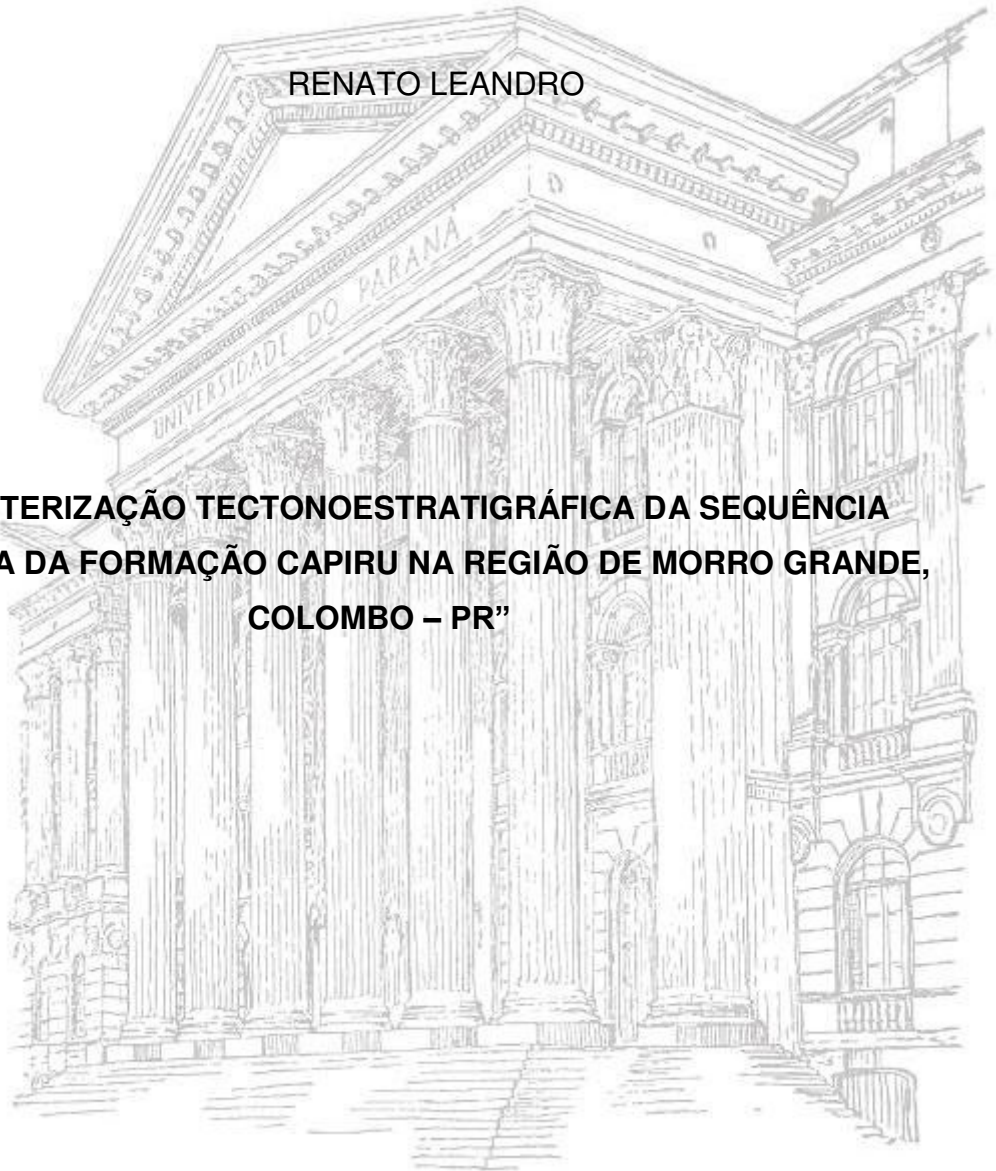


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RENATO LEANDRO

**“CARACTERIZAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA SEQUÊNCIA
TERRÍGENA DA FORMAÇÃO CAPIRU NA REGIÃO DE MORRO GRANDE,
COLOMBO – PR”**



CURITIBA

2016

RENATO LEANDRO

**“CARACTERIZAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA
SEQUÊNCIA TERRÍGENA DA FORMAÇÃO CAPIRU NA REGIÃO DE
MORRO GRANDE, COLOMBO – PR”**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia Exploratória, no Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

CURITIBA
2016

Leandro, Renato

“Caracterização tecnoestratigráfica da sêquencia terrígena da formação capiru na região de Morro Grande, Colombo – PR” / Renato Leandro . – Curitiba, 2016.

120 f. : il.; tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Leonardo Fadel Cury

Bibliografia: p. 87-100

1. Geologia estratigráfica. 2. Solos - Formação. I. Cury, Leonardo Fadel. II. Título.

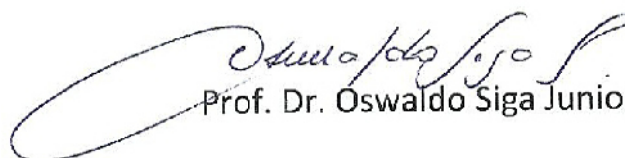
CDD 551.73

TERMO DE APROVAÇÃO

RENATO LEANDRO

“Caracterização tectonoestratigráfica da sequência terrígena da formação Capiru na região de Morro Grande, Colombo - PR.”

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:


Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior - USP


Prof. Dr. Almerio Barros França - UFPR


Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury – UFPR
Presidente

Curitiba, 10 de agosto de 2016.

Apresentação

Nome do Candidato

Renato Leandro

Orientador

Leonardo Fadel Cury

Área de Concentração

Geologia Exploratória

Linha de Pesquisa

Análises de depósitos minerais e métodos de exploração

Nível

Mestrado

Curitiba, Julho / 2016

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Leonardo Fadel pela a oportunidade, conselhos, motivação, confiança e amizade.

Aos meus pais, Reinaldo e Cecilia pelo apoio incondicional, e também pela minha formação moral e cultural. As minha irmãs Diuliana e Gisely pelo incentivo e conselhos. A minha noiva Jéssica, pela compreensão nos momentos que estive ausente, conselhos e paciência.

Ao Prof. MSc. Fernando Mancini, pelo incentivo, discussões, questionamentos e contribuições.

A Prof^a. Dr^a. Anelize Bahniuk Rumbelsperger pelo apoio, discussões e a pela oportunidade de fazer parte da equipe do LAMIR.

Ao Prof. Dr. Almério Barros França pela discussões e questionamentos.

Ao Prof. Dr. Fernando Farias Vesely e Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior, pela correção e orientação da qualificação para a confecção da minha dissertação.

A toda a equipe do LAMIR, Secchi, Fran, Keiji, Tiago, Adriana, Elisiane, Úrsula, Ivan, Roberto e Rodrigo.

Aos meus amigos Larissa, Rafael (Carioca), Fontanella, Mérolyn e Leonardo Barão (Coxinha), sempre dispostos a me escutar, ajudar e animar. Não posso esquecer Thammy, Amanda, João, Patrícia, Will, Fisher, Renata, Zito, Aurora e Lara que contribuíram direta ou indiretamente.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas, Universidade Federal do Paraná (LAMIR--UFPR), onde este trabalho foi desenvolvido.

Agradeço a Frade Petróleo Ltda pelo financiamento do Projeto Geobiocal, o qual fomentou minha bolsa.

Ao CNPQ pelo financiamento projeto “Tectonoestratigrafia das Sequências Terrígenas da Formação Capiru”, 481429/2013 CNPQ, que financiou as análises aqui realizadas.

RESUMO

A Formação Capiuru é uma unidade metassedimentar localizada na porção centro-sul do Terreno Curitiba, composta por rochas pelíticas, psamíticas e dolomíticas metamorfasadas na fácies xisto verde. Apresenta deformação heterogênea, onde são identificadas estruturas sedimentares que possibilitam o resgate de informações sobre os ambientes de sedimentação. No contexto geotectônico do Cinturão Ribeira Meridional, a Formação Capiuru é uma das unidades que ainda não possui determinações geocronológicas precisas, principalmente devido à ausência de rochas vulcânicas, ou alvos que possibilitem estudos isotópicos e determinações absolutas. As considerações sobre seu significado estratigráfico são principalmente baseadas nos registros de estromatólitos e esteiras algálicas, presentes na sequência metadolomítica, reconhecida na região de Rio Branco. O objetivo deste trabalho é a caracterização tectonoestratigráfica da Sequência Morro Grande, composta por metassedimentos terrígenos, com ênfase na reconstrução do ambiente de sedimentação e paleogeografia. Para isso foram utilizadas técnicas de geoprocessamento para confecção de um banco de dados que possibilitaram a contextualização geológica de perfis construídos na escala 1:500, que permitiram o registro das estruturas de forma organizada e georreferenciada. Além dos dados de campo, foram realizadas análises petrográficas, complementadas por DRX e MEV, e análises geocronológicas para estudos de proveniência em zircão detrítico. A área de estudo apresenta padrão estrutural caracterizado principalmente pela observação do bandamento sedimentar S0, com diferenças composicionais, texturais e estratificações preservadas. A foliação S1 é reconhecida como uma clivagem ardosiana com direção de N88W e mergulho, variando entre 88-78SW. Em alguns níveis é possível identificar esta foliação como plano axial em dobras cerradas a fechadas com flanco rompido, associada a microcavalgamentos restritos em algumas camadas, que evidenciam heterogeneidade da deformação nesta sequência. O seu desenvolvimento é relacionado a uma fase de deformação de baixo ângulo, modificada por dobramentos posteriores. Ao longo dos perfis foram reconhecidas quatro associações de litofácies, ainda com a individualização de uma tectonofácies, nomeadas da base para o topo como (i) meta-arenitos intercalados com meta-argilitos, (ii) meta-argilitos; (iii) metassiltitos intercalados com meta-argilitos e (iv) meta-argilitos intercalados com metassiltitos. Os registros observados sugerem um ambiente estuarino, com aumento da lâmina d'água e desenvolvimento de planícies de maré e canais de maré, marcadas por exposições subáreas esporádicas na base, *tidal bundles* na porção intermediária, e topo com maior profundidade, com registro de ondas de tempestade. As análises U-Pb em cristais de zircão detrítico de metapelitos e meta-arenitos do Conjunto Morro Grande, Formação Capiuru, apontam para cinco grupos principais, com as idades do Arqueano (mais antigas que 2.5 Ga), Riáciano (entre 2.2 - 2.1 Ga), Estateriano (entre 1.85 - 1.75 Ga), Caliminiano (entre 1.55 - 1.45 Ga), e Steniano (entre 1.20 - 1.08 Ga). A análise estatística dos dados caracteriza o amplo predomínio de áreas fonte com idades do Riáciano. O grupo de idades compreendidas no intervalo entre 1.20 e 1.08 Ga são referentes aos cristais de zircão mais jovens da Sequência Morro Grande, representando, portanto, sua idade máxima de sedimentação.

Palavras-chave: Tectonoestratigrafia, U-Pb em zircão detrítico, Formação Capiuru

ABSTRACT

The Capiru Formation is a precambrian metasedimentary unit located in southern Ribeira Orogen, disposed as a thrust-fold belt in the Curitiba terrane framework. The Capiru Formation is composed by a low grade metamorphic sequence mainly represented by pelitic, psammitic and carbonatic rocks with strain developed under upper crust level conditions, allowing the recognition of sedimentary structures and original strata setting. The Capiru Formation figures as a lacking piece in the geotectonic context, been one of the units that doesn't have absolute geochronological determinations, mainly due to the absence of volcanic rocks or targets to isotopic studies and accurate dating. Currently, the stratigraphic significance of Capiru Formation is based on stromatolites and other organic structures records in dolomitic marbles of Rio Branco region, and the tectonostratigraphic characterization of terrigenous sequences with emphasis on reconstruction of sedimentation environment remains partially compliant in paleogeographic reconstructions. This study aims a continuous stratigraphic analysis in detail scale, in order to reconstruct the original sedimentary stoking and facies classification, allowing the interpretation of sedimentary environment of metapelitic metapsammitic rocks of Grande Morro sequence, and guiding the sampling for provenance studies with LA-ICP-MS U-Pb detrital zircon method. The rock of the Morro Grande region show a S1 foliation recognized as a slate cleavage with N88W strike and dips between 88-78 SW. In some layers S1 appears as axial plane of isoclinal and shear folds, developed in a low-angle tectonics modified by subsequent deformation phases. From lithofacies have been recognized, named from the bottom to top as (i) sandstones interbedded with shales, (ii) mudstones, (iii) siltstones interbedded with mudstones and (iv) mudstones interbedded with siltstones. The stratigraphic record suggest an estuarine environment with rising sea level developing tidal plains and tidal channels. There are sporadic subaerial exposures at the base, tidal bundles in the middle portion and storm waves on the top. The LA-ICP-MS U-Pb analysis of detrital zircons show five main groups with ages from Archean (older than 2.5 Ga), Rhyacian (between 2.2 - 2.1 Ga), Statherian (between 1.85 Ga - 1.75 Ga), Calymmian (between 1.55 – 1.45 Ga) and Stenian (between 1.20 – 1.08 Ga). The probability density plots characterize the predominance of Rhyacian source areas and maximum sedimentation ages from Stenian period for Morro Grande sequence.

Key words: Tectonic stratigraphy, U-Pb detrital zircon, Capiru Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo	9
Figura 2: Fluxograma dos materiais e métodos.	10
Figura 3: Mapa de lineamentos 1:250.000, imagem SRTM.	12
Figura 4: Equipamentos utilizados para o levantamento topográfico.	13
Figura 5: Dados inseridos no programa Leica Geo Office 5.0.....	15
Figura 6: Modelo digital do terreno da saibreira de Morro Grande.....	17
Figura 7: Esboço geotectônico da porção sudeste do Brasil.....	27
Figura 8: Mapa geológico da Região do Morro Grande.	41
Figura 9: Esboço Geológico dos terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá	48
Figura 10: Localização da área de estudo e o Mapa Geológico da Região do Morro Grande.....	53
Figura 11: Relação da clivagem ardosiana e o bandamento composicional	57
Figura 12: Aspectos petrográfico dos litotipos.....	58
Figura 13: Estereogramas do bandamento reliquiar e clivagem ardosiana (S1) e sua relação com eixos das dobras	59
Figura 14: Dobras assimétricas da saibreira de Morro Grande.....	59
Figura 15: Relação da foliação S1 com uma dobra cerrada com flanco rompido.	60
Figura 16: Vênulas de quartzo	60
Figura 17: Estereogramas da foliação S2 e a lineação de interseção.....	61
Figura 18: Perfil A-B, com Associação 1.	63
Figura 19: Associação de litofácies 1 com litofáceis A(m).....	64
Figura 20: Litofácies A(gr) com detalhe das gretas.....	64
Figura 21: Detalhe da Associação 2.....	65
Figura 22: Perfil A-B da associação de litofácies 3	66
Figura 23: Principais litofácies da associação 3, Litofácies Rs(t) e litofácies Rs(h)	67
Figura 24: Principais níveis da associação 3.....	68
Figura 25: Lentes de Meta-arenitos com indícios de deformação penecontemporânea.	68
Figura 26: Perfil A-B, Associação 4.....	69

Figura 27: Feições tubulares na Associação 4.....	70
Figura 28: Diagramas Concórdia e Histogramas da amostra MG-01-Q.	71
Figura 29: Imagem de catodoluminescência da Amostra MG-01-F..	72
Figura 30: Diagramas Concórdia e Histogramas da amostra MG-01-F.	73
Figura 31: Histogramas das principais unidades do Terreno Curitiba e possíveis unidades correlatas.	74
Figura 32: Seção esquemática AB e CD.....	77
Figura 33: Coluna simplificada da área de estudo.	80
Figura 34: Histograma das análises U-Pb em zircão detrítico dos metassedimentos da Formação Capiru.....	81
Figura 35: Histograma U-Pb (zircão) nos litotipos do Complexo Atuba.....	81
Figura 36: Histogramas comparativos da Sequência Damara e do Cinturão Kaoko.	82
Figura 37: Histograma de análise U-Pb em zircão detrítico do Complexo Epupa.	83
Figura 38: Histograma da análise U-Pb em zircão detrítico da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí.	84
Figura 39: Esboço paleogeográfico do Neoproterozoico (Pós-Toniano Pré-Ediacarano).....	85
Figura 40: Modelo Simplificado do ambiente de sedimentação para Região do Morro Grande.	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Exemplo da aplicação dos termos empregados na classificação de rochas metamórficas com base nos protólitos e sua comparação com os respectivos nomes, segundo a classificação estrutural.	5
Tabela 2: Critérios para distinguir folheações primárias e secundárias.	6
Tabela 3: Amostra análise de petrografia, DRX e MEV.	18
Tabela 4: Nuclídeos radioativos de meia vida longa de urânio utilizados em geocronologia.	22
Tabela 5: Sumário das principais diferenças geológicas entre os Terrenos Apiaí e Curitiba, Separados pela Zona de Cisalhamento Lancinha.	30
Tabela 6: Coluna estratigráfica da Formação Capiru.	41
Tabela 7: Foliações primárias e secundárias na região de Morro Grande e suas características.	56
Tabela 8: Código de litofácies sedimentares estabelecidas e as associações de litofácies.	62

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	1
1.2	OBJETIVOS	3
1.3	JUSTIFICATIVA	3
1.4	TECTÔNOESTRATIGRAFIA EM TERRENOS METAMÓRFICOS ...	4
1.5	MÉTODO U-Pb (ZIRCÃO) EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA	7
1.6	LOCALIZAÇÃO	8
2	MATERIAIS E MÉTODOS	10
2.1	SIG	11
2.2	SENSORIAMENTO REMOTO	11
2.3	LEVANTAMENTO PLANIALTIMÉTRICO	12
2.3.1	Posicionamento por GPS	13
2.3.2	Método de Irradiação.....	16
2.4	LEVANTAMENTO DE CAMPO	17
2.5	PETROGRAFIA E TÉCNICAS COMPLEMENTARES	18
2.5.1	Difratometria de raios X.....	18
2.5.2	Análise em Microscópio Eletrônico de Varredura.....	20
2.6	MÉTODO U-Pb.....	22
2.6.1	U-Pb (zircão) - LA-ICP-MS	24
3	CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOTECTÔNICO	26
3.1	TERRENO APIAÍ.....	30
3.1.1	Núcleos do Embasamento	30
3.1.2	Formação Perau e Betara	31
3.1.3	Formação Água Clara	32
3.1.4	Formação Votuverava	33
3.1.5	Formações Lajeado e Antinha.....	34
3.1.6	Formação Iporanga	34
3.1.7	Faixa Itaiacoca	35
3.1.8	Magmatismo Granítico Neoproterozoico	36
3.1.9	Rochas Intrusivas Alcalinas.....	37
3.2	TERRENO CURITIBA	37
3.2.1	Complexo Atuba	38

3.2.2	Complexo Turvo-Cajati.....	39
3.2.3	Formação Capiru.....	40
3.2.4	Contexto Tectônico da Formação Capiru.....	43
4	ARTIGO	45
4.1	INTRODUÇÃO.....	46
4.2	CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO.....	47
4.3	Contexto Geológico da Formação Capiru.....	50
4.4	MÉTODOS.....	54
4.5	CONTEXTO ESTRUTURAL.....	56
4.5.1	Bandamento Sedimentar – S0.....	57
4.5.2	Clivagem Ardosiana – S1.....	58
4.5.3	Clivagem Disjuntiva - S2.....	60
4.6	CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO.....	61
4.6.1	Associação 1: Meta-arenitos intercalados com Meta-argilitos.....	63
4.6.2	Associação 2: Meta-argilito.....	65
4.6.3	Associação 3: Metassiltitos intercalado com meta-argilitos.....	65
4.6.4	Associação 4: Meta-argilitos intercalados com metassiltitos.....	68
4.7	ANÁLISE DO AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO.....	70
4.8	GEOCRONOLOGIA U-Pb (zircão).....	71
4.9	ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA.....	73
4.10	CONCLUSÕES.....	74
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	76
5.1	CONCLUSÕES.....	76
5.1.1	Análise Estrutural.....	76
5.1.2	Análise Estratigráfica e Ambiente de Sedimentação.....	78
5.1.3	Análise de Proveniência.....	80
5.1.4	Contexto Paleogeográfico.....	84
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	87
	APÊNDICE A - RESULTADOS ANALÍTICOS LA-ICP-MS (U-Pb zircão)	
	APÊNDICE B - MAPA GEOLÓGICO DA SAIBREIRA MORRO GRANDE	
	APÊNDICE C - PERFIS AB E CD	
	APÊNDICE D - DIFRATOGRAMAS E ANÁLISE DE MEV	

1 INTRODUÇÃO

A Formação Capiru é uma unidade metassedimentar localizada na porção centro-sul do Terreno Curitiba, composta por rochas pelíticas, psamíticas e dolomíticas metamorfisadas na fácies xisto verde. Apresenta deformação heterogênea, onde são identificadas estruturas sedimentares reliquárias, que possibilitam a reconstrução de perfis estratigráficos em faixas preservadas. A presente dissertação de mestrado tem foco na caracterização tectonoestratigráfica dos metapelitos e metapsamitos da Sequência Morro Grande, uma das unidades terrígenas da Formação Capiru, onde são observadas seções contínuas com registro sedimentar preservado.

O presente volume está organizado na forma de artigo, com capítulos introdutórios que descrevem a caracterização do problema, localização, objetivos e justificativa da pesquisa o materiais e métodos utilizados na abordagem do tema, com a descrição dos parâmetros e sistemas classificatórios utilizados. O embasamento teórico sobre a reconstrução de ambientes proterozoicos e estudos de proveniência, além da contextualização geológica e geotectônica da Formação Capiru. Os resultados e as discussões serão apresentadas na forma de um artigo estruturados para submissão em revista periódica, com foco na caracterização dos registros tectonoestratigráficos, na proveniência e contexto geotectônico dos metapelitos e metapsamitos da Formação Capiru. O capítulo das considerações finais traz um texto integrativo, que reitera o conjunto das observações e interpretações mais relevantes do artigo. Também, neste capítulo, são realizados comentários sobre a abordagem do tema, o sucesso e as dificuldades dos métodos implementados, bem como novos desafios na área de estudo. Todos os trabalhos consultados para construção desta dissertação são listados no capítulo de referências bibliográficas, ao final do texto. Nos anexos são apresentados os perfis estratigráficos e os resultados das análises de difração de raios X, MEV e dados isotópicos U-Pb.

1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Os estudos sobre os ambientes de sedimentação pré-cambrianos são hoje um grande desafio para o entendimento dos sistemas deposicionais e seus produtos, em um contexto com diferenças e semelhanças em relação aos ambientes geológicos

atuais (Eriksson et al.; 1998 e 2001). Trabalhos em escala de detalhe podem promover importantes discussões sobre modelos regionais e globais, possibilitando avanços nas interpretações dos ambientes antigos. Soma-se a este desafio o fato da deformação e do metamorfismo, comumente observado em sucessões proterozoicas, dificultarem o reconhecimento de estruturas sedimentares, imprimindo um aspecto fragmentado ao registro original (Howell, 1995).

A área de estudo está inserida no contexto geológico do Terreno Curitiba, caracterizado por unidades pré-cambrianas com diferentes idades, colocadas lado a lado pelas colisões do Ciclo Brasileiro, durante o Neoproterozoico. Este segmento já foi estudado e discutido por diversos trabalhos, a exemplo de Fiori (1990, 1991, 1992a, 1992b), Fiori e Gaspar (1993), Fiori e Salamuni (1995), Bigarella e Salamuni (1956, 1967), Campanha e Sadowski (1999), Harara et al. (2005), Sato et al. (2003, 2009), Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1993, 2007, 2008) e Yamato (1999) e Faleiros et al. (2011b). Segundo esses autores, o Terreno Curitiba é composto por rochas gnáissicas do Complexo Atuba balizadas a sul por rochas graníticas cálcio-alcálicas da Suíte Rio Piên (Harara et al., 2001; Harara et al., 2002) As sequências de cobertura desse terreno são representadas principalmente por rochas metassedimentares das Formações Capiçu e Turvo-Cajati, unidades com graus metamórficos bastante distintos. Neste contexto, a Formação Capiçu se destaca como uma das unidades com estruturas sedimentares preservadas, que possibilitam o resgate de registros estratigráficos e informações sobre os ambientes de sedimentação. Contudo, estudos sobre estruturas sedimentares e análise estratigráfica em escala de detalhe representam um grande desafio, pois muitas dessas estruturas encontram-se deformadas ou até mesmo obliteradas, dificultando as interpretações sobre o ambiente de sedimentação.

A ausência de registros vulcânicos e a presença de mármore dolomíticos com estromatólitos são alguns dos aspectos mais relevantes nas propostas de classificação da Formação Capiçu, considerada como sequência plataformar de margem passiva em reconstruções geotectônicas (Fiori, 1990; Campanha e Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2004; Sallun Filho et al., 2005; Sallun Filho et al., 2010; Brito Neves et al., 2014; Campanha et al., 2015). Contudo, as propostas de ambiente de sedimentação são baseadas em registros esparsos e descontínuos, o que pode induzir interpretações incompletas ou mesmo equivocadas. Também são

inexistentes dados de proveniência e informações paleogeográficas, o que leva a interpretação do Complexo Atuba ser o único candidato à área fonte.

1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização tectonoestratigráfica do Conjunto Morro Grande, Formação Capiru, com ênfase na reconstrução do ambiente de sedimentação e paleogeografia. Para isto, foram previstos os seguintes objetivos específicos:

- I Caracterização estrutural das rochas de baixo grau metamórfico;
- II Classificação das estruturas sedimentares e análise estratigráfica;
- III Determinação das áreas fonte por meio de estudos de proveniência;
- IV Proposta do ambiente de sedimentação da Sequência Morro Grande e correlação com outras unidades da Formação Capiru.

Neste trabalho será empregado o enfoque e os conceitos de tectonoestratigrafia proposta por Howell (1995), com intuito de contextualizar o problema da reconstrução paleogeográfica da Formação Capiru, por meio do estudo dos registros estratigráficos, estruturais e geocronológicos, inserindo-a no contexto da evolução pré-cambriana do Cinturão Ribeira Meridional.

1.3 JUSTIFICATIVA

No contexto geotectônico do Cinturão Ribeira Meridional, a Formação Capiru é uma das unidades que ainda não possui determinações geocronológicas precisas, principalmente devido à ausência de rochas vulcânicas, que possibilitariam a determinação de idades radiométricas absolutas. As considerações sobre seu significado estratigráfico são principalmente baseadas nos registros de estromatólitos e esteiras algálicas, presentes na sequência dolomítica (Guimarães et al., 2002; Sallun Filho et al., 2005; Juschacks, 2006; Bahniuk, 2007; Silva, 2010; Sallun Filho et al., 2010).

O estudo detalhado das unidades terrígenas da Formação Capiru pode fornecer informações importantes para modelagem do seu ambiente de sedimentação. Os metapelitos e metapsamitos do Conjunto Morro Grande apresentam estruturas sedimentares preservadas, com possibilidade de reconstrução de parte do sistema deposicional. Também nessas unidades podem ser realizados

estudos litogeoquímicos e isotópicos, apoiados pela caracterização estratigráfica de detalhe. Nesta tarefa, as análises de proveniência com uso da sistemática U-Pb em cristais de zircão detrítico é uma das ferramentas mais eficazes na busca de assinaturas de idades de áreas fonte e modelagem paleogeográfica.

1.4 TECTONOESTRATIGRAFIA EM TERRENOS METAMÓRFICOS

A “Tectonoestratigrafia” é o estudo de terrenos onde os registros dos ambientes formadores das rochas e seu significado geotectônico encontram-se parcialmente modificados, ou mesmo obliterados. Howell (1995) reconhece diferentes tipos de terrenos cujo significado pode ser exemplificado como peças de um quebra-cabeças, classificando-as de acordo com seus registros geológicos como *terrenos estratigráficos*, *fragmentos de continentes*, *fragmentos de margens continentais*, *fragmentos de arcos vulcânicos*, *fragmentos de bacias oceânicas*, *terrenos rompidos* e *terrenos metamórficos*. Segundo o autor, a classificação e o reconhecimento das unidades em um terreno tectonoestratigráfico representam uma das principais ferramentas para reconstruções paleogeográficas, que agregam valor significativo aos estudos paleomagnéticos e geocronológicos.

O estudo da tectonoestratigrafia apresenta alguns desafios, pois levantamentos estratigráficos em orógenos pré-cambrianos exige a compreensão dos padrões estruturais e metamórficos. Neste contexto, respostas mais acuradas e completas dependem da aplicação de diferentes técnicas associadas a descrição e classificação das estruturas em campo para melhor orientar a coleta de amostras para os estudos de proveniência. Assim, os metamorfitos devem ser descritos e classificados segundo critérios complementares, para evitar conflitos e ambiguidades.

A classificação dos litotipos e estruturas metamórficas em faixas metassedimentares pode ser baseada na nomenclatura proposta por Schmid et al.(2007), semelhante com a proposta de Bucher e Grapes (2010). Estas classificações abordam diagnósticos de campo para nomenclatura de rochas e conjuntos litológicos, que possibilitam a identificação de estruturas sedimentares e tectônicas em um mesmo contexto, que parecem funcionar para sequências de baixo grau metamórfico.

Em faixas de xistos verdes os litotipos são frequentemente classificados de acordo com a origem do protólito, composição ou por seu aspecto estrutural. Os

litotipos classificados com base nos protólitos, quando constatada a presença de estruturas sedimentares, são nomeadas com a utilização do prefixo *meta* antes do nome do protólito sedimentar (*ex. meta-arenito*). A classificação pela composição é preferencialmente utilizada em rochas onde não mais pode ser observada a textura original, mas com composição mineralógica determinada (*ex. mármore, quartzito*). A classificação estrutural utiliza termos baseados na observação das foliações nos litotipos, que por sua vez podem ser classificados quanto aos aspectos descritivos de suas foliações (*ex. ardósias, filitos e xistos*), Tabela 1. Estas estruturas são controladas pela deformação e processos de recristalização e segregação associados ao metamorfismo e por muito tempo foi considerada por si só uma medida para taxa de deformação e metamorfismo. Contudo, hoje sabemos que a presença de fluídos e o comportamento reológico imposto pela composição do protólito podem controlar o desenvolvimento das foliações (Bucher e Grapes, 2010; Yardley, B. W. D, 2004).

Tabela 1: Exemplo da aplicação dos termos empregados na classificação de rochas metamórficas com base nos protólitos e sua comparação com os respectivos nomes, segundo a classificação estrutural. Estes litotipos foram identificados na sequência morro grande, formação Capiru, com a correlação das litofácies e suas respectivas tectonofácies.

LITOFÁCIES	TECTONOFÁCIES
Metarritmito Argiloso	ardósia: estruturas sedimentares preservadas;
Metarritmito Siltoso	filito: estruturas sedimentares parcialmente ou totalmente obliteradas;
Meta-argilito Maciço	xisto: ausência de estruturas sedimentares
Metarritmito Arenoso	milonito: ausência de estruturas sedimentares

Portanto, uma das maiores dificuldades no estudo tectonoestratigráfico de rochas pré-cambrianas é distinguir e separar as estruturas sedimentares e tectônicas, tendo em vista a frequente variação das isógradas metamórficas e da intensidade da deformação em uma faixa de xistos verdes. Além disso, o estudo de unidades metassedimentares em contextos orogênicos exigem um controle estrutural detalhado, verificando sempre aspectos tridimensionais para evitar observações equivocadas pelo corte aparente, pois a deformação pode descaracterizar estratificações, ou mesmo gerar truncamentos que se assemelham a estruturas sedimentares. A descrição e classificação de lineações é uma das análises que podem ajudar no julgamento de estruturas com possibilidade de dupla interpretação. Também a análise do contexto estrutural de foliações, dobras e falhas no local de estudo pode auxiliar no reconhecimento de estruturas tectônicas e sedimentares.

A classificação com base no protólito é, sem dúvida, a que permite as melhores reconstruções estratigráficas, com litotipos organizados por composições, texturas e estruturas sedimentares, que permitem determinar as principais características da rocha original. Com o desenvolvimento do metamorfismo as texturas originais são substituídas pelas texturas metamórficas, contudo, muitas vezes podemos resgatar tanto registro composicional, por meio do estabelecimento de paragêneses, quanto o registro estratigráfico, por meio do reconhecimento de estruturas sedimentares reliquias (*ex. laminações, cruzadas, bandamento rítmico, etc.*). O aumento do metamorfismo diminui as chances de reconhecimentos dos aspectos estratigráficos, restando apenas a modelagem de seus protólitos pela análise das paragêneses (Bucher e Grapes, 2010; Yardley, B. W. D, 2004; Myashiro, 1979; Winkler; 1977).

Também a deformação pode modificar e dificultar o reconhecimento de estruturas originais, tanto em observações macroscópicas quanto microscópicas. Passchier e Trouw (2005) elencam critérios para distinção entre foliações primárias (estruturas sedimentares) e foliações secundárias (estruturas tectônicas), com base a observação do arranjo e distribuição das estruturas na sequência litológica, (Tabela 2).

Tabela 2: Critérios para distinguir foliações primárias e secundárias, (adaptado de Passchier e Trouw, 2005).

Foliações Primárias	Foliações Secundárias
Podem ser reconhecidas estruturas sedimentares.	Estruturas sedimentares não estão presentes.
Espessura das camadas pode mostrar qualquer variação, especialmente através <i>strike</i> .	Pequena variação de espessura, geralmente duas alternâncias aproximadamente constantes.
A composição e tamanho de grãos das camadas pode ser variável.	Composição das camadas geralmente bimodal.
Camadas geralmente Planares.	Camadas comumente lenticulares ou anastomosadas.
Rara simetria plano paralela as camadas.	Normalmente existe uma simetria plano paralela com a camada.
A foliação não é paralela ao plano axial de dobras.	Foliação (sub)paralela com o plano axial das dobras de uma foliação anterior; comumente desenvolvida pela diferenciação do flancos da dobra.

