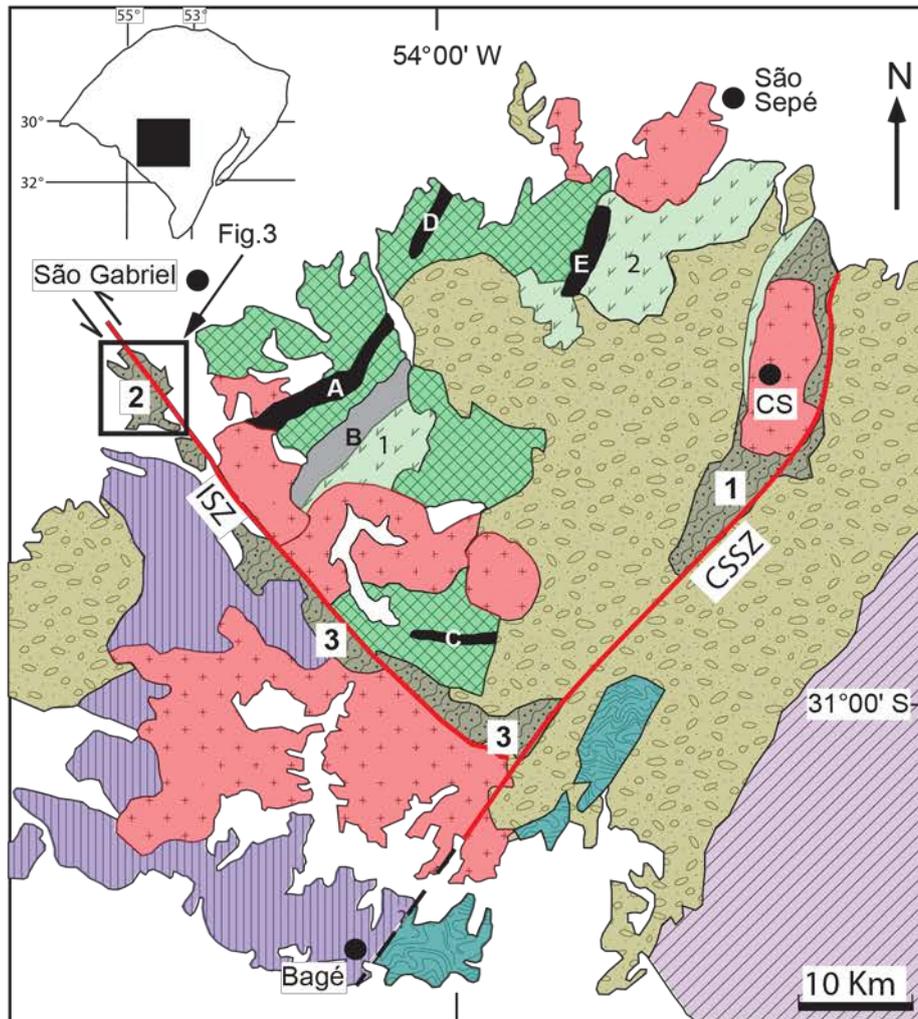


Figura 2. Mapa da porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense destacando os terrenos São Gabriel e Taquarembó. A área de estudo esta indicada pelo quadrado em preto. Modificado de Vedana *et al.* (2017).

Figure 2. Map of the western portion of the Sul-rio-grandense Shield highlighting the São Gabriel and Taquarembó terranes. The study area is indicated by the black square. Modified from Vedana et al. (2017).

2.2 Relações estratigráficas do Complexo Coxilha do Batoví

O CCB está situado a 55 quilômetros ao sul do município de São Gabriel, no Distrito do Batoví e apresenta aproximadamente 18 Km². Está disposto sobre a Zona de Cisalhamento Ibaré no limite entre os terrenos Taquarembó e São Gabriel e está parcialmente encoberto ao leste e ao norte pelas rochas sedimentares das formações Taciba (Grupo Itararé) e Rio Bonito (Grupo Passa Dois) da Bacia do Paraná (Fig. 2 e 3).

As sequencias metavulcano-sedimentares do ESRG foram estudados inicialmente na década de 60 (Goñi *et al.*, 1961; Jost & Vilwoock, 1966) quando foram agrupados para constituir a Formação Vacacaí. Posteriormente, com a evolução da cartografia geológica e da estratigrafia, foram desmembrados em complexos com designações geográficas regionais (Palma, Passo do Ivo, Bossoroça, Cambaizinho, Passo Feio, Arroio Marmeleiro, Coxilha do 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 região de Coxilha do Batoví foi muito pouco estudada, sendo objeto de levantamentos de enfoque geológico e estratigráfico regional. O primeiro relato geológico foi feito por Leinz (1946) que discorreu a respeito dos calcários, incluindo essas rochas na Série Porongos de Carvalho (1932). Szubert & Presotto (1974) destacam a presença de mármores cinza-escuros a pretos com níveis brancos subordinados na localidade do Batoví. Nos levantamentos da Folha São Gabriel (1:100.000) e no mapa geológico do Rio Grande do Sul, Issler *et al.*(1972) e Carraro *et al.*(1974), posicionaram as rochas da “Coxilia” do Batoví dentro do Grupo Cambaí. Silva (1983) reconheceu o predomínio de metagrauvas com raras lentes de calcário na porção norte do complexo e metapelitos com intercalação de metacalcários na porção sul. Este autor associou as sequencias metavulcano-sedimentares descontínuas de baixo grau do Batoví, Ibaré e Marmeleiro como pertencentes a uma unidade do tipo “Greenstone Belt”, atribuindo uma idade entre o Arqueano Superior e o Proterozoico Inferior. O mapeamento geológico executado pelo Instituto de Geociências da Universidade

Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS, 1986) propôs o nome Complexo Metamórfico Batoví, reconhecendo uma porção constituída por granitos deformados, gnaisses quartzo-feldspáticos, “BIF’s” e metabasitos metamorfizados em condições de fácies epidoto-anfibolito, e uma porção composta por metapelitos, metapsamitos, mármore e metavulcânicas, afetadas por um grau baixo, na fácies xisto-verde.

Nos levantamentos de semi-detalle desenvolvidos por Schmitt (1995), o CCB é composto por metapsamitos arcoseanos, quartzíticos e calcíferos, metapelitos, mármore (grafita mármore calcítico, mármore dolomítico silicoso e brechas dolomíticas), metabasaltos espilíticos e rochas metavulcano-clásticas, formações ferríferas bandadas das fácies sulfeto e óxidos metamorfisadas e metagranitoides. Laux *et al.* (2010) apresentaram para uma rocha metavulcano-clástica uma idade U-Pb zircão (LA-ICP-MS) de 1.764 ± 33 Ma, interpretada como a idade da deposição da sequência vulcano-sedimentar. Os autores salientam que as rochas metavulcânicas do CCB apresentam características geoquímicas compatíveis com a de basaltos toleíticos de arcos de ilha com assinatura E-MORB (Laux *et al.*, 2011).

Esse trabalho avalia a possibilidade de correlação do CCB com os complexos metavulcano-sedimentares Passo Feio e Marmeleiro. O primeiro ocorre na região de Caçapava do Sul, com direção N20°E, se estende desde a descendo para o sul e infletindo na Zona de Cisalhamento Ibaré para a direção N45°W, quando então passa a ser denominado Complexo Arroio Marmeleiro. As características composicionais destas unidades sugerem que as mesmas representam os produtos de uma bacia sedimentar formada em um ambiente de margem passiva, do então denominado Oceano Charrua de idade Toniana (Philipp *et al.* 2016a; Arena *et al.* 2016). Com o fechamento do oceano Charrua e a colisão entre os arcos magmáticos gerados contra o Terreno Nico Perez e o Cráton Rio de La Plata, durante a formação do paleocontinente Gondwana (Neoproterozoico-Cambriano), a antiga bacia de margem passiva foi deformada e metamorfisada.

2.3 *Materiais e Métodos*

A metodologia utilizada envolveu o mapeamento geológico em escala 1:50.000, coleta de amostras de rocha e dados estruturais, análise petrográfica, construção de seções geológicas e perfis colunares estratigráficos e croquis de detalhe de afloramentos representativos do complexo. Foram efetuados dois levantamentos de campo no total de 09 dias posteriores à revisão bibliográfica e análise de imagens e mapas. Nos trabalhos de campo foram descritos os afloramentos em cortes de estradas, leitos de drenagem e em antigas pedreiras de brita, com levantamento das estruturas internas, contatos litológicos e perfis de

amostragem de rocha para confecção de lâminas delgadas. No total foram descritos 38 pontos com a coleta de amostras e 268 medidas estruturais. Os mapas, lâminas delgadas e dados levantados pelo trabalho de Schmidt (1995) também foram utilizados, além de fotos aéreas e imagens do Google Earth. Os pontos descritos foram localizados mediante uso do GPS da marca Garmin® modelo GPS map 60CSx em coordenadas UTM e Datum SAD69 e da carta topográfica 1:50.000 do Serviço Geográfico do Exército, folha Suspiro SH.21-Z-B-VI-1. Foram confeccionadas 18 novas lâminas delgadas para análise petrográfica em luz transmitida. As seções delgadas foram confeccionadas nos Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da UFRGS.

3 Resultados

3.1 Geologia do Complexo Coxilha do Batovi

O Complexo Coxilha do Batoví (CCB) constitui 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 (ZCI). No seu limite norte e leste é recoberto pelas rochas sedimentares da Formação Rio Bonito, e em seu extremo noroeste, o contato com esta unidade é definido por uma falha normal. Na sua porção NW é recoberto pelas rochas sedimentares da Formação Taciba, do Grupo Itararé. O contato com o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, a sudoeste, é definido por falha transcorrente com movimento lateral esquerdo, que difere do padrão da ZCI, que tem cinemática principal dextral.

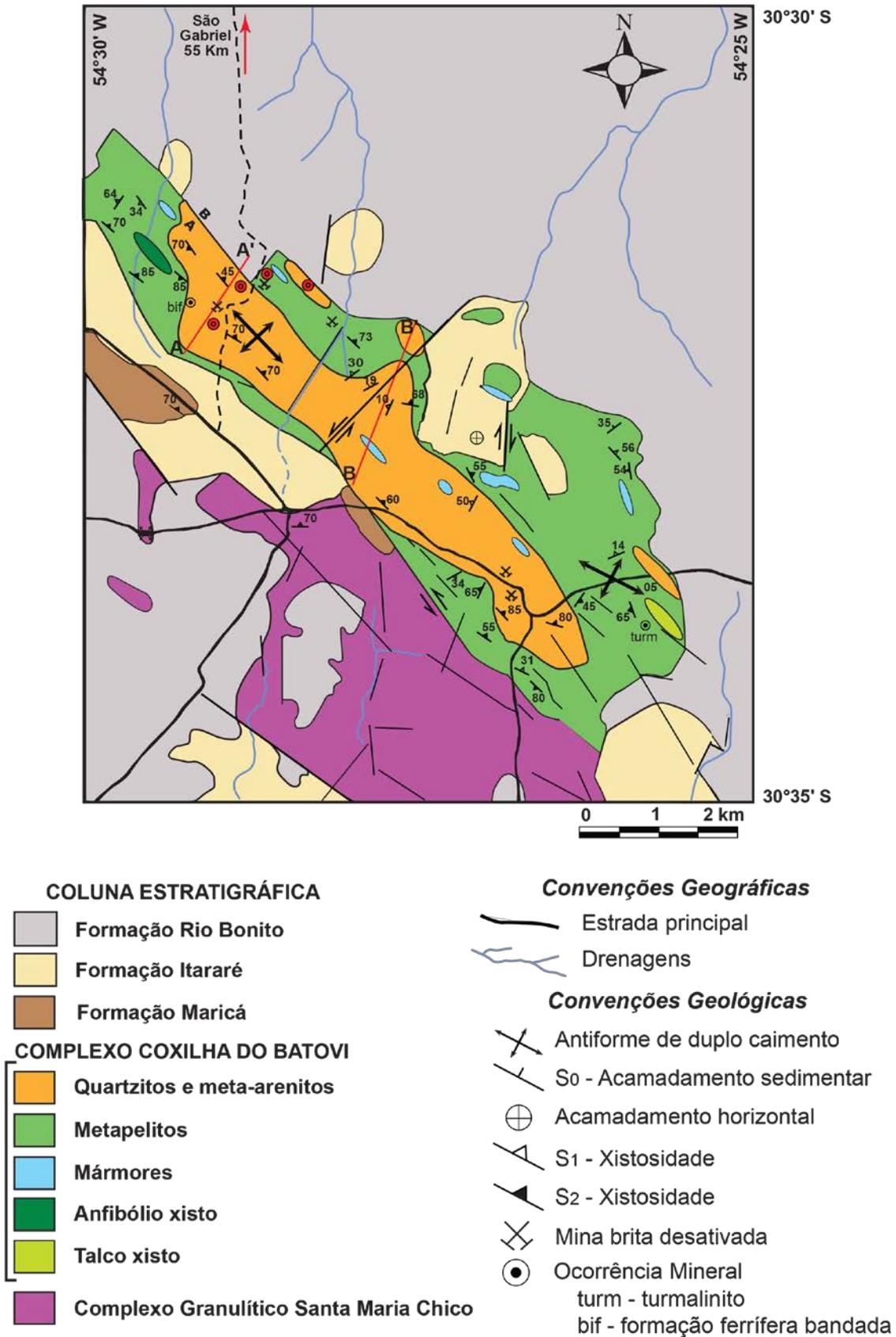


Figura 3. Mapa geológico da região da Coxilha do Batovi. As linhas vermelhas A-A' e B-B' mostram a localização das seções geológicas, os pontos vermelhos indicam os afloramentos que compuseram o perfil colunar levantado. Modificado de Schmitt (1995).