Ao agrupar as considerações sobre os critérios metamórficos e estruturais, para o reconhecimento e classificação de estruturas primárias, podemos concluir que são necessárias as seguintes observações:

- I Caracterização textural;

- II Presença de minerais metamórficos (ex. sericita) orientados nos planos;
- III Coerência e repetição das estruturas entre os estratos;
- IV Relação geométrica entre as camadas e as estruturas;
- V Análise das lineações (ex. intersecção, estiramento, eixos de crenulação);
- VI Coerência com os campos de tensores observados.

1.5 MÉTODO U-Pb (ZIRCÃO) EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA

O estudo de proveniência é uma ferramenta utilizada em análise de bacias, na qual o tamanho do grão analisado é indicador potencial da distância e o tipo da área fonte. Para correlação de diferentes locais de amostragem dentro de uma bacia sedimentar ou entre diferentes bacias ou terrenos tectonoestratigráficos, a idade de deposição é o parâmetro muito importante. Na ausência de fósseis, minerais diagenéticos datáveis, a idade de deposição dos sedimentos é extremamente difícil de determinar, pois a cristalização do mais jovem zircão detrítico dentro de um sedimento precede a deposição do sedimento hospedeiro, e a idade mais jovem do zircão detrítico obtido é utilizada como um limite máximo para a idade de deposição (Fedó et al., 2003; Andersen, 2005).

A análise de proveniência segundo Fedó et al. (2003) pode ser análise qualitativa que utiliza grãos de todas as populações para a datação independentemente da quantidade na amostra, ou quantitativa em que a amostra analisada tem que ser representativa das populações de zircões detríticos, ou seja, tem um componente de idade que compreende X% das análises que representa X% do total de zircões na amostra. Este método necessita de um adequamento estatístico mais apurado.

A melhor maneira de se obter dados estatísticos não tendenciosos segundo Andersen (2005) e pela análise randômica de 35 a 70 grãos, dependendo da diferença de idades prováveis para o conjunto total de grãos amostrados.

A análise U-Pb para metassedimentos não possui valor significativo para curva da concórdia, pois a idade não necessariamente representa um único evento de temperatura e pressão, e variação da área fonte. Porém a frequência com que estas idades se repetem no registro e sua relação com a textura com os grãos analisados (a depender do modo de análise) podem alterar a interpretação a respeito

da proveniência (Gruber, 2010). Segundo Fedo et al. (2003) o histograma de frequência é amplamente utilizado para demonstrar a constância com que estas idades se repetem, este método teria algumas desvantagens pois consideram somente idade e a frequência, sem levar em consideração o erro analítico. Porém as análises por LA-ICP-MS apresentam um erro analítico muito baixo e para a construção dos histogramas não se considera os valores com erros acima de 10% e com isso eliminando este problema.

1.6 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na Região Metropolitana de Curitiba entre os municípios de Colombo e Almirante Tamandaré, abrangendo três saibreiras (Figura 1) com exposições contínuas que permitem a reconstrução de perfis estratigráficos. Estas saibreiras apresentam atividade extrativa intermitente, localizadas nas coordenadas SAD-69/UTM-22S: (i) 680710s, 7206360E / Jd Campo Verde - Almirante Tamandaré; (ii) 680712s, 7200480E / *Morro do Quartzito – Almirante Tamandaré*; (iii) 671291s, 7200190E / *Morro Grande – Colombo*. As principais vias de acesso, a partir de Curitiba, são a PR-417, Rodovia da Uva, e a rodovia PR-092, Rodovia do Minérios.

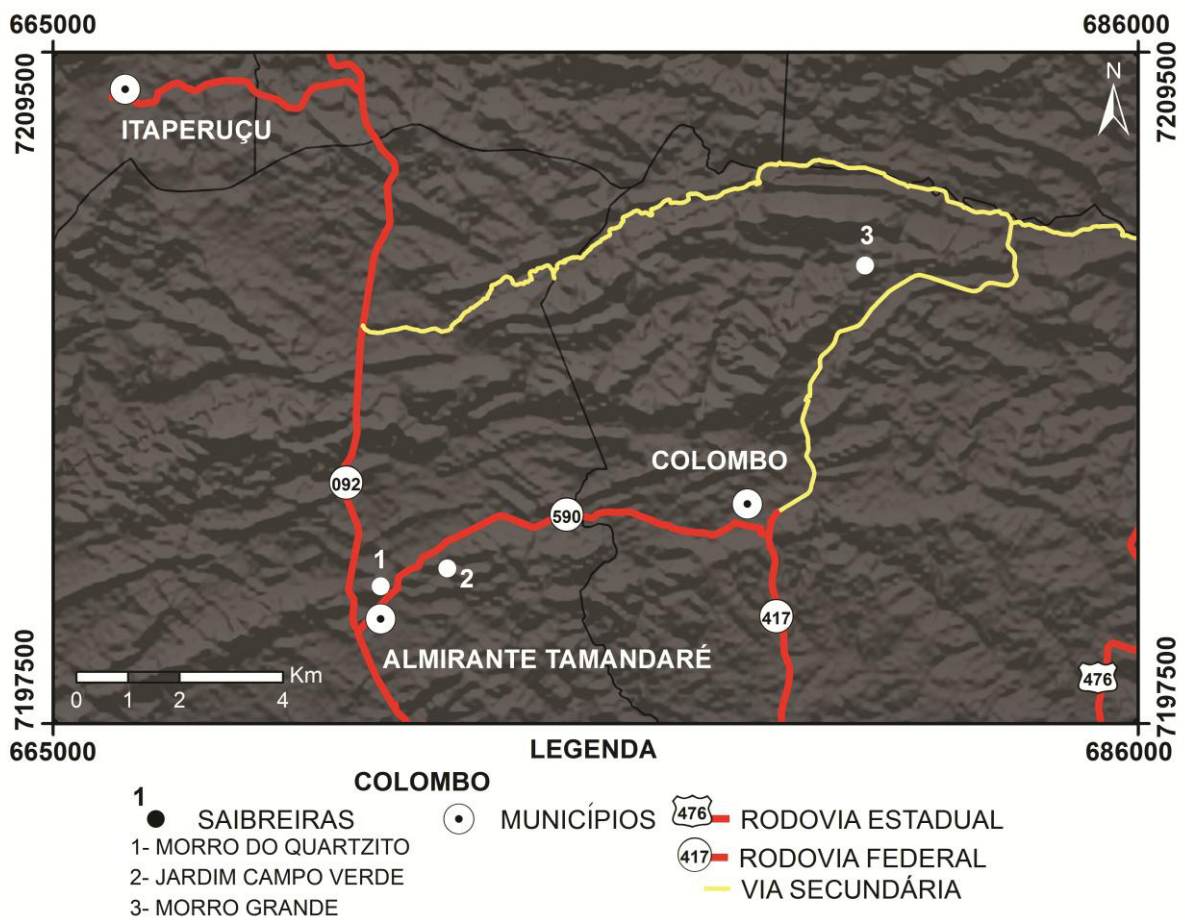
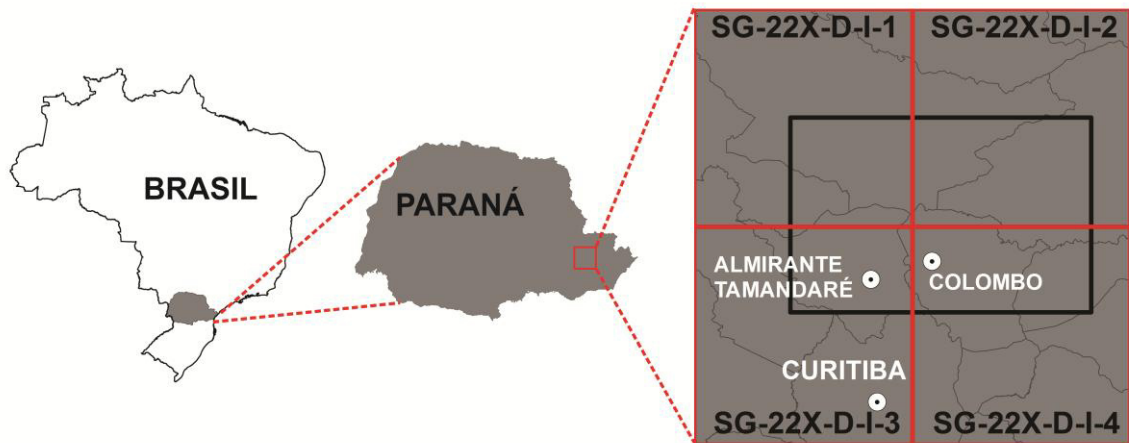


Figura 1: Localização da área de estudo, em destaque para as saibreiras, imagem com relevo sombreado (SRTM azimute 45°; altitude 45°) e as principais vias de acesso.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos foram utilizados diferentes materiais e métodos integrados em uma rotina de trabalho, sintetizados no fluxograma da Figura 2.

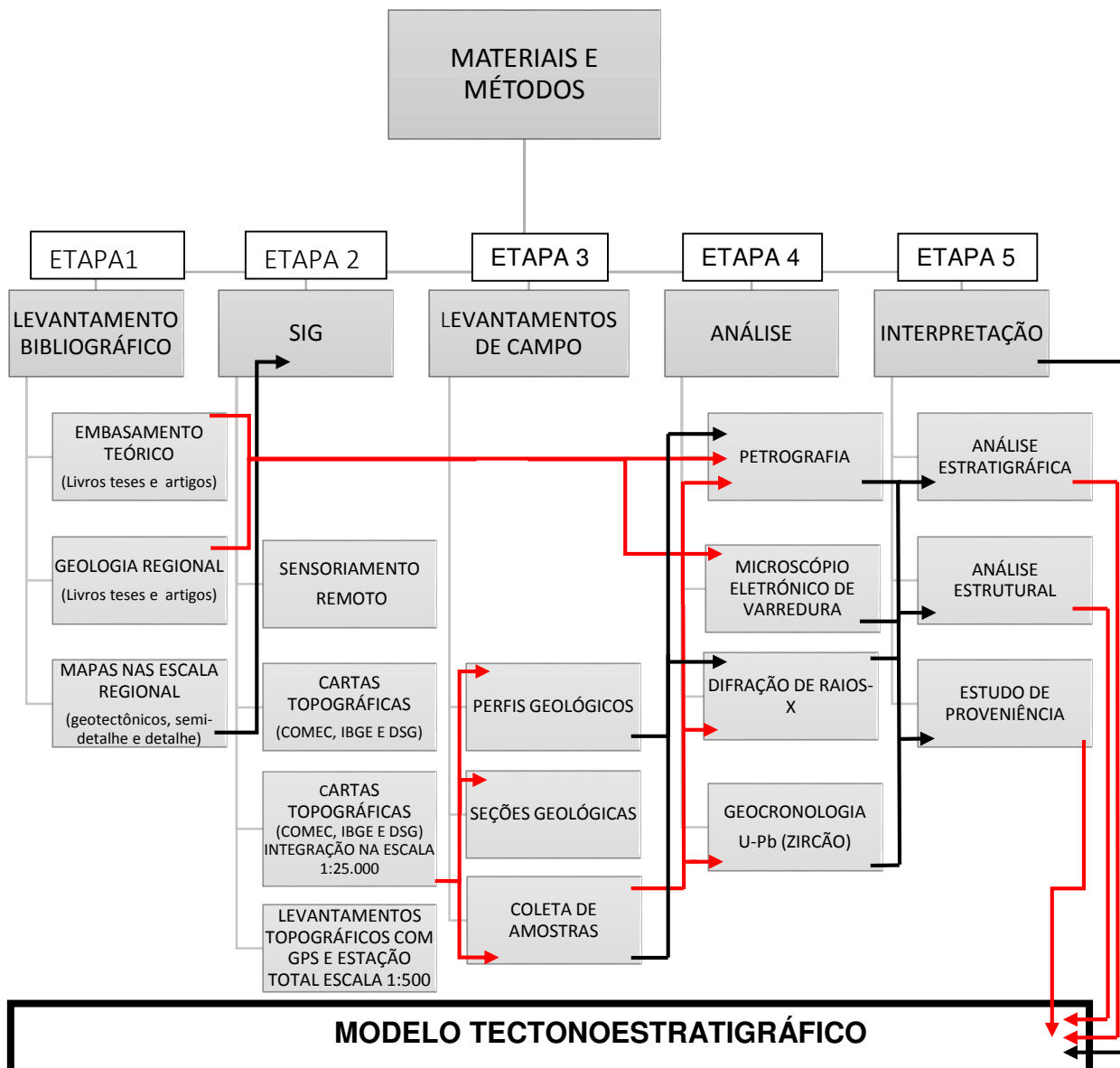


Figura 2: Fluxograma dos materiais e métodos.

Um dos principais desafios deste trabalho foi a realização de levantamentos em escala de extremo detalhe, inseridos e conectados com as questões do contexto geológico regional. Para tanto, foram utilizadas técnicas de geoprocessamento para confecção de um banco de dados capaz de absorver informações de artigos, teses, relatórios e mapas regionais, possibilitando a

contextualização geológica das saibreiras estudadas. Para realização dos levantamentos de campo, foram confeccionados mapas topográficos na escala 1:500, que permitiram o registro das estruturas de forma organizada e georreferenciada.

O trabalho foi desenvolvido em 5 (cinco) etapas, iniciando com o **(i)** levantamento bibliográfico e seleção das informações para composição do banco de dados; **(ii)** criação de um SIG multiescala; **(iii)** levantamento de campo; **(iv)** análises petrográficas e geocronológicas; **(v)** análises estrutural e estratigráfica e estudos de proveniência, culminando na proposta de um modelo tectonoestratigráfico.

2.1 SIG

O banco de dados foi estruturado com a utilização do sistema de coordenadas *SAD-69/UTM-22S*, constituído por informações planialtimétricas das cartas 1:50.000 22XD-I-1; 22XD-I-2, 22XD-I-3 e 22XD-I-4 adquiridas junto ao DSG e imagens SRTM (*earthexplorer.usgs.gov*). As informações geológicas foram extraídas do Mapa Geológico Estrutural da Região de Rio Branco do Sul e Bocaiuva do Sul, escala 1:100.000 (MINEROPAR \ *mineropar.pr.gov.br*); mapa geológico de Fiori (1990), escala 1:50.000; Plano de Zoneamento do Uso e Ocupação do Solo da Região do *Karst* na Região Metropolitana de Curitiba (MINEROPAR \ *mineropar.pr.gov.br*) e Folha Geológica de Curitiba, 1:100.000 (CPRM \ *geobank.cprm.gov.br*).

2.2 SENSORIAMENTO REMOTO

O traçado e a interpretação de lineamentos em imagens SRTM (*Radar Topography Mission Shuttle*) é uma das técnicas mais utilizadas na diferenciação do arcabouço geológico-estrutural, para entendimento do revelo, controle e identificação de estruturas tanto em escalas regionais, quanto em escalas de detalhe (O'leary et al.,1976).

Para o traçado dos lineamentos foram gerados pseudo-sombreamento (*hillshade*) em quatro direções de iluminação principal: 0°, 45°, 90° e 315, (Figura 3). O traçado destes lineamentos foi realizado em três escalas, 1:250.000, 1:100.000 e 1:50.000, com lineamentos identificados quando observados em

peelo menos duas iluminações. Foram confeccionados diagramas de rosetas com programa *OpenStereo*, para verificação do comprimento e frequência acumulados, úteis na compreensão da anisotropia estrutural nas diferentes unidades litológicas (Santos, 2010).

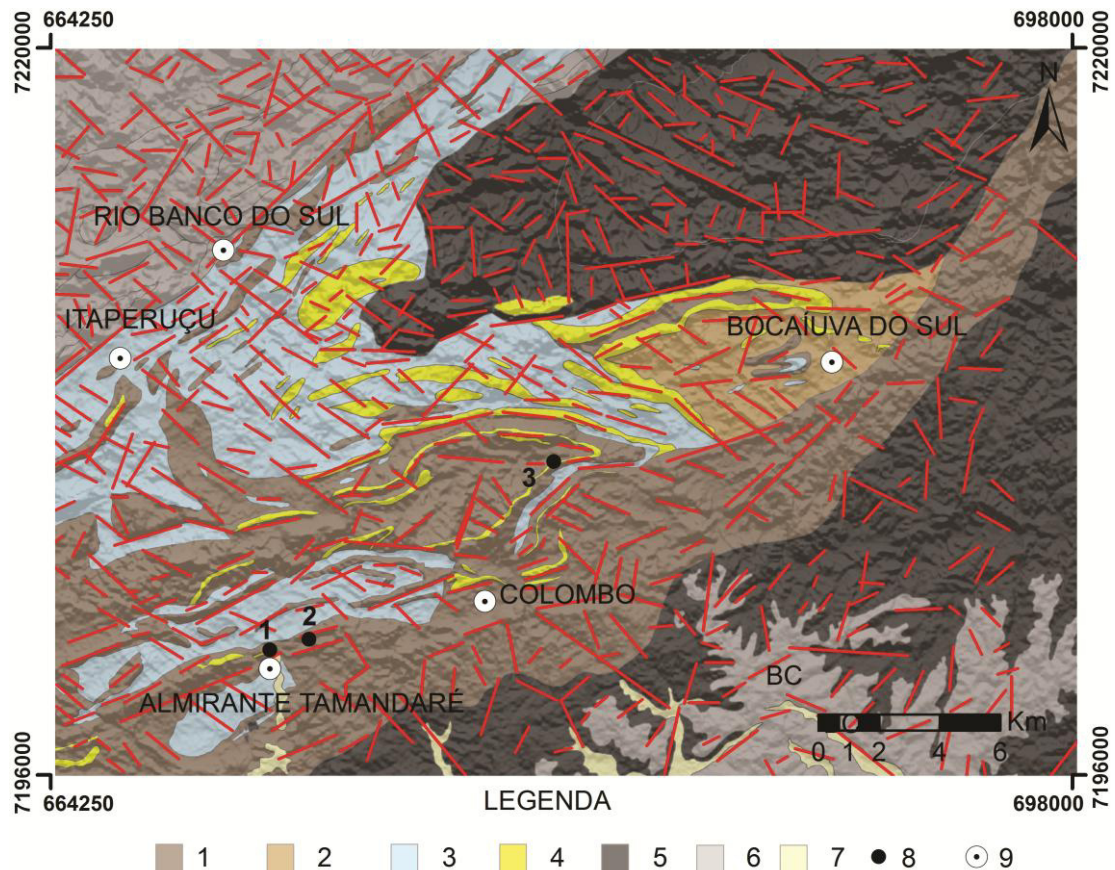


Figura 3: Mapa de lineamentos 1:250.000, imagem SRTM com pseudo-iluminação 45° e altitude de 45°, sobre mapa litológico (adaptado Fiori, 1985a). Formação Capiru – 1: metapelitos e metapsamitos; 2: Metapelitos; 3: Metadolomitos; 4: Metapsamitos; 5: Unidades adjacentes – Complexo Atuba, Formação Votuverava e sedimentos da Bacia de Curitiba; 6: saibreiras – 1: Morro do Quartzito, 2: Campo Verde e, 3: Morro Grande; 7: Principais municípios.

A análise de lineamentos é uma importante ferramenta na identificação dos padrões estruturais, que facilitam a identificação de faixas menos deformadas e, provavelmente, com maior possibilidade de estruturas sedimentares preservadas. A interpretação das imagens permitiu observar mudanças no relevo, textura e rugosidade, controladas pelos aspectos reológicos e deformacionais.

2.3 LEVANTAMENTO PLANIALTIMÉTRICO

Para realização dos levantamentos geológicos de detalhe foram necessários levantamentos topográficos, que objetivaram a confecção de mapas

topográficos na escala 1:500 para as três saibreiras estudadas, que possibilitaram a confecção de perfis e seções geológicas,

O levantamento topográfico foi realizado com GPS modelo Leica SR20, para o rastreamento dos pontos de apoio pela técnica de posicionamento relativo estático, para materializar as bases georreferenciadas para o levantamento topográfico com estação total, modelo Leica 407, pelo método de irradiação (Figura 4).

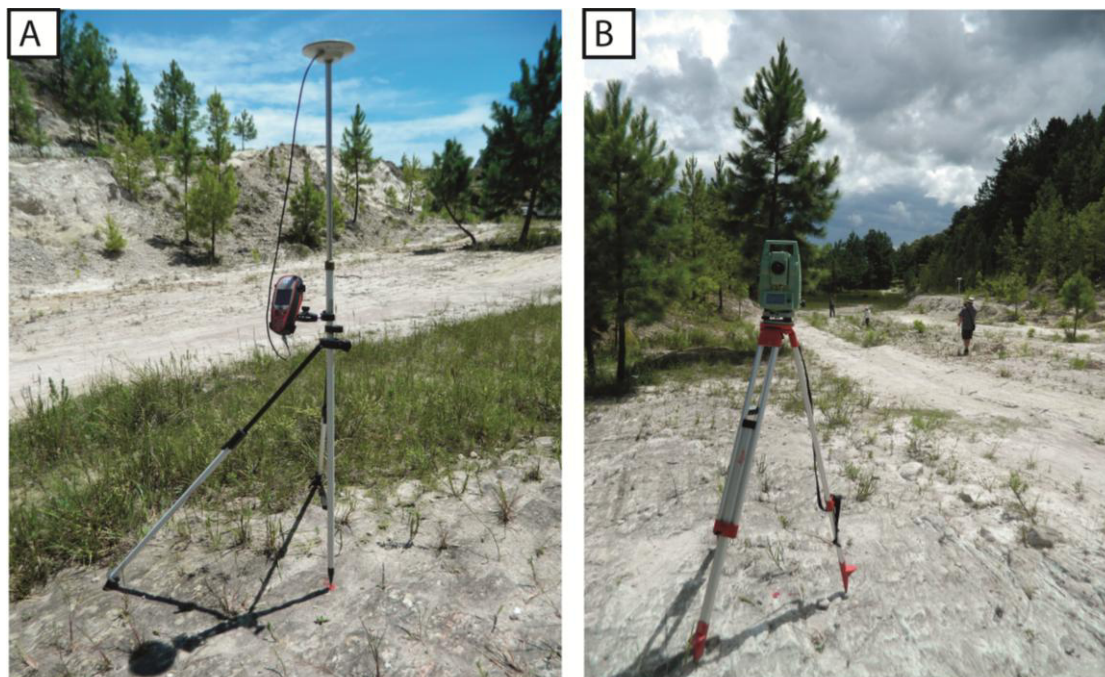


Figura 4: Equipamentos utilizados para o levantamento topográfico em a) GPS rs20 em b) Estação total, no levantamento da saibreira Morro Do Quartzito.

2.3.1 Posicionamento por GPS

O princípio de posicionamento por GPS consiste da medida das pseudodistâncias, entre o usuário (receptor) e o satélite, de pelo menos quatro satélites acima do horizonte do observador. Conhecidas as coordenadas dos satélites, relativas ao sistema geocêntrico terrestre, é possível determinar as coordenadas de um ponto na superfície terrestre (Seeber, 2003). A pseudodistância é a medida de distância percorrida pelo sinal GNSS entre o satélite e a antena do receptor (Monico, 2000).

Para a determinação dos pontos de apoio no levantamento topográfico foi utilizada técnica de posicionamento relativo. Nessa técnica as coordenadas são determinadas em relação a um referencial materializado através de uma

estação com coordenadas conhecidas. Neste levantamento, utilizou-se dois receptores que coletaram dados simultaneamente, no qual um deles ocupou a estação com coordenadas conhecidas, denominada de estação de referência, pertencente a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS - RBMC e outro receptor sobre o ponto do qual se desejava determinar as coordenadas geodésicas precisas. O princípio do posicionamento relativo na qual os elementos ΔX , ΔY e ΔZ compõem o vetor ou linha de base e são estimados. Estes elementos ao serem acrescentados às coordenadas da estação com coordenadas conhecidas ou de um levantamento anterior, adequam as coordenadas da estação desejada (Monico, 2000).

As coordenadas da estação de referência foram associadas ao sistema de referência WGS 84, e para a determinação das coordenadas geodésicas precisas dos pontos de apoio os dados brutos coletados das observações com o receptor SR20 foram processados com a estação base Curitiba–UFPR. A estação base é um ponto de coordenadas conhecidas pertencentes ao Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) que possui um receptor de dupla frequência, o qual rastreia, coleta e armazena continuamente as observações GPS e disponibiliza observações com grande qualidade e confiabilidade através do site do IBGE.

O receptor SR20 foi instalado sobre os pontos de apoio, onde permaneceu imóvel, por um período de 20 a 30 minutos, para coleta de dados brutos e com intervalo de gravação dos dados de 1s. Os pontos apoio estão localizados a distâncias que variam entre 17 e 22 km da estação de referência. As linhas retas dos pontos de apoio até a estação de referência geram as chamadas linhas de base durante o pós processamento dos dados.

2.3.1.1 Processamento dos dados GPS

Os dados brutos GPS coletados pelo receptor SR20 foram descarregados e processados utilizando o programa LEICA Geo Office 5.0 (LGO) (Figura 5), desenvolvido pela empresa LEICA Geosystems, para o sistema operacional Windows.

Os dados dos rastreamentos dos pontos de apoio assim como os da estação Curitiba UFPR foram inseridos no LGO. A estação Curitiba UFPR foi definida como estação de controle para processamento das coordenadas, e os pontos de apoio foram definidos como pontos navegados.

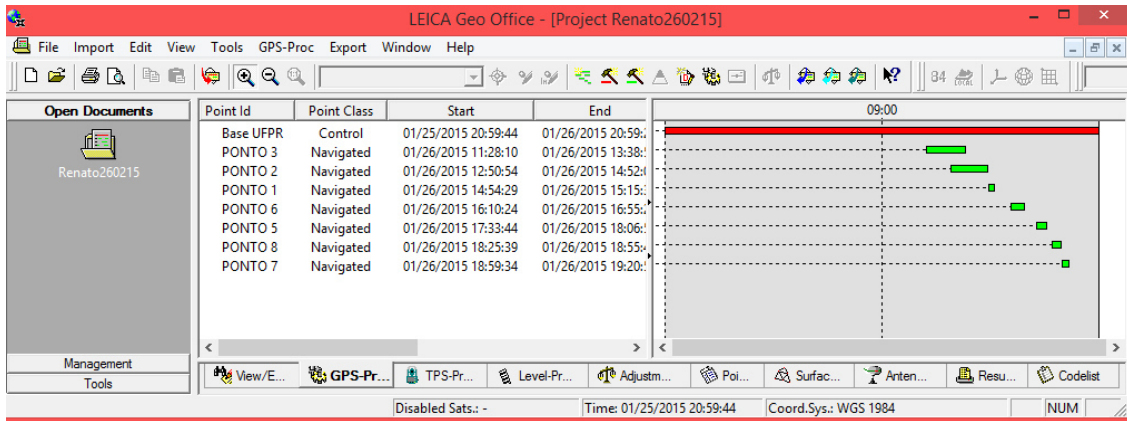


Figura 5: dados inseridos no programa Leica Geo Office 5.0.

A partir do processamento obteve-se coordenadas dos pontos de apoio, e com isso foram feitos os cálculos das coordenadas dos pontos levantados na irradiação. Para isto utilizou-se a projeção das coordenadas do eixo das abscissas e projeção das coordenadas no eixo das ordenadas. Primeiramente foi realizado o Cálculo do Azimute Inicial que é dada pela equação (1):

(1)

$$A: \text{arc tan} \frac{\Delta x}{\Delta y}$$

A= Azimute P(n)-P(n+1).

Δx = Coordenadas do eixo das abscissas.

Δy = Coordenadas do eixo das ordenadas.

Posteriormente obtêm-se ângulo horizontal (Hz) pela equação (2):

(2)

$$\text{Hz}=\text{Hz}(\text{vante})-\text{Hz}(\text{ré})$$

Conseqüentemente, para Azimute do ponto de detalhe (Az(Pd)) pela equação (3):

(3)

$$\text{Az}(\text{Pd})=\text{Az}(\text{Pn}-\text{Pn}+1)+\text{Hz}$$

Portanto para se obter as coordenadas X, Y e Z por meio das seguintes fórmulas(4):

(4)

$$X(\text{Pd})=X(\text{Pn})+dh(\text{Pn}-\text{Pd}).\text{sen Az}(\text{Pd})$$

$$Y(\text{Pd})=Y(\text{Pn})+dh(\text{Pn}-\text{Pd}).\text{cos Az}(\text{Pd})$$

$$Z(\text{Pd})=X(\text{Pn})+dh(\text{Pn}-\text{Pd}).\text{Tg Az}(\text{Pd})$$

2.3.2 Método de Irradiação

O método de Irradiação consiste em um levantamento a partir um ponto de referência de coordenadas conhecidas, ou seja, os pontos de apoio que tiveram suas coordenadas geodésicas precisas determinadas com posicionamento relativo estático no qual é possível determinar coordenadas de outros pontos a partir da observação de ângulos.

Nos pontos de apoio foi locada a Estação Total Modelo TC407e feita a leitura dos ângulos de direção e distâncias dos elementos de interesse próximos ao ponto ocupado para serem representados na carta topográfica. Pode-se definir as coordenadas dos pontos de apoio pelas seguintes equações (5). Concluído os cálculos obtemos as coordenadas X, Y e Z de cada ponto levantado.

(5)

$$X_i = X_{\text{ponto de apoio}} + d_{\text{horizontal}} \cdot \sin Az$$

$$Y_i = Y_{\text{ponto de apoio}} + d_{\text{horizontal}} \cdot \cos Az$$

$$H_i = H_{\text{ponto de apoio}} + d_{\text{inclinada}} \cdot \cos Az$$

X_i : coordenada X dos pontos de interesse.

$X_{\text{ponto de apoio}}$: coordenada geodésica do ponto apoio obtida por GPS.

$d_{\text{horizontal}}$: distância horizontal entre a estação total e o ponto de interesse.

$d_{\text{inclinada}}$: distância inclinada entre a estação total e o ponto de interesse.

Az : azimute do alinhamento do ponto apoio ao ponto de interesse.

2.3.2.1 Confecção das Plantas Topográficas

As plantas topográficas foram geradas com auxílio dos programas *QGis* e *Surfer*. O programa *QGis* foi utilizado para criar um *shape* com pontos de interesses no sistema de coordenadas UTM WGS-84.

As curvas de nível foram geradas no *software Surfer* através da interpolação dos pontos método *krigagem* e posteriormente a construção do modelo digital do terreno. A escolha deste procedimento se deve a representação do modelo digital ficar mais fiel possível como que se observa em campo (Figura 6).

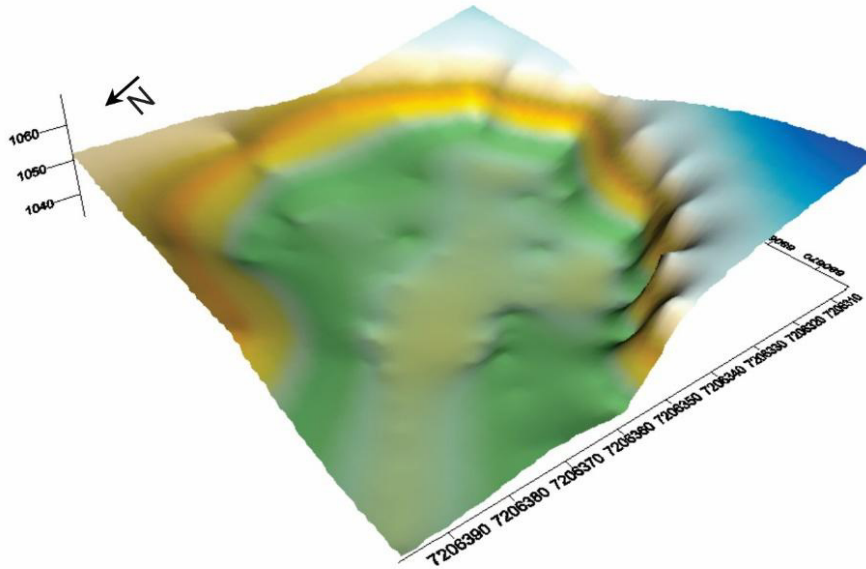


Figura 6: Modelo digital do terreno da saibreira de Morro Grande com sobrelevação de 0,5 metros.

2.4 LEVANTAMENTO DE CAMPO

Os trabalhos foram realizados em 20 dias de campo, que resultaram em dois perfis estratigráficos e duas seções geológicas na escala 1:100, além da coleta de amostras para petrografia, análises por DRX, MEV e U-Pb (zircão). A aquisição de dados estruturais e litológicos foi realizada em espaçamento de 1 m, que foram organizados e georreferenciados as descrições, atitudes, fotografias e amostras coletadas. Para o levantamento geológico de detalhe foram observados alguns detalhes quanto à classificação utilizada em relação às estruturas sedimentares e tectônicas.

Os litotipos descritos foram classificados em litofácies, conforme a definição de Miall (1990) e Nichols (2009). Para esses autores a identificação das litofácies é baseada na diferença composicional e na presença de estruturas sedimentares. Segundo Nichols (2009) as características das litofácies são determinadas pelos processos físicos e químicos de transporte e deposição dos sedimentos o que torna possível a reconstrução de ambientes sedimentares. Além disso, as litofácies podem ser agrupadas em associações ou assembleias, que são características particulares de ambientes deposicionais (Miall, 1990). Em porções onde não são observadas estruturas originais devido à obliteração pela ação tectônica e/ou metamórfica, as rochas são classificadas em tectonofácies.

O dados estruturais foram espacializados em mapas, plantas, perfis e tratados em estereogramas Shimidt-Lambert de igual área, segundo os métodos de Ramsay e Huber (1997), com hierarquização das foliações e lineações a partir de critérios de superposição, estilos e relações de corte observadas em campo.

2.5 PETROGRAFIA E TÉCNICAS COMPLEMENTARES

Após a análise macroscópica em campo, foram selecionadas 5 amostras para confecção de lâminas delgadas representativas das principais litofácies e tectonofácies observadas em campo, Tabela 3. A petrografia teve como objetivo o melhor entendimento das litofácies, bem como a comparação mútua, por meio da caracterização composicional e textural, sempre na busca do reconhecimento das paragêneses metamórficas. Também foram observados aspectos microtexturais das estruturas sedimentares, que possibilitaram o estudo mais criterioso das principais estruturas observadas em campo. As descrições e a captura de fotomicrografias foram realizadas em microscópio petrográfico modelo Zeiss Imager.A2m.

Tabela 3: Amostra análise de petrografia, DRX e MEV.

NOME DA AMOSTRA	LITOLOGIA	PETROGRAFIA	DRX	MEV
472/14 – 1	META-ARENITO	X		
472/14 – 2	META-ARENITO	X	X	
472/14 – 3	METARRITIMITO	X		X
472/14 – 4	ARDÓSIA	X	X	
472/14 – 5	METARRITIMITO	X	X	X
472/14 – 6	METARRITIMITO		X	
472/14 - A	METARRITIMITO		X	

Contudo, nos metapelitos da Sequência Morro Grande, objeto deste trabalho, as observações microscópicas nem sempre são suficientes para definição das paragêneses metamórficas, devido ao desenvolvimento heterogêneo de um metamorfismo de baixo grau. Assim, a utilização da difratometria de raios X foi de fundamental importância para caracterização das fases microcristalinas, de difícil identificação quando observadas em microscópio.

2.5.1 Difratometria de raios X

A técnica de difratometria de raios X (DRX) é a de melhor relação custo/benefício na identificação de minerais, por ser um método rápido,

relativamente barato e eficiente em uma gama extensa de situações. Segundo Kahn (2006), os planos de difração, suas respectivas distâncias interplanares, bem como as densidades de átomos ao longo de cada plano cristalino, são características específicas e únicas de cada mineral, e constituem o padrão difratométrico por ela gerado equivalente a uma impressão digital.

Segundo Skoog et al.(2008), quando um feixe de raios X atinge a superfície de um cristal ele é difundido pela camada de átomos em um ângulo θ . A porção não difundida do feixe penetra na segunda camada de átomos, onde uma fração de elétrons é liberada, sendo o efeito cumulativo da difusão produzido pelos centros regularmente espaçados do feixe de difração do cristal. As condições para que ocorra a difração de raios X são, que o espaçamento entre as camadas atômicas estabeleça aproximadamente o mesmo comprimento de onda (λ) da radiação e, que os centros de dispersão fiquem distribuídos em um espaçamento regular, dada pela Lei de Bragg (6).

(6)

$$n\lambda=2d\text{sen } \theta$$

$n =$ é um número inteiro

$d=$ distância interplanar do cristal

$\lambda=$ comprimento de onda

A análise é realizada com a amostra pulverizada em pó fino e homogêneo, em fração inferior a 250 mesh, para confecção de uma pastilha prensada, com grande quantidade de cristais orientados em praticamente todas as direções possíveis. As amostras são colocadas em um suporte de alumínio, bronze, baquelite, vidro ou de lucite (Skoog et al.,2008), posteriormente é inserida no difratômetro de raios X para a leitura. Quando um feixe de raios X passa pela amostra, pode-se esperar que uma quantidade significativa de partículas esteja orientada de modo a atender às condições de *Bragg*, com reflexão de todas as posições interplanares possíveis. Portanto, os minerais de uma rocha podem ser identificados pela difração da radiação X, quando esta interage com a eletrosfera dos átomos dos minerais.

A interpretação dos diagramas de difração é feita pela identificação das fases baseada na posição e intensidades dos picos. O ângulo de difração 2θ é determinado pelo espaçamento entre um grupo particular de planos e com o

auxílio da equação de *Bragg*, a distância d é calculada a partir de um comprimento de onda conhecido da fonte e o ângulo de difração medido. As intensidades dos picos dependerão da quantidade das fases minerais presentes na amostra.

2.5.1.1 Procedimentos Analíticos

Análises por DRX realizadas em 5 (cinco) amostras, pulverizadas e prensadas em pastilhas (rocha total) e submetidas à análise no DRX PANalytical Empyrean, do LAMIR-UFPR. Para análise dos argilominerais, estas amostras foram impregnadas com etileno-glicol e novamente analisadas. Na última etapa, as amostras foram aquecidas em mufla à 550 °C durante 5 horas, que permitiu a análise mais detalhada dos argilominerais.

A interpretação dos difratogramas também utilizou o índice de cristalinidade da illita, também conhecido como índice de *Kübler* (Figueiras, 1985; Kübler e Jaboyedoff, 2000), para auxiliar na caracterização das paragêneses e, com isso, separar as porções de baixo grau metamórfico e faixas com ausência de metamorfismo nos metassedimentos terrígenos do Conjunto Morro Grande, Formação Capiuru.

2.5.2 Análise em Microscópio Eletrônico de Varredura

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um aparelho que pode fornecer informações sobre a morfologia de minerais e a identificação de elementos químicos em sua estrutura interna, com análises de alta resolução que possibilitam o estudo de zonas com dimensões da ordem de 2 a 5 nanômetros (Dedavid et al., 2007).

O MEV pode ser entendido como uma sonda eletrônica, capaz de analisar a porção reduzida de um mineral, que possibilita a integração dos resultados em imagens de alta resolução em escalas micrométricas e nanométricas.

O procedimento analítico consiste na incidência de um feixe de elétrons sobre a superfície da amostra, que realiza uma varredura de um determinado campo, onde o sinal é captado por um detector. Os dados captados pelo detector resultam da ampliação de um sinal gerado na interação entre o feixe eletrônico e o material analisado, que permitem a integração dos dados em imagens (dados

matriciais). A amostra pode emitir diferentes sinais de elétrons secundários (*secondary electrons* - SE) e/ou dos elétrons retroespalhados (*backscattered electrons*- BSE), sendo que a imagem, formada a partir da integração dos dados da varredura eletrônica, representa as diferentes características físico-químicas do campo analisado. Os dados de BSE fornecem imagens que retratam as variações de número atômico dos elementos dos minerais, além de uma imagem com contraste em função do relevo (Dedavid et al., 2007).

O sistema de espectroscopia por energia dispersiva (*Energy Dispersive Spectroscopy* - EDS) permite a determinação da composição qualitativa e semiquantitativa de um mineral. O sistema EDS permite a obtenção de perfis e mapas químicos que possibilitam o estudo de zoneamentos internos de um mineral (Dedavid et al., 2007).

2.5.2.1 Procedimentos Analíticos

As análises por microscópio eletrônico de varredura foram realizadas em 2 (duas) amostras de metapelitos e metapsamitos da Sequência Morro Grande, no MEV do LAMIR-UFPR, modelo JEO 6010LA, com EDS modelo EX-94410T1L11 acoplado.

As amostras foram preparadas em lâminas delgadas, previamente descritas ao microscópio petrográfico, metalizadas com carbono. As análises auxiliaram na determinação da composição mineral, na busca de informações complementares para o estudo das paragênese metamórficas. Também as estruturas carbonosas foram alvo das análises por MEV, tanto no estudo composicional quanto morfológico, em amostras com suspeita de fósseis microbiais.

2.5.3 Análise de Imagens de Catodoluminescência

A Catodoluminescência é o processo de emissão de luz, em que os elétrons da camada externa são envolvidos, onde a energia aplicada no mineral pelo feixe de elétrons é liberada na forma de luz (fótons). A capacidade de um mineral emitir ou não luz como consequência de um bombardeamento eletrônico, irá depender da sua estrutura e da sua transparência em relação ao comprimento de onda envolvido (Maliska, 1998).

As imagens por catodoluminescência permitem interpretar a estrutura interna do cristal, que auxilia no entendimento e interpretação das idades obtidas pelos métodos isotópicos (Takehara, 1998).

2.5.3.1 Procedimentos Analíticos

As análises por microscópio eletrônico de varredura foram realizadas em 2 (duas) amostras, um metapelito e um metapsamito da Sequência Morro Grande, no MEV do LAMIR-UFPR, modelo JEO 6010LA, para análises monocromática de catodoluminescência modelo Centaurus Detector.

As imagens de catodoluminescência auxiliaram na seleção dos cristais de zircão para as análises geocronológicas e evitar, zonas difusas entre núcleo e borda, inclusões, fraturas ou mesmo feições metamórficas. Estas imagens também foram de grande importância na interpretação das idades U-Pb obtidas.

2.6 MÉTODO U-Pb

O método U-Pb consiste na análise isotópica de duas séries de decaimento radioativo, do ^{238}U e ^{235}U , que decaem para seus respectivos isótopos radiogênicos, o ^{206}Pb e ^{207}Pb . Cada uma dessas séries de decaimento pode ser aplicada como um sistema de datação independente (Ludwig, 2003), de forma que as abundâncias dos isótopos radiogênico e radiativo (isótopo filho e isótopo pai, respectivamente) podem ser utilizadas para o cálculo das idades, uma vez conhecidas suas respectivas constantes de decaimento (Tabela 4).

Contudo, a idade obtida pelo cálculo só terá validade se considerarmos o mineral, no caso o zircão, como um sistema fechado. Assim a quantidade de isótopos radiogênicos (^{206}Pb e ^{207}Pb) será função da quantidade inicial de isótopos pai (^{238}U e ^{235}U), da constante de decaimento (λ) e do tempo decorrido após o fechamento do sistema, ou seja, da cristalização do zircão.

Tabela 4: Nuclídeos radioativos de meia vida longa de urânio utilizados em geocronologia (adaptado de Geraldès, 2010).

Nuclídeo Radioativo	Nuclídeo Radiogênico	Constante de decaimento λ	Meia vida 1/2T
Urânio 235	Chumbo 207	$9,848 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$	$0,704 \cdot 10^9 \text{ anos}$
Urânio 238	Chumbo 206	$1,551 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$	$4,47 \cdot 10^9 \text{ anos}$

Assim, cálculo das idades radiométricas para cada par isotópico pode ser feito pela fórmula (7). O Pb tem quatro isótopos naturais, ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb , sendo que o último não é produto do decaimento radioativo e tem abundância constante desde o início da Terra, permitindo sua utilização como isótopo de referência.

(7)

$$N_f = N_f^0 + N_p(e^{\lambda t} - 1)$$

N_f = quantidade de isótopos radiogênicos (filho) medida na amostra

N_f^0 = quantidade de isótopos radiogênicos (filho) inicial

N_p = quantidade de isótopos radioativos (pai) medida na amostra

λ = constante de decaimento

t = tempo

Ao aplicar a fórmula acima, teremos as seguintes equações para o cálculo das idades U-Pb (8):

(8)

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} (i) + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} (i) + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Uma das melhores formas de tratar e representar as idades U-Pb dos dois pares isotópicos é através do diagrama da Concórdia, onde são lançadas no gráfico as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, em que ambas são consideradas para o cálculo da idade do fechamento do sistema, ou seja, da cristalização do zircão. Neste procedimento matemático as idades calculadas para cada par isotópico são consideradas e plotadas junto à curva de evolução dos isótopos na história da Terra (curva Concórdia). Quando as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ são as mesmas, estas representam idades concordantes, representadas por elipses dispostas em cima da curva. Porém quando as idades diferem significativamente, são representadas por elipses discordantes. A discordância pode ser reflexo da perda de Pb, devido à metamictização dos cristais de zircão, ou devido a zoneamentos isotópicos em cristais com registros policíclicos (Ludwig, 2003).

O fenômeno de metamictização tem origem na instabilidade estrutural do cristal de zircão, devido a presença de átomos radioativos. Quando o decaimento radiogênico do U e Th tem início, ocorre a emissão de partículas α . Essas partículas movem-se pelo retículo cristalino, dissipando energia,

promovendo avarias na estrutura mineral (Deer et al., 2000; Cherniac e Watson, 2001), o que possibilita a perda de Pb no sistema cristalino.

Em cristais com núcleo e borda podemos encontrar registros isotópicos de um primeiro estágio de cristalização, ainda preservado no núcleo, e um segundo estágio com abertura parcial do sistema, com bordas neoformadas. A presença de diferentes gerações de zircão na mesma rocha (zircões neoformados e zircões com herança) trazem importantes informações geológicas, contudo, podem acarretar em idades discordantes, quando tratadas em diagrama Concórdia.

Em ambos os casos, as idades podem ser calculadas por meio do alinhamento das frações discordantes, que possibilita a construção de retas (discórdias) e seus interceptos na curva Concórdia. A qualidade dessas idades dependerá do erro analítico, proximidade da curva Concórdia (grau de discordância) e do alinhamento das frações, dado média dos quadrados dos desvios MSWD (*Mean Square Weighted Deviation*).

Nos casos mais complexos, com perda de Pb ou cristais policíclicos, a utilização de técnicas analíticas de alta resolução serão a abordagem mais indicada, pois permitem o melhor entendimento do padrão isotópico interno.

2.6.1 U-Pb (zircão) - LA-ICP-MS

O método U-Pb em zircão é uma das principais aplicações para determinação de idades de cristalização em rochas metamórficas e granitoides, além de ser utilizado no estudo de proveniência. O zircão é o mineral comumente empregado na geocronologia U-Pb, contém em sua estrutura cristalina o U, sendo praticamente isento de Pb. Destaca-se a ampla distribuição e diversidade de tipos de rochas em que o zircão pode ser encontrado, bem como sua alta resistência a eventos hidrotermais e metamórficos, o que lhe confere elevado valor no estudo de terrenos policíclicos. Um mesmo cristal pode apresentar diferentes idades, como heranças (núcleos) e de recristalização (bordas), com distintos significados geológicos. Isto possibilita o estudo de registros de diferentes ciclos geológicos em um único cristal.

A resistência desse mineral frente aos agentes intempéricos permitem o estudo de zircões detríticos de sequências sedimentares/metassedimentares.

Nesta aplicação, a técnica analítica de alta resolução LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) apresenta a possibilidade de analisar grãos individuais, suas estruturas internas e registros isotópicos de núcleo e borda, em quantidades estatisticamente representativas e tempo relativamente curto.

A técnica de LA-ICP-MS, assim como o SHRIMP, abriu novos horizontes para o estudo de registros isotópicos mais complexos. A possibilidade de aplicar o método U-Pb em cristais de zircão detrítico tem se mostrado como uma importante ferramenta para o estudo de proveniência em rochas sedimentares e metamórficas. Assim, a geocronologia possibilita o melhor entendimento das áreas fonte e, por consequência, da paleogeografia.

As idades obtidas em análises de zircão detrítico fornecem valores absolutos, a partir do estudo e caracterização da história isotópica interna dos cristais, com registros de eventos magmáticos ou metamórficos das áreas fonte (Geraldes, 2010). Ou seja, esta aplicação pode caracterizar as idades da formação e deformação das rochas das áreas fontes, e representam um período máximo para sedimentação.

2.6.1.1 Procedimentos Analíticos

Os estudos de proveniência foram realizados em duas amostras dos metassedimentos pertencentes da Sequência Morro Grande, um metapelito e um metapsamito. As análises isotópicas foram realizadas pelo método U-Pb LA-ICP-MS no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP).

Antes das determinações isotópicas, foi realizado o estudo das estruturas internas dos cristais de zircão por catodoluminescência, que possibilitou a escolha apropriada dos pontos analíticos. As análises foram realizadas no LA-ICP-MS multicoletor Neptune plus, da Thermo Scientific, com LASER de neodímio, modelo Nd:YAG 193. A técnica de LA-ICP-MS envolve a abrasão do cristal, ou de parte dele, pelo feixe de LASER, com desintegração e ionização em plasma de argônio a uma temperatura por volta de 8.000 K, para posterior análise das razões isotópicas em espectrômetro de massa.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOTECTÔNICO

A área de estudo está localizada na porção sul do Sistema Orogênico Ribeira, uma das entidades geotectônicas mais importantes no que se refere às colisões neoproterozoicas no contexto do *Gondwana* Oeste (Heilbron et al., 2008). Nomeado inicialmente como Cinturão Ribeira por Hasui et al. (1975), pode ser reconhecido em mapas murais como faixas de unidades metassedimentares, metavulcanossedimentares e intrusões graníticas proterozoicas alongadas e segmentadas por zonas de cisalhamento de direção NE-SW, e abrange os estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo. É composto por um conjunto de diferentes terrenos com histórias e evoluções próprias e distintas, contudo, com registros geotectônicos que permitem interpretá-los como componentes de um grande sistema orogênico do Neoproterozoico, relacionado a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Heilbron, 2008; Campanha e Sadowski, 1999; Siga Junior, 1995; Siga Junior, 2010)

A compartimentação tectônica da porção sul do Sistema Orogênico Ribeira, foi inicialmente baseada em modelos que consideravam principalmente aspectos composicionais e estruturais das unidades geológicas (Hasui et al., 1975). Estudos recentes abordam aspectos petrológicos e geocronológicos das unidades pré-cambrianas no Estado do Paraná, reconhecem quatro compartimentos geotectônicos (Figura 7), denominados de Terreno Apiaí, Terreno Curitiba, Terreno Luís Alves e Terreno Paranaguá (Siga Junior, 2010; Siga Junior. et al., 2008, Siga Junior. et al., 2011a; Siga Junior. et al 2011b; Siga Junior. et al. 2011c; Siga Junior., 1995; Siga Junior.; et al., 1993; Silva, 2005; Kaulfuss, 2001; Campanha e Sadowski, 1999; Campanha et al. 2008b; Cury, 2009)

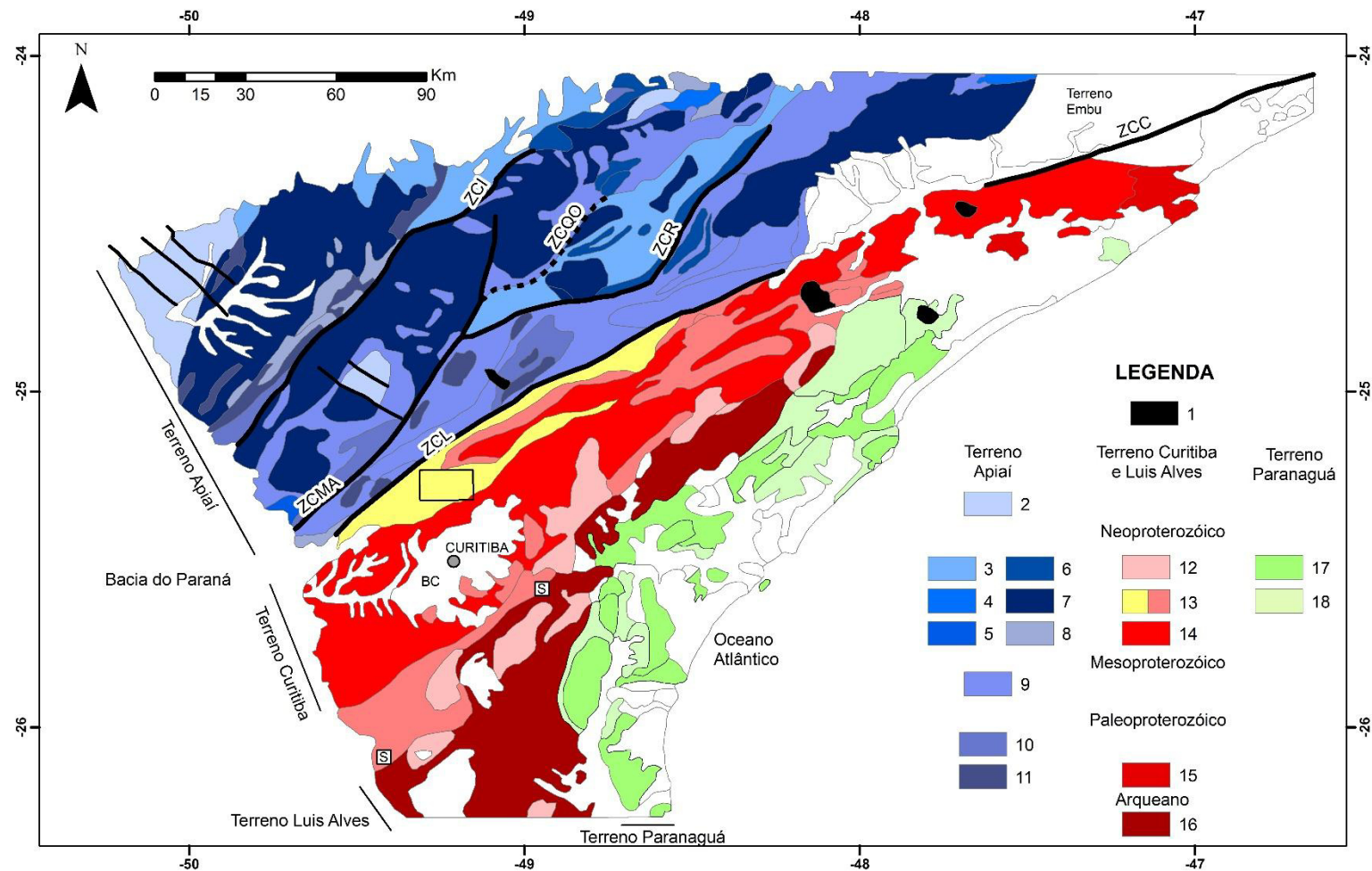


Figura 7: Esboço geotectônico da porção sudeste do Brasil, Paraná, Santa Catarina em destaque Formação Capiru (amarelo) e a área de estudo (preto). Adaptado de Basei et al.(1992), Siga Junior (1995), Harara (2005), Heilbron et al. (2008), Cury (2009) e Castro (2014). Legenda: 1 - Coberturas Fanerozoicas; (2-11) Terreno Apiaí; 2 - Sequências molássicas do Grupo Castro; 3 - Granitos do tipo A; 4 - Suíte Itu; 5 - Formação Camarinha; 6 - Sucessões neoproterozoicas mais recentes; 7 - Granitos cálcio-alcálinos Neoproterozoicos; 8 - Sucessões Neoproterozoicas mais antigas; 9 - Sucessões Neoproterozoicas mais recentes;

10 - Formações do Estateriano; 11 - Ortognaisses peralcalinos estaterianos; (12-16) Terrenos Curitiba e Luis Alves; 12 - Bacias extensionais e granitos peralcalinos; 13 - Sucessões neoproterozóicas; 14 - Granitos cálcio-alcálicos neoproterozóicos; 15 - Ortognaisses riácianos; 16 - Ortognaisses e granulitos do Terreno Luis Alves; (17-18) Terreno Paranaguá, 17 - Granitos cálcio-alcálicos neoproterozóicos (C - Cunhaporanga; T - Três Corregos); 18 - Sucessões neoproterozóicas. Principais zonas de cisalhamento: ZCI - Itapirapuã; ZCMA - Morro Agudo; ZCQO - Quarenta Oitava; ZCR - Ribeira; ZCL - Lancinha; ZCC - Cubatão; S - Sutura Piên

O Terreno Apiaí está localizado a norte da Falha da Lancinha, apresenta seus limites com Terreno Curitiba a sul e a porção norte é recoberta por rochas da Bacia do Paraná. É composto por rochas metavulcanossedimentares metamorfisadas na fácies xisto verde a anfíbolito, com inúmeras intrusões graníticas (Faleiros, 2008; Basei et al. 2003; Weber et al. 2004; Campanha et al. 2008b; Siga Junior. et al. 2009; Siga Junior. et al. 2011a; Siga Junior. et al. 2011b; Siga Junior. et al., 2011c, Cury et al., 2002).

O Terreno Curitiba é delimitado pelas zonas de cisalhamento Lancinha-Cubatão à noroeste, e Z.C. Mandirituba-Piraquara ao sul. Segundo autores como Basei et al., (1992), Siga Junior (1995); Kaulfuss (2001); Siga Junior et al. (2007), Silva (2005); Faleiros et al. (2011b) e Castro et al.; (2014), o Terreno Curitiba apresenta características geológicas, estruturais e geocronológicas distintas dos terrenos adjacentes (Tabela 5). Este terreno é composto por unidades de infraestrutura representadas por gnaisses e migmatitos, e unidades de metassedimentares de cobertura. O presente estudo tem foco nos metapelitos da Formação Capiru, unidade supracrustal deste terreno.

O Terreno Luís Alves ocorre a sul do Terreno Curitiba, a leste do Terreno Paranaguá, e sua porção sul faz contato com o Cinturão Dom Feliciano. Este Terreno é composto principalmente por gnaisses máficos e ultramáficos, metamorfisados em médio e alto grau. Os seus limites são feitos por falhas de empurrão na porção sul, e Suíte Granítica Rio Piên-Madirituba na porção norte (Siga Junior et al., 1993). Os estudos geocronológicos realizados por Siga Junior et al. (1993) reconhecem a presença de terrenos formados no Arqueano (2.720-2.580 Ma) pelo método Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões. Além disso são reconhecidos terrenos formados no Paleoproterozoico, com idades entre 2.200-1.900 Ma (Harara, 2001; Harara et al., 2003).

O Terreno Paranaguá é caracterizado por uma ampla variedade de granitoides neoproterozoicos, limitados a leste pela linha de costa, a sudoeste pelas rochas gnáissico-granulíticas da Microplaca Luís Alves, e a noroeste pelo

Terreno Curitiba (Siga Junior, 1995; Cury, 2009). Ocorrem suítes graníticas cálcio-alcálicas de alto K, relacionadas a um ambiente de arco-magmático atuante entre ca. 637 Ma e ca. 590 Ma. São reconhecidas unidades de embasamento, representadas por gnaisses paleoproterozoicos do Complexo São Francisco do Sul e rochas metassedimentares neoproterozoicas da Formação Rio das Cobras.

Nesta revisão serão detalhados os terrenos Apiaí e Curitiba, onde são reconhecidas unidades metassedimentares e metavulcanossedimentares, segundo as quais vários autores propõem modelos de correlação e interpretação dos ambientes deposicionais pré-cambrianos. No Terreno Apiaí estudos geocronológicos caracterizam idades calimínicas para grande parte das unidades metavulcanossedimentares (Siga Junior. et al. 2011a; Siga Junior. et al. 2011b; Siga Junior. et al., 2011c). No Terreno Curitiba, onde está inserida a área de estudo, são descritas as formações Turvo-Cajati e Capiru, unidades ainda pouco estudadas do ponto de vista geocronológico, com resultados que sugerem sedimentação/formação no Neoproterozoico (Faleiros, 2008; Cury, 2009).

Vale ressaltar que a designação das unidades pertencentes a estes terrenos como “formações” tem o intuito de preservar os nomes consagrados nos trabalhos anteriores (Bigarella e Salamuni, 1956; Bigarella e Salamuni, 1958; Bigarella e Salamuni, 1967; Marini et al. 1967; Fuck et al., 1967; Marini, 1970; Fuck et al., 1971, Campanha, 1991; Fiori, 1990; Siga Junior., 1995; Campanha e Sadowski, 1999; Campanha et al., 2005; Faleiros, 2008; Siga Junior., 2010), pois não existe um consenso quanto a hierarquização, extensão e posição estratigráfica de algumas unidades. O enfoque tectonoestratigráfico parte do princípio que unidades hoje localizadas lado a lado não necessariamente são cogenéticas, ou pertencentes a uma mesma bacia. Os resultados geocronológicos recentes, tanto das rochas do embasamento quanto das rochas supracrustais apontam para importantes diferenças nos registros dos terrenos Apiaí e Curitiba. Castro e colaboradores (2014) enfatizam as diferenças destes terrenos, Tabela 5.

Tabela 5: Sumário das principais diferenças geológicas entre os Terrenos Apiaí e Curitiba, Separados pela Zona de Cisalhamento Lancinha. (adaptado de Castro et al., 2014).

	Eventos	Terreno Apiaí		Terreno Curitiba	
Granitos	Magmatismo neoproterozoico	Complexos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga, com associações de arco-magmático; granitos sin a tardi colisionais e hidrotermalitos (Prazeres Filho et al., 2003; Cury et al., 2008).	Zona de Cisalhamento Lancinha	Corpos de menor expressão e em menor quantidade, associados à migmatização no Complexo Atuba (Siga Junior et al., 2007; Mesquita et al., 2013).	
	Supracrustais	Metamorfismo		Xistos-verdes, localmente atingindo a fácies anfibolito nas proximidades com os núcleos de embasamento (Betara, Tigre, Anta Gorda etc.) (Reis Neto e Soares, 1987; Ebert et al., 1988).	Xistos-verdes na Formação Capiru, atingindo a fácies granulito na Sequência Turvo-Cajati (Faleiros et al., 2008).
		Mineralizações		Depósitos Zn-Pb associados a processos exalativos (Perau, Betara) e outros (Panelas) (Daitx, 1996, 1998).	Sem depósitos metalíferos de importância econômica.
Embasamento	Magmatismo associado	Metavulcanossedimentares, com vulcanismo básico do Calimínio (Siga Junior et al., 2011a).		Sem registros	
	Migmatização	Sem registros		Migmatização no Neoproterozoico (registros no Complexo Atuba) (Siga Junior et al., 2007).	
	Tafrogênese Estateirana	Granitoides tipo-A deformados, com idades de ca.1.7 Ga (Cury et al., 2002; Siga Junior et al., 2011b).		Sem registros	

3.1 TERRENO APIAÍ

Terreno Apiaí é principalmente composto por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, representadas pelas Formações Água Clara, Votuverava, Perau, Betara, Lajeado – Antinha, localizadas à leste o Complexo Granítico Três Córregos, e pelo Grupo Itaiacoca, localizado entre os Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos (Siga Junior, 2010). Em meio às faixas metavulcanossedimentares, são reconhecidos *stocks* graníticos neoproterozoicos, representados pelos granitos do Cerne, Passa Três, Rio Baixo, entre outros. Também são reconhecidas lascas do embasamento paleoproterozoico, representadas pelos núcleos Tigre, Betara e Apiaí-Mirim. (Campanha e Sadowski 1999; Campanha e Faleiros, 2005; Kaulfuss, 2001; Cury et al., 2002; Faleiros, 2008).

O texto a seguir traz uma breve descrição das principais unidades do Terreno Apiaí observadas no leste do Estado do Paraná, onde muitas delas foram pioneiramente reconhecidas.

3.1.1 Núcleos do Embasamento

São representados principalmente pelos núcleos Betara, Tigre e Apiaí-Mirim, que ocorrem ao norte da Zona de Cisalhamento Lancinha. O núcleo Betara é constituído por sienogranitos e granodioritos que foram afetados por

cisalhamento dúctil-rúptil a dúctil e estão heterogeneamente milonitizados. Os sienogranitos milonitizados apresentam feldspato potássico, quartzo *ribbons*, plagioclásios, biotitas, sericitas e cloritas, e ocorrem do centro-norte, a oeste da Zona de Cisalhamento Lancinha. Os granodioritos são encontrados na porção sul do núcleo e são considerados como protomilonitos a milonitos (Kaulfuss, 2001). O núcleo Tigre é composto por quartzo monzonitos a quartzo monzodioritos na porção norte e sienogranitos na porção que apresentam diferentes estágios de deformação, protomilonitos a milonitos. O núcleo Apiaí Mirim ocorre a norte do Granito Três Córregos, em contato tectônico com as sequências metavulcanossedimentares Itaiacoca e o Água Clara. Este núcleo é composto principalmente por biotita anfibólio sienogranitos e monzogranitos milonitizados (Prazeres Filho et al. 2005; Siga Junior, 2010).

Estes gnaisses podem ser, grosso modo, divididos em dois grupos: (i) granitoides miloníticos com assinatura cálcio-alcálica e (ii) granitoides miloníticos com assinatura alcalina. Segundo Kaulfuss (2001) os granitoides cálcio-alcálicos apresentam idade de formação de aproximadamente 2200 Ma (U-Pb em zircões), com heranças arqueanas de aproximadamente 2800 Ma, sendo compatíveis com eventos colisionais do período Riáciano. Já os granitoides alcalinos apresentam feições de magmatismo bimodal e assinatura compatível com granitos tipo-A, com idades de cristalização próximas à 1750 Ma, e são interpretados como produto de processos extensionais do período Estateriano (Kaulfuss, 2001; Cury et al.; 2002; Prazeres Filho et al.; 2005).

3.1.2 Formação Perau e Betara

Segundo autores como Piekarcz (1984) e Siga Junior (2010) as rochas das regiões do Perau e Betara mostram semelhanças composicionais e geocronológicas. Estas formações são representadas por sequências metavulcanossedimentares localizadas ao norte da Zona de Cisalhamento Lancinha, com ocorrências e importantes depósitos de Pb, Zn, Cu e Ba. Do ponto de vista estratigráfico, estas unidades podem ser divididas em três sequências: a sequência basal (metapsamítica), sequência intermediária (carbonática) e sequência superior (metapelítica). A sequência basal é composta principalmente por quartzitos, intercalados quartzitos micacéos, filitos quartzosos, grafita filitos

e filitos rítmicos, com estruturas reliquias. A sequência intermediária é composta por mármore, metabasitos e calciossilicáticas, onde se encontram os horizontes mineralizados. A sequência superior predomina filitos com intercalações ocasionais de rochas calciossilicáticas, quartzitos e metabásicas. (Fritzsos JR. et al., 1982; Piekarz, 1984; Daitx, 1996, Siga Junior, 2010; Siga Junior. et al. 2011a). Autores como Piekarz (1984) e Daitx (1996) caracterizam paragêneses compatíveis com metamorfismo fácies xisto verde-zona da granada, com isógradas que variam até a fácies anfíbolito, zona da estauroлита. É comum observar a ação de um retrometamorfismo de baixo grau, detectado pela cloritização.

Os estudos isotópicos realizados em rochas metabásicas caracterizam idades entre 1.4 e 1.5 Ga, (U-Pb zircão: idades SHRIMP, LA-ICP-MS e ID-TIMS, (Siga Junior, 2010), são relacionados a cristalização destas rochas, que podem ser interpretadas como soleiras formadas / colocadas durante eventos extensionais, concomitantes a sedimentação (Siga Junior, 2010; Siga Junior et al. 2011a).

3.1.3 Formação Água Clara

A Formação Água Clara aflora a sul da zona de cisalhamento Itapirapuã, justaposta por zonas de cisalhamento e ao mesmo tempo intrudida pelos granitos do Complexo Granítico Três Córregos. Seu contato com as outras unidades metassedimentares é feito pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo e Quarenta Oitava (Marini, 1970; Weber et al.; 2003; Siga Junior. et al., 2011c)

A principal característica dos litotipos desta formação é a presença de mármore calcíticos puros e impuros, com proporção calcita / quartzo±micas variada. São comumente reconhecidas rochas calciossilicáticas, cálcio-xistos, metamargas, metacalcarenitos, micaxistos, quartzitos, metacherts, metabasitos e anfíbolitos (Siga Junior. et al., 2011c). Estas rochas apresentam paragêneses compatíveis com a fácies xisto-verde à anfíbolito, sendo que nas proximidades do Complexo Granítico Três Córregos são observadas estauroлитas e cianitas associadas à tectônica de baixo ângulo (Zanella, 2016). Segundo Campanha (1991), ocorre o aumento do grau metamórfico na direção nordeste, onde algumas porções são fortemente afetadas por zonas de cisalhamento. Em

algumas porções, a exemplo da região do Rio do Rocha, a deformação não é tão intensa e podem ser observadas estruturas reliquias.