Figure 3. Geological map of the region of Coxilha do Batovi. A-A' and B-B' red lines show the location of the geological sections, the red dots indicate the outcrops that make up the rised columnar profile. Modified from Schmitt (1995).

As rochas do CCB incluem essencialmente metassedimentos, com ocorrência subordinada de rochas metavulcânicas e formações ferríferas bandadas. Entre os metassedimentos, os metarenitos são o tipo mais comum, ocorrendo ainda intercalações subordinadas de mármore e metapelitos. Afloram em cristas alongadas com centenas de metros de comprimento e algumas dezenas de largura, como lajeados nos leitos das drenagens, em antigas pedreiras e também em cortes de estrada. De forma geral, predominam os metarenitos na porção norte e central do complexo, com a intercalação com metapelitos gradativamente aumentando para o sul.

Os metarenitos constituem o pacote litológico mais espesso do complexo, com espessuras que podem atingir várias dezenas de metros. Estão intercalados com raros níveis de metapelitos e lentes de mármore. Possuem cor bege ou esbranquiçada, com tom esverdeado a cinzento nos níveis com mais clorita e/ou muscovita e alaranjado quando oxidado. Podem ser distintos três litotipos. Os metapsamitos quartzíticos são os mais abundantes, apresentam xistosidade incipiente, com espaçamento milimétrico definido por níveis muito finos ricos em muscovita e/ou clorita. Observa-se nos termos pouco deformados a presença de estruturas primárias como acamadamento plano-paralelo, estratificação cruzada de baixo ângulo e camadas microgradadas. Nos termos mais deformados são desenvolvidos diferentes estruturas de comportamento dúctil como boudins, e dobras, e dúctil/rúpteis como “gash veins”, e rúpteis como falhas e fraturas. A textura principal é granoblástica equigranular interlobada fina, ocorrendo também textura blastopsamítica, caracterizada pela presença de porfiroclastos de areia média com formas subarredondadas envoltos por matriz fina recristalizada. Nos níveis ricos em micas a textura é lepidoblástica fina está definida pela orientação de muscovita e clorita.

Os meta-arcóseos são encontrados como lentes de até 2 metros de espessura, com poucas e alteradas exposições principalmente em cortes de estrada. Apresentam textura blastopsamítica média a grossa composta por níveis ricos em porfiroclastos de feldspato e quartzo alternados com níveis ricos em minerais micáceos e quartzo recristalizado. Exibem uma foliação protomilonítica, caracterizada pelo estiramento e pela formação de caudas recristalizadas em porfiroclastos de quartzo e por porfiroclastos do tipo mica fish. Ocorrem ainda de maneira restrita no extremo norte do complexo, em contato com os mármore e com as formações ferríferas.

Os metapelitos tem distribuição subordinada, composição a base de muscovita e estão comumente alterados. Formam pacotes com espessuras que variam de 0.5 a 4 metros, e estão intercalados entre os metarenitos e os mármore dolomíticos. Comumente exibem cor bege nos níveis siltosos e cinza-azulado a preto nos níveis ricos em turmalina e grafita. Quando alterados possuem cor vermelho-alaranjada e verde-clara para os níveis ricos em clorita. As melhores exposições ocorrem em cortes de antigas pedreiras.

Os mármore foram descritos inicialmente por Leinz (1946) e Szubert & Presotto (1974), que relatam a ocorrência de grafita mármore calcítico de cor cinza escura a preta, intercalado com bancos de calcáreos claros de granulação muito fina. Formam lentes de até 100 metros de comprimento por até 60 metros de espessura e são encontrados em pequenas pedreiras abandonadas. Os mármore dolomíticos silicosos descritos por Schmitt (1995) ocorrem na forma de lentes com até 2 metros de espessura, intercalados entre os metarenitos e metapelitos. Nos domínios menos deformados está preservado o acamadamento sedimentar (S0), marcado pela intercalação de calcita micrítica e grafita. Schmitt *et al.*(1993) descreve essas rochas como geradas a partir da atividade orgânica de colônias de Cyanobateria, caracterizando um “lamito criptomicrobial”, que sofreu intensa diagênese, dissolvendo as esteiras de microrganismos, restando apenas traços curtos arrebitados. Ainda são encontradas brechas dolomíticas formando diques ou bolsões que afloram paralelas a ZCI, cuja principal exposição encontra-se em uma antiga pedreira localizada no extremo noroeste do complexo. As brechas dolomíticas apresentam cor branca, matriz microcristalina de quartzo, calcita e dolomita, com litoclastos de mármore branco e grafita mármore.

As rochas metavulcânicas são encontradas no extremo norte do complexo, muito fraturadas, de cor verde escura variando de termos afaníticos à amigdaloidais. Foram descritas por Schmitt (1995) como metabasaltos e espilitos amigdaloidais, com prováveis estruturas do tipo “pillow lavas”, metamorfizados entre às fácies prehnita-pumpellyíta e clorita-pumpellyíta. Não apresentam deformação de caráter dúctil e não é possível observar seus contatos com as demais unidades. Na Sanga da Pedra, situada no extremo noroeste do CCB, foi observado um clorita-actinolita xisto de cor verde escura e textura netamoblástica fina. Apresentando feições de comportamento dúctil como dobras, têm contatos concordantes com os mármore dolomíticos ao norte, e ao sul com os metapsamitos quartzíticos, e contato por falha transcorrente com o Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC) a oeste. Exibe injeções concordantes de metaleucogranitos equigranulares, desenvolvendo boudins e estruturas tipo “pinch and swell”.

A formação ferrífera bandeada esta caracterizada pela intercalação de níveis ricos em minerais opacos (perfazem ate 40% da rocha) e níveis quartzíticos. Em campo, formam lentes

de até 2 metros de espessura por até 10 metros de comprimento, apresentam cor marrom a verde escura, com níveis alaranjados quando alterada.

Os metaleucogranitos apresentam textura equigranular media a fina e formam lentes de até 2 metros de espessura por 10 metros de comprimento seguindo a direção NW-SE. Ocorrem ainda em contato com o CGSMC. Essas rochas intrudem as formações ferríferas bandadas gerando um aspecto gnáissico pela intercalação das bandas rosáceas do metagranito, com as bandas máficas. Forma estruturas do tipo “pinch-and-swell” e boudin. Foram classificadas como monzodioritos a monzogranitos (Schmidt, 1995).

A partir da análise dos dados de campo é possível interpretar a exposição do complexo como uma janela estrutural, aflorando rochas pertencentes ao embasamento do escudo sul-riograndense, envoltas 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. 3). As drenagens que cortam a área estão dispostas principalmente na direção norte-sul, encaixadas em um padrão de fraturamento mais jovem, provavelmente do fanerozóico.

A localização das seções geológicas levantadas em campo está representada no mapa da figura 3 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 geológicas A-A' e B-B' da figura 4 mostram o padrão estrutural do complexo, evidenciado pelo intenso dobramento da foliação principal (S_1), com dobras F_2 fechadas a isoclinais, falhas inversas e intrusão de veios de quartzo tardios.

SEÇÕES GEOLÓGICAS CERRO DO BATOVÍ

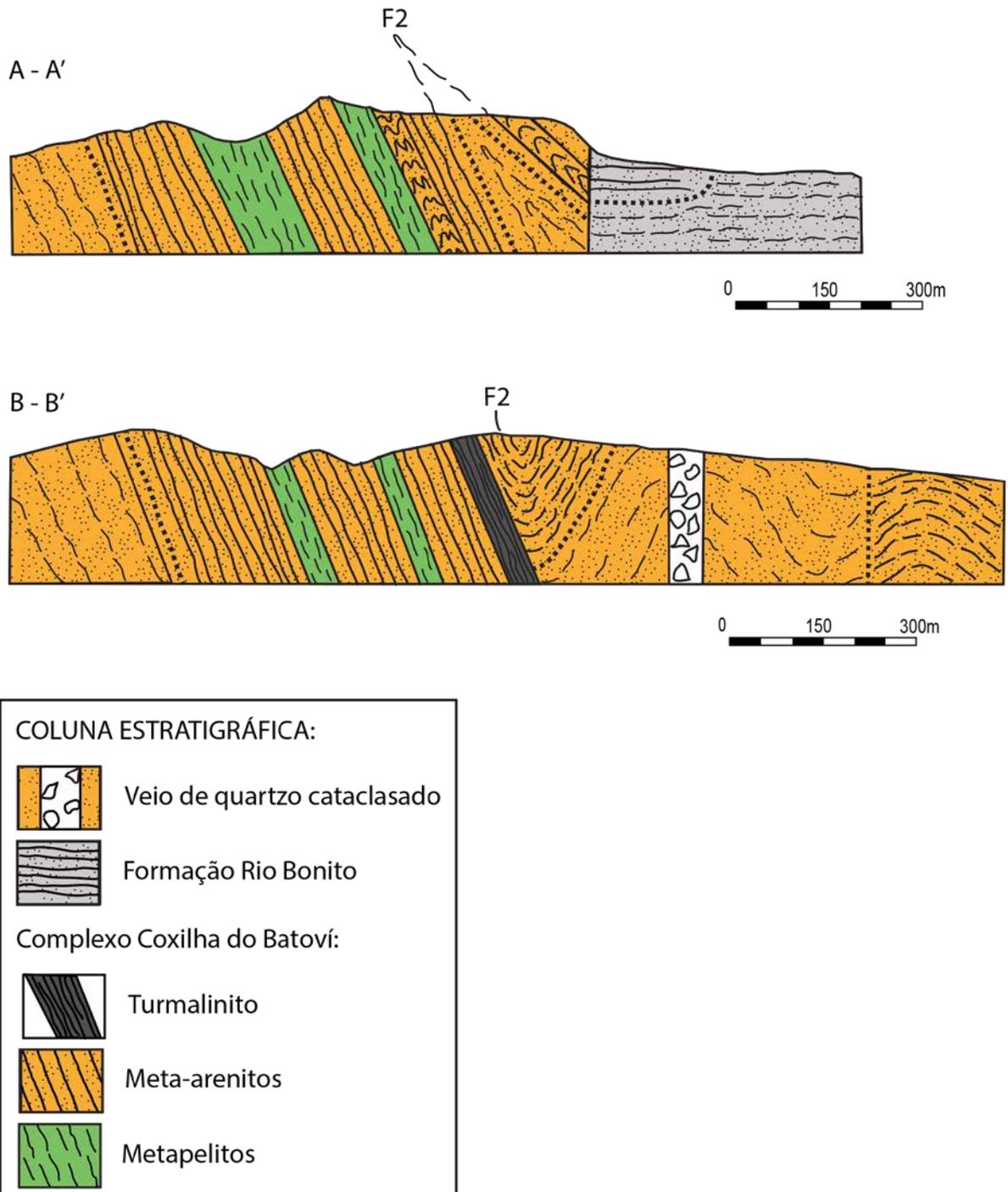


Figura 4. Seções geológicas A-A' e B-B' indicadas no mapa da figura 3, mostrando as principais estruturas do Complexo Coxilha do Batoví.

Figure 4. Geological sections A and B indicated in the map of figure 3, showing the main structures of the Coxilha do Batoví Complex.