Em estudo geocronológico nos metabasitos Weber et al. (2003), obtiveram idades ID-TIMS U-Pb (zircão) entre 1.4 e 1.5 Ga, caracterizando o período calimíniano para formação dessas rochas. O autor interpreta essas idades como relativas ao período de extensão e deposição dos sedimentos da Formação Água Clara.

3.1.4 Formação Votuverava

A Formação Votuverava é a unidade metavulcanossedimentar de maior extensão do Terreno Apiaí, aflorando entre as zonas de cisalhamento Lancinha (ao sul) e Morro Agudo, Ribeira e Agudos Grandes (ao norte). Esta unidade é composta predominantemente por xistos, filitos e ardósias, com intercalações de meta-arenitos, metabasitos e, ocasionalmente, rochas carbonáticas (Bigarella e Salamuni, 1956; Siga Junior. et al., 2011c).

Segundo Fiori (1990) esta formação é subdivida em três sequências litológicas distintas, separadas por falhas de cavalgamento, denominadas Sequências Bromado, Coloninha e Saivá. A Sequência Bromado é composta por filitos, quartzitos e metaconglomerados, com faixas deformadas que podem ser reconhecidas por milonitos. A Sequência Coloninha é caracterizada principalmente por meta-arenitos, metassiltitos, metarritmitos e metaconglomerados. Nestas sequências são identificadas estratificações reliquias preservadas, tais como cruzadas, gradação granulométrica, plano-paralela, dobras convolutas, sendo em alguns locais interpretada como uma sequência turbidítica. Sequência Saivá apresenta filitos, mármore e rochas metabásicas. Também são identificadas estruturas sedimentares, como estratificações tipo *hummocky*, granodecrescência, níveis oolíticos e brechas sinsedimentares (Fiori, 1990, Fiori e Gaspar, 1993).

Os metabasitos desta formação são caracterizados por assinaturas geoquímicas distintas que sugerem diferentes ambientes geotectônicos como arco de ilha (basaltos toleíticos com horblenda) e dorsais meso-oceânicas (basaltos enriquecidos e do tipo MORB), interpretados como de ambiente de bacia retroarco por Faleiros et al. (2011a).

Os estudos geocronológicos da Formação Votuverava abordaram as rochas metabásicas, por meio do método U-Pb (zircão) nas técnicas ID-TIMS, LA-ICP-MS e SHRIMP. Os resultados obtidos indicam o período calimíniano (ca. 1.5 Ga) para formação / cristalização dessas rochas, resultado muito próximo ao obtido nas formações Perau, Betara e Água Clara (Siga Junior et al.; 2011). Autores como Basei et al., (2003) e Siga Junior. et al., (2011c) consideram este período como a principal assinatura geocronológica relativa à formação das rochas supracrustais do Terreno Apiaí.

3.1.5 Formações Lajeado e Antinha

As Formações Lajeado e Antinha têm seus limites pelas zonas de cisalhamento Ribeira, Figueira, Quarenta Oitava e Morro Agudo, compartimentadas entre as formações Água Clara e Votuverava. São compostas por metarritmitos, meta-arenitos, metassiltitos, metamargas e metacalcários, com paragêneses da fácies xisto verde, com estruturas primárias frequentemente preservadas. O ambiente deposicional interpretado por autores como Dias e Salazar (1987), Campanha e Sadowski (1999) e Siga Junior (2010) é plataformar de água rasa.

Datações SHRIMP U-Pb (zircão) realizadas por Campanha et al. (2016) em metabasitos e zircões detríticos de meta-arenitos, caracterizam idades mínima de deposição em aproximadamente 870 Ma (obtida no Gabro de Apiaí) e idade máxima de deposição em aproximadamente 1.5 Ga (relativa à proveniência, obtida em zircão detrítico).

3.1.6 Formação Iporanga

A Formação Iporanga aflora na porção sudoeste do estado de São Paulo, composta por metarritmitos, com intercalações de meta-arenitos, arcóseos, metaconglomerados e brechas, fácies xisto verde zona da clorita. (Campanha et al.; 2008; Siga Junior, 2010). Segundo Faleiros (2008) o ambiente de sedimentação recebeu distintas interpretações, tais como depósitos de tilitos (Leonardos, 1934), turbiditos distais (Petri e Suguiu, 1969), molassas (Daitx, 1980 citado por Faleiros, 2008), *wildflysh* (Campanha et al., 1985 e 1986), *debris flow* e turbiditos canalizados (Pires, 1988).

Campanha et al. (2008) considera a Formação Iporanga como produto de sedimentação glacial, interpretando os metaconglomerados como diamictitos. O autor realizou datações U-Pb SHRIMP em zircão detrítico e em seixos de granitos observados em meio aos diamictitos, com a idade máxima de sedimentação em 593 ± 15 Ma.

3.1.7 Faixa Itaiacoca

A Faixa Itaiacoca é uma sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares que aflora entre os cinturões graníticos Três Córregos e Cunhaporanga (Fuck et al., 1967; Soares et al.; 1987; Siga Junior et al., 2002 e 2008). Vale ressaltar que autores como Almeida (1967) e Fuck et al. (1967) e Salum Filho (2005) realizam comparações e correlações entre os mármore da Faixa Itaiacoca (Terreno Apiaí) com os mármore da Formação Capiru (Terreno Curitiba).

As unidades da Faixa Itaiacoca apresentam associações litológicas e estruturas sedimentares preservadas como estratificações cruzadas, granodrescência, estruturas estromatolíticas que são relacionadas a ambiente plataformal raso. Também são observadas estruturas vulcânicas preservadas nos metatraquitos e metarriolitos, tais como amígdalas e vesículas (Soares et al., 1987; Siga Junior et al., 2008, Siga Junior, 2010; Reis Neto, 1994).

Segundo Siga Junior et al.(2008), as unidades da região podem configurar um grupo, com duas sequências distintas. A primeira é caracterizadas por mármore dolomíticos com registros de estromatólitos e esteiras algálicas, com intercalações de filitos e metabasitos. Dados geocronológicos U-Pb (zircão) caracterizam idades entre 1030-908 Ma, admitidas pelo autor como período de formação/cristalização de soleiras básicas, durante o período de abertura e sedimentação da Sequência Inferior no Toniano.

A Sequência Superior mais jovem é formada por metarcóseos, metaconglomerados, metapelitos e metavulcânicas ácidas com assinatura cálcio-alcalina, compatível com ambiente de retroarco (Reis Neto, 1994). Estudos geocronológicos realizados por Siga Junior et al. (2008) obtiveram idades U-Pb (zircão) ID-TIMS e SHRIMP nas rochas metavulcânicas, que caracterizam o período entre 645-628 M para formação / derrame dessas rochas.

Ressalta-se que este período é coincidente com idades obtidas por Prazeres Filho (2005) nos cinturões graníticos Três Córregos e Cunhaporanga, o que reforça a interpretação da sequência superior como produto de uma ambiente associado a arcos magmáticos. Estas idades também são relativamente próximas às idades K-Ar obtidas em sericita/muscovita em fração fina, no intervalo de 628-610 Ma, interpretado como idade de metamorfismo e resfriamento do Faixa Itaiacoca (Siga Junior et al., 2008, Siga Junior, 2010).

3.1.8 Magmatismo Granítico Neoproterozoico

O Terreno Apiaí apresenta importantes intrusões graníticas das quais podemos citar os cinturões graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, um dos maiores complexos graníticos do sul-sudeste brasileiro (Fuck et al., 1967; Prazeres Filho, et al., 2005). Estes complexos graníticos apresentam formas elipsoidais com eixo preferencial NE-SW, e são compostos por uma vasta gama de fácies e subfácies (Gimenez Filho et al., 1995; Guimarães, 2000; Prazeres Filho, 2000; Prazeres Filho, 2003).

O Complexo Cunhaporanga recobre uma área de aproximadamente 2.800 Km², entre os Estados do Paraná e de São Paulo, o seu limite a nordeste e sudeste são com Faixa Itaiacoca, a oeste com litotipos do Grupo Castro e a sudoeste, norte e noroeste com a Bacia do Paraná. É composto por diferentes corpos graníticos monzo a sienogranitos, secundariamente granodioritos e quartzo monzonitos, ainda ocorrem corpos subvulcânicos de composição álcali-granítica a sienogranítica. Além disso apresentam tendência cálcio-alcálica, série de alto K (em parte shoshoníticos), com características de granitos do tipo I e A, formados em ambiente de arco vulcânico e intraplaca (Prazeres Filho, 2000; Reis Neto, 1994; Guimarães, 2000).

O Complexo Três Córregos ocorre nos estados do Paraná e São Paulo, em uma área de aproximadamente 3.000 Km², seus limites são com a Bacia do Paraná a norte e sul, e leste com Formação Água Clara e oeste com Faixa Itaiacoca. A principal característica é o domínio de litotipos porfíricas, graníticas, granodioríticas a quartzo-monzoníticas, subordinadamente ocorrem sienogranitos e monzogranitos equigranulares. Os estudos de caráter geoquímico revelam que os granitoides cálcio-alcálicos de médio a alto-K, tipo I

formados em ambiente de arco magmático (Gimenez Filho et al., 1995; Guimarães, 2000; Prazeres Filho, 2000 e 2005).

Análises U-Pb (zircão) realizadas por Prazeres Filho (2000 e 2005) nos Complexos Cunhaporanga e Três Córregos, delimitam o período de formação das rochas destas unidades graníticas de arco magmático entre ca. 630 a 590 Ma.

Alguns *stocks* graníticos são observados em meio aos metassedimentos do Terreno Apiaí, com colocação controlada pela ação de zonas de cisalhamento transcorrente (Fiori, 1985b; Cury, 2003; Dressel, 2013). Autores como Cury (2003) e Prazeres Filho (2000) consideram os stocks graníticos Carambeí, Joaquim Murtinho, Piedade, Varginha, Cerne, Passa Três e Rio Abaixo como produto do magmatismo tardi a pós-colisional, com idades U-Pb (zircão) ID-TIMS próximas à 560 Ma. Cury et al. (2008) destaca que esse período é muito próximo à idades Ar-Ar obtidas em biotitas do Granito do Cerne, em 557 ± 1.6 Ma, interpretando um resfriamento rápido para esses granitos.

3.1.9 Rochas Intrusivas Alcalinas

Ainda no Terreno Apiaí são encontrados maciços alcalinos, compostos por sienitos, álcali-feldspato granitos e pequenas intrusões fonolíticas e lamprófiros, representadas por diques e *plugs*, com destaque para os maciços Tunas, Banhadão, Mato Preto, Itapirapuã e Barra do Itapirapuã (Vasconcellos et al., 1998; Siga Junior et al., 2007). Estudos geocronológicos pelos métodos U-Pb (zircão) SHRIMP e K-Ar (biotita) realizados por Siga Junior et al. (2007) no Maciço Alcalino Tunas, caracterizam idades de cristalização em ca. 82 Ma.

3.2 TERRENO CURITIBA

O Terreno Curitiba é composto principalmente por ortognaisses e migmatitos do Complexo Atuba, balizado a sul por rochas graníticas cálcio-alcalinas da Suíte Rio Piên, admitido, como provável arco-magmático neoproterozoico (ca. 610) e corpos máficos e ultramáficos, admitidos como possíveis ofiolitos (Harara et al., 2001; Harara et al., 2002). As sequências de cobertura desse terreno são representadas principalmente por rochas

metassedimentares do Complexo Turvo – Cajati e Formação Capiru (Siga Junior, 2010).

3.2.1 Complexo Atuba

O Complexo Atuba é composto por ortognaisses, migmatitos e granitos com frequentes intercalações de corpos anfíbolíticos, com ocorrências de gnaisses granulíticos e zonas miloníticas (tectonofácies) expressas em campo como faixas de xistos (Yamato, 1999). Estas rochas apresentam foliações heterogeneamente desenvolvidas, expressas em campo como granitoides protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos (Kaulfuss, 2001).

Os estudos geocronológicos caracterizam um evolução crustal complexa para essas rochas, com derivação manto-crosta dos protólitos dos gnaisses do Complexo Atuba durante o Arqueano (idades modelo Sm-Nd entre 3,1 e 2,7 Ga), com importante registro termotectônico no Paleoproterozoico, caracterizado por idades U-Pb (zircão) no intervalo 1900 - 2200 Ma. Imagens de catodoluminescência permitem reconhecer zircões neoformados e bordas recristalizadas, com idades U-Pb no intervalo 645 - 633 Ma, admitidas como registro do metamorfismo de alto grau (migmatização), durante o Neoproterozoico (Sato et al., 2003; Siga Junior et al., 2007). Os dados litogeoquímicos de Silva (2005) sugerem uma migmatização do complexo Atuba em condições de ~720 °C e 6,8 Kbar, datada por Sato et al. (2009) em ca. 590 Ma (U-Pb SHRIMP, bordas de zircão), idade muito próxima dos resultados K-Ar e Ar-Ar (biotita) obtidos por Siga Junior et al. (2007).

O Complexo Atuba é limitado a Sul pela Suite Piên-Mandirituba que é composta por quartzo-monozodioritos a granodioritos, subordinadamente, monzogranitos com biotita e anfibólio, meta-aluminosos e cálcio-alcálicos de alto K que estão heterogeneamente deformados (Machiavelli et al., 1993, Siga Junior et al., 1993; Harara, 1996; Harara et al., 2001).

A noroeste as sequências metassedimentares da Formação Capiru balizam o Complexo Atuba, onde são reconhecidas tectonofácies dos granitoides e dos metassedimentos, e formam uma zona deformada pela tectônica de baixo ângulo (Kaulfuss, 2001), anteriormente interpretada por Bigarella e Salamuni (1956) como a Formação Setuva. Vale ressaltar que os

limites do Complexo Atuba são representados por significativas zonas de cisalhamento expressas por importantes anomalias gravimétricas negativas (Castro et al., 2014).

No Complexo Atuba são descritos granitoides deformados, principalmente reconhecidos no Núcleo Setuva, uma janela estrutural (ou uma lasca tectônica) situado a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha. Apresenta forma sigmoidal com granitos miloníticos e gnaisses no centro e ultramilonitos e xistos (tectnofácies) na borda. Esses granitoides apresentam composição sienogranítica, monzogranítica e granodiorítica, heterogeneamente deformados, onde muitas vezes não é possível reconhecer a trama e composição original da rocha devido a quebra da muscovita e ao desenvolvimento de filonitos (Kaulfuss, 2001; Siga Junior et al., 2007).

No contexto geotectônico, o Complexo Atuba é a unidade infracrustal com registros da justaposição do Terreno Curitiba e os terrenos adjacentes (Luis Alves e Apiaí), formada e deformada em nível estrutural inferior, intensamente retrabalhada e migmatizada durante o Neoproterozoico (Campanha, 1991; Basei et al. 1992; Siga Junior. 1995; Siga Junior. et al. 2007; Sato et al., 2003, Sato et al. 2009a; Cury, 2009; Faleiros et al. 2011b).

3.2.2 Complexo Turvo-Cajati

O Complexo Turvo-Cajati é caracterizado por metassedimentos de origem predominantemente metapelítica e metapsamítica, expressos por quartzitos e xistos de composição variadas, onde as paragêneses sugerem um amplo gradiente metamórfico. São reconhecidas sequências de xistos, filitos, quartzitos, calciossilicáticas e mármore dolomíticos, admitidas como produto de um ambiente de plataforma continental (Vasconcellos et al., 1999). Faleiros et al., (2011b) caracterizam deformações em diferentes estilos, onde podem ser reconhecidas importantes zonas de cisalhamento de baixo ângulo associadas à nappes com vergência noroeste, e alguns retrocavalgamentos. São observados paragêneses da fácies xisto verde à anfíbolito alto, e ocorrências de gnaisses e migmatitos com associações de alta temperatura -silimanita migmatitos; e alta pressão - cianita migmatitos (Faleiros et al., 2011b).

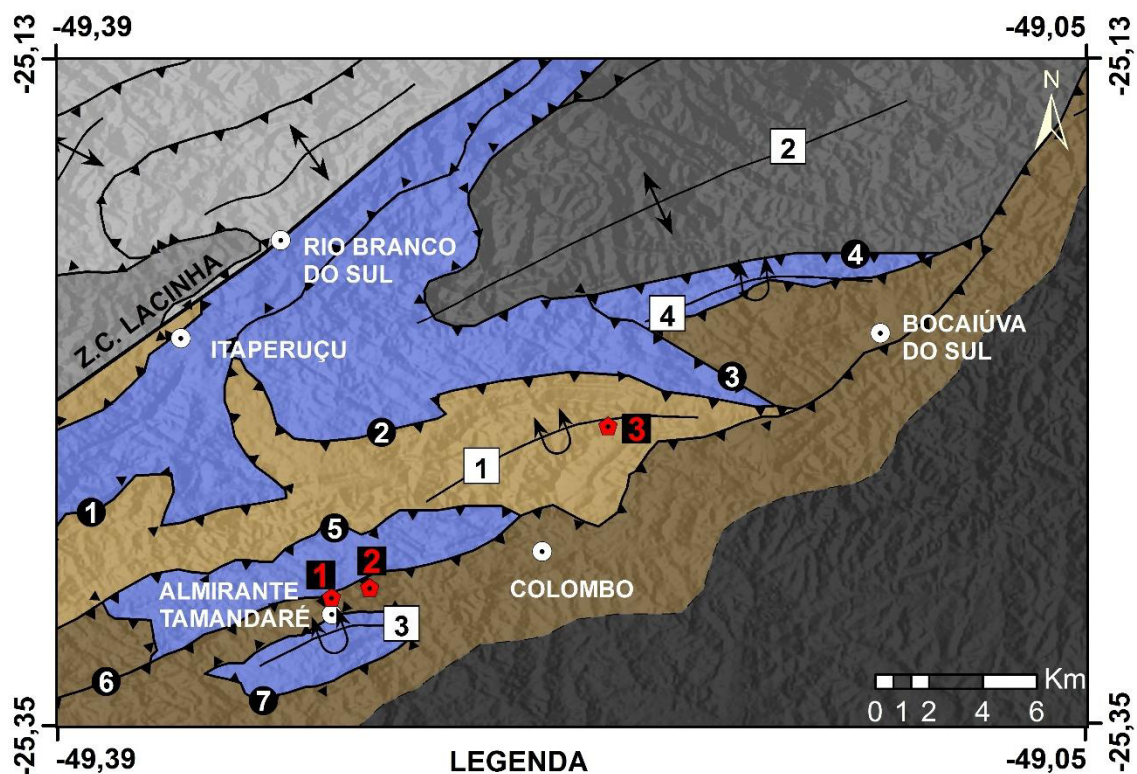
Idades U-Pb SHRIMP obtidas por Faleiros e Pavan (2013) em cristais de zircão detrítico indicam idades próximas à 900 Ma. Análises U-Pb (zircão) LA-ICP-MS realizadas por Cury (2009) em quartzitos da Formação Turvo-Cajati, caracterizam resultados em ca. 600 Ma como idade máxima de sedimentação. Destaca-se que essa idade é muito próxima da idade do pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati, obtida por Cury (2009) utilizando o método ID-TIMS U-Pb (monazita) em 594 ± 2 Ma, também por Faleiros et al. (2011b), obtida por EPMA U-Th-Pb (monazita) em 589 ± 12 Ma.

Os dados geocronológicos e petrometamórficos sugerem que este complexo fez parte de um prisma acrescionário, onde parte desta unidade teria sido deformada em níveis crustais profundos, refletindo um típico padrão colisional. Vale ressaltar que a proximidade das idades de deposição e do pico metamórfico sugerem que a deposição da Formação Turvo-Cajati ocorreu em uma bacia sin-colisional (Faleiros et al., 2011b; Cury, 2009).

3.2.3 Formação Capiru

Os litotipos desta formação se apresentam como uma faixa alongada de direção NE-SW, Figura 8, e recobrem porções do Terreno Curitiba, (Siga Junior, 1995). Esta formação é composta por quartzitos, metapelitos e mármore que apresentam estruturas reliquárias (Bigarella e Salamuni, 1956; Fiori 1990, Fiori e Gaspar, 1993; Guimarães et al. 2002; Juschacks, 2006; Bahniuk, 2007; Silva, 2010. As principais estruturas sedimentares identificadas são relacionadas as sequências carbonáticas como estratificações cruzadas de pequeno porte, estruturas do tipo *tepees*, gretas de contração e estruturas estromatolíticas. São identificadas nas sequências terrígenas estratificações gradacionais, estratificações cruzadas, estruturas do tipo *linsen* e dobras convolutas (Bigarella e Salamuni, 1956; Fiori 1990, Fiori e Gaspar, 1993; Yamato, 1999).

A Formação Capiru é subdividida em três conjuntos e/ou sequências litológicas separados por zonas de cisalhamento, com suas porções basais imbricadas em um sistema de escamas (Fiori, 1990). Esses conjuntos foram definidos como: Conjunto Juruqui na base, Conjunto Rio Branco na porção intermediária e, no topo, o Conjunto Morro Grande (Tabela 6).



- LEGENDA**
- SAIBREIRAS
 - ▲ FALHA DE CAVALVAMENTO
 - ⊙ MUNICÍPIOS
 - 1 MORRO DO QUARTZITO
 - 2 JARDIM CAMPO VERDE
 - 3 MORRO GRANDE
 - ↕ DOBRA ANTIFORMA
 - ↕ DOBRA SINFORMA
 - 1 SINFORMA DO MORRO GRANDE
 - 2 ANTIFORMA DO SETUVA
 - 3 SINFORMA DE ALMIRANTE TAMANDARÉ
 - 4 SINFORMA DA CACHOEIRINHA
 - 1 FALHA DE TRANQUEIRA
 - 2 FALHA DO PESSEGUEIRO
 - 3 FALHA DAS ARANHAS
 - 4 FALHA DO SETUVA
 - 5 FALHA DE MORRO GRANDE
 - 6 FALHA DE ALMIRANTE TAMANDARÉ
 - 7 FALHA COLÔNIA VENÂNCIO
 - TRANSCORRENTE DESTRAL
 - CONTATO INFERIDO
 - UNIDADES LITOLÓGICAS**
 - FORMAÇÃO CAPIRU
 - CONJUNTO MORRO GRANDE
 - CONJUNTO RIO BRANCO
 - CONJUNTO JURUQUI
 - FORMAÇÃO VOTUVERAVA
 - NÚCLEO BETARA
 - NÚCLEO SETUVA
 - COMPLEXO ATUBA

Figura 8: Mapa geológico da Região do Morro Grande com relevo sombreado (SRTM azimute 45°; altitude 45°). Geologia adaptada de Fiori e Gaspar (1993); Fiori (1990) e Fiori (1985a).

Tabela 6: Coluna estratigráfica da Formação Capiru, baseada Fiori e Gaspar (1993); Fiori e Salamuni (1995).

Conjunto	Morro Grande		Rio Branco		Juruqui
Características	Alternância rítmica de quartzitos e filitos com alto teor de matéria orgânica e mármores	ZC Pessegueiro Tranqueira	Metadolomitos/ mármores estromatolíticos com intercalações de quartzitos e filitos rítmicos	ZC Venâncio Pessegueiro	Filitos avermelhados (SW); Quartzitos vermelhos (NE), milonitos e níveis ferruginosos.
Estruturas Reliquiars	Bandamento rítmico, estratificações e laminações cruzadas, laminação tipo <i>linsen</i> , estratificação tipo <i>hummocky</i> e laminações convolutas, e estruturas estromatolíticas,		Estratificação plano paralela, estratificação cruzada, brechas intraformacionais, estruturas estromatolíticas e pisólitos		Bandamento rítmico, estratificação cruzada, estratificação plano paralela,
Ambiente Associado	Plataformal		Intermaré		Leque Deltaico

O Conjunto Juruqui é formado por filitos avermelhados e intercalações de quartzitos, intensamente deformados frequentemente milonitizados. São comuns veios de quartzo leitoso. Os filitos são homogêneos com foliação evidenciada por planos de sericita bem desenvolvida. Localmente se observa um bandamento rítmico. Os quartzitos ocorrem esporadicamente na forma de lentes intercalados com filitos e geralmente mostram-se boudinados. São identificados níveis granodecrescentes e granocrescentes, além de estratificação cruzada e plano paralelo (Fiori, 1990; Fiori e Gaspar, 1993).

O Conjunto Rio Branco é representado por mármore dolomíticos com intercalações de filitos rítmicos e quartzitos finos. São identificados nos mármore algumas estruturas reliquias como estratificação plano paralela, estratificação cruzada, brechas intraformacionais, estruturas estromatolíticas e pisólitos (Fiori, 1990), além de estruturas do tipo tepees e gretas de contração, (Guimarães et al., 2002; Juschacks, 2006; Bahniuk, 2007; Silva, 2010). Ainda ocorrem quartzitos, de granulometria média a grossa, mal selecionados, como lentes descontínuas e frequentemente são identificadas estratificações plano paralelas. Também são observados filitos rítmicos e metarrítmitos, na forma de lentes descontínuas (Fiori, 1990; Fiori e Gaspar, 1993; Yamato, 1999).

O Conjunto Morro Grande constituído por camadas intercaladas de quartzitos finos a médios e filitos rítmicos na sua porção superior, com níveis de mármore dolomíticos na base. Uma das principais características desta sequência é a alternância de níveis claros e escuros de camadas milimétricas a centimétricas de metassiltitos arenosos ou meta-arenitos que gradam para meta-argilitos ou filitos carbonosos escuros (Fiori e Gaspar, 1993). Também são observadas estruturas sedimentares em alguns níveis, estruturas como estratificações e laminações cruzadas, laminações tipo *linsen* e laminações convolutas. Os quartzitos apresentam texturas finas e médias, localmente grossas. O grau de seleção é moderado, com a maioria dos grãos de quartzo subangulosos a angulosos. As camadas de mármore dolomítico apresentam cor cinza, com bandamento rítmico e estruturas estromatolíticas (Fiori e Gaspar, 1993; Fiori, 1990).

O ambiente deposicional das sequências terrígenas da Formação Capiru ainda é motivo de discussão, alguns autores já consideraram os Conjuntos Juruqui e Morro Grande respectivamente, o primeiro como um ambiente

plataformal de águas profundas com a formação de turbiditos, e o segundo como um depósito plataformal raso a profundo (Fiori, 1990). Posteriormente estes conjuntos foram reinterpretados e o Conjunto Juruqui considerado como um leque deltaico, com fácies de frente deltaica e prodelta. O Conjunto Morro Grande como uma plataforma marinha rasa, inicialmente com uma sedimentação carbonática, e mais tarde em condições de águas mais profundas e calmas, com depósitos de metarritmitos e barras de plataforma, afetados por tempestades (Fiori e Gaspar, 1993). Estudos recentes nas sequências carbonáticas, com elevado grau de detalhe os relacionam a um ambiente de sedimentação em uma plataforma carbonática rasa região de supramaré a inframaré (Guimarães et al., 2002; Juschacks, 2006; Bahniuk, 2007; Silva, 2010).

3.2.4 Contexto Tectônico da Formação Capiru

Os registros estruturais da Formação Capiru configuram deformações heterogeneamente desenvolvidas, com faixas onde as estruturas sedimentares permanecem preservadas e faixas com intensa deformação associadas a zonas de cisalhamento, onde são observados milonitos ou cataclasitos. São observadas xistosidades e clivagens ardosianas penetrativas, mas com variação no espaçamento, associadas à tectônica de baixo ângulo. Nas proximidades das falhas de cavalgamento são observadas foliações anastomosadas, com frequentes veios de quartzo e *boudins*. Fiori (1990) considera que as falhas de cavalgamento da região seguem o modelo duplex, com exceção de Falhas de Morro Grande e Almirante Tamandaré, interpretadas como retrocavalgamentos. Além das foliações, são observadas dobras de arrasto, transposição e falhas em rampa e plataforma. O autor associa essas estruturas ao Sistema de Cavalgamento Açungui, responsável por colocar lado a lado diferentes unidades e, em alguns casos, duplicar ou inverter o empilhamento estratigráfico (Fiori, 1990; Fiori e Gaspar, 1993; Reis Neto e Soares, 1987).

Uma das principais estruturas destacadas em mapas da Formação Capiru, são as dobras antifórmicas e sinfórmicas, com eixo preferencialmente orientado segundo as direções N45E e N70E (ex.: Antiforma do Setuva e Sinforma de Morro Grande). Em campo, são observadas mesodobras em estilos variados, abertas, cerradas e isoclinais, normais e reclinadas, percebidas

principalmente pela deformação do acamamento reliquiar e foliação S1. Estas apresentam eixos sub-horizontais, direcionados para sudoeste, com os planos axiais geralmente subverticalizados com inclinações de até 60°. Fiori (1990) considera essas estruturas como um segundo evento de deformação, nomeado de Sistema de Dobramento Apiaí. Faleiros (2003) associa essas dobras à escalonamentos e arrastos provocados por uma tectônica de alto ângulo, com transcorrências associadas.

Na região são observadas falhas transcorrentes, com direção preferencial N45E e N70E, expressas em imagens por importantes lineamentos observados em diferentes escalas. Dentre as estruturas mais importantes, destaca-se a Zona de Cisalhamento Lancinha, admitida como uma estrutura litosférica que provavelmente marca uma zona de sutura entre os terrenos Curitiba e Apiaí. É reconhecida em campo por faixas miloníticas métricas, com lineações de estiramento *strike slip* e oblíquas, com indicadores cinemáticos sugestivos de movimentação dextral. Fiori e Gaspar (1993) calculam um deslocamento de aproximadamente 116 km relacionado a ação da ZC Lancinha. Fassbinder et al. (1996a e 1996b) considera diversas estruturas (falhas) secundárias como componentes sintéticas e antitéticas da ZC Lancinha, e reforça o papel de protagonismo dessa estrutura no contexto tectônico da porção sul do Cinturão Ribeira.

4 ARTIGO

A Sequência Terrígena Capiru: Registro de Ambiente Estuarino do ESTENIANO (1.08-1.20 Ga) na Região de Morro Grande-Norte de Curitiba-PR.

RESUMO: A Formação Capiru é dada em conjuntos litológicos, uma denominação informal para unidades litológicas com semelhanças composicionais, separadas por falhas de cavalgamento, que dificultam a reconstrução paleogeográfica pretérita, em escala regional. Neste sentido tem grande importância estudos tectonoestratigráficos de detalhe numa tentativa de um melhor entendimento do contexto tectônico, a fim de possibilitar a individualização e a correlação de faixas com estruturas originais preservadas. Regionalmente os litotipos mais estudados nesta formação, destacam-se as rochas carbonáticas da Sequência Rio Branco, onde são reconhecidos estromatólitos, esteiras algálicas e outras estruturas que indicam um ambiente de sedimentação plataformal, entre inframaré e intermaré. Os registros das sequências terrígenas pertencentes às sequências Juruqui e Morro Grande são heterogêneos, com ambientes relacionados a plataformas continentais. Neste trabalho foi realizado levantamento estratigráfico de detalhe na Sequência Morro Grande, que possibilitou o reconhecimento do empilhamento original e a construção de perfis estratigráficos de detalhe. Ao longo dos perfis foram reconhecidas quatro associações de litofácies, ainda com a individualização de uma tectonofácies, nomeadas da base para o topo como (i) meta-arenitos intercalados com meta-argilitos, (ii) meta-argilitos; (iii) metassiltitos intercalados com meta-argilitos e (iv) meta-argilitos intercalados com metassiltitos. Os registros observados sugerem um ambiente estuarino com aumento da lâmina d'água, com desenvolvimento de planícies de maré e canais de maré, marcadas por exposições subáreas esporádicas na base, mais abundantes nas zonas intermarés e supramarés superiores. Análise U-Pb em cristais de zircão detrítico da base da sequência caracterizam o Riáciano (entre 2.2 - 2.1 Ga) como principal assinatura das áreas fonte e o Steniano (entre 1.08 - 1.20 Ga), como idade máxima de sedimentação da Sequência Morro Grande.

Palavras-chave: Estruturas Sedimentares Reliquárias, Baixo Grau Metamórfico, Cinturão Orogênico Ribeira.

4.1 INTRODUÇÃO

O reconhecimento de terrenos tectonoestratigráficos tem como objetivo a reconstrução paleogeográfica por meio da caracterização das litofácies, que possibilita a comparação e o relacionamento dos ambientes deposicionais de unidades litoestratigráficas e litodemas. Estudos sobre estruturas sedimentares e análise estratigráfica em orógenos pré-cambrianos, são um desafio devido à frequente presença de deformação e metamorfismo, onde muitas vezes o contexto geológico é caracterizado pela falta de continuidade dos registros originais (Howell, 1995; Erickson et al., 1998; Erickson et al., 2001). Nesse contexto podem ser encontradas unidades litoestratigráficas, ou seja, quando as camadas preservam a lei da sobreposição, e unidades litodêmicas, definidas pela ausência de estruturas primárias e a não conformidade com a lei da sobreposição devido ao tectonismo (Petri et al., 1986).

A interpretação de ambientes pré-cambrianos carrega em si o desafio da superação de problemas relativos a limitação do registro original e da falta de informações geocronológicas. Também deve ser levada em consideração a possibilidade do registro rochoso de períodos anteriores ao Fanerozoico apresentarem estilos potencialmente diferentes dos atuais, se considerarmos as diferenças no fluxo térmico litosférico, a abundância dos eventos magmáticos de longa duração, a evolução da atmosfera, da vida e as diferenças nas taxas de intemperismo, erosão e fornecimento de sedimentos (Erikson et al., 2001).

As unidades litoestratigráficas da Formação Capiuru se assemelham à assembleia QPC de Condie (1982), caracterizadas por metapsamitos, metapelitos e metadolomitos com registro estratigráfico relativamente bem preservado, que possibilitam a interpretação das estruturas sedimentares em perfis contínuos e, conseqüentemente, a modelagem dos ambientes de sedimentação. Estudos sobre as estruturas sedimentares e análise estratigráfica em escala de detalhe são escassos e heterogeneamente distribuídos nas suas diferentes unidades, o que torna as interpretações sobre o ambiente de sedimentação da Formação Capiuru pouco precisas. O objetivo deste trabalho é a reconstrução do ambiente de sedimentação do Conjunto Morro Grande e a correlação com as demais unidades da Formação Capiuru.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

A porção meridional do Sistema Orogênico Ribeira é caracterizada pela colagem de diferentes terrenos com características próprias e distintas, (Figura 9), compostos por rochas granito-gnaíssicas e faixas metassedimentares e metavulcanossedimentares de baixo a médio grau, justapostas durante as colisões do Ciclo Brasileiro e consequente formação do Gondwana Ocidental. O contexto geotectônico e geocronológico desses terrenos é muito similar ao caracterizado por Heilbron et al. (2008), onde são reconhecidos núcleos de embasamento composto por ortognaisses mais antigos que 1.7 Ga (Kaulfuss, 2001; Cury et al., 2002; Siga Junior et al., 2011a), sucessões metavulcanossedimentares do Calimíniano (Siga Junior et al., 2011b), sucessões metassedimentares do Toniano-Criogeniano (Siga Junior et al., 2003; Siga Junior et al., 2008; Campanha et al., 2016;), arcos magmáticos e intrusões graníticas tardi-colisionais do Ediacarano (Prazeres Filho et al., 2003; Cury et al., 2008) e sucessões de *back-arc* e molassas do Ediacarano-Cambriano (Siga Junior et al., 2003; Siga Junior et al., 2008; Campanha et al., 2008).

Na Figura 9 encontram se representadas os principais terrenos que compõem o quadro tectônico do sul-sudeste brasileiro (Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá). Os dados geológico-geocronológicos atualmente disponíveis para o sul-sudeste brasileiro caracterizam um cenário cujas reconstruções paleogeográficas sugerem modelos baseados, em colagem de terrenos suspeitos seguidos de intensa dispersão lateral ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes.

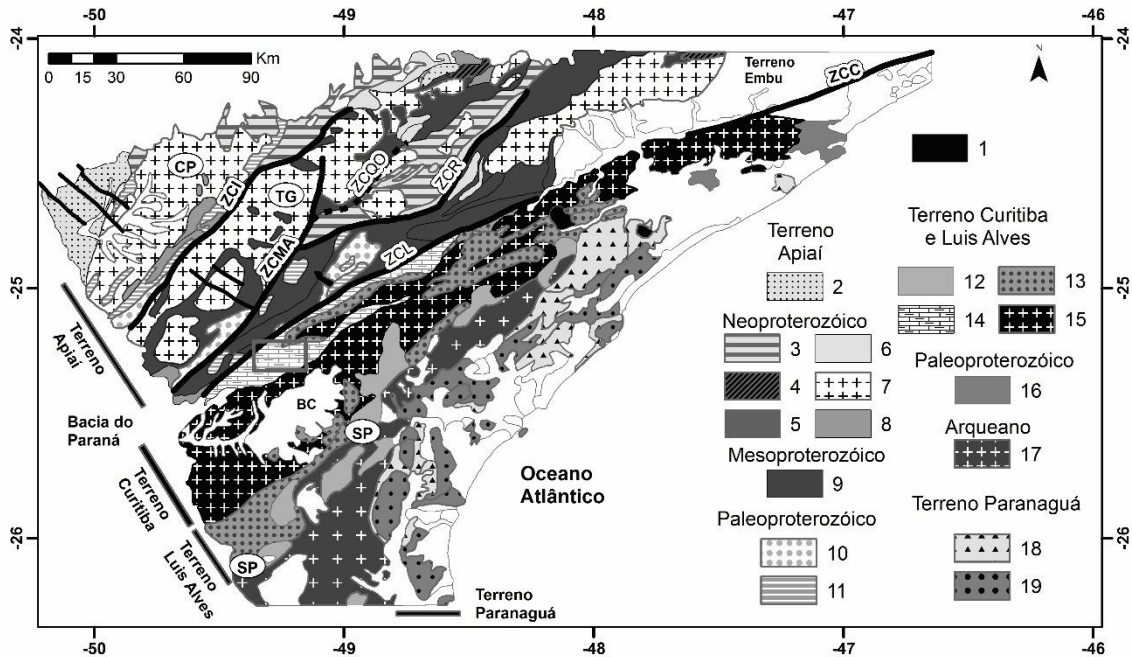


Figura 9: Esboço Geológico dos terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá com área do Projeto (preto). Legenda: 1 - Cobertura Fanerozoica; (2-11) **Terreno Apiaí**: 2 - Sequências molássicas do Grupo Castro e Formação Camarinha; 3 - Granitos do tipo A; 4 - Suíte Itu; 5 - Bacias de Curitiba e Camarinha; 6 - Sucessões neoproterozoicas mais recentes; 7 - Granitos cálcio-alcalinos neoproterozoicos, (CP – Cunhaporanga, TG - Três Córregos); 8 - Sucessões neoproterozoicas mais antigas; 9 - Sucessões neoproterozoicas mais recentes; 10 - Formações do Estateriano; 11 - Ortognaisses peralcalinos estaterianos; (12-16) **Terrenos Curitiba e Luís Alves**: 12 - Bacias extensionais e granitos peralcalinos; 13 - Sucessões neoproterozoicas; 14 - Granitos cálcio-alcalinos neoproterozoicos; 15 – Formação Capiru; 16 - Ortognaisses riacianos; 17 - Ortognaisses e granulitos do Terreno Luis Alves; (18-19) **Terreno Paranaguá**: 18 - Granitos cálcio-alcalinos neoproterozoicos;; 19 - Sucessões neoproterozoicas. Principais zonas de cisalhamento: ZCI - Itapirapuã; ZCMA - Morro Agudo; ZCQO - Quarenta Oitava; ZCR - Ribeira; ZCL - Lancinha; ZCC - Cubatão; SP - Sutura Piên. Adaptado de Basei et al. (1992), Siga Junior (1995), Harara (2005) Heilbron et al. (2008), Cury (2009) e Castro (2014).

No âmbito do Terreno Apiaí os dados atualmente existentes tem modificado substancialmente o cenário tectônico do sul-sudeste brasileiro, identificando a presença de bacias extensionais (*rifts* continentais) com magmatismo e sedimentação associada ao final do Paleoproterozoico (1.790-1.750 Ma) e do Mesoproterozoico (1.600-1.450 Ma), Siga Junior et al., (2011a), Siga Junior et al., (2011b) e Siga Junior et al., (2011c). O desenvolvimento desses processos parecem ter se iniciado no final do Paleoproterozoico (1.790-1750 Ma: Núcleo Betara, Perau e Apiaí Mirim), evoluindo para bacias mais amplas durante o Mesoproterozoico (1.600-1.450 Ma: sequências metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava e Água Clara). No continente Sul-Americano registros geológicos similares são reconhecidos, de modo descontínuo, ao longo de grande parte de sua porção centro-oriental (Brito Neves e Cordani, 1991; Brito Neves, 1995; Brito Neves et al., 1999). Associa-

se a importantes cicatrizes relacionadas a processos de ruptura de grandes massas continentais aglutinadas durante o Paleoproterozoico (Supercontinente Columbia – Rogers e Santosh, 2002). Difere desse padrão a Sequência Itaiacoca, que ocupa a porção setentrional do Terreno Apiaí. O Estudo geológico-geocronológico caracterizou a existência de dois conjuntos litológicos temporalmente distintos, o primeiro com idades mínimas de deposição relacionadas ao final do Mesoproterozoico início do Neoproterozoico (associação plataformar carbonática: 1.030-980 Ma), Siga Junior et al. (2008) e Siga Junior et al. (2009). O segundo conjunto é representado principalmente por metapsamitos e metavulcânicas com idades de deposição relacionadas ao Neoproterozoico (645-628 Ma). Os períodos assinalados, relacionam-se num contexto tectônico a processos de ruptura dos Supercontinente Rodínia (metabásicas de natureza toleítica/subalcalina: 1.030-908 Ma) e a processos deposicionais associados a aglutinação do Supercontinente Gondwana (metatraquitos ultrapotássicos: 645-628 Ma). No âmbito do Terreno Apiaí valores do intervalo 630-600 Ma relacionam-se as principais épocas de formação dos Batolitos Três Córregos (intrusivo na Sequência Água Clara) e Cunhaporanga (intrusivo nas Sequências Itaiacoca e Abapã), considerados representantes de arcos magmáticos Neoproterozoicos (Prazeres Filho, 2005). Valores isotópicos pouco mais jovens referem-se a época de deposição das sequências metassedimentares Lajeado, Iporanga e Antinha (590-570 Ma, Campanha et al., 2008b), a colocação dos maciços graníticos do Cerne, Rio Abaixo, Passa Três (580-560 Ma) e desenvolvimento de bacias sedimentares tipo Castro e Camarinha (ca. 550 Ma).

Nos terrenos gnáissico-migmatíticos (Terreno Curitiba) localizados a sul do Terreno Apiaí, balizados pela Zona de Cisalhamento Lancinha, foram identificados importantes heranças Arqueanas (3.000 – 2.700 Ma) e idades de formação migmatização relacionadas ao Paleoproterozoico (2.100-2.000 Ma) e ao Neoproterozoico (620-600 Ma), Siga Junior et al.(1995), Harara et al. (2001) e Harara et al. (2002). As principais sequências de cobertura relacionadas ao Terreno Curitiba referem-se as sequências Capiro e Turvo-Cajati. Na Sequência Turvo-Cajati ocorrem zircões detríticos (núcleos e bordas) Neoproterozoicos (800-600 Ma) com picos adicionais entre 1.400-1000 Ma, 2.200-2.100 Ma e 2.900-2.600 (Siga Junior et al., 2010). Os litotipos presentes e as idades obtidas

sugerem ambientes plataformais pré-Gondwana (Capiru) e de margem continental ativa (Turvo-Cajati).

O Terreno Luís Alves é representado principalmente por rochas gnáissico-granulíticas com idades de formação distribuídas no intervalo 2.200-1.900 Ma, distribuídas no intervalo 2.000-1.700 Ma, caracterizando-se como um segmento continental, uma microplaca durante o Neoproterozoico (Siga Junior, 1995; Basei et al., 1992; Basei et al., 1998; Harara et al., 2002; Harara et al. 2003).

O Terreno Paranaguá, por outro lado, identifica-se como parte de um grande cinturão colisional Neoproterozoico (620-600 Ma), que baliza toda porção costeira das regiões sul-sudeste do território brasileiro (Siga Junior, 1995; Cury et al., 2008; Cury, 2009). É representado, em sua quase totalidade, por um complexo ígneo Neoproterozoico que inclui uma grande variedade de rochas graníticas (Suites Morro Inglês, Canavieiras, Rio do Poço e Estrela; Cury, 2009) distribuídas ao longo de uma faixa oriental, com mais de 100Km de extensão, com cerca de 30 Km de largura (da Ilha de São Francisco –SC ao sul de Itatins – SP; Basei et al., 1992; Siga Junior, 1995). Estudos preliminares, relacionados principalmente às sequências metassedimentares associadas a esse terreno sugerem importantes correlações com os cinturões do Oeste Africano, resultado de processos de colagens relacionados à formação do Gondwana Ocidental. Grande parte dos zircões detríticos apresentam idades concentradas nos intervalos 1.000-900, 1.300-1.200, 1.500-1.400, 1.750-1.700, 2.200-1.900 Ma (Siga Junior et al., 2012). Os padrões 1.000-900 e 1.300-1.200 Ma sugerem preliminarmente uma relação com quebra do Supercontinente Rodínia e encontra valores similares no Cinturão Gariep, na contra parte africana. Devemos destacar que valores dos intervalos 1.500-1.400 e 1.750-1.700 Ma ocorrem em rochas do embasamento do Cinturão Kaoko – NW da Namíbia (Kröner et al., 2004).

4.3 CONTEXTO GEOLÓGICO DA FORMAÇÃO CAPIRU

A Formação Capiru objeto deste trabalho é a unidade supracrustal da porção do Terreno Curitiba, caracterizada por conjuntos metassedimentares compostos por metapsamitos, metapelitos e metadolomitos, onde

frequentemente podem ser observadas estruturas sedimentares preservadas (Bigarella e Salamuni, 1956; Fiori 1990; Fiori e Gaspar, 1993; Guimarães et al. (2002), Juschacks (2006), Bahniuk (2007), Silva (2010)). Estes conjuntos afloram ao sul da Zona de Cisalhamento da Lancinha, (Figura 10), como faixas alongadas e dobradas, com contatos marcados por falhas de cavalgamento.

A Formação Capiçu apresenta registros de pelo menos dois eventos tectônicos, associados à tectônica de cavalgamento e à tectônica transpressiva, onde podem ser reconhecidas foliações e falhas de cavalgamento, deformadas em dobras e zonas de cisalhamento transcorrente (Fiori, 1990; Siga Junior et al., 2005; Faleiros et al., 2011b). A tectônica de cavalgamentos é caracterizada pelo desenvolvimento de foliações heterogêneas, com faixas de xistos e milonitos dispostas lado a lado com sequências litológicas com sucessão estratigráfica preservada. São observadas falhas de cavalgamento e retro cavalgamento, duplex, dobras falhas e transposições (Fiori, 1990; Reis Neto e Soares, 1987). A tectônica transpressiva é responsável pelas principais estruturas observadas em mapas regionais, como falhas transcorrentes (Z. C. Lancinha) e dobras com eixos preferencialmente orientados segundo as direções N45E (Antiforma do Setuva) e N70E (Sinforma de Morro Grande). Faleiros (2003) associa essas dobras à escalonamentos e arrastos provocados por uma tectônica de alto ângulo, com transcorrências associadas.

Podem ser observadas faixas de milonitos e zonas de transposição, onde zonas de cisalhamento colocam lado a lado unidades não necessariamente contíguas ou, em alguns casos, com duplicação ou inversão estratigráfica. Em algumas situações a coexistência de estruturas tectônicas e sedimentares podem induzir interpretações equivocadas, pois há situações em que o diagnóstico não é conclusivo apenas pela observação em campo. Também deve ser levado em conta o fato da geometria atual das estruturas estarem significativamente modificada pela deformação. Contudo, na Formação Capiçu são frequentes os locais onde podem ser observadas estruturas sedimentares que permitem a reconstrução estratigráfica, com geometria e arranjo compatíveis com exemplos em terrenos sedimentares. Exemplo disso pode ser observado nas sequências carbonáticas, com estromatólitos, estratificações cruzadas de pequeno porte, estruturas do tipo *tepees*, brechas intraformacionais e gretas de contração. Nas sequências terrígenas são observadas granodecrescência,

estratificações cruzadas, laminações plano paralelas, estruturas do tipo *flaser*, *linsen*, *hummockys* e dobras convolutas (Bigarella e Salamuni, 1956; Fiori 1990 e 1993; Yamato, 1999; Lange, 2015).

A Formação Capiu é subdivida em três conjuntos e/ou sequências litológicas separados por zonas de cisalhamento, com suas porções basais imbricadas em um sistema de escamas, (Fiori,1990). Esses conjuntos foram definidos como: Conjunto Juruqui, na base, Conjunto Rio Branco, na porção intermediária, e, no topo, o Conjunto Morro Grande.

O Conjunto Juruqui é formado por filitos avermelhados e intercalações de quartzitos, intensamente deformados frequentemente milonitizados. São comuns veios de quartzo leitoso. Os filitos são homogêneos com foliação evidenciada por planos de sericita bem desenvolvida. Localmente se observa um bandamento rítmico. Os quartzitos ocorrem esporadicamente na forma de lentes intercalados com filitos e geralmente mostram-se boudinados. São identificados níveis granodecrescentes e granocrescentes, além de estratificação cruzada e plano paralelo (Fiori, 1990; Fiori e Gaspar, 1993).

O conjunto Rio Branco é representado por mármore dolomíticos com intercalações de filitos rítmicos e quartzitos finos. São identificados nos mármore algumas estruturas reliquárias como estratificação plano paralela, estratificação cruzada, brechas intraformacionais, estruturas estromatolíticas e pisólitos (Fiori,1990), além de estruturas do tipo *tepees* e gretas de contração, (Guimarães *et al.*,2002; Juschacks, 2006; Bahniuk, 2007; Silva, 2010). Ainda ocorrem quartzitos, de granulometria média a grossa, mal selecionados, como lentes descontínuas e frequentemente são identificadas estratificações plano paralelas. Também são observados filitos rítmicos e metarritmos, na forma de lentes descontínuas (Fiori, 1990; Fiori e Gaspar, 1993; Yamato, 1999).

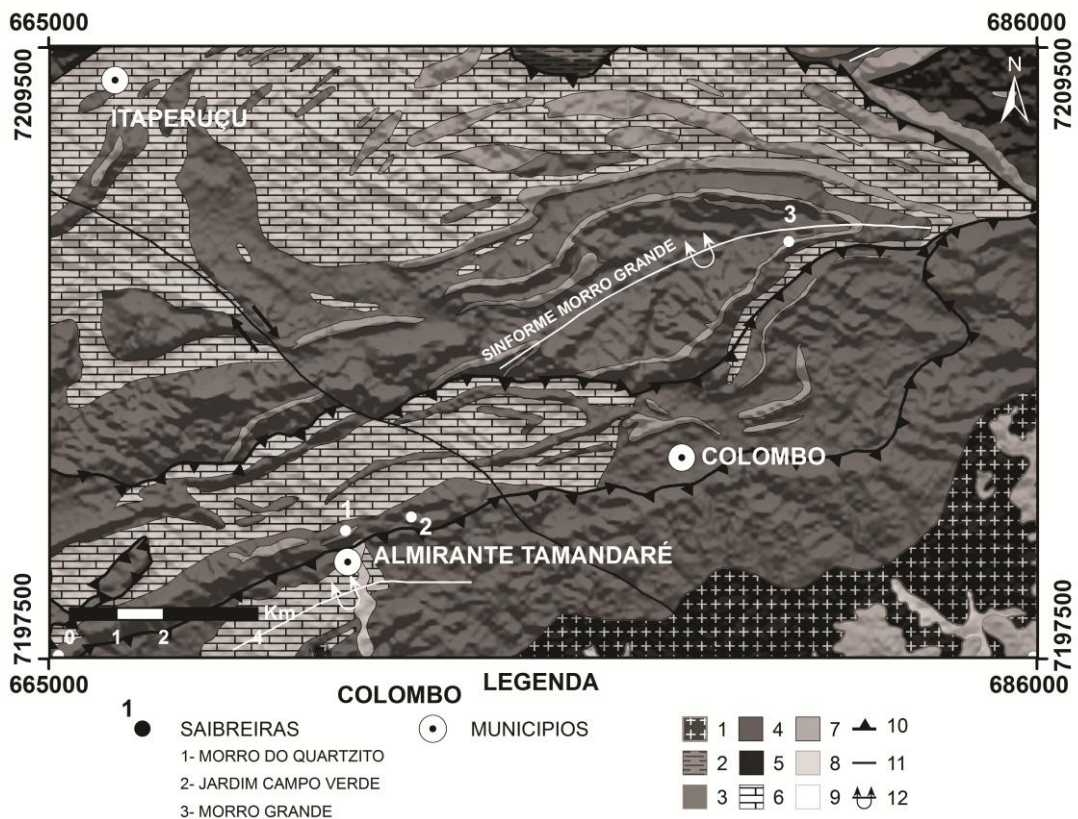
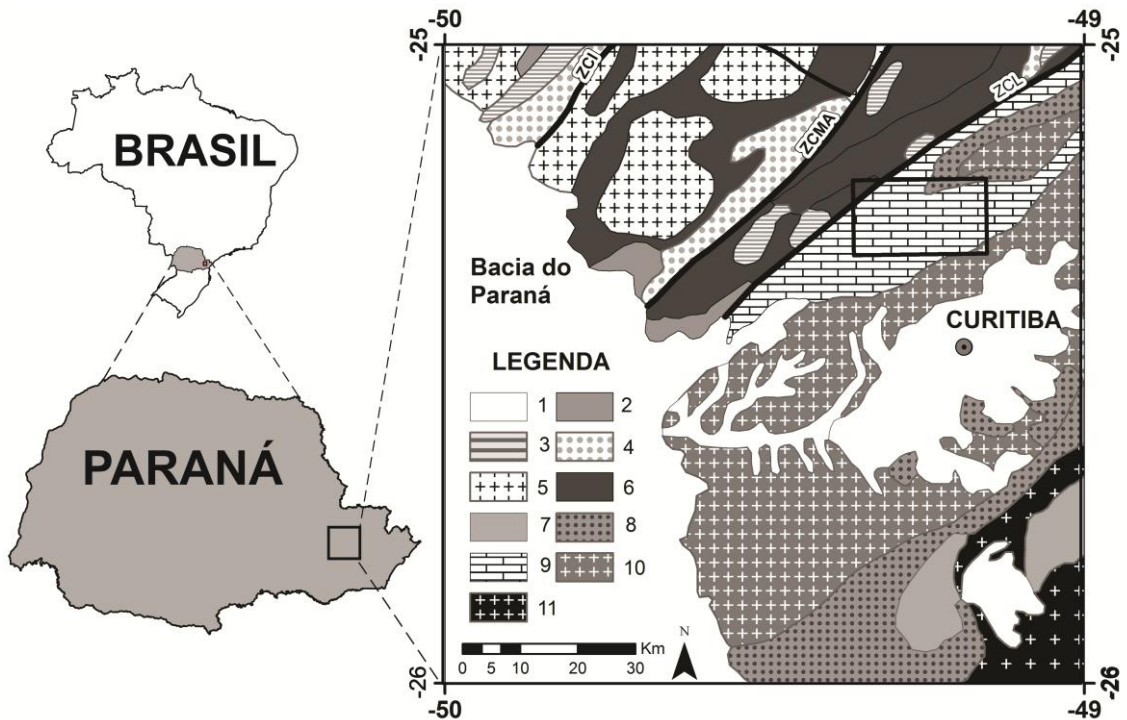


Figura 10: Localização da área de estudo. **A)** Posição da área de estudo no Brasil, Estado do Paraná; **B)** Esboço Geológico da Porção Sudeste do Brasil, Paraná, Santa Catarina com área de estudo. Adaptado de Basei et al. (1992), Siga Junior (1995), Harara (2005), Heilbron et al. (2008), Cury (2009) e Castro (2014). Legenda: 1- Bacia de Curitiba; **TERRENO APIAÍ:** 2- Sucessões neoproterozoicas mais recentes; 3- Sucessões neoproterozoicas; 4- Sucessões neoproterozoicas; 5- Granitos Cálcio-Alcalinos neoproterozoicos; 6- Sucessões mesoproterozoicas; 7- Bacias extensionais e granitos peralcalinos (A); **TERRENO CURITIBA E TERRENO LUÍS ALVES:** 8- Sucessões neoproterozoicas; 9- Formação Capiru; 10- Ortognaisses e granulitos do Terreno Luís Alves; 11- Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba; **ZONAS DE CISALHAMENTO:** ZCL-Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCMA-Zona de

Cisalhamento Morro Agudo;; ZCI-Zona de Cisalhamento Itaperapuã. **C)** Mapa Geológico da Região do Morro Grande, MIREROPAR (1985), sobre imagem SRTM. Legenda Formação Capiru: 1- Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba; 2) Tectonofácies da Formação Capiru; 3) Formação Votuverava; **Formação Capiru:** 4) Filitos e Metarritmitos; 5) Quartzos Filitos; 6) Mármore dolomíticos; 7) Quartzitos e Meta-arenitos; 8) Sedimentos da Bacia de Curitiba; 9) Sedimentos aluvionares; 10) Falhas de Cavalgamentos; 11) Falhas Transcorrentes; 12) Dobras Siniformes.

O conjunto Morro Grande é constituído por camadas intercaladas de quartzitos finos a médios e filitos rítmicos na sua porção superior, com níveis de mármore dolomítico na base. Uma das principais características desta sequência é a alternância de níveis claros e escuros de camadas milimétricas a centimétricas de metassiltitos arenosos ou meta-arenitos que gradam para meta-argilitos ou filitos carbonosos escuros (Fiori e Gaspar,1993). Também são observadas estruturas sedimentares em alguns níveis, estruturas como estratificações e laminações cruzadas, laminações tipo *linsen* e laminações convolutas. Os quartzitos apresentam texturas finas e médias, localmente grossas. O grau de seleção é moderado, com a maioria dos grãos de quartzo subangulosos a angulosos. As camadas de mármore dolomítico apresentam cor cinza, com bandamento rítmico e estruturas estromatolíticas (Fiori e Gaspar,1993; Fiori, 1990).

Na região são observadas falhas transcorrentes, com direção preferencial N45E e N70E, destaca-se a Zona de Cisalhamento Lancinha, admitida como uma estrutura litosférica que provavelmente marca uma zona de sutura entre os terrenos Curitiba e Apiaí (Castro et al., 2014). É reconhecida em campo por faixas miloníticas métricas, com lineações de estiramento *strike slip* e oblíquas, com indicadores cinemáticos sugestivos de movimentação dextral. Fiori e Gaspar (1993) calculam um deslocamento de aproximadamente 116 km relacionado a ação da Z.C. Lancinha. Fassbinder et al. (1996a e 1996b) considera diversas estruturas (falhas) secundárias como componentes sintéticas e antitéticas da Z.C. Lancinha, e reforça o papel de protagonismo dessa estrutura no contexto tectônico da porção sul do Cinturão Ribeira.

4.4 MÉTODOS

Neste trabalho foram utilizadas técnicas de geoprocessamento para confecção de uma base de dados multiescala, possibilitando a construção de mapas, perfis e seções em escala de detalhe, inseridas no contexto geológico

regional estruturado em ambiente SIG. A base cartográfica para os levantamentos geológicos na escala de detalhe foi construída por meio de levantamento topográfico com GPS geodésico modelo *Leica SR20* e estação total *Leica 407*. O banco de dados regional foi construído a partir da digitalização das informações de Fiori et al. (1985), Fiori (1990), Fiori e Gaspar (1993), Silva et al. (1998).

Os trabalhos de campo tiveram ênfase na descrição das litofácies e suas associações, com registro detalhado das estruturas observadas em campo, que possibilitaram a confecção de dois perfis com aproximadamente 86,5 m e 64,13 m, ambos na escala 1:100. A coleta de amostras para análises de proveniência usou como base as informações estratigráficas obtidas nos perfis. Foram selecionadas amostras de composições granulométricas diferentes, com intuito de verificar a influência do contexto estratigráfico nos padrões de idades obtidas, separando duas populações com diferentes granulometrias, afim de se obter idades consistentes das áreas fonte.

A análise de proveniência foi realizada por meio da datação de cristais de zircão detrítico de duas amostras denominadas MG-01-F (metapelitos) e MG-01-Q (meta-arenito), utilizando o método U/Pb. As análises radiométricas utilizando-se LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), no Centro de Pesquisas Geocronológicas, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc-USP), conforme procedimento descritos em Sato et al. (2009a e b), Sato et al. (2010) e Sato et al. (2012). O padrão GJ-1 foi utilizado para correções isotópicas. As correções de Pb comum foram baseadas nas mediadas de ^{202}Hg e ^{204}Pb (presença do isóbar ^{204}Hg) e na composição do Pb comum quando da formação da rocha (Stacey e Kramers, 1975). As idades são calculadas utilizando-se a constante de decaimento e no valor atual da relação $^{208}\text{U}/^{235}\text{U}$, recomendada por Steiger e Jäger (1977).

Nestas amostras foram selecionados zircões a partir da fracção 100 a 250 *mesh*, concentrados em diferentes frações obtidas em separador magnético isodinâmico *Frantz*. Os cristais de zircão foram selecionados por meio dos estudos de imagens de catodoluminescência, evitando zonas difusas entre núcleo e borda, inclusões, fraturas ou mesmo feições metamórficas. Para o presente estudo, foram consideradas idades com grau de concordância de $100 \pm 10\%$,

com erros calculados em 1 σ . Foram analisados 86 cristais de zircão da amostra MG-01-Q, com 78 determinações válidas e 65 cristais da amostra MG-01-F, com 54 determinações válidas.

4.5 CONTEXTO ESTRUTURAL

A Formação Capiiru objeto desse trabalho apresenta-se como uma faixa dobrada com *trend* N45-80E, onde são observadas estruturas tectônicas heterogeneamente desenvolvidas e com gradiente metamórfico que sugere deformação em nível crustal superior. Os contatos entre as diferentes unidades são marcados por falhas de cavalgamento, com desenvolvimento de faixas miloníticas com espessura métrica, e delineados em mapas por grandes sinformas e antiformas, a exemplo da Antiforma do Setuva e Sinforma de Morro Grande (Fiori, 1990; Fiori e Gaspar, 1993).

Nos metapelitos da Sequência Morro Grande predominam ardósias onde podem ser observadas estruturas sedimentares preservadas (S0), com foliações pouco desenvolvidas, com planos com sericita espaçados em milímetros e centímetros. São observadas faixas de xistos e filitos, com xistosidade e/ou clivagem ardosiana S1 caracterizada por planos com sericita, além de zonas de milonitos associadas a tectônica de baixo ângulo (Tabela 7). Estas estruturas encontram-se dobradas em diferentes estilos, com geração de clivagens disjuntivas e plano axiais S2, com planos espaçados e sem desenvolvimento de minerais.

Tabela 7: Foliações primárias e secundárias na região de Morro Grande e suas características.

Foliação	Classificação e Relações	Natureza
S0	bandamento composicional com variação textural, afetado por S1, localmente por S2. São observadas estratificações e camadas com deformação sin-sedimentar.	Sedimentar
S1	xistosidade / clivagem ardosiana com espaçamento milimétrico e centimétrico, subparalela ao bandamento S0, localmente crenulada por S2.	Dúctil
S2	clivagem de crenulação e/ou disjuntiva, não-penetrativa, com espaçamento centimétrico, podendo em alguns locais transpor as demais superfícies.	Dúctil-Rúptil

4.5.1 Bandamento Sedimentar – S0

O bandamento composicional é identificado pela variação de cor, níveis brancos e cinza claro, médio e escuro, quando alterado apresenta cor ocre (Figura 11). É caracterizado pela variação composicional e textural, marcada pela diferença granulométrica do quartzo, que varia argila até areia grossa (Figura 12A). Estas camadas apresentam espessura desde 0,5 cm a 30 cm. São observadas estruturas sedimentares preservadas, como granodecrescência, laminação plano paralela, estratificação cruzada tabular, acanaladas e *climbing ripples*.

A identificação e diferenciação das estruturas sedimentares e tectônicas nem sempre é tarefa fácil, pois alguns truncamentos tectônicos podem se confundir com estratificações. Na região de Morro Grande são observados registros compatíveis com deformação penecontemporânea à sedimentação, o que dificulta ainda mais a distinção entre estruturas primárias e secundárias. Para tanto, é fundamental a verificação da relação geométrica entre as estruturas, observando a coerência e repetição destas nos estratos.

Os diagramas de S0 (Figura 13A) caracterizam uma distribuição em duas concentrações de polos, com direção próxima à N65E, com mergulhos entre 70° e 90° para os quadrantes SE e NW, reflexo do dobramento regional que resultou na Sinforma de Morro Grande.

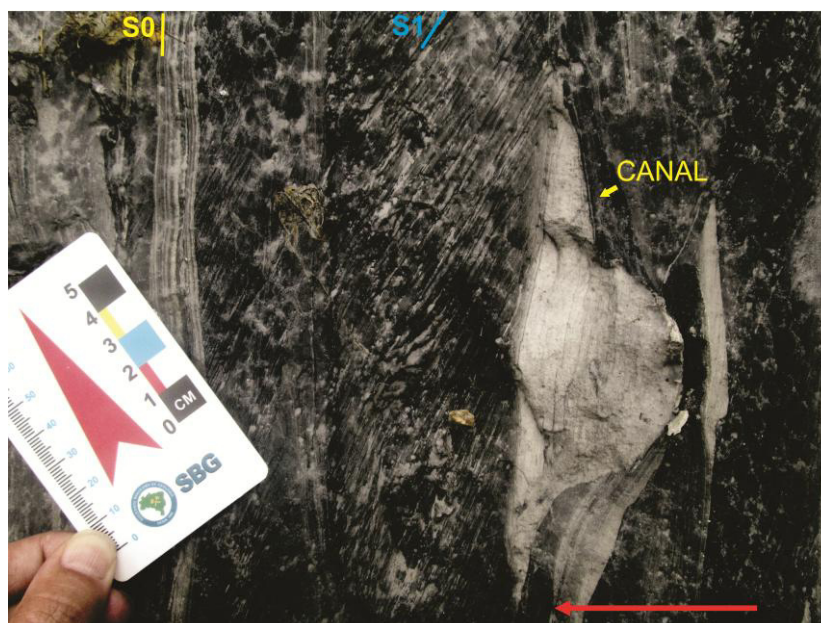


Figura 11: Relação da clivagem ardosiã (S1) e o bandamento composicional. A clivagem ardosiã corta o bandamento composicional e a estrutura de paleocanal.

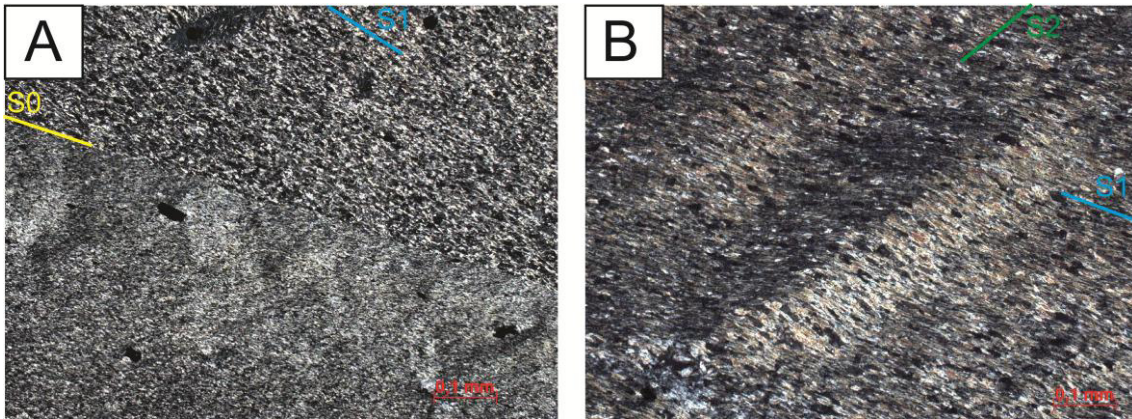


Figura 12: Aspectos petrográfico dos litotipos A) Aspecto em lâmina da variação granulométrica 472/14-5, polarizadores cruzados. B) Foliação S2 com caráter de clivagem de crenulação, lâmina 472/14-4, polarizadores cruzados.