O perfil colunar levantado a partir dos afloramentos indicados no mapa da figura 3 como pontos vermelhos, mostra na base, um espesso pacote de metarenitos que passa para uma intercalação rítmica com metapelitos. 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 5.

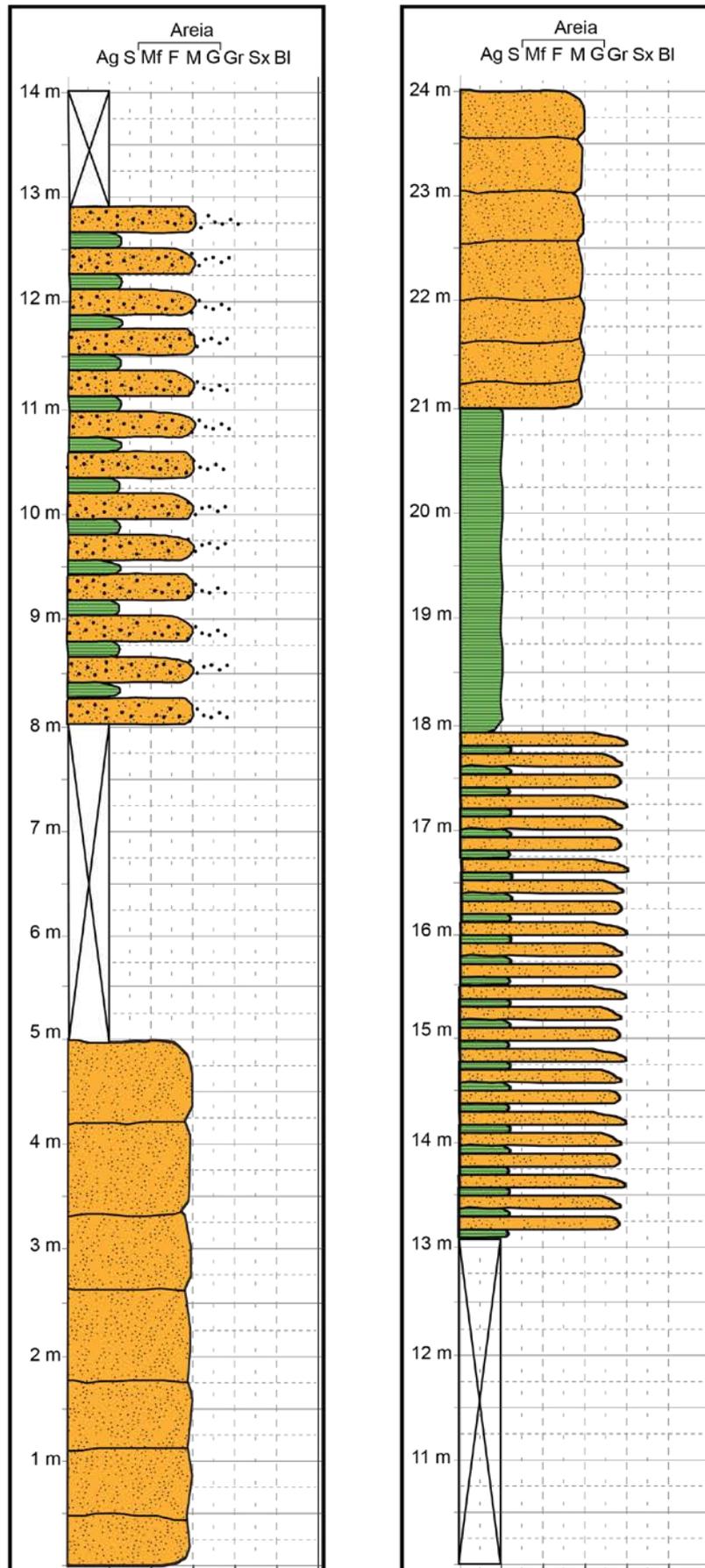


Figura 5: Perfis colunares levantados a partir dos pontos descritos.

Figure 5. Columnar profiles raised from the points described.

3.1 Geologia Estrutural

O registro da superposição de fases deformacionais, a grande quantidade de fraturas e falhas, a formação de protomilonitos (Fig. 6D), 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. O CCB apresenta uma complexa trama estrutural, resultante provavelmente de uma longa história de deformação progressiva. Entretanto, em porções menos deformadas são identificadas estruturas primárias nos protólitos sedimentares como estratificação plano-paralela e cruzada planar de baixo ângulo (Fig. 6B).

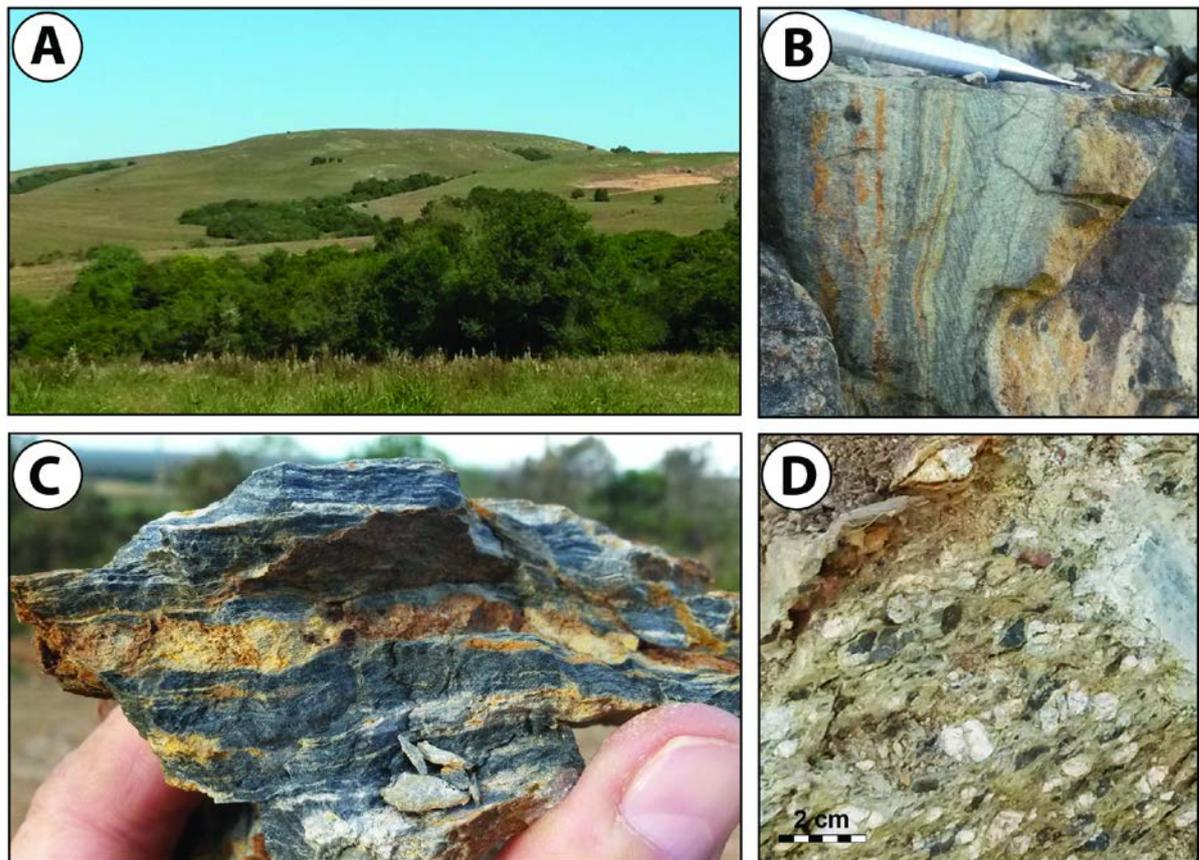


Figura 6. A) Foto de campo mostrando as cristas de quartzito que constituem a Coxilha do Batovi, B) Meta-arenito com estratificação cruzada de pequeno porte , C) Foto de um metapelite, D) Foto de afloramento em planta exibindo a textura blastopsamítica em meta-

arcóseo, destacando porfiroclastos estirados de feldspato (branco) e quartzo (cinza) envoltos por uma matriz fina de cor bege rica em minerais micáceos e quartzo recristalizado.

Figure 6. A) Field photo showing the crests of quartzite that constitute the Coxilha do Batovi hill, B) Preserved small-size cross stratification in meta-sandstone, C) Photo of a metapelite, D) Photo of outcropping showing the blastopsamitic texture in meta-sandstone, highlighting stretched porphyroclasts of feldspar (white) and quartz (gray) wrapped in a fine matrix of beige color rich in micaceous minerals and recrystallized quartz.

A observação do mapa da figura 3 mostra que a xistosidade S1 apresenta orientação principal segundo a direção N50-60°W, com mergulhos alternados para NE e SW. A transposição do acamadamento primário durante a geração da foliação S1 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 de uma clivagem de crenulação (S₂), preservando dobras F₂, que são reconhecidas em campo como antiformes regionais, mostrando eixos orientados segundo a direção NW-SE como indicado no mapa da figura 3.

Foram identificadas três fases de deformação denominadas D₁, D₂ e D₃. A fase D1 apresenta caráter dúctil e esta caracterizada pela transposição do acamadamento sedimentar e geração da clivagem ardosiana e/ou xistosidade principal da área (S₁). A segunda fase produz o dobramento e transposição local da foliação S₁, gerando uma clivagem de crenulação S₂, como verificamos na figura 7A-B, 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 (Fig. 7C). A terceira fase 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, (figura 8B-C). As dobras F₃ são abertas a suaves e apresentam eixos com baixo caimento orientados segundo a direção N30-60°E.

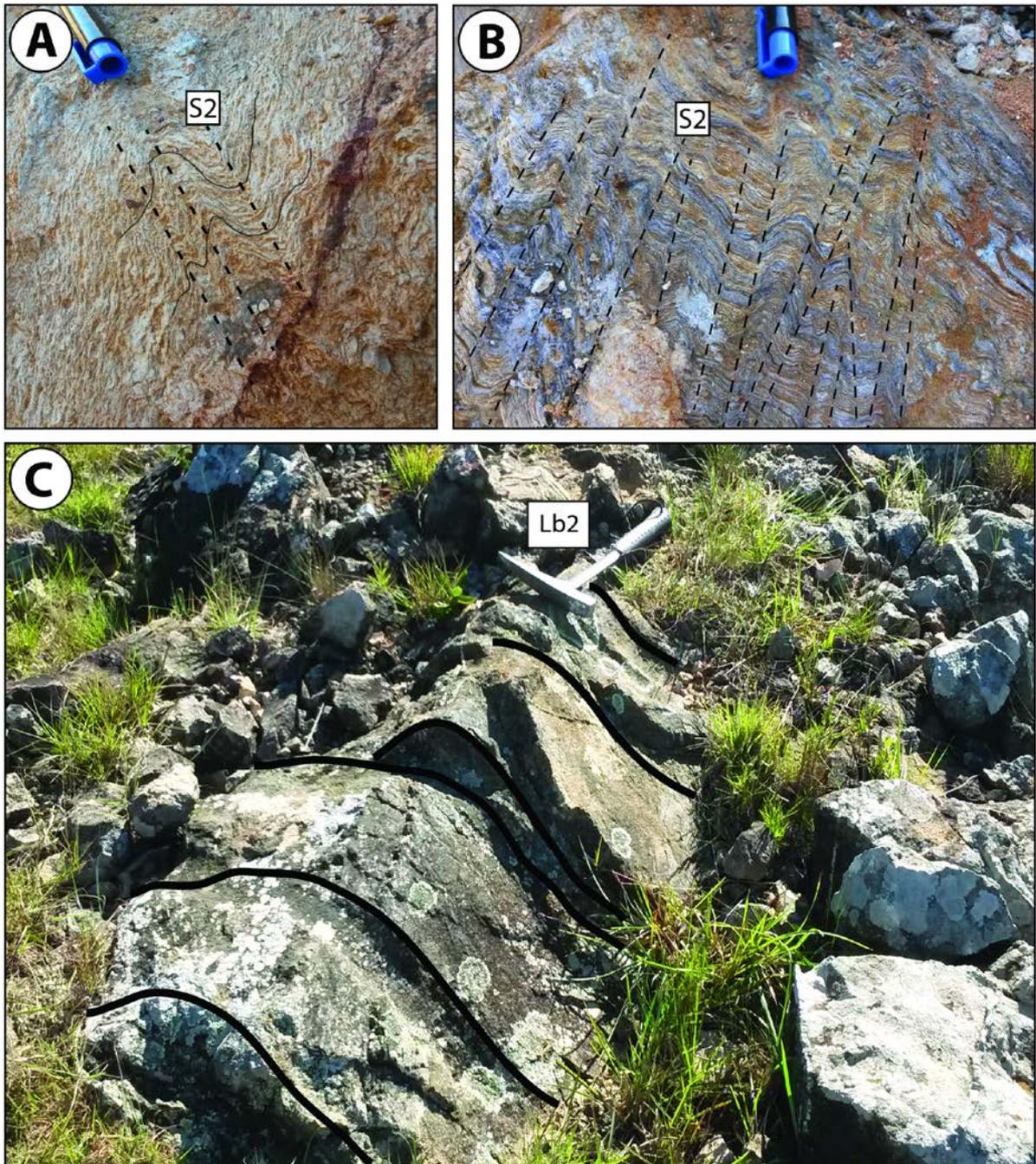


Figura 7. Estruturas tectônicas dos metassedimentos do Complexo Coxilha do Batovi. A) Meta-arenito com clivagem de crenulação (S_2) e dobras F_2 geradas pelo dobramento da xistosidade S_1 , B) Metarritmito com clivagem de crenulação (S_2) e dobras F_2 , C) Dobra F_2 em quartzito com eixo (Lb_2) mostrando baixo caimento para NW.