4.5.2 Clivagem Ardosiana – S1

A clivagem ardosiana é identificada por planos sedosos com espaçamento médio de 3 mm, subparalelos ao S0 (Figura 11), com diferenças de 30° e 20° entre as direções, de 10° e 15° entre os mergulhos. Na região de Morro Grande são observados máximos com direção E-W e mergulhos verticalizados (entre 80° e 90°), como pode ser observado em estereograma da Figura 13. São planos retilíneos com sericita desenvolvida, localmente com remobilização de sílica expressa por microvênulas de quartzo com espessuras submilimétricas, assumindo caráter plano axial de dobras em S0.

Pode ser observada refração na direção de S1 em bandas com diferentes composições, onde em camadas mais quartzosas são observados planos mais oblíquos e espaçados do que em camadas mais argilosas, com planos de foliação S1 subparalelos ao S0, relativamente menos espaçados (Figura 11).

Em alguns locais a foliação S1 ocorre como clivagem plano axial de dobras assimétricas, fechadas à cerradas, com amplitudes variando entre 2 e 15 centímetros, por vezes com adelgaçamento de charneira e rompimento dos flancos (Figura 14A e B e Figura 15). Os eixos destas dobras ocorrem frequentemente verticalizados, contudo, também com mergulhos entre 50° e 60°, o que evidencia a deformação e empinamento dessas estruturas por dobramento posterior. São observados pequenos deslocamentos nos planos de S1 que se assemelham à microcalvagamentos, onde são encontradas vênulas de quartzo associadas à clivagens *strain-slip* (Figura 16). Os aspectos observados sugerem

que está foliação é produto de uma tectônica de baixo ângulo com cavalgamentos associados, semelhante ao proposto por Fiori (1990).

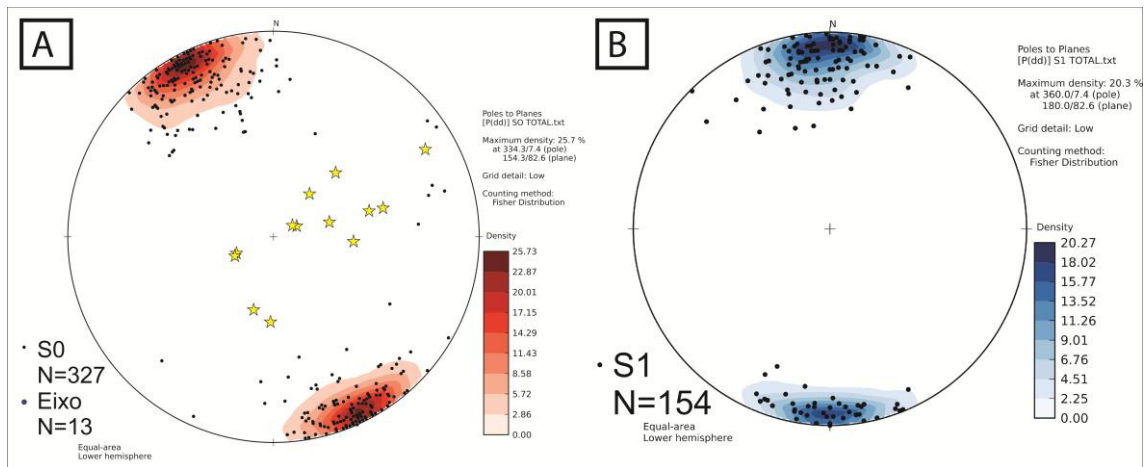


Figura 13: Estereogramas do bandamento reliquiar e clivagem ardosiada (S1) e sua relação com eixos das dobras. Estereograma do bandamento composicional (S0), com n=327 medidas e em símbolo amarelo (estrela) os eixos medidas ao longo da seção que totalizaram n=13 mediadas; B) Estereograma da foliação S1, com n=154 medidas e em quadrados vermelhos os eixos medidas ao longo da seção que totalizaram n=13 mediadas.

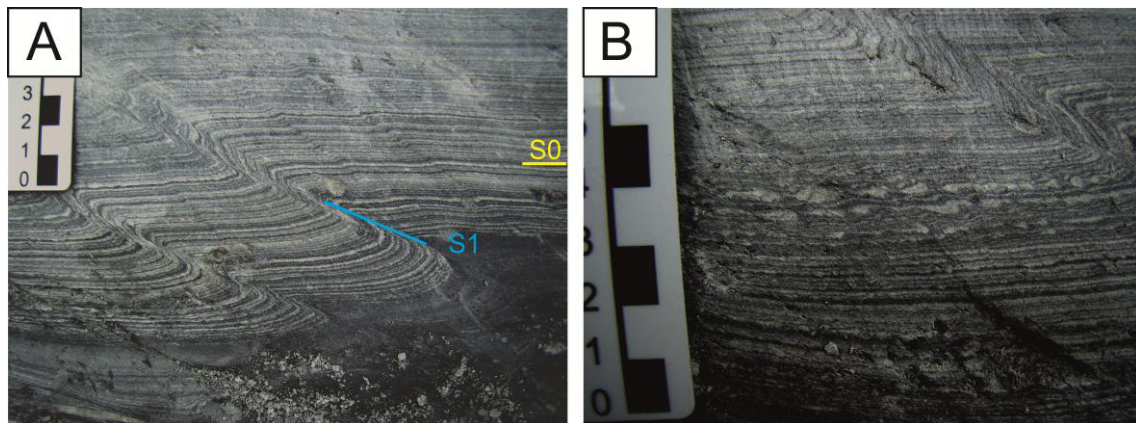


Figura 14: Dobras assimétricas da saibreira de Morro Grande. A) Dobras assimétricas, com cerca de 2 centímetros, com bandamento definido pela variação composicional e textural, identificada pela intercalação de níveis brancos (silte e areia fina) e cinza escuro argila carbonosa. A foliação S1 ocorre como plano axial destas dobras. B) Detalhe lentes milimétricas síltico-arenosas que estão deformadas.

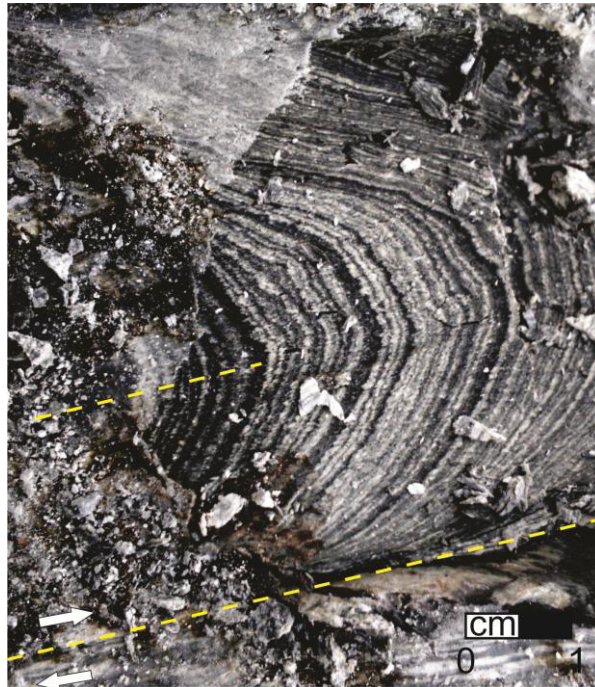


Figura 15: Relação da foliação S1 com uma dobra cerrada com flanco rompido a qual apresenta bandamento composicional, níveis brancos (silte a areia muito fina) intercalados com níveis cinza escuro (argila carbonosa), e a foliação S1 com Clivagem plano axial.



Figura 16: Vênulas de quartzo milimétricas que cortam o bandamento, relacionadas a clivagem ardosiária.

Destaca-se que nos micrólitos de S1 pode ser observada illita, o que sugere condições de baixa temperatura e pressão compatíveis com nível estrutural raso, suficientes apenas para cristalizar sericita restrita aos planos de foliação.

4.5.3 Clivagem Disjuntiva - S2

Esta foliação é uma clivagem disjuntiva ou de crenulação, pouco desenvolvida e restrita em algumas faixas com planos espaçados, com direção preferencial em N70E/75NW, podendo provocar crenulações em S0 e S1, Figura

12B e Figura 17. A foliação S2, quando comparada ao padrão regional, apresenta características similares às estruturas tectônicas de alto ângulo, semelhante às descrições de Fiori (1990), Fiori et al. (1991), Fiori e Gaspar (1993) com grandes dobras de arrasto e escalonadas associadas a fase transpressiva, conforme proposto por Faleiros et al. (2011b).

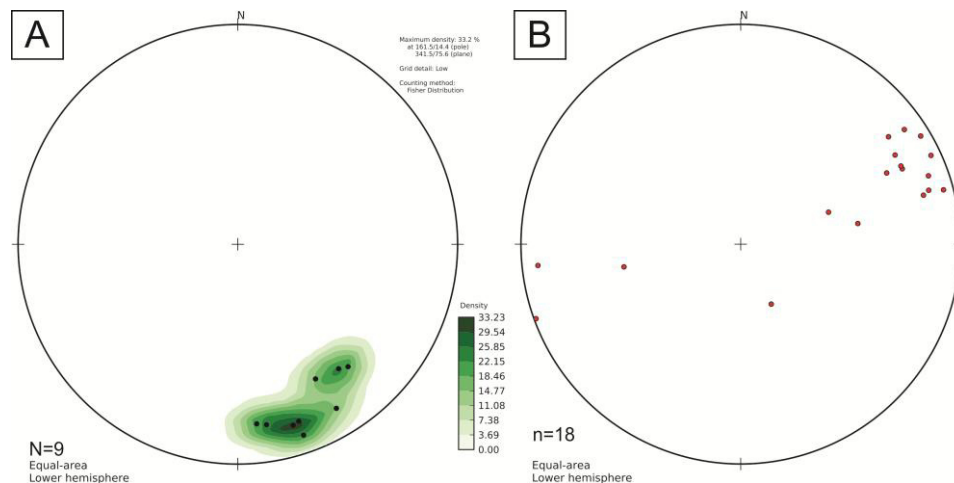


Figura 17: Estereogramas da foliação S2 e a lineação de interseção em A) Foliação S2 com nove medidas e; B) Lineação de interseção com dezoito medidas.

4.6 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO

Os estudos sobre os ambientes de sedimentação pré-cambrianos são hoje um grande desafio, pois o entendimento dos sistemas deposicionais e seus produtos pode apresentar um contexto diferente dos ambientes geológicos atuais (Eriksson et al., 1998 e 2001). Trabalhos em escala de detalhe podem promover importantes discussões sobre modelos regionais e globais, possibilitando avanços nas interpretações dos ambientes antigos. Soma-se a este desafio o fato da deformação e do metamorfismo, comumente observado em sucessões proterozoicas, dificultarem o reconhecimento de estruturas sedimentares, que imprimem um aspecto fragmentado ao registro original (Howell, 1995).

Estudos faciológicos na Formação Capiru são prejudicados pela descontinuidade dos registros originais, função do tectonismo e metamorfismo imposto em suas unidades. A saibreira de Morro Grande apresenta uma área aproximada de 9718 m², com perfis e seções levantados nas direções N52W (Seção/Perfil A-B), N51W (Seção/Perfil C-D), com comprimentos de 86,8 m e 64,63 m, respectivamente. Os resultados do trabalho consistem na análise

faciológica (Tabela 8) integrada ao estudo de proveniência dos metapelitos e metapsamitos da Sequência Morro Grande. A denominação das litofácies foram baseadas no código proposto por Miall (1978), com algumas adaptações. O prefixo meta foi retirado da nomeação das litofácies para facilitar na separação e descrição.

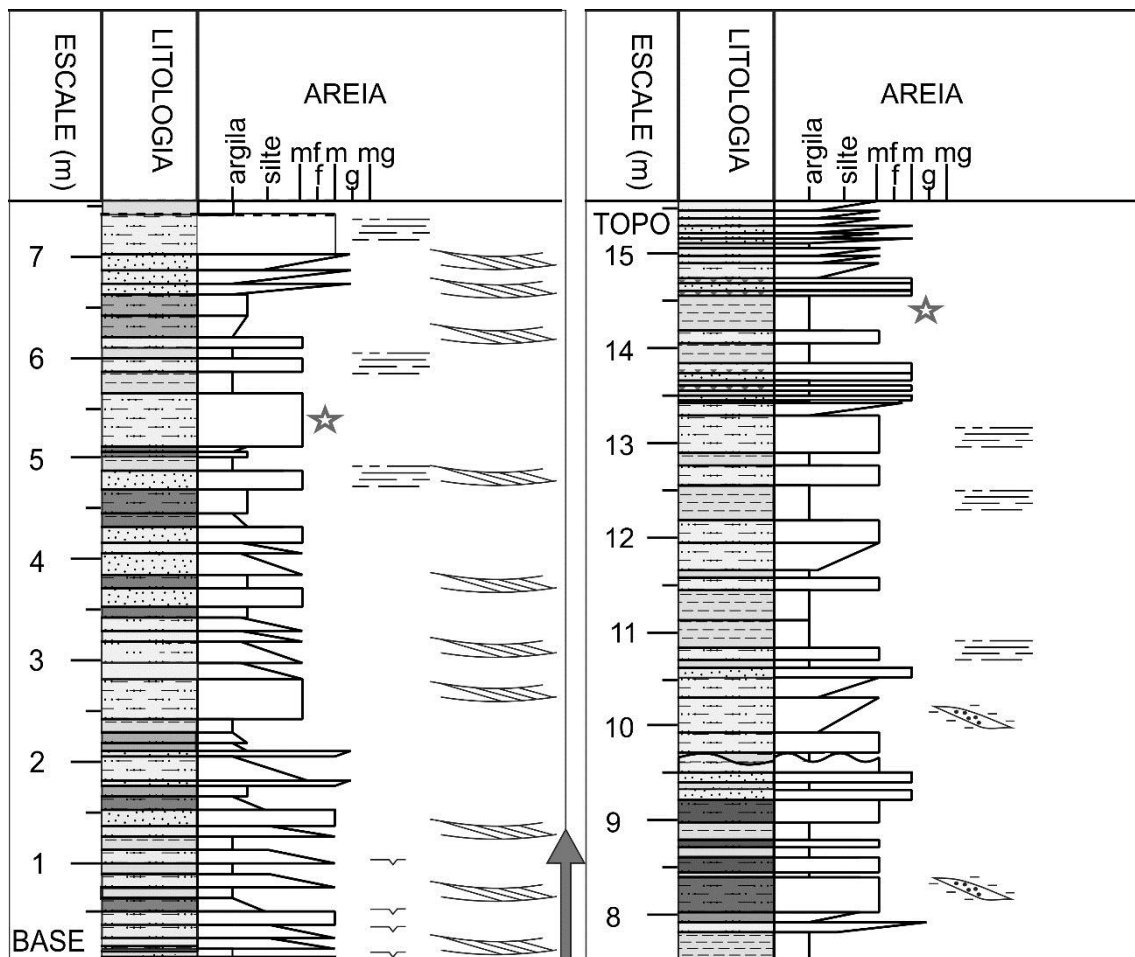
A análise estratigráfica resultou no agrupamento de 4 associações, que permitem esboçar o arranjo estratigráfico da Formação Capiru na região de Morro Grande, Colombo - PR.

Tabela 8: Código de litofácies sedimentares estabelecidas e as associações de litofácies utilizadas para o tratamento dos dados coletados na área de estudo.

Associação de Litofácies	Litofácies	Descrições Resumidas
Associação 1	A(f)	Arenito em camadas centimétricas, com lentes argilosas que variam de alguns milímetros a alguns centímetros.
	Ag)	Arenito em camadas centimétricas com gradação normal.
	A(gr)	Arenito em camadas centimétricas com gretas de ressecamento.
	A(l)	Arenito em camadas centimétricas com <i>flaser</i> .
	A(m)	Arenito maciço em camadas centimétricas.
	A(tb)	Arenito em camadas centimétricas com tangências na base.
Associação 2	L(m)	Argilito em uma camada métrica maciço.
Associação 3	Rs(c)	Ritmito siltoso em camadas centimétricas com <i>Climbing Ripples</i> .
	Rs(f)	Ritmito siltoso em camadas centimétricas com <i>linsen e flaser</i> .
	Rs(h)	Ritmito siltoso em camadas centimétricas com estratificação cruzadas tipo <i>hummocky</i> .
	Rs(p)	Ritmito siltoso em camadas centimétricas com laminação plano paralela.
	Rs(t)	Ritmito siltoso em camadas centimétricas com laminação cruzada tabular.
	Rs(td)	Ritmito siltoso em camadas centimétricas com estruturas <i>tidal bundles</i>
	A (m)	Arenito maciço em meio as camadas síltico-argilosas.
Associação 4	RI(c)	Ritmito argiloso em camadas centimétricas com <i>Climbing Ripples</i> .
	RI(p)	Ritmito argiloso em camadas centimétricas com laminação plano paralela.
	RI(t)	Ritmito argiloso em camadas centimétricas com laminação cruzada tabular.
	RI(tb)	Ritmito argiloso em camadas centimétricas com laminação cruzada tangencial na base.

4.6.1 Associação 1: Meta-arenitos intercalados com Meta-argilitos

Associação 1 que é composta pelas litofácies A(f), A(g), A(gr), A(m) e A(tb), ilustradas no perfil A-B (Figura 18). Predominam arenitos muito finos à médios em camadas com espessura de 5 até 40 cm, com intercalação de níveis argilosos (Figura 18).



LEGENDA

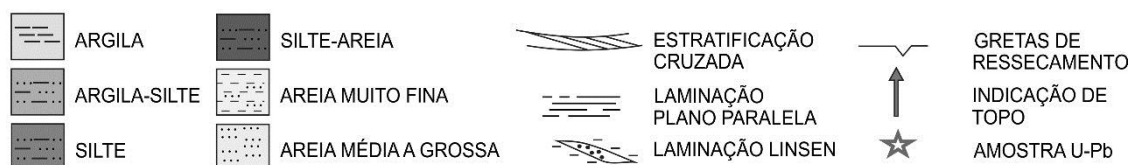


Figura 18: Perfil A-B, com Associação 1 onde estão sinalizados as indicações de topo.

Os arenitos são de cor branca e amarela, compostos por quartzo, subordinadamente argila, com minerais pesados como zircão, rutilo, ilmenita e magnetita. Os grãos de quartzo apresentam grau de esfericidade moderado e grau de arredondamento entre subangulosos e arredondados. Algumas

camadas apresentam formas de leito irregulares, sugerindo topo para norte, onde as porções com granulometria média apresentam-se mais endurecidas, devido a silicificação (Figura 19A e B).

São observadas laminais com espessuras entre 2 e 3 mm compostas por argilominerais de cor cinza escuro, com laminações *flaser* e estratificações tangenciais na base. Nos planos de contato dos níveis argilosos são identificadas gretas ressecamento, com formas poligonais e fissuras submilimétricas (Figura 20).

A associação de litofácies 1 é caracterizada principalmente pelo amplo predomínio de arenitos com laminações cruzadas e eventuais níveis argilosos, que evidenciam o predomínio de processos trativos, com eventuais exposições subaéreas.

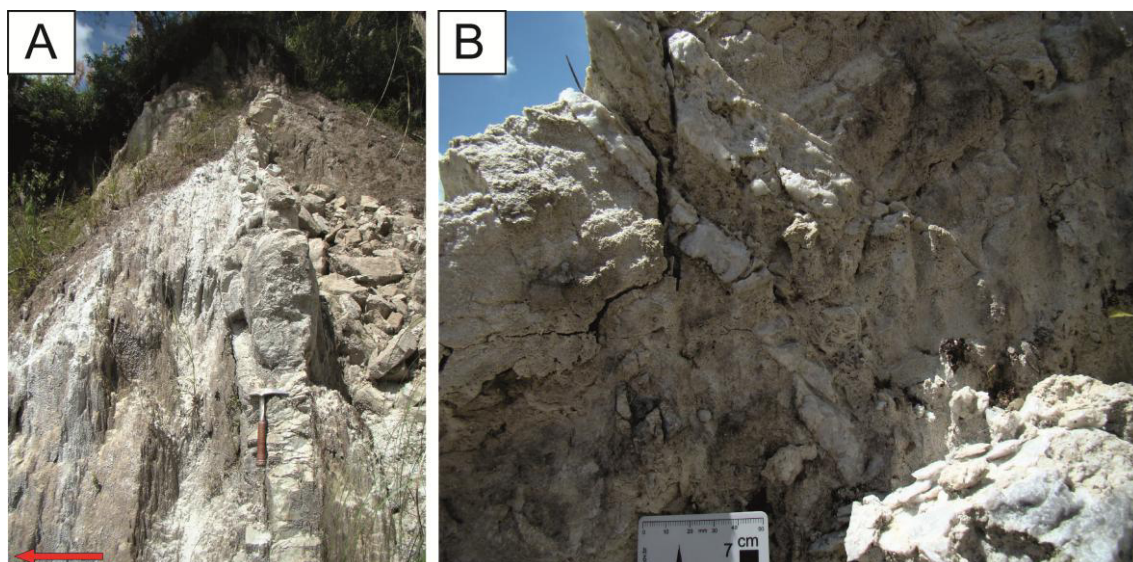


Figura 19: Associação de litofácies 1 em A) Litfáceis A(m), local de coleta da amostra MG-01-Q para datação U-Pb, seta vermelha indicando o topo das camadas; B); detalhe para recristalização de quartzo.

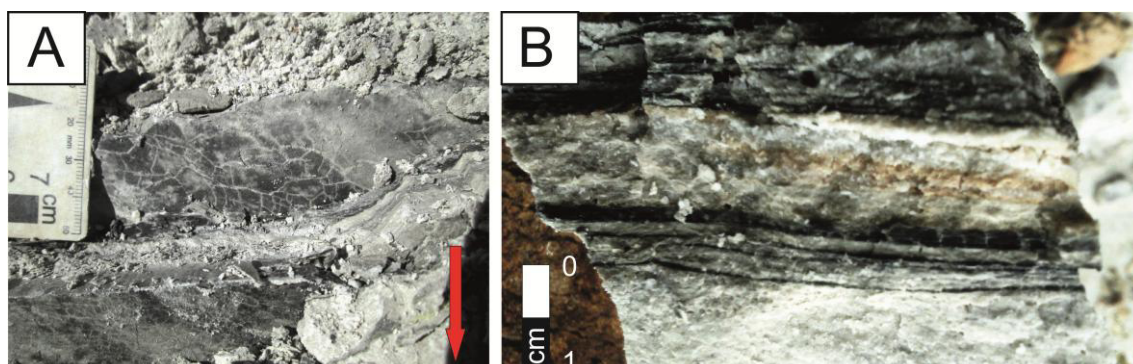


Figura 20: Litofácies A(gr) em A) detalhe para feições poligonais no nível argilosos, que apresentam preenchidas por areia muito fina, gretas em perfil (seta em vermelho indica o topo para norte); B) detalhe para níveis que argilosos (cinza escuro) de aproximadamente 3 milímetros, o qual apresenta fissuras preenchidas por areia muito fina.

4.6.2 Associação 2: Meta-argilito

A associação de litofácies 2 é, dentre todas, a com registro mais monótono, composta essencialmente pela litofácies L(m), caracterizada por um nível maciço de meta-argilito de 5 m (Figura 21), cor cinza escuro, sem variações composicionais e texturais. Destaca-se que seu contato com a associação 1 é gradacional, e com a associação 3 é abrupto. Representa um intervalo de predomínio de sedimentação por suspensão.

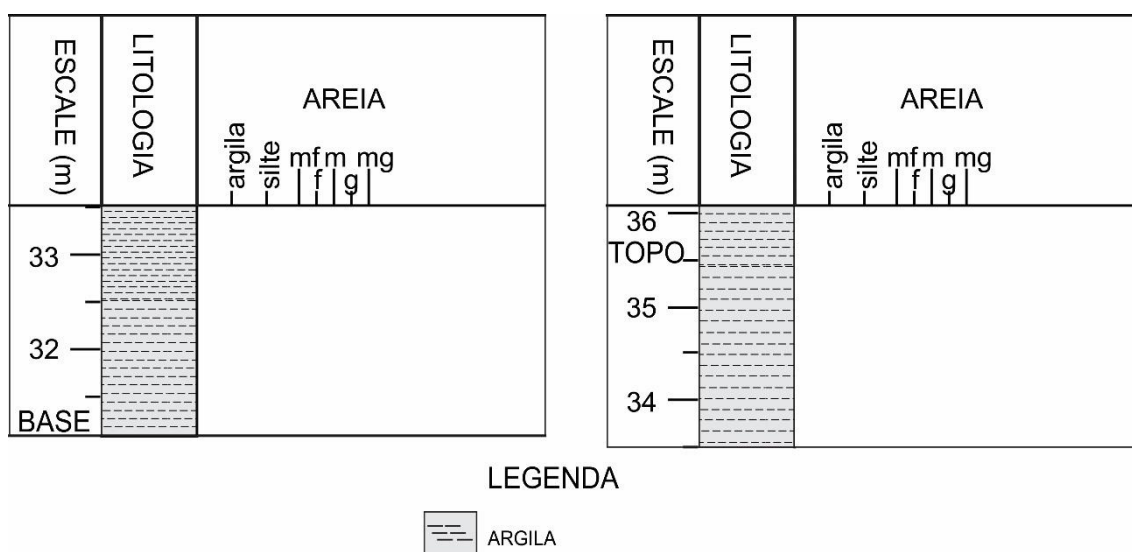


Figura 21: Detalhe da Associação 2, com aproximadamente 5 metros de espessura, perfil A-B.

4.6.3 Associação 3: Metassiltitos intercalado com meta-argilitos

Esta associação inclui as litofácies Rs(c), Rs(f), Rs(p), Rs(t), Rs(td) e A(m), é caracterizada pela intercalação de níveis siltosos intercalados com níveis argilosos, com espessura entre 5 a 50 cm (Figura 22). Os níveis siltosos são de coloração branca, ricos em caulinita, com a granulometria variando de silte a areia fina. Sua mineralogia apresenta illita, sericita, quartzo e magnetita, por vezes com níveis argilo-carbonosos. Geralmente apresentam laminações com espessuras de 2 a 5 mm, em camadas de silte e areia fina, intercaladas com níveis de argila. Ao longo destes níveis são identificadas feições tubulares, com espaços parcialmente preenchidos por material cinza escuro. As estruturas encontradas nestes níveis ocorrem em *sets* com no máximo 15 centímetros, representadas por estratificação cruzada tabular (Figura 23A), laminação plano paralela e *tidal bundles*. São observadas de estratificações tipo *hummocky* de aproximadamente 10 centímetros (Figura 23B).

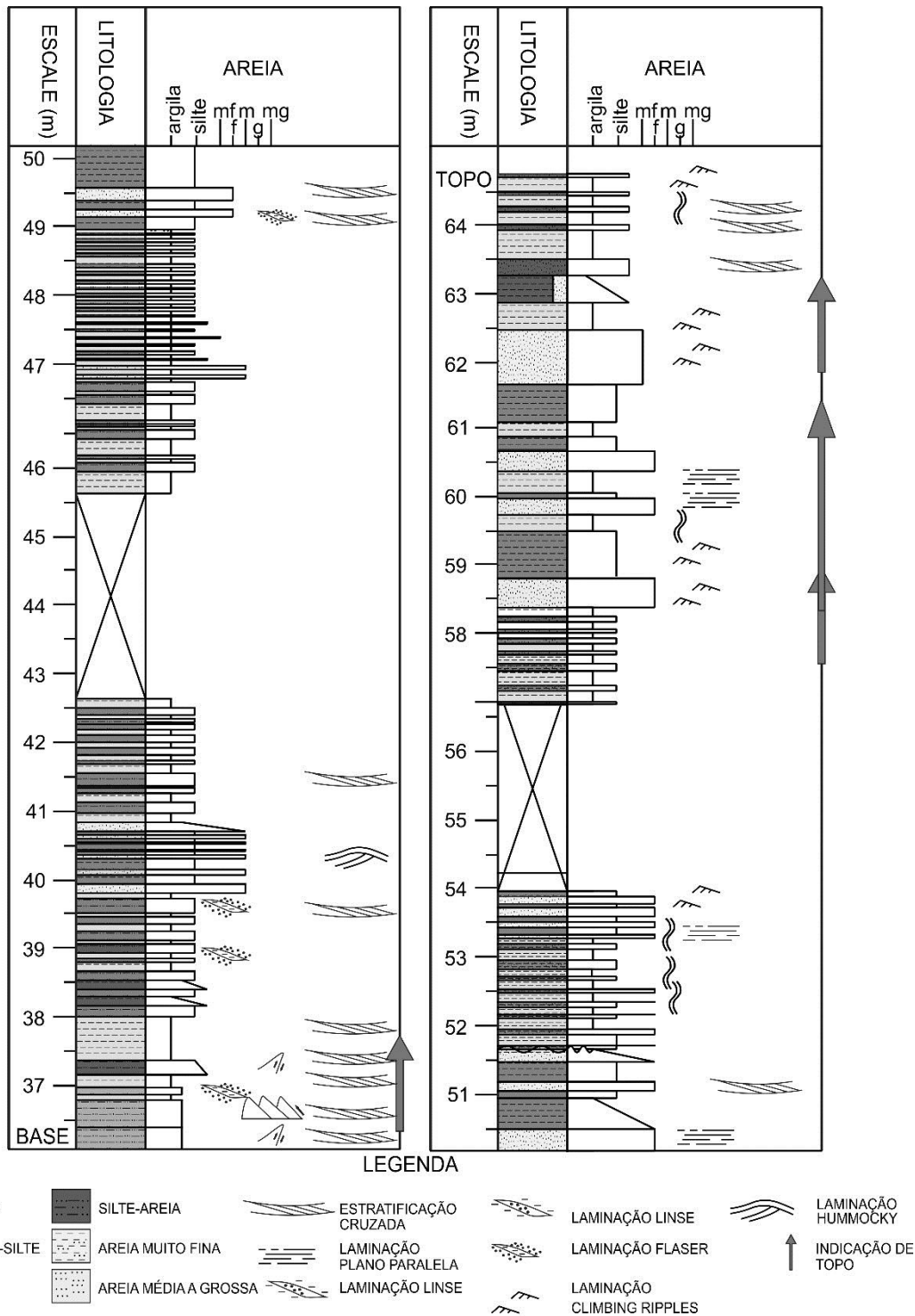


Figura 22: Perfil A-B da associação de litofácies 3, com 28,5 metros de espessura, onde são encontradas estratificações cruzadas, laminações plano paralelas e também estratificações tipo *hummocky*.

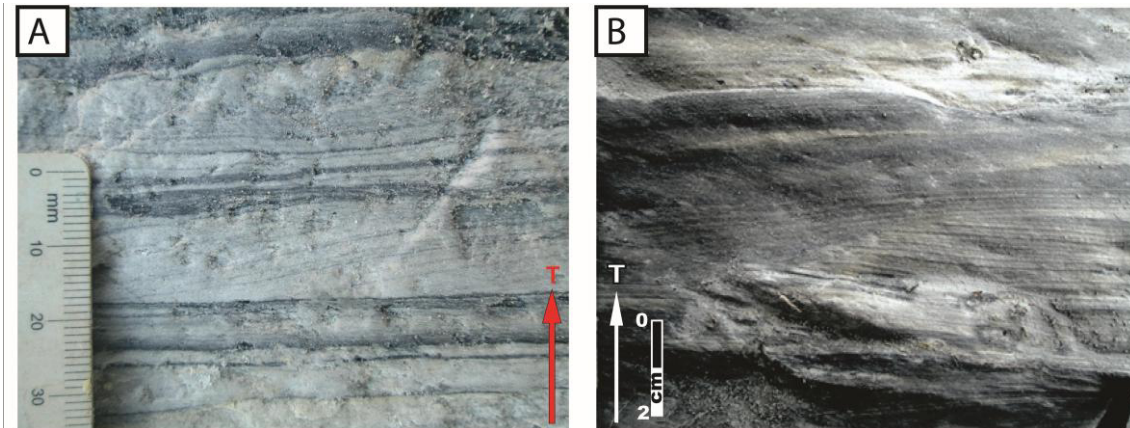


Figura 23: Principais litofácies da associação 3, em A) Litofácies Rs(t), laminação tabular com aproximadamente 1,5 centímetros; B) litofácies Rs(h), detalhe estratificação do tipo *hummocky*

São identificadas lâminas de arenito maciço, com espessura de 3 a 30 centímetros, granulação média à grossa, como representado no perfil da Figura 22. São observadas feições erosivas sugestivas de formas de leito de canal, como representado na Figura 11.

São observadas lentes de meta-arenito com formas irregulares, como fragmentos, em meio aos níveis síltico-argilosos rítmicos, com *tidal bundles*, estratificações cruzadas tabulares e plano paralelas, Figura 24A e B. Esses fragmentos podem ser interpretados como porções retrabalhadas pela ação da maré (Figura 25A e B), semelhante ao observado na Baía de Gomso, Costa Oeste da Coreia do Sul, (Choi, 2011). Contudo, são encontrados truncamentos complexos, com dobras e falhas restritos em alguns estratos, sugerindo deformação sin-sedimentar (Figura 25A e B). São feições que remetem a uma deformação com material ainda estado visco-plástico em meio aquoso, atuante durante a deposição, sem registros nos estratos superiores e inferiores. Destaca-se que essas estruturas não são associadas a deformação tectônica, pois estão cortadas pela foliação S1.

A associação de fácies 3 é caracterizada principalmente pela maior proporção de areia, se compara à associação 1, bem como pela ocorrência de deformações e truncamentos em níveis com espessura de aproximadamente 2 metros, com sugestões de deformação sin-sedimentar. A sedimentação está associada a alternância de períodos de deposição por suspensão e por tração, que formam camadas síltico-argilosas e arenosas. Seus registros sugerem variação de maré, com formação de *tidal bundles*, e ações de ondas de tempestade, com formação de estratificações do tipo *hummocky*.

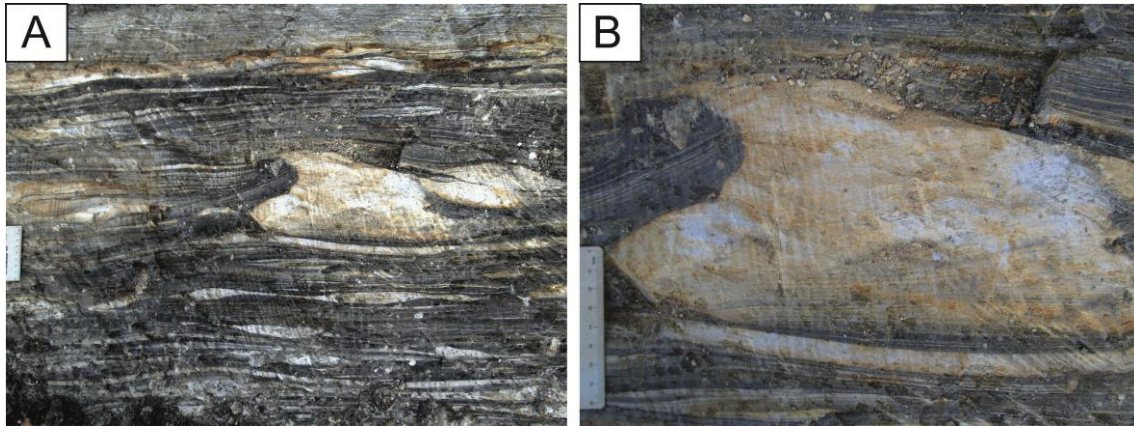


Figura 24: Principais níveis da associação 3 em A) porção onde ocorrem e lentes de meta-arenitos deformadas restritas a níveis de no máximo de 3 metros; B) detalhe da lente de meta-arenito que apresenta estratificação cruzada tabular, ressaltadas pelas linhas pretas.

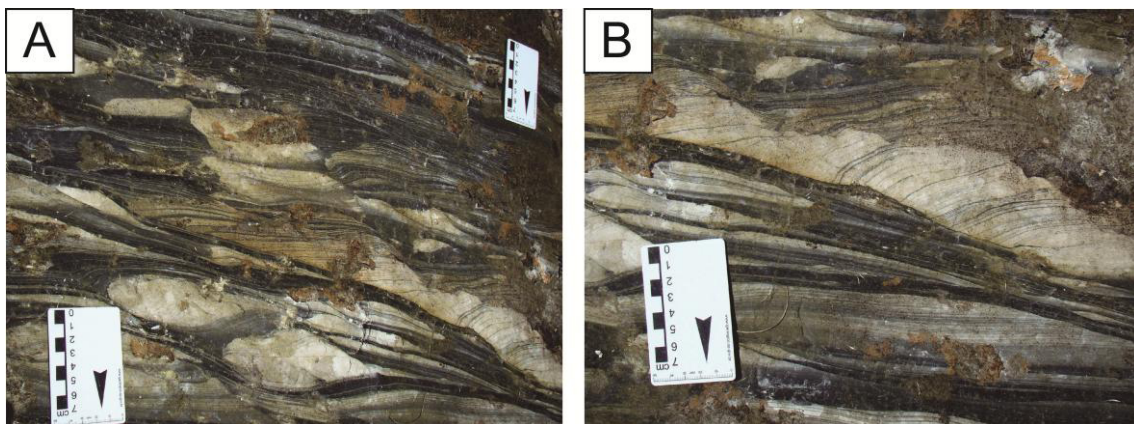
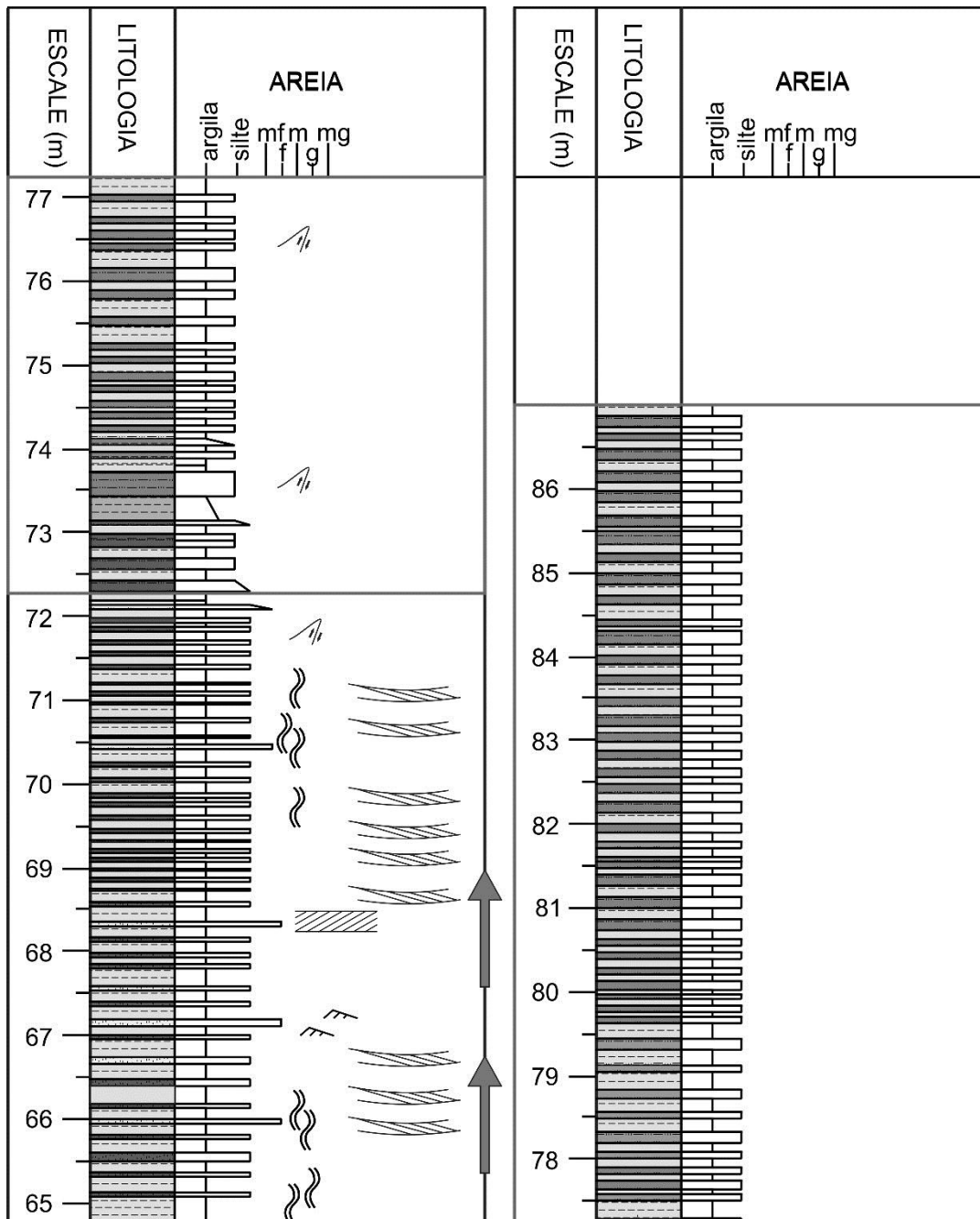


Figura 25: Lentes de Meta-arenitos com indícios de deformação penecontemporânea A) observa-se lentes de meta-arenitos com truncamentos abruptos; B) Detalhe do truncamento abrupto.

4.6.4 Associação 4: Meta-argilitos intercalados com metassiltitos

A associação 4 é caracterizada pela intercalação de níveis argilosos e siltico-argilosos, entre 3 a 60 cm de espessura, com rochas de cor cinza em diferentes tonalidades e aspecto friável (Figura 26). É composta pelas litofácies RI(p), RI(c), RI(tb) e RI(t) com níveis predominantemente cinza escuro, compostos por illita, sericita, quartzo e magnetita, com laminações siltico-arenosas com cerca de 2 a 3 mm, e níveis ricos em material carbonoso.



LEGENDA

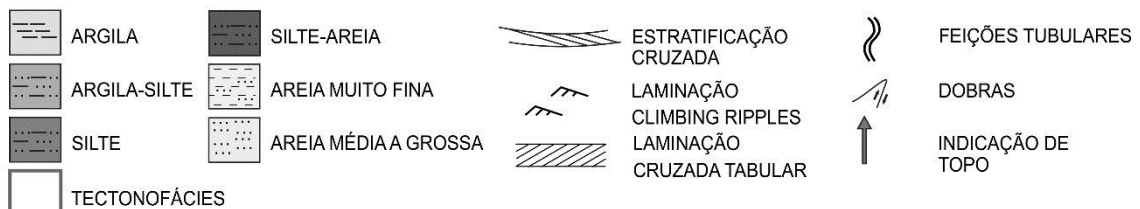


Figura 26: Perfil A-B, Associação 4 e em destaque a Tectonofácies, onde se encontram camadas com até 30 centímetros de espessura, e ausência de estruturas sedimentares.

São verificados truncamentos de caráter sedimentar, onde são identificadas estratificações cruzadas tabulares e laminações *climbing ripples*, ambas com dimensões entre 3 e 5 cm. Em alguns níveis observa-se a ocorrência

de espaços vazios, identificados como feições tubulares com aproximadamente 2 a 5 centímetros, com espaços parcialmente preenchidos por material cinza escuro e quartzo recristalizado nas paredes (Figura 27A e B). Estas estruturas podem estar relacionadas à diagênese, com dissolução de material carbonático, ou mesmo à fósseis microbiais. Análises qualitativas por MEV-EDS caracterizam altas concentrações de carbono nas paredes dessas estruturas.

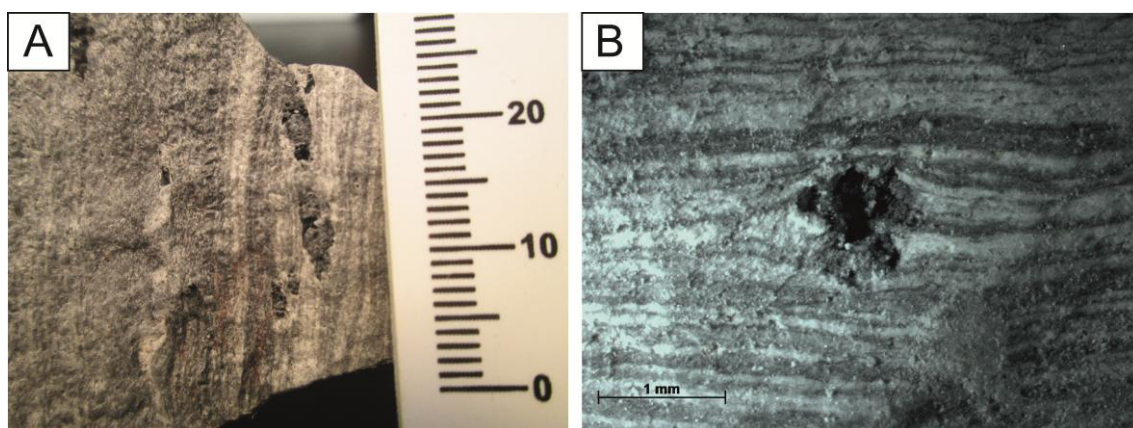


Figura 27: Feições tubulares na Associação 4, A) em amostra de mão, a feição tubular subparalela ao bandamento, de coloração cinza escuro, com quartzo recristalizado; B) imagem de lupa feição tubular afeta a laminação, que está levemente ondulada o que não ocorre nos níveis superiores.

De modo geral, a associação de litofácies dos metarritmitos argilosos é caracterizada pela intercalação de níveis de argila, silte e areia fina, imprimindo um aspecto rítmico nessa associação. O registro sedimentar sugere um ambiente com predomínio de processos de suspensão e eventos de maior energia episódicos, com fluxos trativos de baixa energia com laminações cruzadas cavalgantes e tabulares de pequeno porte.

4.7 ANÁLISE DO AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO

Os registros observados sugerem um ambiente estuarino, com desenvolvimento de planícies de maré e canais de maré, marcadas por exposições subáreas esporádicas na base, *tidal bundles* na porção intermediária, e topo com maior profundidade, com registro de ondas de tempestade.

No contexto geral é possível observar estruturas sedimentares passíveis de identificar topo para direção norte, com relativa diminuição granulométrica. Vale ressaltar que as estruturas sedimentares encontradas indicam que o

ambiente de sedimentação provavelmente não possuía mais que dez metros profundidade.

4.8 GEOCRONOLOGIA U-PB (ZIRCÃO)

Foram analisadas duas amostras da região de Morro Grande, pertencentes à associação de litofácies 1, porção basal da sequência estudada, localizadas no perfil da Figura 18.

A amostra MG-01-Q é um meta-arenito branco acastanhado, maciço, em uma camada de 30 centímetros, composto por grânulos de quartzo de 2 a 7 milímetros, arredondados, subgrãos com aspecto recristalizado, esfericidade moderada, alta maturidade mineralógica e moderada maturidade textural. A amostra apresentou uma grande quantidade de zircão, após a separação e concentração mineral, com cristais de dimensões entre 20 á 270 μm , forma anédrica com extremidades arredondadas e subarredondadas, pouco fraturados. Imagens de catodoluminescência revelam a frequente presença de núcleos e bordas de sobrecrecimento nos cristais de zircão. Os resultados U-Pb (zircão) da amostra MG-01-Q, quando tratados em diagrama Concórdia, caracterizam idades que se distribuem desde do Arqueano até o final do Mesoproterozoico (Figura 28A e B). Vale ressaltar que as idades arqueanas foram observadas em núcleos de cristais de zircão, onde as bordas apresentam idades paleoproterozoicas e mesoproterozoicas.

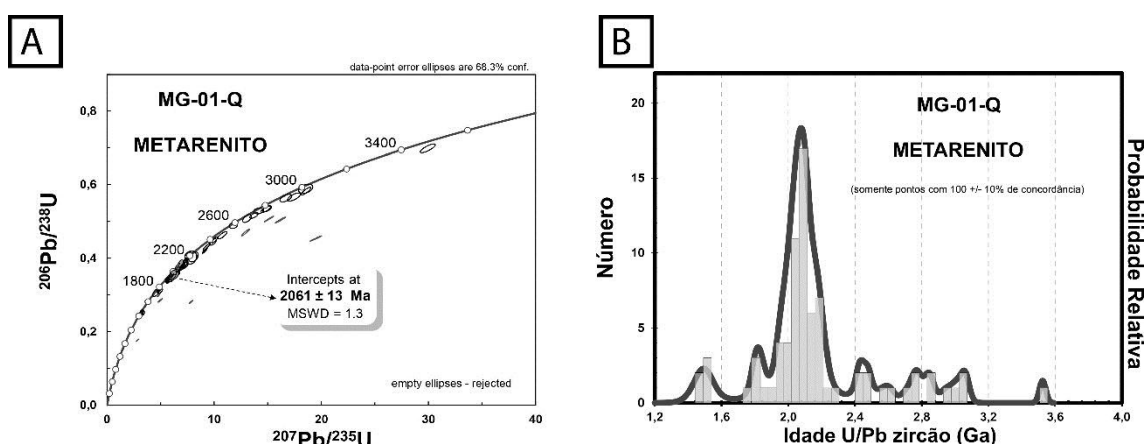


Figura 28: Diagramas Concórdia (LA-ICP-MS) e Histogramas da amostra MG-01-Q. A) Diagrama Concórdia (LA-ICP-MS) da amostra MG-01-Q, da litofácies meta-arenito. B) Histograma de densidade (LA-ICP-MS) em cristais de zircão da amostra meta-arenito.

A amostra MG-01-F é um metassiltito cinza claro, maciço, em uma camada de aproximadamente 20 cm, composto por grânulos de quartzo

menores que 1 mm, ilita e sericita. A amostra apresentou uma quantidade relativamente menor de zircão, após a separação e concentração mineral, com cristais de dimensões entre 15 e 200 μm , com formas arredondadas e subarredondadas, frequentemente fraturados. Imagens de catodoluminescência revelam cristais com mesmo padrão da amostra MG-01-Q.

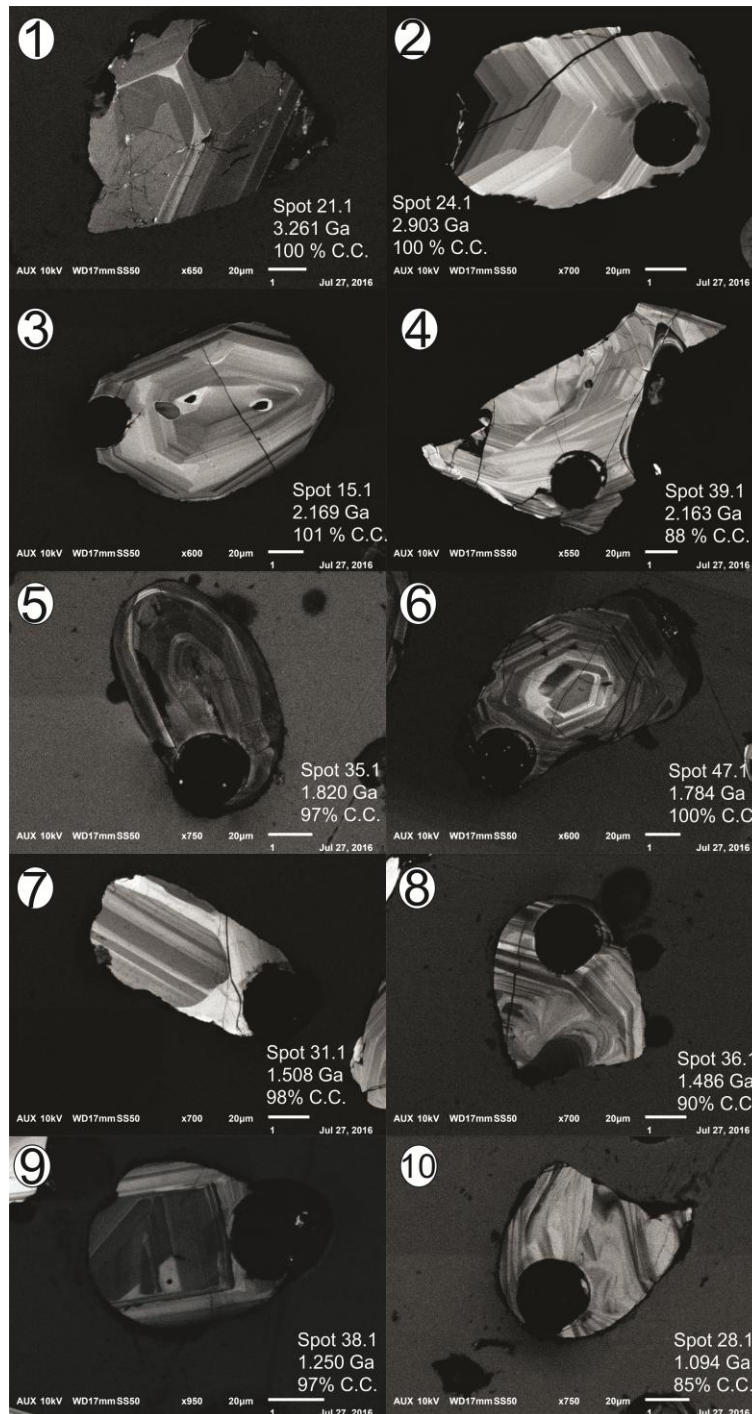


Figura 29: Imagem de catodoluminescência dos zircões da Amostra MG-01-F. Intervalo 1-2, Arqueano (>2.5 Ga); 3-4, Riáciano (2.2 – 2.1 Ga); 5-6, Estateriano (1.85-1.75 Ga); 7-8, Calimíniano (1.55-1.45 Ga); 9-10, Steniano (1.20-1.08).

Os resultados U-Pb (zircão) da amostra MG-01-F, quando tratados em diagrama Concórdia, caracterizam maior número de idades discordantes (Figura 30A). As idades são compatíveis às obtidas na amostra anterior, com destaque para um intervalo relativamente mais jovem entre 1.08 e 1.20 Ga (Figura 30B).

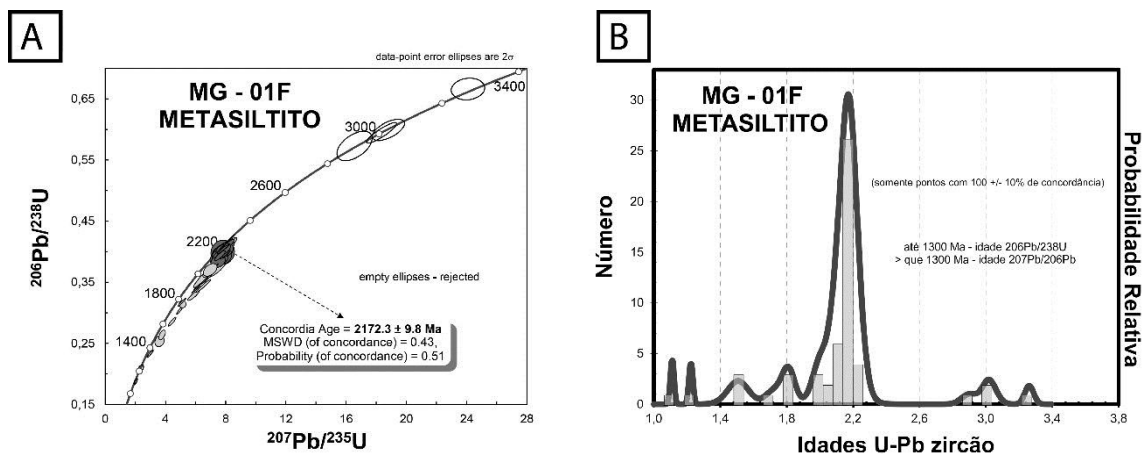


Figura 30: Diagramas Concórdia (LA-ICP-MS) e Histogramas da amostra MG-01-F. A) Diagrama Concórdia (LA-ICP-MS) da amostra MG-01-F, da associação de litofácies meta-arenito, do nível que contém metassiltitos. B) Histograma de densidade (LA-ICP-MS) em cristais de zircão da amostra MG-01-F.

As duas análises mostram resultados similares e compatíveis, caracterizando cinco intervalos, com as idades do Arqueano (mais antigas que 2.5 Ga), Riáciano (entre 2.2 - 2.1 Ga), Estateriano (entre 1.85 - 1.75 Ga), Caliminiano (entre 1.55 - 1.45 Ga), e Steniano (entre 1.20 - 1.08 Ga).

4.9 ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA

Os dados U-Pb em zircão detrítico da Sequência Morro Grande caracterizam o amplo predomínio de áreas fonte com idades riácianas. As idades arqueanas são referentes a heranças em núcleos de zircão, com bordas paleoproterozoicas, contexto semelhante ao observado em gnaisses de embasamento próximos, pertencentes ao Complexo Atuba (Sato et al., 2003; Siga Junior et al., 2007).

As idades estaterianas caracterizadas nos cristais de zircão da Sequência Morro Grande constituem em registro não observado no Complexo Atuba, Figura 31. Os registros mais próximos com essas idades referem-se a granitos tipo-A deformados, pertencentes aos núcleos de embasamento do Betara e Tigre, no âmbito do Terreno Apiaí (Cury et al., 2002; Siga Junior et al., 2011a; Siga Junior et al., 2011b).

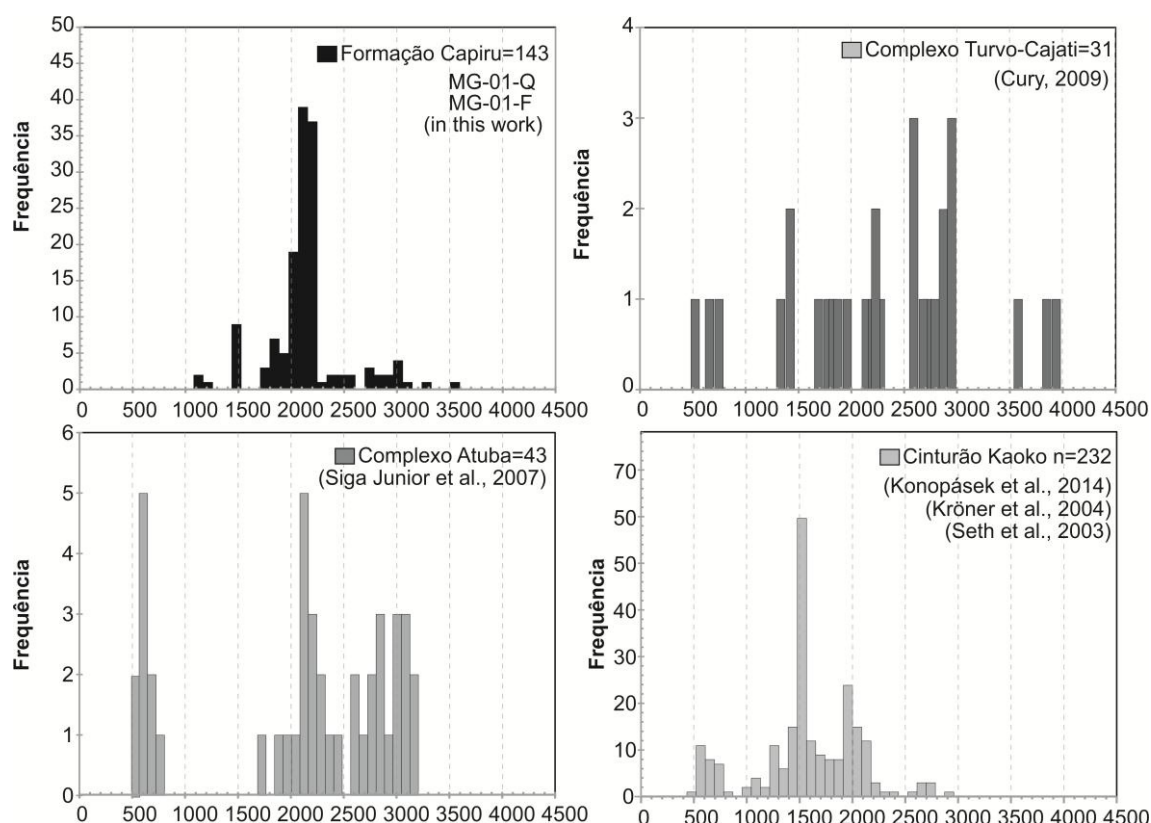


Figura 31: Histogramas das principais unidades do Terreno Curitiba e possíveis unidades correlatas.

Idades no intervalo 1.55 a 1.45 Ga não observadas no âmbito do Complexo Atuba. Vale ressaltar que idades caliminianas também são observadas em zircão detrítico na porção oeste do Cinturão Kaoko (ca. 1.40 Ga; Kröner et al., 2004 e Goscombe et al., 2005).

O grupo de idades compreendidas no intervalo entre 1.08 e 1.20 Ga são referentes aos cristais de zircão mais jovens da Sequência Morro Grande, representando, portanto, sua idade máxima de sedimentação. Vale ressaltar que este intervalo é próximo às idades da porção basal do Grupo Itaiacoca (ca. 1.0 Ga; Siga Junior et al., 2009), do Grupo Lajeado (ca. 1.2 Ga; Campanha et al., 2015), além de uma importante assinatura em zircão detrítico das unidades metassedimentares do Cinturão Kaoko (Konopásek et al., 2014).

4.10 CONCLUSÕES

- 1- O contexto geológico da Formação Capiru sugere um ambiente de margem continental passiva, com sedimentação marinha em águas rasas. Os metapelitos e metapsamitos da região de Morro Grande representam uma sequência progradante em um estuário, com influência de maré;

- 2- A assinatura geocronológica caracterizam o Riáciano (entre 2.2 - 2.1 Ga), como principal assinatura das áreas fonte da Sequência Morro Grande;
- 3- A idade máxima de sedimentação da Sequência Morro Grande é do Steniano (entre 1.08 - 1.20 Ga);
- 4- Estudos estratigráficos detalhados apoiados por dados de proveniência podem propiciar um significativo avanço nas propostas de correlações entre as unidades metassedimentares no contexto do Sistema Orogênico Ribeira, bem como nas reconstruções paleogeográficas da porção oeste do Supercontinente Gondwana.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 CONCLUSÕES

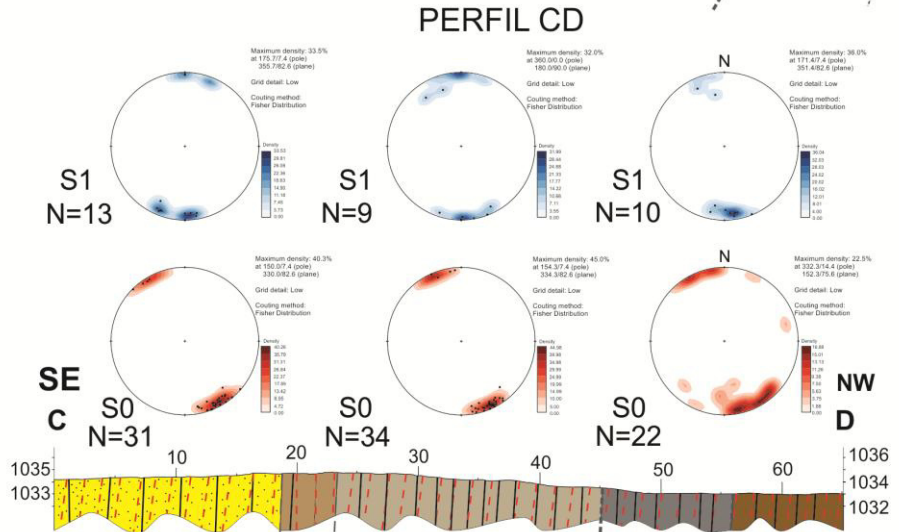
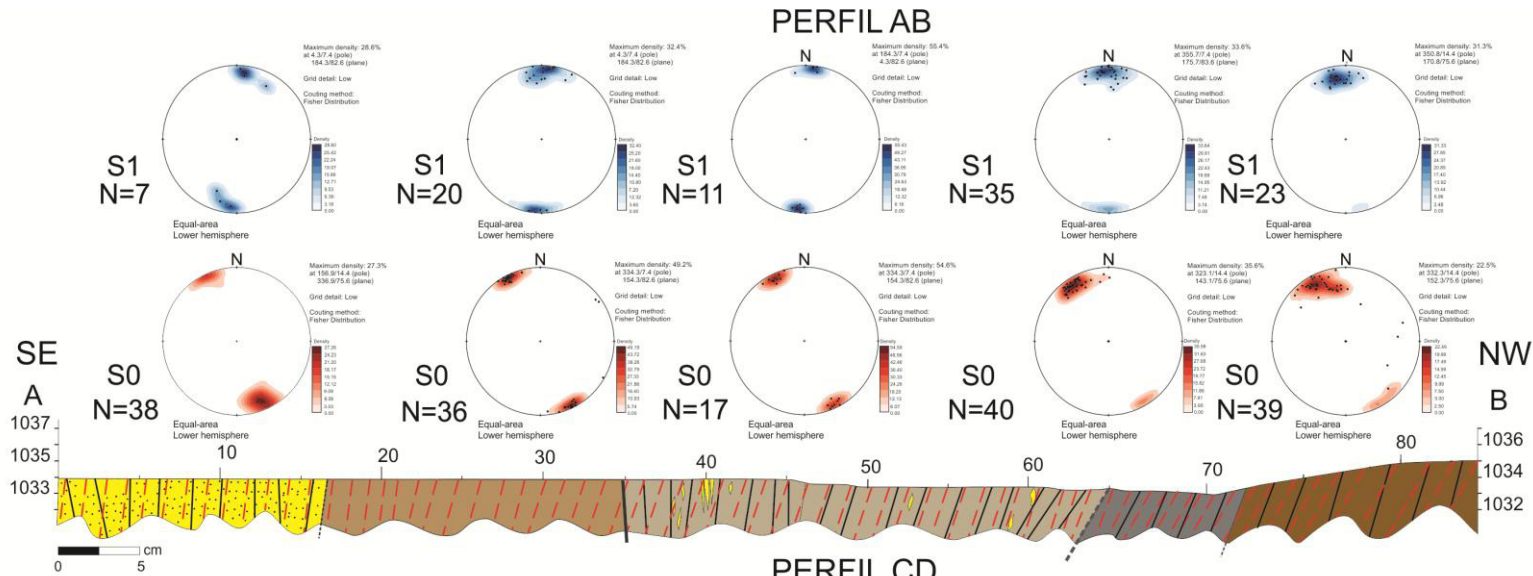
A Formação Capiru hoje é dividida em conjuntos litológicos, uma denominação informal para unidades litológicas com semelhanças composicionais, separadas por falhas de cavalgamento, muitas vezes despreocupada com a análise e classificação das estruturas primárias, que podem indicar os registros dos ambientes de sedimentação.

O reconhecimento do contexto estratigráfico original depende, em grande parte, do entendimento do contexto tectônico, afim de possibilitar a individualização e a correlação de faixas com estruturas originais preservadas.

Dentre os litotipos mais estudados nesta formação, destacam-se as sequências carbonáticas do Conjunto Rio Branco, onde são reconhecidos estromatólitos, esteiras algálicas e outras estruturas que indicam um ambiente de sedimentação plataformar, entre inframaré e intermaré. Os registros das sequências terrígenas pertencentes aos conjuntos Juruqui e Morro Grande são heterogêneos, com ambientes relacionados a leques deltaicos em um ambiente estuarino, em condição plataformar.

5.1.1 Análise Estrutural

O levantamento estrutural possibilitou o reconhecimento do bandamento sedimentar (S0) preservado, e duas foliações (S1 e S2) que o afetaram (Figura 32). O bandamento sedimentar foi caracterizado pelo bandamento composicional e textural, além de estruturas sedimentares reliquias.