Figure 7. Tectonic structures of metasediments of the Coxilha do Batovi Complex. A) and B) Metarhythmite with crenulation cleavage (S_2) and F_2 folds generated by the folding of the schistosity S_1 , C) Fold F_2 with axis (Lb_2) showing low rake for NW.

A primeira fase deformacional (D_1) está definida pela formação da primeira foliação metamórfica (S_1) mostrada no diagrama estrutural da figura 9B. Esta foliação pode ser

observada em campo como uma clivagem ardosiana e/ou uma xistosidade fina com espaçamento milimétrico definida pela orientação das micas. A presença localizada de uma lineação de estiramento (Fig. 9E) é indicativa de que esta fase ocorreu sob condições elevadas de deformação dúctil e desenvolveu texturas protomiloníticas com estiramento do quartzo e dos feldspatos (Fig. 6D). Os dados estruturais apresentados no diagrama da figura 9B indicam que a atitude média da foliação S_1 é $N58^\circ W$, com mergulho médio de 67 graus para NE. A observação do mesmo diagrama mostra que a foliação S_1 apresenta um ampla guirlanda de atitudes dos pólos da foliação, gerando um padrão geral de dobras assimétricas com eixos segundo a direção $N30-50^\circ W$, como podemos observar na figura 9F.

A segunda fase deformacional (D_2) é responsável pela estruturação final do complexo. As formas dômicas e alongadas na direção NW-SE, que compõem o complexo, dentre elas o Coxilha do Batoví, representam grandes antiformes com caimento de até 30° para NW e SE. Apresenta marcante desenvolvimento de falhas e fraturas paralelas aos planos axiais das megadobras (F_2). As dobras associadas a essa fase deformacional são representadas por antiformes e sinformes, onde localmente observa-se a transposição da foliação S_1 e formação de S_2 (Fig. 7A-B). Os dados estruturais apresentados no diagrama da figura 9C indicam que a atitude média da foliação S_2 é $N80^\circ W$, com mergulho médio de 75 a 80 graus para SW. As dobras F_2 apresentam eixos com caimentos entre 10 e 30 graus segundo a direção $N30-60^\circ W$ (Fig. 9C).

A fase de deformação D_3 esta caracterizada pelo dobramento da foliação S_1 e S_2 gerando dobras F_3 de formas abertas a suaves, simétricas a assimétricas, com o comprimento de onda variando de 20 cm a 10 metros ou ainda maiores (Fig. 8A-C). A superfície axial das dobras F_3 é definida por uma clivagem de fratura com direção principal $N45-50^\circ E$ que corta perpendicularmente as estruturas anteriores (figura 8B-C). Os indicadores cinemáticos observados são dobras assimétricas que indicam o sentido do transporte tectônico verificado de noroeste para sudeste. De maneira geral, a direção e sentido da compressão não mudam ao longo dos regimes de empurrão e transcorrência, fato que sugere que esses regimes estão relacionados a um único evento tectônico. Os dados estruturais apresentados no diagrama da figura 9D indicam que a atitude média da foliação S_3 é $N45^\circ E$, com mergulho médio entre 70 e 80 graus para SE. A observação do mesmo diagrama mostra as dobras F_3 assimétricas com caimentos dos eixos entre 20 e 70 graus segundo a direção $N40-60^\circ E$. A relação de superposição entre as fases D_2 e D_3 ocorrem em escala meso e macroscópica produzindo um padrão do tipo domo e bacia.

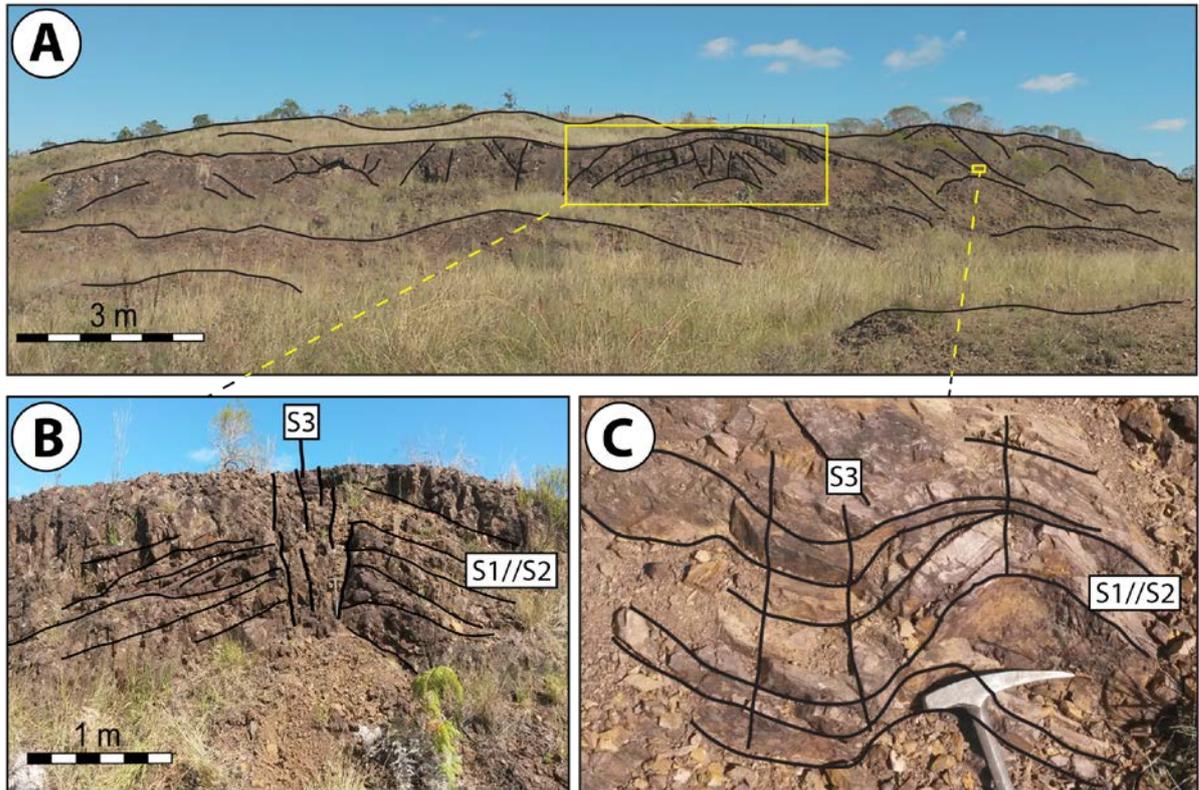


Figura 8. A) Vista geral de uma pedreira desativada de meta-arenito. Os traços pretos destacam a foliação principal; B) Detalhe mostrando a xistosidade $S_1//S_2$ dobrada pela fase de deformação D_3 , produzindo a clivagem de fratura S_3 nas superfícies axiais das dobras F_3 ; C) Detalhe de uma dobra F_3 assimétrica de pequeno porte.

Figure 8. General view of a disabled meta-sandstone quarry. The black lines highlight the main foliation. A) Detail showing the schistosity (S_1+S_2) folded by the D_3 deformation phase, producing the S_3 fracture in the axial surfaces of the F_3 folds; B) Detail of a small asymmetric F_3 fold.

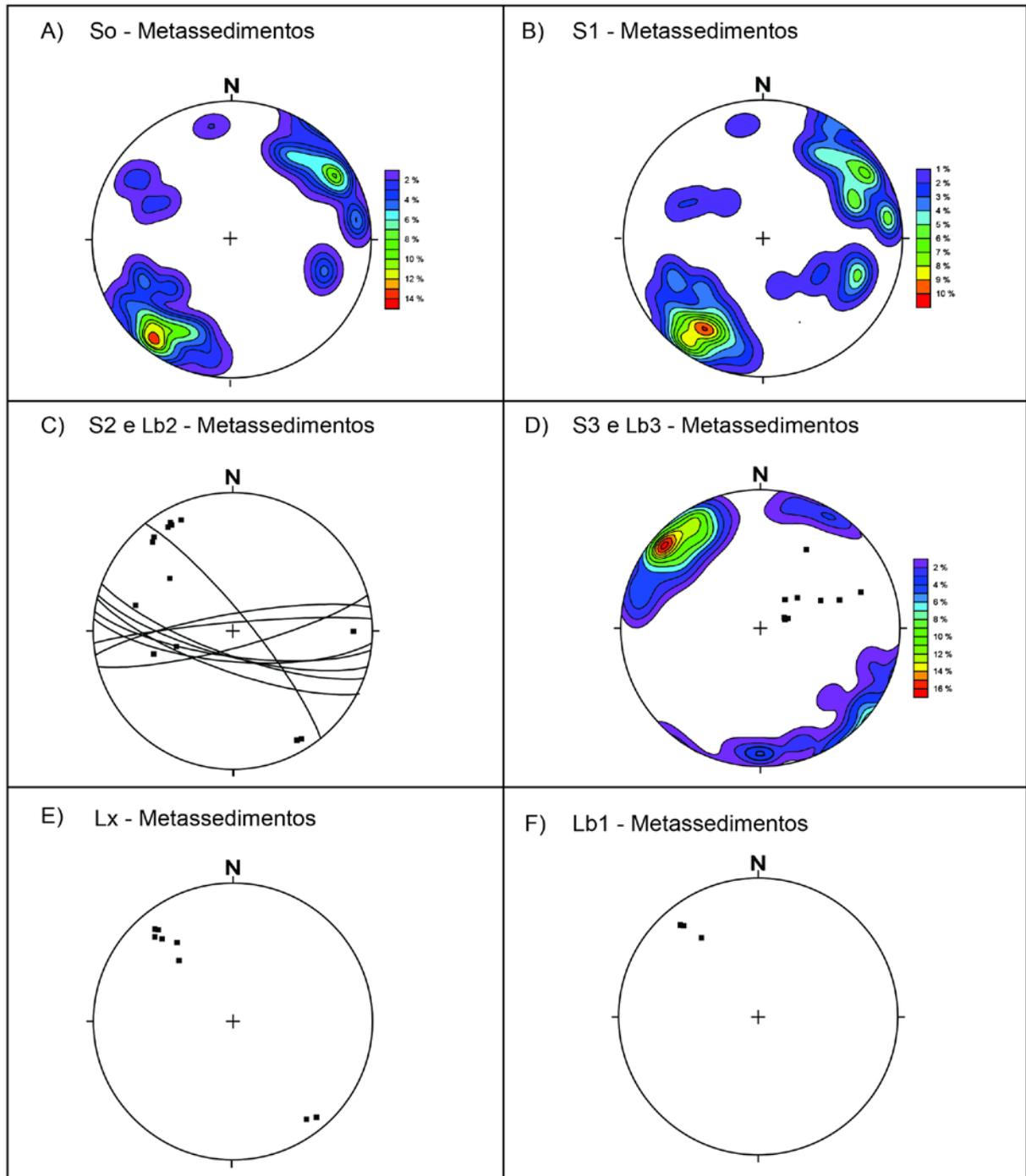


Figura 9. Estruturas planares e lineares identificadas nos metassedimentos do CCB representadas em rede equiárea de Schmidt (hemisfério inferior). A) Diagrama de contorno para a distribuição de pólos dos planos de acamadamento sedimentar (n= 61); B) Diagrama de contorno para a distribuição de pólos dos planos das foliações metamórficas S_1 e S_2 (n= 72); C) Planos de superfície axiais (S_2) e orientação dos eixos das dobras F_2 ; D) Diagrama de contorno para a distribuição de pólos dos planos das fraturas S_3 e orientação dos eixos das dobras F_3 (n= 83); E) Orientação das lineações de estiramento (N= 11).

Figure 9. Planar and linear structures identified in the CBC metasediments represented in Schmidt equatorial network (lower hemisphere). A) Contour diagram for the distribution of poles of the sedimentary bedding planes ($n = 61$); B) Contour diagram for the distribution of poles of the metamorphic foliation planes S_1 and S_2 ($n = 72$); C) Axial surface planes (S_2) and orientation of the axes of the F_2 folds; D) Contour diagram for the pole distribution of the planes of fractures S_3 and orientation of the axes of the F_3 folds ($n = 83$); E) Orientation of stretch lineations ($N = 11$).

3.3. Análise Petrográfica

3.3.1 Metapsamitos

Os metarenitos possuem composição predominantemente quartzosa, com ocorrência subordinada de meta-arcóseos. Apresentam uma clivagem ardósiana a xistosidade muito fina definida pela orientação de níveis submilimétricos a milimétricos e descontínuos de muscovita e clorita (Fig. 10B) e pela orientação preferencial dos porfiroclastos quartzo-feldspáticos. Essa característica é verificada nos termos menos ou mais deformados (Fig. 10A-B e Fig. 10C-D) respectivamente. A principal textura é a blastopsamítica, caracterizada por porfiroclastos de quartzo e feldspato de tamanho areia média a grossa (0.25 - 1mm), envoltos por uma matriz de composição quartzo-feldspática com arranjo granoblástico interlobado fino (Fig. 10C-D). Nos níveis micáceos apresenta textura lepidoblástica fina a média (Fig. 10B). Observa-se ainda texturas diagenéticas parcialmente preservadas, tais como cutículas de argilo-minerais mecanicamente infiltrados (Fig 10B e 10F), crescimentos em grãos de quartzo engolfando lamelas de argilo-minerais (Fig. 10E), estilólitos, dissolução de grãos de quartzo por compactação mecânica, contatos suturados entre grãos (Fig. 10B) e cutículas de hematita marcando o contorno de grãos dissolvidos.

Os porfiroclastos compõem cerca de 30-35% da rocha para os termos menos afetados pela deformação e 20-25% para os mais afetados. São predominantemente de quartzo e subordinadamente, de K-feldspato e plagioclásio, com formas equidimensionais, subangulosos a subarredondados, com esfericidade moderada. É notável que os porfiroclastos de quartzo geralmente apresentam extinção ondulante e feições de estiramento, formando quartzo ribbon, com cauda de recristalização (Fig. 10C e 10D), com exceção dos domínios afetados por deformação de muito baixa intensidade. A partir dessa característica, é possível inferir que a extinção ondulante nos grãos de quartzo é resultante da fase sin-deformacional. Os porfiroclastos de microclínio principalmente (Fig. 10E), ainda têm preservadas maclas,

mesmo com a intensa substituição para albita (Fig. 10B) dos feldspatos. A observação da figura 13C permite identificar que acompanhando o acamamento sedimentar, podem ocorrer bandas finas e contínuas ricas em minerais opacos, zircão e alanita, que juntamente com os minerais acessórios, titanita, epidoto (Fig. 10F) e fluorita, perfazem 3-10% do arcabouço. Litoclastos tamanho areia média a grossa (0.25 - 1mm) compostos predominantemente por quartzo com uma textura granoblástica interlobada fina, constituem boa parte dos minerais das amostras. Compõem por volta de 30% da rocha, alcançando até 74% nos termos mais deformados (Fig. 10A e Fig. 10C) respectivamente. É interessante observar que com a progressão da deformação esses litoclastos que inicialmente apresentam seus contatos bem definidos, vão sendo esmagados, engolfando parcialmente os porfiroclastos, formando uma pseudo-matriz e tendo suas bordas recristalizadas (Fig. 10E-F). Nos termos quartzíticos, onde a deformação é intensa, esses litoclastos apresentam-se esmagados e recristalizados a ponto de formarem a matriz que envolve os profiroclastos de quartzo estirados, caracterizando a textura blastopsamítica (Fig. 10D). Essa observação realça o papel da dissolução por pressão de grãos primários fornecendo sílica para o processo de recristalização.

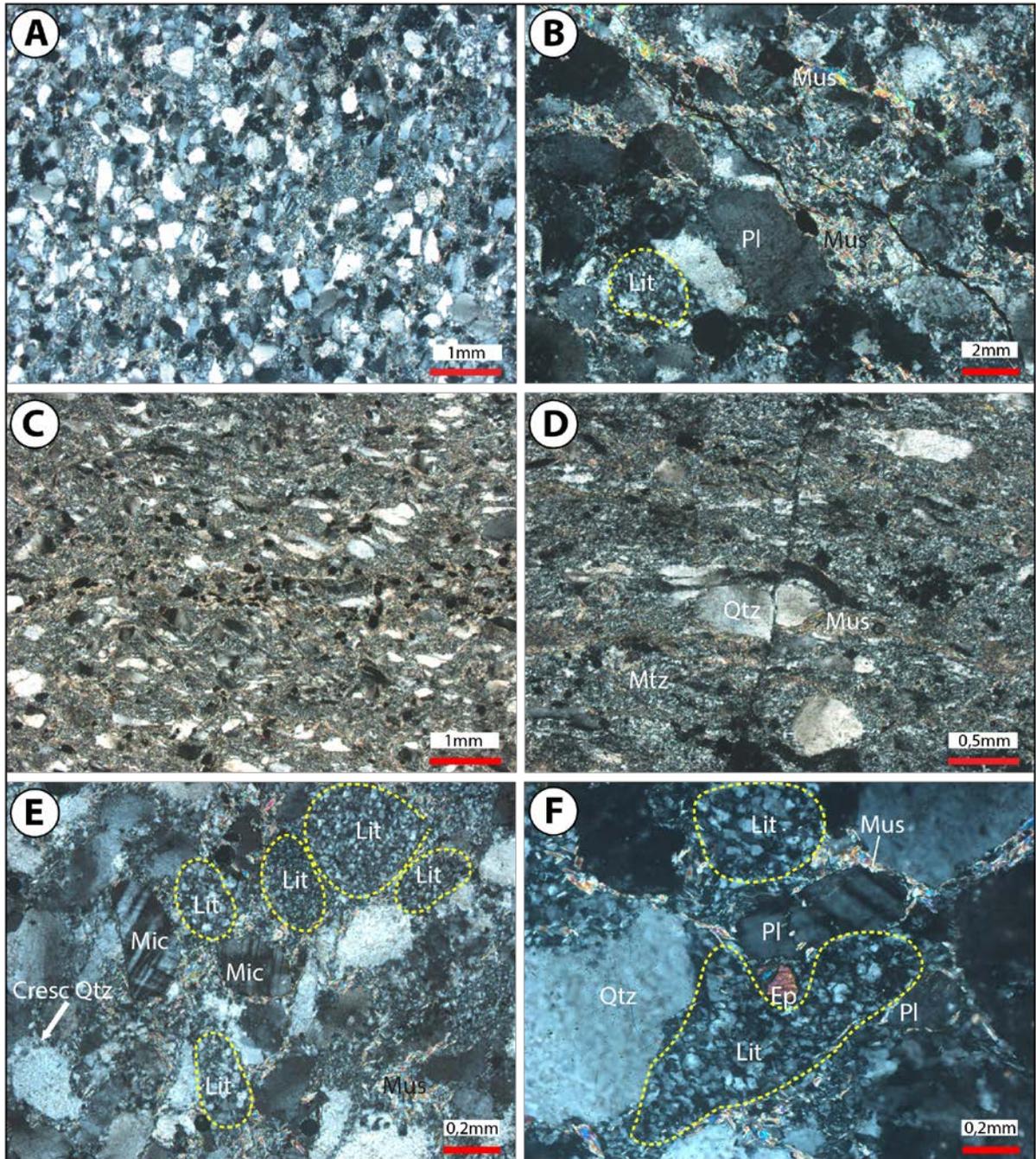


Figura 10. Feições microscópicas primárias das unidades do CCB. A) Meta-arenito com textura blastopsamítica caracterizada por clastos de quartzo e feldspatos; B) Detalhe da amostra anterior destacando litoclastos de quartzitos finos (Lit) e clastos de plagioclásio (Pl); C) Meta-arenito protomilonítico com textura blastopsamítica ressaltando os porfiroclastos de quartzo estirados; D) Detalhe da amostra anterior destacando os clastos estirados de quartzo e muscovita (Mus), envoltos em um matriz quartzo-feldspática com textura granoblástica equigranular fina (Mtz). Observar na porção central da imagem, uma microfalha associada a um plano de fratura da S_3 , E) Detalhe de meta-arenito com porfiroclastos de microclínio (Mic) e quartzo (Qtz), e litoclastos de quartzitos (Lit) envoltos por um matriz granoblástica

equigranular fina rica em quartzo e muscovita. Em destaque franja de crescimento de quartzo (seta); F) Detalhe da amostra anterior ressaltando os porfiroclastos de quartzo e plagioclásio envoltos por uma matriz granoblástica fina composta por quartzo, feldspato, epidoto (Ep) e muscovita.

Figure 10. Primary microscopic features of the CBC units. A) Meta-sandstone with blastosamitic texture characterized by clasts of quartz and feldspars; B) Detail of the previous sample highlighting lithoclasts of fine quartzites (Lit) and plagioclase (Pl) clasts; C) Protomylonitic meta-sandstone with blastosamitic texture emphasizing the stretched quartz porphyroclasts; D) Detail of the previous sample highlighting the stretched clasts of quartz and muscovite, wrapped in a quartz-feldspatic matrix with a fine equigranular granoblastic texture; E) Detail of meta-sandstone with microcline (Mc) and quartz (Qz) porphyroclasts, and quartzite (Lit) lithoclasts enveloped by a matrix with granoblastic equigranular fine texture rich in quartz and muscovite; F) Detail of the previous sample highlighting the porphyroclasts of quartz and plagioclase surrounded by a fine granoblastic matrix composed of quartz, feldspar, epidote and muscovite.

3.3.2 Metapelitos

Os metapelitos apresentam xistosidade definida pela orientação de muscovita e clorita, contém ainda teores baixos de quartzo e minerais opacos como porfiroclastos e veios de quartzo aproveitando os planos gerados pela foliação S2. A principal textura é lepidoblástica fina a média (0.1 a 0.4 mm). A xistosidade S1 esta transposta e observam-se microdobras F2 isoclinais com e sem raiz indicando a formação da clivagem de crenulação S2 (Fig. 11A-B). Também são registradas dobras F3 do tipo “kink” e “chevron” afetando a xistosidade S1 e S2. Essas dobras são consequência da terceira fase de deformação, ocorrendo transposição local das foliações S1/S2, gerando uma clivagem de crenulação S3 (Fig. 11C). A xistosidade possui espaçamento milimétrico, controlado pela orientação das micas e alternância dos níveis micáceos com níveis finos a base de quartzo microcristalino e clorita. Em partes menos deformadas, preservam o micro-acamadamento gradacional e apresentam uma matriz de minerais argilosos, matéria orgânica e quartzo microcristalino sem extinção ondulante. Apresenta ainda clastos de zircão, turmalina e opacos. Os termos mais deformados a mineralogia original encontra-se recristalizada, e dessa maneira temos, quartzo microcristalino, muscovita, clorita e grafita, podendo ocorrer também calcita micriífica na matriz e veios de quartzo fibroso nos planos axiais das microdobras.

3.3.3 *Metabasito*

A amostra MS-029A apresenta uma xistosidade muito fina definida pela orientação de clorita, muscovita e actinolita. As texturas principais são lepidoblástica e nematoblástica fina (Fig. 11D). Observa-se ainda um bandamento submilimétrico definido pela alternância de níveis felsícos, compostos por quartzo microcristalino e microcristais euédricos de plagioclásio com forma prismática alongada substituídos localmente por sericita. Os níveis máficos são compostos por agregados de lamelas de clorita, com teores variáveis de actinolita, na forma de cristais aciculares (0.3 a 0.7 mm) e localmente por cristais subidioblásticos de magnetita (0.1 a 0.4 mm) (Fig. 14D). O estiramento dos porfiroblastos de actinolita e as caudas de deformação são características protomiloníticas marcantes.

3.3.4 *Mármore*

Os mármore apresentam em geral textura granoblástica fina a média. O grafita mármore calcítico tem cor escura devido à recristalização da matéria orgânica para grafita, e estão cortados por diversas gerações de veios de espessuras milimétricas de calcita branca com textura granoblástica grossa. Apresenta ainda calcita microcristalina, quartzo detrítico, muscovita, teores variáveis de grafita e sulfetos (pirita e arsenopirita). Os veios exibem zoneamento composicional com calcita espática nas bordas e quartzo recristalizado no centro.

O mármore dolomítico silicoso descrito por Schmitt (1995) apresenta textura granoblástica equigranular média a fina e mineralogia composta por dolomita, calcita, quartzo, talco e grafita, contendo porfiroclastos de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, zircão, granada, apatita e opacos. Os xistos calci-silicáticos apresentam xistosidade fina definida pela orientação de muscovita, contendo teores variáveis de quartzo, carbonatos, minerais opacos.

3.3.5 *Formação Ferrífera Bandada*

Foram descritas duas litofácies para esta unidade (Schmitt, 1995). As formações ferríferas ricas em pirita, apresentando 70% de matriz composta por grunerita, ferroactinolita (anfíbólios) e clorita. Os anfíbólios marcam a lineação mineral e os pórfiros de quartzo e pirita apresentam discreto estiramento. As formações ferríferas ricas em magnetita apresentam uma matriz composta por grunerita, estilpnomelano e quartzo microcristalino, contendo porfiroclastos de quartzo e opacos estirados.

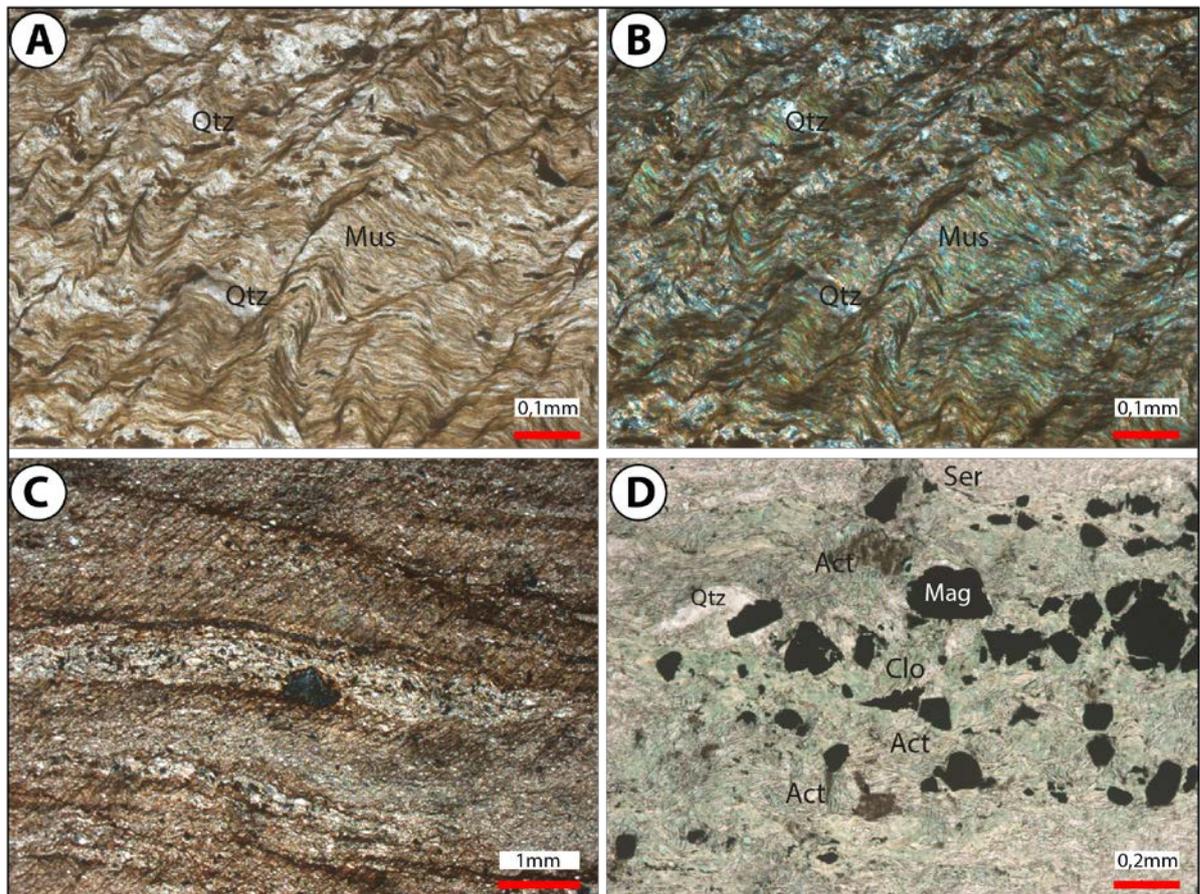


Figura 11. Feições microscópicas tectônicas das unidades do CCB. A) Clivagem de crenulação S_2 em metapelitos; B) Mesma imagem anterior com polarizadores cruzados; C) Acamadamento primário caracterizado pela alternância de camadas contínuas de areia grossa e areia fina. A foliação S_1 esta paralela ao acamadamento e a foliação S_2 corta as estruturas anteriores em ângulo alto; D) Muscovita-actinolita-clorita xisto com estrutura acamadada sugerindo um protólito tufáceo.

Figure 11. Microscopic tectonic features of CBC units. A) Crenulation cleavage S_2 in metapelites; B) Same previous image with crossed polarizers; C) Primary layering characterized by the alternation of continuous layers of coarse and fine sand. The foliation S_1 is parallel to the bedding and the foliation S_2 cuts the anterior structures at high angle; D) Muscovite-actinolite-chlorite schist with layered structure suggesting a tuffaceous protolith.

4. Discussões

4.1 Variação Composicional

Os dados de campo e os perfis sedimentares levantados demonstraram que o CCB esta representado por uma espessa intercalação de metassedimentos com predomínio de meta-arenitos quartzosos com relação a meta-arcóseos e metapelitos, ocorrendo camadas subordinadas de metacalcáreos grafitosos e dolomíticos silicosos, rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas e metagranitos. 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.

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

A variação composicional, incluindo o predomínio de metapsamitos com altos teores de quartzo e feldspatos, associados a mármore calcíticos e dolomíticos, pode sugerir que o paleoambiente que originou o complexo foi de um mar raso, em uma provável bacia intracratônica ou 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, como estratificação plano-paralela, cruzada acanalada e cruzada de baixo ângulo corrobora com o tipo de ambiente proposto.

Apesar das transformações impostas pela deformação e pelo metamorfismo as feições composicionais e texturais observadas podem sugerir que a sucessão sedimentar descrita esteve relacionada a uma deposição em ambientes deltaicos e/ou pró-deltaicos.

4.2 Evolução Estrutural

Foram identificadas três fases de deformação, com geração de duas foliações metamórficas (S_1 e S_2) e uma clivagem de fratura pervasiva (S_3). As duas primeiras fases ocorreram em ambiente dúctil e sob condições metamórficas de baixo a médio grau, entre as fácies Xistos Verdes e Anfibolito Inferior, indicada nos meta-arenitos pela paragênese clorita+muscovita+quartzo+K-feldspato. Na terceira fase de deformação as feições principais são estruturas de caráter rúptil, localmente apresentando recristalização de muscovita, sugerindo condições de muito baixa temperatura. Em levantamento estrutural desenvolvido por Schmitt (1995), a formação das foliações metamórficas S_1 e S_2 foi interpretada como produto de um regime tectônico de empurrão, atuando sobre rochas sedimentares intercaladas com rochas vulcânicas. Salientou ainda, que estas fases apresentam caráter dúctil evidenciado

por dobras isoclinais associadas a falhas de empurrão e pela concordância dos indicadores cinemáticos, que indicam um movimento de noroeste para sudeste.

A segunda fase deformacional (D_2) é responsável pela estruturação final do complexo. 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 Coxilha do Batoví, são grandes antiformes com caimento de até 30° para NW e SE. As dobras são representadas por antiformes e sinformes, onde localmente observa-se a transposição da foliação S_1 e formação de S_2 . A foliação S_2 desenvolve em zonas de alta deformação feições miloníticas observadas comumente nos meta-arenitos e metabasitos. Os protomilonitos e milonitos observados apresentam uma lineação de estiramento de baixo rake, sugerindo que o seu desenvolvimento esta relacionado com a instalação da Zona de Cisalhamento Ibaré. Desta forma, a instalação desta zona de cisalhamento poderia estar associada ao fechamento do oceano Charrua. Dados geocronológicos de U-Pb em zircão sugerem que o metamorfismo que afetou as unidades do Terreno São Gabriel ocorreu entre 710 e 700 Ma (Remus *et al.* 1999; Hartmann *et al.* 2007; Saalman *et al.* 2010). Por outro lado, observa-se que a Zona de Cisalhamento Ibaré atuou como uma importante estrutura que controlou entre 630 e 570 Ma, o posicionamento de suítes graníticas neoproterozóicas no Terreno Taquarembó (Camozzato *et al.* 2016).

A terceira fase deformacional ocasiona o dobramento das foliações metamórficas S_1 e S_2 e a formação de dobras F_3 abertas do tipo normal com caimento segundo a direção NE. Estas dobras parecem estar associadas com uma tectônica transcorrente mais jovem associada à instalação e deposição das unidades vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã.

4.3 Tipo de Bacia

Os perfis estratigráficos levantados indicam uma sucessão sedimentar marcada por um espesso pacote de quartzo arenitos e arcoseanos, sucedidos por uma intercalação rítmica de arenitos e pelitos, sobrepostos por outro pacote de arenitos. Os aspectos estruturais, texturais e composicionais observados, como estruturas cruzadas e acanaladas, seleção média e esfericidade baixa a média dos clastos de areia, intercalação com metacalcáreos e pelitos, permitem supor uma sedimentação de baixa energia em uma bacia intracratônica ou de margem passiva.

A paleogeografia regional apresenta ao sul da Zona de Cisalhamento Ibaré uma ampla ocorrência de ortognaisses paleoproterozóicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico. As rochas meta-vulcanosedimentares dos complexos Coxilha do Batoví, Marmeleiro e Ibaré estão dispostas como corpos alongados ao longo desta zona de cisalhamento. Esta constatação

levou alguns pesquisadores (Silva, 1983; Philipp *et al.*, 2013, 2016a) a correlacionar estes complexos como uma única unidade original. Ao norte deste limite tectônico, são descritas diversas associações vulcânicas e plutônicas relacionadas a arcos magmáticos e complexos ofiolíticos de idades neoproterozóicas, pertencentes ao Terreno São Gabriel (Chemale Jr. 2000; Hartmann *et al.* 2007; Saalman *et al.* 2010; Philipp *et al.* 2016a). A relação entre estes complexos metavulcano-sedimentares e as unidades ortognáissicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico situadas ao sul dos referidos complexos permite aventar a hipótese de que os metassedimentos possam representar a margem passiva do oceano Charrua (Philipp *et al.* 2016a). Desta forma a pouca maturidade dos metapsamitos do Complexo Coxilha do Batovi, indicam para esta bacia sedimentar uma área fonte proximal, cuja deposição final ocorrera com a formação de deltas no encontro com o oceano Charrua.

As características paleogeográficas, associada com as variações composicionais e estruturais e ao grau metamórfico sugerem que o Complexo Coxilha do Batovi pode ser correlacionado com o Complexo Arroio Marmeleiro situado mais ao sudeste, ao longo da Zona de Cisalhamento Ibaré.

5 Conclusões

As rochas do Complexo Coxilha do Batovi representam uma sucessão de sedimentos de ambiente marinho transicional, incluindo a plataforma continental ou fundo marinho (metapelitos e grafita marmore calcítico). Estas rochas estão intercaladas com rochas metavulcânicas (metabasaltos, espilitos, metavulcanoclásticas e formações ferríferas bandadas), recobertos por depósitos turbidíticos progradantes (metapsamitos calcíferos e arcoseanos, metapelitos e marmores dolomíticos) que são por sua vez, estão recobertos pelo espesso pacote arenoso de mar raso composto pelo metapsamitos quartzíticos. Esses sedimentos foram depositados provavelmente em ambientes do tipo deltas e/ou pró-deltas na margem do Terreno Taquarembó.

Estes metassedimentos progradantes podem estar caracterizando a margem passiva do Microcontinente ou Terreno Nico Perez com relação ao oceano Charrua, conforme Philipp *et al.* (2016). A colisão continental entre os sistemas de arcos do terreno São Gabriel e o Terreno Taquarembó (Nico Perez) ocasionou a deformação e metamorfismo das unidades do complexo gerando as foliações metamórficas S_1 e S_2 . O encurtamento e a deformação do CCB esta associado a etapa final deste processo de colisão e vinculado a uma cinemática transcorrente responsável pela formação da Zona de Cisalhamento Ibaré. A colisão ocorrida no final do Neoproterozóico entre os crátoms Rio de La Plata e Kalahari deforma as unidades

do complexo e as estruturas anteriores gerando os dobramentos tardios com eixos de direção NE-SW associados à terceira fase de deformação regional.

Novos estudos de proveniência detrítica através de geocronologia e geologia isotópica pelos métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão permitirão a avaliar esta hipótese de evolução tectônica.

Referências bibliográficas

- Arena, K.R., Hartmann, L.A. 2015. Zircon U-Pb SHRIMP dating of albitites from the tonian Cerro Mantiqueiras and Ibaré Ophiolites, São Gabriel Terrane, southern Brazilian Shield. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9., 2015, Florianópolis. Boletim de Resumos. Florianópolis.
- Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R., & da Silva, L. C. 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24(5): 439-442.
- Babinski, M., Trindade, R. I. F., Alvarenga, C. J. S., Boggiani, P. C., Liu, D., Santos, R. V., & Brito Neves, B. D. 2006. Chronology of Neoproterozoic ice ages in central Brazil. In *South American Symposium on Isotope Geology*, 5: 223-226.
- 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., 1983, Porto Alegre. Atas. Porto Alegre, 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. *Revista Brasileira de Geociências.*, 30(1):184-187.
- Carraro, C.C. Gamermann, N., Eick, N.C., Bortoluzzi, C.A., Jost, H., Pinto, J.F. 1974. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Escala: 1:1000.000. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1 mapa.
- Chemale Jr., F. 1982. Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 136p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Ianuzzi, R. and Frantz, J.C. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Chemale, F., Philipp, R. P., Dussin, I. A., Formoso, M. L. L., Kawashita, K., & Bertotti, A. L. 2011. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186(1): 117-126.

- De Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- De Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul, In: Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico, Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, n.66, p.1-72.
- 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.
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980, Camboriú. Anais. Camboriú, SBG, 31(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. São Paulo, 362p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Garcia, M.A.M., Hartmann, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma- RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, 3(9): 51-119.
- Goñi, J.C., Goso, H.J. & Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do pré-Cambriano e Eo-paleozóico uruguaio e sul-rio-grandense. Avulso Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.3, p. 1-105. 1 mapa.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. In: Ianuzzi, R. and Frantz, J.C. (Eds.). 50 anos de Geologia. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, CIGO/UFRGS. v. 1, p. 97-123.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A., Neto, M., da Silva, L., Trouw, R., Janasi, V. 2004. Brasileiro orogens in southeast and south Brazil. In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R., Hackspacher, P. (eds.) *The 750-550 Ma Brasileiro Event of South America*, *Journal of the Virtual Explorer (Electronic Edition)* 17, Paper 4. <http://www.virtualexplorer.com.au/journal/2004/17/>. Acesso em: 25 set. 2015.
- Issler, R.S., Jost, H., Villwock, J.A., Pinto, J.F., Gammernann, N., Figueiredo Filho, P.M., Bortoluzzi, C.A., Carraro, C.C., Eick, N.C. 1972. Mapa Geológico do Grau de São Gabriel-RS-Brasil. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Mapa n.2. ▢
- Jost, H. & J.A. Vilwock. 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.

- Laux, J. H., Bongioiolo, E. M., Junior, F. C., & Santos, T. 2010. U-Pb data from Ibaré Formation: a volcano-sedimentary sequence of São Gabriel Arc, Rio Grande do Sul–Brazil. In: PROCEEDINGS OF THE SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010, Brasília, p. 74-77.
- Laux, J. H., Bongioiolo, E. M., Chemale Jr, F., & Santos, T. C. 2010. U-Pb of Cerro Batovi Metamorphic Complex. First record of statherian rocks in the Rio Grande do Sul state–Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, v. 7., 2010, Brasília.
- Laux, J. H., & Bongioiolo, E. M. 2011. Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico: Arco de Ilha Proterozóico no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13., Gramado, 2011. Anais SBG.
- Leinz, V. 1946. Ocorrências de calcário no Rio Grande do Sul e prospecção da jazida de “Vacacaí”, no município de São Gabriel. Estudos Brasileiros de Geologia, São Paulo, v. 1/ n. 1, p.1-46
- Naumann, M.P. 1985. O complexo volcano-sedimentar-ultramáfico e granitoides da região Ibaré, RS. 1985. Porto Alegre, 162 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. 2011. The Rio de la Plata Craton, a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. International Journal of Earth Sciences. 100:201-220.
- 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 Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 19: 461-478.
- Philipp, R.P., Machado, R. & Chemale Jr, F. 2007. A geração dos granitóides 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., Massone H.J. & Campos R.S. 2013a. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite, record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 43: 8-24.

- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr., F. 2016a. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil based on geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104.
- Philipp, R.P., Bom, F.M., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Zvirtes, G. 2016b. Shrimp U-Pb age and ultra-high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 66: 196-207.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spaletti, L., Poiré, D., Baldo, E.G. 2011. The Rio de La Plata craton and the adjoining Pan-African-Brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20: 673-690.
- Remus, M.V.D. 1990. *Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS*. Porto Alegre, 267p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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. & Fantinel, L.M. 1978. 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. 2005. Tectonic evolution of two contrasting schist belts in southernmost Brazil: A plate tectonic model for the Brasiliano orogeny. *International Geology Review*, 47: 1234-1259.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 355-378.
- Santos, T. C. D., Laux, J. H., & Sander, A. 2011. Caracterização geoquímica e petrográfica preliminar das rochas vulcânicas do Complexo Metamórfico Cerro Batovi, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13., Gramado, 2011. Anais SBG.
- Schmitt, R.S., Guerra-Sommer, M., Medeiros, R.A., Lemos, V.B. 1993. Laminitos criptomicrobiais em Sequência carbonática do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13., SIMPÓSIO

- PALEONTOLOGICO DO CONE SUL, 1., São Leopoldo, 1993. Boletim de Resumos Expandidos. São Leopoldo: SBG., v.1, p. 205.
- Schmitt, R. da S. 1995. Evolução tectono-metamórfica do complexo metavulcano-sedimentar Coxilha do Batoví, São Gabriel, RS. Porto Alegre, 159 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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).
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections, a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136:203-240.
- Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 425p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Szubert, E. C., Presotto, C. A. 1974. Geologia e reserva dos calcários metamórficos do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Anais SBG., v.6, p. 103-114.
- UFRGS. 1986. Mapeamento Geológico - Projeto Suspiro. Porto Alegre. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vedana, L.A.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S. 2017. Tonian to early Cryogenian synorogenic basin of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *International Geology Review*, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2017.1328709>
- Wildner, W. 1990. Caracterização Geológica e Geoquímica das Sequências Ultramáfica e Vulcanossedimentares da Região da Bossoroca. Porto Alegre, 215p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação e Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Zarpelon, P.R. 1986. Geologia Estrutural, Estratigrafia e Petrologia de uma parte do Greenstone Belt Cerrito do Ouro, Município de São Sepé, RS. Porto Alegre, 203p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"Geologia e significado tectônico das rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Metavulcano-Sedimentar Coxilha do Batovi, RS, Cinturão Dom Feliciano

Área de Concentração: GEOQUÍMICA

Autor: **Maurício Machado Salvi**

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Examinador: Prof. Dr. Farid Chemale Junior

Data: 20 de abril de 2018

Conceito: "C" (regular)

A presente dissertação tem como objetivo: (i) gênese dos metassedimentos do Complexo Coxilha do Batovi (CCB); (ii) posicionamento geotectônico e relações com as rochas adjacentes; (iii) definição da proveniência; interpretação dos paleoambientes deposicionais; (iv) identificação das principais fases de deformação e relação com as paragêneses metamórficas encontradas; (v) correlação com outras seqüências metavulcanossedimentares do Terreno São Gabriel.

Os estudos aqui apresentados não trazem grandes contribuições, quando comparados com aqueles realizados por Schmitt (1995). Além disso, não dá para situar a bacia estudada, pois a única datação absoluta disponível para a seção é de Laux et al. (2010) que o presente mestrando cita no texto, sem fazer considerações sobre o tema. Deve-se salientar que a amostra datada por Laux et al. (2010) é uma rocha vulcanoclástica com porfiroclastos de feldspato alcalino, que o presente mestrando não a descreve. Importante salientar que daqueles objetivos propostos, tanto a apresentação de resultados, como a discussão não são suficientes para atingi-los.

A parte introdutória da dissertação é insuficiente, pois não descreve bem a motivação do autor e não utiliza bibliografia adequada para discorrer sobre bacias sedimentares. Deve-se salientar que a bibliografia utilizada como base para definição das bacias em suas diferentes épocas, sequer são colocadas referências bibliográficas importantes sobre o tema. Em outras palavras, não utiliza bibliografia adequada para discorrer sobre o tema (ex.: Kingston et al., 1983; Gabaglia & Milani, 1990; Allen & Allen, 1990 e edições posteriores; Busby & Ingersoll, 1995; Busby & Azor, 2012).

O texto apresentado sobre bacias sedimentares não contribui em nada para a dissertação de mestrado, visto que ao final desta nem sequer é tratado o assunto sobre a gênese da bacia de forma adequada.

Dos objetivos elencados, há uma falta de reciprocidade no texto e os resultados apresentados, que, na sua maior parte, não diferem muito daqueles resultados apresentados por Schmitt (1995). Em termos de gênese dos metassedimentos e posicionamento geotectônico há falta de uma discussão mais abrangente e detalhada. Outro objetivo, definição da proveniência e interpretação dos paleoambientes deposicionais, também não é atingido. Nem sequer foi discutido de forma correta no texto, pois deveria ter dados mais robustos de campo e um estudo petrográfico mais completo. Sem sombra de dúvidas, os estudos isotópicos poderiam trazer informações definitivas e esclarecedoras sobre este objetivo proposto, que infelizmente não foram realizados.

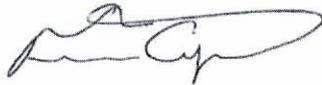
Ainda, como seria alcançado o último objetivo se os dados geocronológicos disponíveis do CCB não são esclarecedores. A parte de estrutural carece de dados de linhas e planos, pois há um número muito pequeno (em especial, as lineações com 11 medidas). Devido à falta de dados estruturais fica prejudicada a apresentação do modelo tectono-sedimentar, que deveria ser apresentado no manuscrito caso fosse cumprido aquilo estabelecido no título deste.

Ressalta-se, também, a apresentação dos resultados e discussão é pouco explorada, sendo que se destaca no texto é uma grande contribuição de trabalhos já publicados, com pouca contribuição do mestrando.

Por fim, as referências bibliográficas estão incompletas.

Pelo exposto acima, a presente dissertação é avaliada com conceito "C".

Assinatura:



Data: 27/09/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

PARECER

Assunto: Dissertação de Mestrado de Maurício Machado Salvi, intitulada "Geologia e Significado Tectônico das Rochas Metavulcano-sedimentares do Complexo Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS, Cinturão Dom Feliciano"

Examinador: Prof. Dr. Rômulo Machado, Instituto de Geociências da USP.

A Dissertação de Mestrado do candidato acha-se devidamente organizada e apresenta conteúdo de boa qualidade, porém tem alguns problemas de forma. O trabalho objetiva caracterizar a evolução sedimentar, estrutural e tectônica do Complexo Coxilha do Batovi, região de São Gabriel, RS. Fundamenta-se em dados de campo, incluindo levantamento de seções estratigráficas, análise estrutural, estudos petrográficos, microestruturais e metamórficos. Os dados são tratados adequadamente e sustentam as conclusões apresentadas. Nota-se, no entanto, que faltou uma revisão final do texto, pois são frequentes problemas ortográficos e de sintaxe, os quais são assinalados no texto da dissertação e muitos deles são apontados neste parecer. Na estruturação da dissertação, considera-se que o item da *Análise Petrográfica* (3.3) deveria vir antes do item da *Geologia Estrutural* (3.1).

O trabalho é dividido em duas partes: a primeira contempla uma breve revisão das unidades geotectônicas da porção Ocidental do Escudo Sul-Rio-Grandense e das rochas metavulcanossedimentares do Complexo Coxilha do Batovi, incluindo também uma breve revisão sobre bacias sedimentares e a evolução dos conceitos sobre a Teoria da Tectônica de Placas, referidos como 'A Era da Tectônica de Placas' e 'A Era Moderna'.

A segunda parte corresponde a um artigo ainda não submetido, intitulado "*Geologia e Significado Tectônico das Rochas Metavulcano-sedimentares do Complexo Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS, Cinturão Dom Feliciano*". O artigo é dividido em cinco itens: (1) Introdução, (2) Área, Materiais e Métodos, (3) Resultados, (4) Discussão e (5) Conclusões. O primeiro item faz uma breve caracterização do Complexo Coxilha do Batovi (CCB) em termos de composição e controle tectônico, os estudos realizados (estratigrafia, geologia estrutural, análise petrográfica e petrologia metamórfica) e uma breve descrição das unidades geotectônicas da porção Ocidental do Escudo Sul-Rio-Grandense. O segundo item descreve os materiais e métodos, que incluem o contexto geológico regional, as relações estratigráficas do CCB e materiais e métodos. O terceiro item discute os resultados, incluindo a descrição das seções colunares levantadas no trabalho, a geologia estrutural das três fases de deformação reconhecidas nas rochas do referido complexo e as descrições petrográficas das diferentes unidades distinguidas no campo: metapsamitos, metapelitos, metabasitos, mármore e formação ferrífera bandada. O quarto item, o da discussão, aborda a variação composicional das unidades, a evolução estrutural das três fases de deformação identificadas e o tipo de bacia interpretada para a deposição das unidades do CCB.

A primeira parte do trabalho poderia ter sido mais bem aprofundada, incluindo artigos e sínteses disponíveis na literatura que contribuíram efetivamente para a evolução dos conceitos e as diferentes escolas sobre as teorias 'Geossinclinal' e da 'Tectônica de Placas' e da 'Tectônica Global', a saber: Dana 1866 *American Journal of Science*, v.42, n.125, p.205-253; Dana 1873 *American Journal of Science*, ser.3, v.5, p.423-443; Kay 1947 *Bulletim of AAPG*, v.31, n.7, p.1289-1293; Kay 1951 *North American Geosynclines*, *Geological Society of American Memoir*, v.48, 143p; Belousov 1962 *Basic problems in geotectonics*, 788p; Khain & Sheynmann 1962 *International Geology Review*, v.4, n.2, p.166-198; Aubouin 1965 *Geosynclines*, 335p; Bogdanov 1966 *International Geology Review*, v.8, p.851-868; Khain and Muratov 1968 *In: International Geological Congress, 23, Praga, Proceedings*, v.3, p.9-13; Dewey & Bird 1970 *Journal of Geophysical Research*, v.75, n.14, p.2625-2647; Dewey & Burke 1973 *Journal of Geology*, 81,

p683-692; Savinskiy et al. 1973 *International Geology Review*, v.15, n.1, p.66-75; Belousov 1980 *Geotectonics*, 330p; Kröner 1981 *Precambrian plate tectonics In: Kröner A (ed.) Precambrian plate tectonics*, p.57-90; Hsü 1982 *Mountain building processes*, 263p; Brito Neves 1985 *Teorias e modelos geotectônicos*, *Boletim IG-USP*, Série Didática, n.1, p.1-73; Sengor 1990 *Earth Science Review*, v.27, n.1-2, p.1-201; Keary & Vine 1990 *Global Tectonics*, 302p; Brito Neves 1995 *Crátons e Faixas Móveis*, *Boletim IG-USP*, Série Didática, n.7, p.1-187; Brito Neves 2016 *Orogenias, no tempo e no espaço*, *Terrae Didática*, v.12, n.1, p.19-55.

Ainda na primeira parte, o autor poderia ter abordado conceitos mais modernos surgidos no início da década de 1990 e que não foram contemplados na teoria da 'Tectônica de Placas', como o das 'orogenias intracontinentais', encontrados em vários artigos, como os de Zeigler et al 1993 *Stress in the lithosphere and sedimentar basin formation*, *Tectonophysics*, v.226, p.1-13; Raimondo et al 2010 *The anatomy of a deep intracontinental orogen* *Tectonics*, 29, p1-31, Cloetingh et al 2013 *Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: A review and analysis of formation mechanisms*, *Basin Research* v.23, n.3, p257 - 290, Raimondo et al 2014 *Compressional intracontinental orogens: ancient and modern perspectives* *Earth Science Review*, v.130, p128-153; Hand & Collins 2014 *Compressional intracontinental orogens: ancient and modern perspectives*, *Earth Science Review*, 130, p128-153, entre outros.

No tocante à revisão das bacias sedimentares, opta pela classificação de Martins-Neto (2006), baseada na classificação e Dickinson (1994), a principal classificação de bacias com base na 'Tectônica de Placas', porém enfatiza apenas as pequenas alterações propostas por aquele autor. Além disso, o tema poderia também ter sido mais bem aprofundado, incluindo artigos de síntese e livros-textos adicionais como os de Walker 1984 *Facies models* 317p; Angevine & Paola 1990 *Quantitative sedimentar basin modelling*, *American Association of Petroleum Geologist*, 132p; Walker & James 1992 *Facies Models*, 454p; Reading 1996 *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy*, 688p; Allen & Allen 2005 *Basin Analysis: Principles and applications*, 534p (dentre outros).

Sugere-se também homogeneizar os termos que aparecem com grafias diferentes ou em letras maiúscula e minúscula e de termos mais adequados, tais como 'metarenitos' e 'metaarenitos', 'Oceano Charrua' e 'oceano Charrua', 'terreno' e 'Terreno', 'bandada' ao invés de 'bandeada' (p21), 'rosada' ao invés de 'rosácea' (p22), 'Fanerozoico' ao invés de 'fanerozoico' (p22), 'superfícies axiais' ao invés de 'planos axiais'(p29), 'sentido' ao invés de 'direção'(p29, ..), Fig. 9B ao invés de 9F (p29), 'porfiroclasto' ou invés de 'porfiroclásto' (p33), 'deformados' ao invés de 'esmagados'(p33), 'ZSI' e 'ZCCS' ao invés de 'ISZ' e 'CSSZ' (p15) e indicar a Fig.2 no retângulo vermelho na Fig.1 (p14).

Sugere-se ainda reavaliar ou corrigir: 'nível estrutural inferior' ao invés de 'pouco profundos'(p26) (ver livro de Mattauer 1976, *Noções de Nível Estrutural*, Cap 9, p193-205); Fig. 6B: 'estratificação cruzada ou foliação oblíqua?', '...dobra F3 assimétrica de pequeno porte' substituir por '...de escala mesoscópica'; Fig. 7C: descrever como 'dobras fechadas a apertadas' ao invés de 'fechadas a isoclinais'(ver também no texto, p.27).

Além disso, no item 3.1, primeiro parágrafo, menciona que as estruturas em afloramentos registram estágios de evolução progressiva das fases deformacionais, porém descreve cada fase como sendo não progressiva, inclusive com a última delas tendo sido desenvolvida em condições rúpteis e com uma orientação estrutural diferente das fases anteriores. Ainda nesse item usa fase de deformação como equivalente a fase de dobramento, o que deve ser evitado. A Fig. 3 (p19), na porção NW do mapa, sugere a configuração de sinforme e não de antiforme, conforme indicado no mapa, e a lente de mármore cortada pelo perfil A-B não foi representada no mesmo, sendo, no entanto, representado uma faixa de turmalinito, o qual, por sua vez, não consta do mapa, apenas na legenda. Os estereogramas da So(A) e S1(B) (Fig. 9, p31) são extremamente semelhantes, o que sugere duas hipóteses para a S1: (1) trata-se de uma superfície tectônica gerada por um

cisalhamento de baixo ângulo subparalelo ao acamamento ou (2) é uma superfície sedimentar com micas detriticas que desenvolveram uma foliação induzida pela pressão litostática e pela diagênese. A lineação de estiramento (Lx), relacionada com a fase F1, sugere movimentação de topo na direção NW-SE, o que parece ser incompatível com a colisão entre os arcos do terreno São Gabriel e o terreno Taquarembó (Nico Perez), a não ser que esta lineação seja, na realidade, uma lineação de intersecção. Considera a F2 (ou F3?) como responsável pela geração das estruturas dômicas (p29, 2º. par.), o que não é condizente com os estereogramas da Fig.9 (p31). Na Fig. 10 A (p34), os grãos de quartzo e feldspatos são descritos como porfiroclastos, porém exibem feições aparentemente sedimentares, relativamente bem selecionados, angulosos a subangulosos, de baixa esfericidade. A extinção ondulante do quartzo (p.32, 3º. par.) pode ser herança da rocha da área-fonte. A afirmação de que a xistosidade S1 foi transposta por dobras (micro) F2 (p.35, 3º. par.) não é suportada pelas Figs. 11A-B (p.37), assim como não são observadas dobras sem raízes (*rootless*) (ver Hobbs et al. 1968: Figs. 5 A-B (p.218) e 6 A-B (p220), 5.31 A-B (p256-57), 5.34 e 5.35 (p261-62) e a dobras referidas como isoclinais são na realidade de perfis abertos a apertados. Esta observação parece ser válida também para a Fig.11C, opondo-se portanto ao que está descrito como 'transposição local' na pág. 35.

Por fim, conclui-se que a Dissertação de Mestrado de **Maurício Machado Salvi** representa uma importante contribuição sobre a evolução sedimentar, estrutural, metamórfica, tectônica e paleogeográfica do Complexo Coxilha do Batovi, RS. O candidato valeu-se de diferentes metodologias, incluindo trabalhos de campo, com levantamento de seções estratigráficas, estudos petrográficos, microestruturais, metamórficos e de análise estrutural. Os resultados apresentados são compatíveis com os dados discutidos, caracterizando o referido complexo como representante de uma margem passiva do Terreno Taquarembó (Nico Perez) com relação ao Oceano Charrua, o qual após seu fechamento levou a colisão deste terreno com os sistemas de arcos do Terreno São Gabriel.

CONCEITO:

Com base nos comentários acima, atribui-se para o candidato conceito **B- Bom**.

São Paulo, 05 de maio de 2018.



Rômulo Machado
Professor Titular do Instituto de Geociências da USP

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**" GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DAS ROCHAS METAVULCANO-
SEDIMENTARES DO COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR COXILHA
DO BATOVÍ, SÃO GABRIEL, RS, CINTURÃO DOM FELICIANO "**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Mauricio Machado Salvi**

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Examinador: Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Data: 14/05/2018

Conceito: B (BOM)

PARECER:

A dissertação do mestrando Maurício é de boa qualidade, pois aborda a evolução do Complexo Coxilha do Batovi, com ênfase em levantamentos de campo. Os métodos incluem geologia estrutural, estratigrafia, sedimentologia, petrografia e metamorfismo.

O mestrado é qualificado, mas falta aprofundamento do tema.

Porto Alegre, 19 de abril de 2018.

Ao **Mauricio Salvi & Ruy Paulo Philipp**

Venho comunicar o recebimento do manuscrito listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Contudo, para dar prosseguimento às atividades editoriais, é necessário realizar ajustes, parte dos quais apontados a seguir.

- inserir numeração de linhas em todo o texto.
- fig. 1: revisar textos (eliminar acentos de termos finalizados em "zóicos", nas figuras e em todo o texto).
- legendas das fig. 1, 6, 8: dar título geral, antes das partes.
- fig. 3: inserir idades nas unidades; modificar Formação Itararé para Grupo Itararé.
- ao longo do texto, abreviar as unidades de medidas: 2 m ao invés de 2 metros; 0,5 ao invés de 0.5;
- fig. 4: construir a legenda de modo horizontal, de forma a otimizar os espaços.
- referências bibliográficas: confeccionar rigorosamente de acordo com as normas.

Observações:

- Salvar a nova versão como o nome Man 727 Salvi & Philipp v3.
- Na mensagem eletrônica, no campo "assunto", inserir: Man 727 Salvi & Philipp v3.

Aguardo nova submissão até 19/05/2018. Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição.

Manuscrito 727: Geologia e significado tectônico das rochas metavulcano-sedimentares do Completo Coxilha do Batovi, Cinturaão Dom Feliciano, RS.
Autores: Mauricio Salvi & Ruy Paulo Philipp.

Atenciosamente,



Prof. Dr. Paulo Alves de Souza - Editor Chefe