Legenda Seção

- / Contato aproximado
- // Contato gradacional
- / Contato definido
- - - Foliação S1
- Bandamento sedimentar relictual - S0
- Lito fácies 1
- Lito fácies 2
- Lito fácies 3
- Lito fácies 4
- Tectonofácies

Figura 32: Seção esquemática AB e CD, com estereogramas de S0, S1 e S2.

A foliação S1 é reconhecida como uma clivagem ardosiana com direção de N88W e mergulho, variando entre 88-78SW. Esta foliação é subparalela ao bandamento (S0), com diferenças de 30° a 20° entre as direções, e de 10° a 15° nos mergulhos. Em alguns níveis é possível identificar esta como uma foliação plano axial em dobras cerradas a fechadas com flanco rompido, associada a microcavalgamentos restritos em algumas camadas, que evidenciam heterogeneidade da deformação nesta sequência. O seu desenvolvimento é relacionado a uma fase de deformação de baixo ângulo, modificada por dobramentos posteriores. Ao relacionar com estudos anteriores (Fiori, 1990; Fiori e Gaspar, 1993), onde também foram identificadas dobras com flancos rompidos, microcavalgamentos e os eixos subverticais que são relacionados a clivagem ardosiana S1, desenvolvida por uma tectônica de baixo ângulo. Na saibreira de Morro Grande a foliação S2 (alto ângulo) ocorre de forma localizada, em planos não penetrativos e espaçados centimétricos.

Na saibreira de Morro Grande a foliação S1 é marcada por planos espaçados com sericita, até mesmo pouco desenvolvida / observada em algumas camadas. É observada a presença de illita preservada nos micrólitos de S1, o que sugere que condições metamórficas com temperatura e pressão insuficiente para desenvolvimento de minerais da fácies xisto verde. Portanto, ao associar a preservação de estruturas sedimentares na Sequência Morro Grande, bem como o aspecto textural observado, as paragêneses metamórficas incompletas sugere que o (s) processo (s) metamórfico (s) apresenta(m) registro heterogêneo, e a área de estudo pode ser relacionada uma porção rasa e pouco deformada, quando comparada com as faixas de xistos e filitos da Formação Capiru.

5.1.2 Análise Estratigráfica e Ambiente de Sedimentação

Neste trabalho o levantamento em detalhe foi de significativa importância, pois com ele foi possível ter o controle estrutural e estratigráfico, possibilitando o reconhecimento do empilhamento original e a construção de perfis estratigráficos de detalhe. Ao longo dos perfis foram reconhecidas quatro associações de litofácies, ainda com a individualização de uma tectonofácies, nomeadas da base para o topo como (i) meta-arenitos intercalados com meta-argilitos, (ii) meta-argilitos; (iii) metassiltitos intercalados com meta-argilitos e (iv) meta-argilitos intercalados com metassiltitos.

Na base do perfil, a associação de litofácies 1 é formada por processos de sedimentação trativos, com episódios de decantação de argila e silte, além de um registro de gretas de contração de pequeno porte, que evidencia exposição subárea. O contato entre as associações 1 e 2 é gradacional, marcando uma passagem para o amplo predomínio de processos de sedimentação por decantação. O contato entre as associações 2 e 3 é abrupto, marcando a passagem para um ambiente com predomínio de processos de decantação, com eventuais participações processos de tração, que formaram as camadas delgadas de meta-arenito maciço. São encontrados na associação 3 lentes de meta-arenito deformadas, com estruturas sedimentares internas preservadas, interpretadas como *tidal bundles*. Nesses níveis são observados deslizamentos e truncamentos, com variação lateral, que sugerem a ação de marés. Vale ressaltar que durante o Toniano, a lua estava mais próxima da Terra (Sonett et al., 1996), o que afetaria consideravelmente as marés. Também são identificadas estratificações tipo *hummocky*, sugerindo a ação de ondas de tempestade. Também são observados truncamentos, falhas e dobras sugestivas de deformação sinsedimentar. O contato entre as litofácies 3 e 4 é gradacional, marcado pelo desaparecimento das finas lentes e camadas de areia média. Esta associação apresenta o predomínio de níveis intercalados de argila e silte com aspecto rítmico, com processo de sedimentação associado a decantação dos finos, em ambiente relativamente calmo.

No contexto geral é possível observar estruturas sedimentares passíveis de identificar topo para direção norte, com relativa diminuição granulométrica (Figura 33). Vale ressaltar que as estruturas sedimentares encontradas indicam que o ambiente de sedimentação provavelmente não possuía mais que dez metros profundidade.

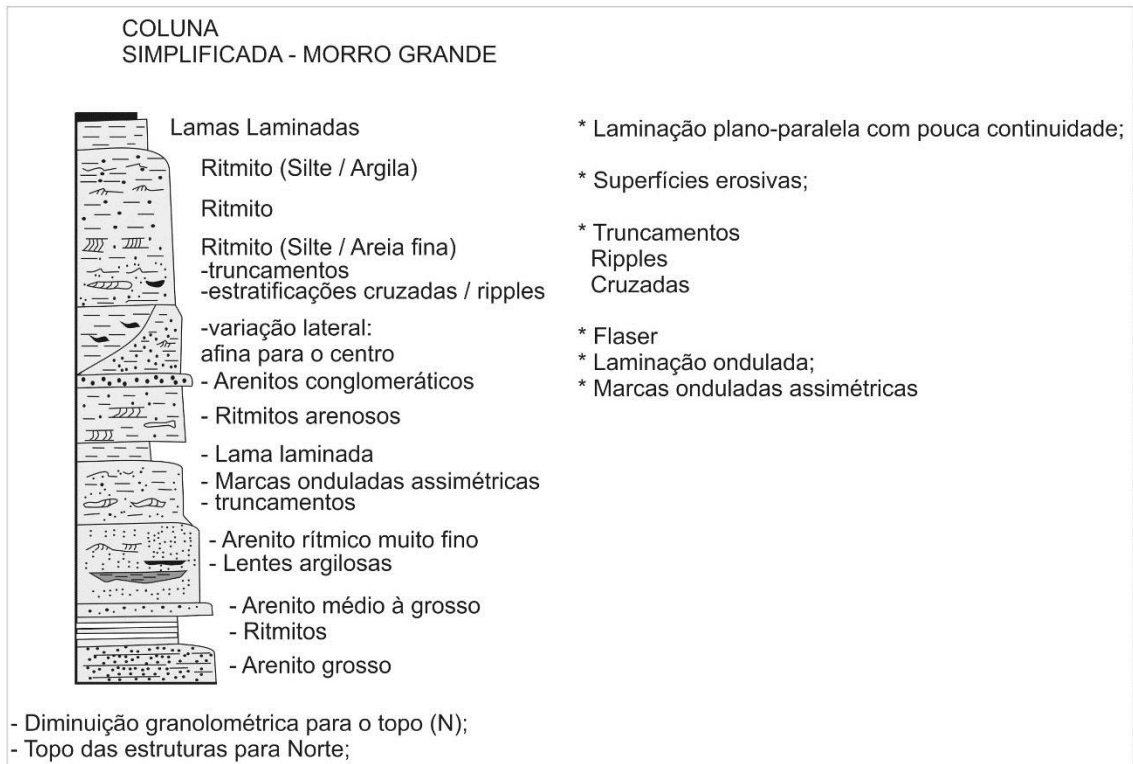


Figura 33: Coluna simplificada da área de estudo.

Os registros observados sugerem um ambiente estuarino com desenvolvimento de planícies de maré e canais de maré, marcadas por exposições subáreas esporádicas na base, mais abundantes nas zonas intermarés e supramarés no estuário (James e Dalrymple, 2010), *tidal bundles* na porção intermediária, e topo com maior profundidade, com registro de ondas de tempestade.

5.1.3 Análise de Proveniência

As análises U-Pb em cristais de zircão detrítico de metapelitos e meta-arenitos do Conjunto Morro Grande, Formação Capiro, apontam para cinco grupos principais, com as idades do Arqueano (mais antigas que 2.5 Ga), Riaciano (entre 2.2 - 2.1 Ga), Estateriano (entre 1.85 - 1.75 Ga), Caliminiano (entre 1.55 - 1.45 Ga), e Steniano (entre 1.08 - 1.20 Ga), Figura 34.

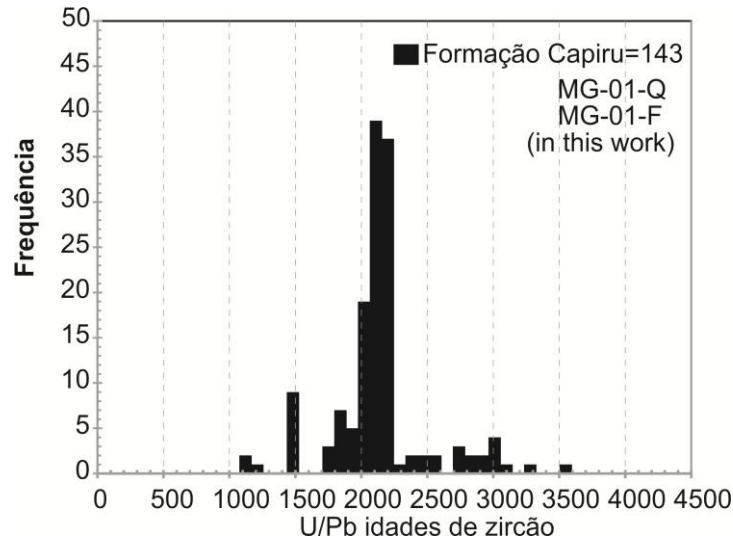


Figura 34: Histograma das análises U-Pb em zircão detrítico dos metassedimentos da Formação Capiru.

A assinatura geocronológica dos cristais de zircão detrítico da Sequência Morro Grande caracteriza o amplo predomínio de áreas fonte com idades do Riáciano. As idades arqueanas são referentes a heranças em núcleos de zircão, com bordas paleoproterozoicas, contexto semelhante ao observado em gnaisses de embasamento próximos, pertencentes ao Complexo Atuba (Sato et al., 2003; Siga Junior et al., 2007), Figura 35. São ortognaisses com registros do Riáciano relacionados ao período de formação / cristalização das rochas graníticas, com assinatura cálcio-alcalina (Kaulfuss, 2001; Siga Junior et al., 2007). Vale ressaltar que estas idades também são observadas em gnaisses do Complexo Piên no Terreno Luis Alves, gnaisses do Complexo São Francisco no contexto do Terreno Paranaguá, gnaisses do Complexo Camboriú no contexto do Terreno Brusque, bem como em terrenos de embasamento no contexto do Cinturão Kaoko.

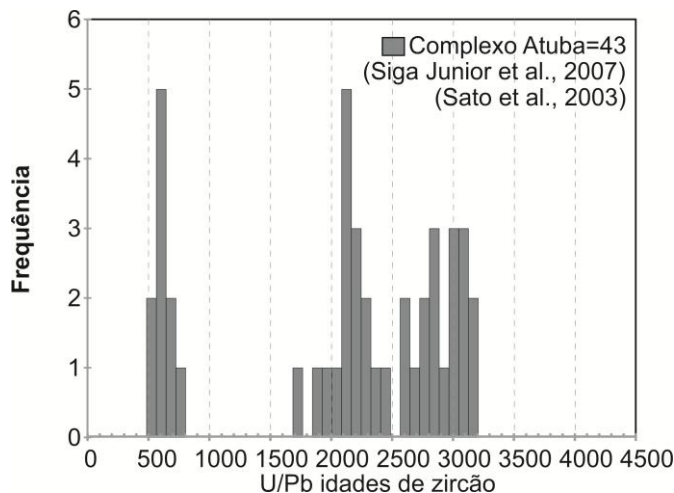


Figura 35: Histograma U-Pb (zircão) nos litotipos do Complexo Atuba.

Subordinadamente são observadas idades estaterianas, registro não observado no Complexo Atuba. Os registros mais próximos com essas idades referem-se a granitos tipo-A deformados, com termos promiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, pertencentes aos núcleos de embasamento do Betara e Tigre, no âmbito do Terreno Apiaí (Cury et al., 2002; Siga Junior et al., 2011). Também são observadas idades do mesmo intervalo no âmbito do Cinturão Kaoko, Figura 36.

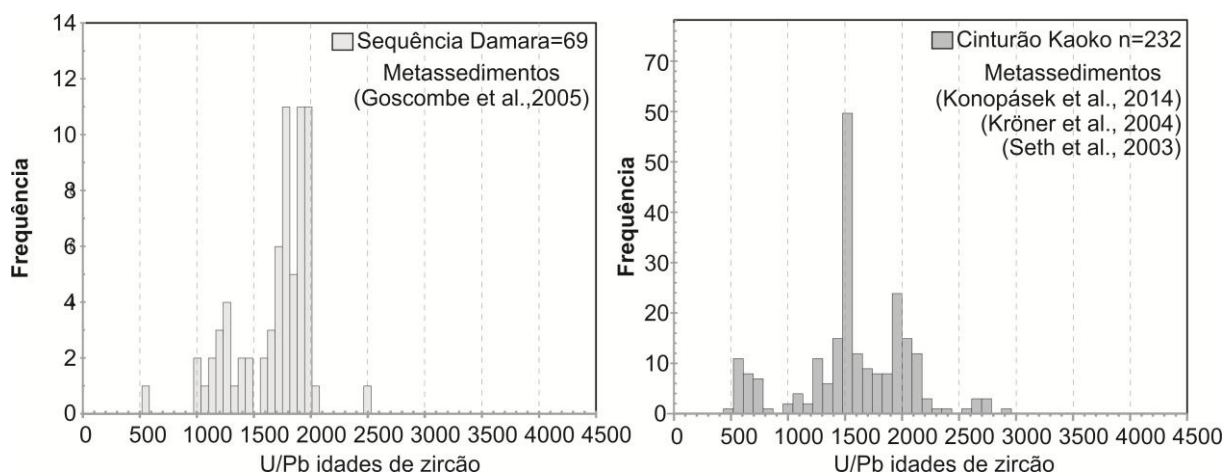


Figura 36: Histogramas comparativos da Sequência Damara e do Cinturão Kaoko.

Idades no intervalo 1.55 a 1.45 Ga sugerem áreas fonte com registros mesoproterozoicos, não observado no âmbito do Complexo Atuba. Vale ressaltar essas idades também são observadas em cristais de zircão detríticos do Complexo Turvo-Cajati, devendo representar uma importante assinatura das fontes no contexto do Terreno Curitiba. Os registros mais próximos com essas idades referem-se a metabásicas das formações Perau, Votuverava e Água Clara, no âmbito do Terreno Apiaí (Siga Junior et al., 2011a, Siga Junior et al., 2011b, Siga Junior et al., 2011c). Contudo, vale ressaltar que essas rochas não apresentam quantidades significativas de zircão, e também o fato de essas rochas apresentarem registros de metamorfismo e deformação (orogênese) durante o Ediacarano, impondo assim um limite para interpretação dessas unidades como áreas fonte. Na porção central do Cinturão Kaoko são reconhecidas idades próxima à 1.5 Ga, relacionadas a metamorfismo de alto grau em gnaisses do embasamento, bem como idades de zircões detríticos em quartzitos do Complexo Epupa (Seth et al., 2003), Figura 37. Vale ressaltar que idades calimínianas também são observadas em zircão detrítico na porção oeste do Cinturão Kaoko (ca. 1.40 Ga; Goscombe et al., 2005).

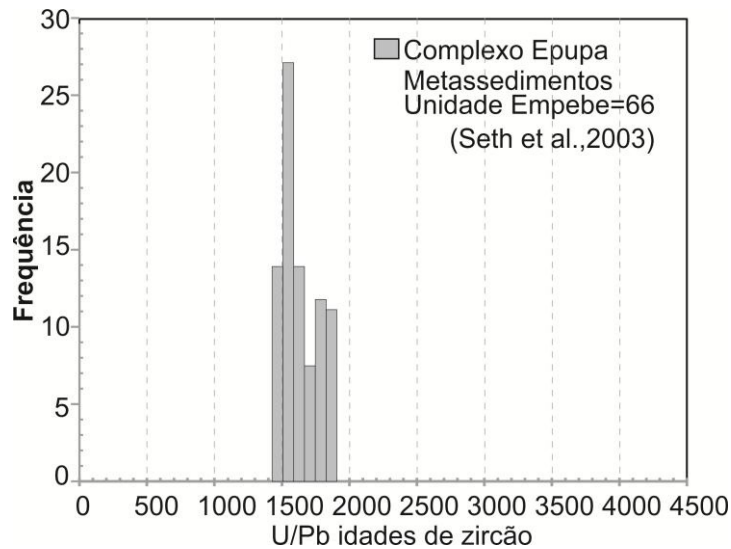


Figura 37: Histograma de análise U-Pb em zircão detrítico do Complexo Epupa.

O grupo de idades compreendidas no intervalo entre 1.08 e 1.20 Ga são referentes aos cristais de zircão mais jovens da Sequência Morro Grande, representando, portanto, sua idade máxima de sedimentação. Destaca-se que os terrenos de embasamento próximos não apresentam registros desse período, aparecendo apenas como idade máxima de sedimentação em algumas unidades metassedimentares em terrenos adjacentes. No Terreno Apiaí são reconhecidas pelo menos duas unidades com idades próximas, no Grupo Itaiacoca e no Grupo Lajeado. O Grupo Itaiacoca apresenta registros de ca. 1.0 Ga em rochas metabásicas intercaladas à mármores dolomíticos com estromatólitos (Siga Junior et al, 2009). O Grupo Lajeado apresenta idade máxima de sedimentação em ca. 1.2 Ga, obtida em zircão detrítico de meta-arenitos (Campanha et al., 2015). Vale ressaltar que este intervalo representa uma das principais assinaturas de fontes da Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí (Santos, 2013) como é observado na Figura 38, e também como uma importante assinatura em zircão detrítico das unidades metassedimentares do Cinturão Kaoko (Konopásek et al., 2014).

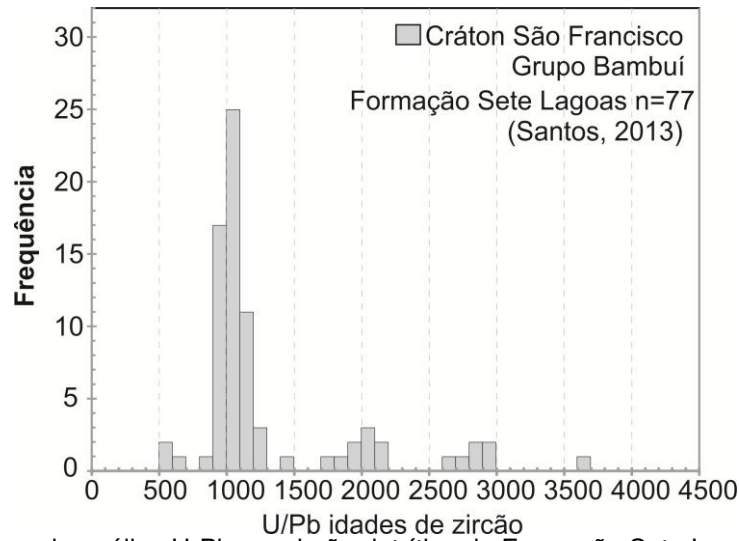


Figura 38: Histograma da análise U-Pb em zircão detrítico da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí.

5.1.4 Contexto Paleogeográfico

O contexto geológico da Formação Capiru sugere um ambiente de margem continental passiva, com sedimentação marinha em águas rasas, Figura 39. Os metapelitos da região de Morro Grande representam uma sequência prográdante em um estuário, com influência de maré (Figura 40).

Os dados de proveniência caracterizam áreas fontes fora do contexto do Terreno Curitiba, o que sugere a aloctonia da Formação Capiru. Fiori (1990) e Faleiros et al. (2011b) observam falhas de cavalgamento com vergência tectônica preferencialmente para sudeste. Também as zonas de cisalhamento transcorrente, a exemplo da Zona de Cisalhamento Lancinha, podem ter ocasionado deslocamentos ainda maiores, a exemplo do proposto por Fiori et al. (2012), contribuindo no contexto fragmentário do Terreno Curitiba.

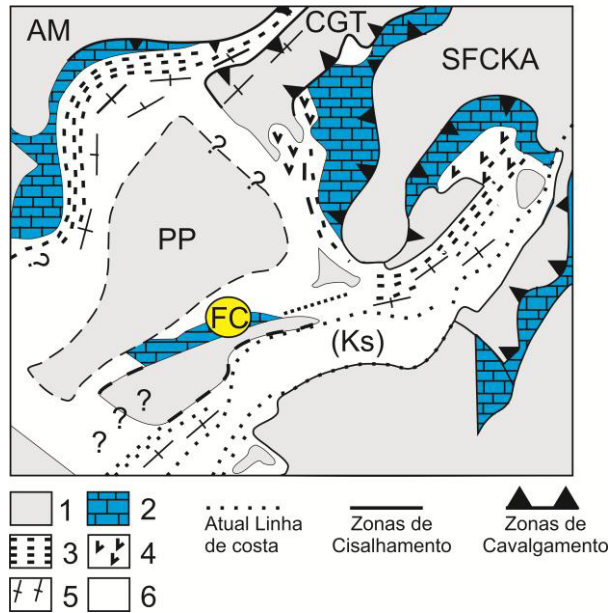


Figura 39: Esboço paleogeográfico do Neoproterozoico (Pós-Tonianiano Pré-Ediacarano). (1) Blocos Antigos (placas, microplacas, microcontinentes e terrenos); Cinturão de dobramentos Brasilianos e rochas associadas; (2) Cinturões de dobramento Neoproterozoicos QPC; (3) Cinturões Vulcano-Sedimentares, BVAC, greenstone > QPC; (4) Ofiolitos remanescentes; (5) Arcos Magmáticos e (6) Áreas cobertas e desconhecidas. AM= Amazonia; SFCKA= São Francisco-Congo-Angola; PP= Parapanema; CGT= Central Goiás – Tocantins; Ks= Break-up no Cretáceo; FC= Formação Capiuru (adaptado de Almeida et al. 2000 e Fuck et al., 2008).

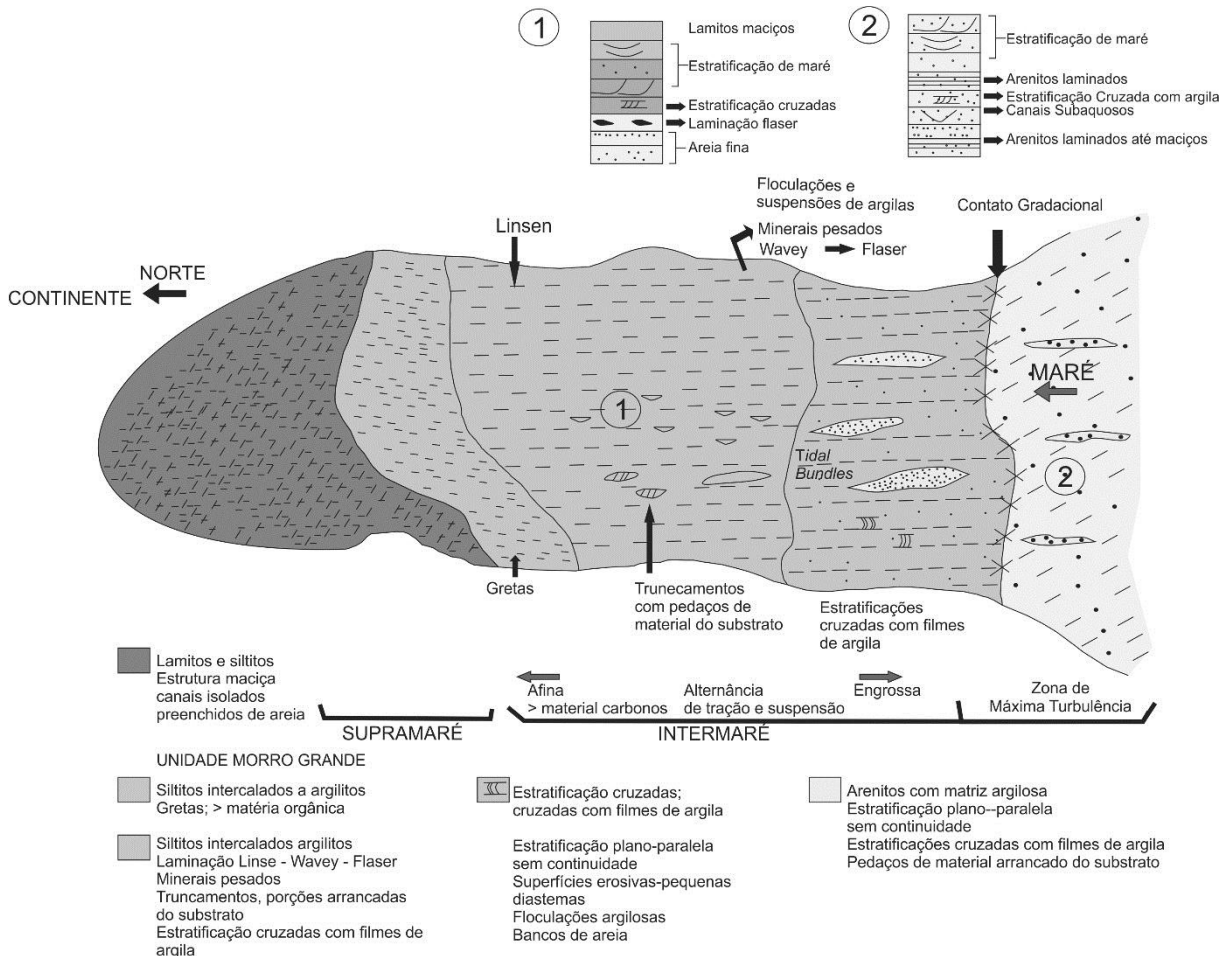


Figura 40: Modelo Simplificado do ambiente de sedimentação para Região do Morro Grande.

Os estudos paleogeográficos como os de Cordani et al. (2003), Goscombe e Gray (2007 e 2008), Fuck et al., (2008), Heilbron et al. (2008), Cordani et al. (2010) e Brito Neves et al. (2014) podem auxiliar significativamente na pesquisa sobre as possíveis áreas fonte e correlações entre as unidades metassedimentares no contexto das conexões da porção oeste do Supercontinente Gondwana. Em contrapartida, estudos detalhados e focados em algumas unidades podem fornecer dados para evolução dos modelos, principalmente para ao melhor entendimento da abrangência das bacias meso e neoproterozoicas (Basei et al., 2005; Siga Junior et al., 2011a; Siga Junior et al., 2011b; Siga Junior et al., 2011c; Campanha et al., 2015). Assim, a realização de estudos com direcionamento estratigráfico detalhado, apoiados por dados de proveniência, podem propiciar um significativo avanço no entendimento paleogeográfico da porção meridional do Sistema Orogênico Ribeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de Origem e evolução da plataforma brasileira. **Bol. Div. Geol. Min.**, Rio de Janeiro, (241): p.36, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO-NEVES, B.B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Plataform. **Earth-Science Reviews**, 50, p. 77-111, 2000.
- ANDERSEN, T. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation, **Chemical Geology** 216, p. 249 – 270, 2005.
- BAHNIUK, A. M. **Controles geológicos da carstificação em metadolomitos da Formação Capiru - Neoproterozóico, região metropolitana de Curitiba, Paraná.** 138 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR. O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. **Revista Brasileira de Geociências**. 22(2): p. 216-221, 1992.
- BASEI, M.A.S.; CITRONI, S.B.; SIGA JR., O. Stratigraphy and age of fini-proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States. Southern Brazil. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Sér. cient. São Paulo, n. 29, p. 195-216, 1998.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; KAULFUSS, G.A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A., CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H.J.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.M.; REIS NETO, J.M., WEBER, W. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, Southern Ribeira belt Brazil. In: IV SSAIG,2, **Short-Papers**, p. 501-504, 2003.
- BASEI, M.A.S., FRIMMEL, H.E., NUTMANN, A.P., PRECIOZZI, F., JACOB, J., A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts e evidence from a reconnaissance provenance study. **Precambrian Research** 139, 195e221, 2005.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares da Série Açungui. V-estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). **Dursenia** 7 (6): p. 317-323, 1956.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Contribuição a geologia da região sul da Série Açungui (estado do Paraná). **Bol. Paulista de Geografia**, (29): p. 3-19, 1958.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Sumário das estruturas sedimentares singenéticas no Grupo Açungui. **Bol. Paranaense de Geociências**, nº 23/25: p. 151-155, 1967.
- BRITO NEVES B. B.; CORDANI U. C. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. **Precambrian Research**, 33: 23–40, 1991.
- BRITO NEVES, B. B. A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da

América do Sul e Processos Subseqüentes. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 2, p. 01-21, 1995.

BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C., FUCK R. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. **Episodes**. 22:155-199, 1999.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, p. 493-518, 2014.

BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Berlin, Springer-Verlag, p.428, 2010.

CAMPANHA, G.A.C., GIMENEZ FILHO, A., CAETANO, S.L.V., PIRES, F.A., DANTAS, A.S.L., Teixeira, A.L., Dehira, L.K. *Geologia das Folhas Iporanga (SG.X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22- X-B-VI-1)* São Paulo, PROMINÉRIO/Instituto de Pesquisas Tecnológicas. **Relatório** 22.352, 1985.

CAMPANHA, G.A.C., GIMENEZ FILHO, A., CAETANO, S.L.V., PIRES, F.A., DANTAS, A.S.L., Teixeira, A.L., Dehira, L.K. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale da Ribeira, São Paulo. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, **Anais**. Goiânia, SBG. v.2. p.1058-1073, 1986.

CAMPANHA, G. A. C. **Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. 296 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

CAMPANHA, G.A. DA., SADOWSKI G.R. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Apliaí Domain). **Precambrian Research**. v. 98, p. 31-51, 1999.

CAMPANHA, G.A.C., FALEIROS, F.M. Neoproterozoic terrane collage in the southern and central Ribeira Belt, Brazil. *In: Gondwana 12 Conference: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. National Academy of Sciences, Mendoza, **Abstracts**, v.1, p.81, 2005.

CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.S.; TASSINARI, C.C.; NUTMAN, A.P.; FALEIROS, F.M. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. **Gondwana Research**, 13: p. 117–125, 2008.

CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; VASCONCELOS, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530-550, 2015.

CAMPANHA, G. A. C.; BASEI, M.A.S.; FALEIROS, F.M.; NUTMAN, A.P. The Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apliaí Gabbro, Southeastern Brazil. **Geoscience Frontiers**, v. 7, p. 683-694, 2016.

CASTRO, L.G. **Arcabouço Geofísico estrutural da Porção Meridional do Cinturão Ribeira e regiões adjacentes**. 127 f. Tese (Doutorado) Programa de Pós-Graduação

em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2014.

CASTRO, L.G.; FERREIRA, F.J.F.; CURY, L.F.; FIORI, A.P.; SOARES, P.C.; LOPES, A.P.; OLIVEIRA, M.J. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Sér. Cient. São Paulo, v.14, n. 4, p. 3-18, 2014.

CHERNIAK, D.J. e WATSON, E.B. Pb diffusion in zircon. **Chem. Geol.** 172, 5-24, 2001.

CHOI, K. Tidal rhythmites in a mixed-energy, macrotidal estuarine channel, Gomso Bay, west coast of Korea, **Marine Geology**, Volume 280, Issues 1–4, P, 105–115, 2011.

CONDIE, K. C. Early and Middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic setting. **American Journal of Science**, v. 282, n. 3, p. 341-357, 1982.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; D'AGRELLA, M.S. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 275-284, 2003

CORDANI, U. G.; FRAGA, L. M., REIS, N.; TASSINARI, C. C. G.; BRITO-NEVES, B. B. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 143-159, 2010.

CURY, L.F.; KAULFUSS, G.A.; SIGA JR, O.; BASEI, M.A.S.; HARARA O.M.M., SATO, K.. Idades U-Pb (Zircões) de 1,75 Ga em Granitoides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica. 2: p. 95-108, 2002.

CURY, L.F.; SIGA JR, O. ; SATO, K. ; BASEI, M. A. S. ; PRAZERES FILHO, H. J. . Geocronologia do Granito do Cerne - Implicações Tectônicas na Faixa de Dobramentos Apiaí (Leste do Estado do Paraná). In: VIII Simpósio de Geologia do Sudeste - VIII SGS, 2003, São Pedro - SP. **Anais do VIII SGS**. v. 1. p. 50. 2003.

CURY, L.F.; HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S. Aspectos tectônicos das intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-cambriano paranaense. Estudo baseado em datações ³⁹Ar-⁴⁰Ar em micas. **Geol. USP Sér. Cient.**, São Paulo, v. 8, n. 1, p. 87-104, 2008.

CURY, L.F. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. Brasil. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica. 8(1):p. 87-104, 2009.

DAITX, E. C. **Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)**. 233 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, UNESP, São Paulo, 1996.

DAITX, E. C. Os depósitos de zinco e chumbo de Perau e Canoas e o potencial do Vale do Ribeira. **Workshop – Depósitos minerais brasileiros de metais-base.** . Salvador: CPGG-UFBA/ADIMB/SBG-BA-SE. v.1, p. 68-74, 1998.

DEDAVID, Berenice A.; GOMES, Carmem I.; MACHADO, Giovanna. **Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras - Materiais Poliméricos, metálicos e semicondutores** - Porto Alegre: Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, EDIPUCRS, 2007.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. **Minerais Constituintes das Rochas.** Uma introdução. 2. ed. Fundação Calouste Gulbenkian, 727 p, 2000.

DIAS, M.V.F.; SALAZAR Jr., O. Geologia da Seqüência Antinha - Grupo Açungui, PR. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. **Atas.** Curitiba, SBG, V. I , p. 263-279, 1987.

DRESSEL, B.C. **Relações de colocação, deformação e tipologia dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, Leste do Paraná.** 130 f. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2013.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; QUADE, H. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro da mina do Perau, Vale do Ribeira-PR. **35º Congresso Brasileiro de Geologia**, Belém: SBG p. 2318-2331, 1988.

ERIKSSON, P.G., CONDIE , K.C.; TIRSGAARD, H.; MUELLER, W.U.; ALTERMANN, W.; MIAL, A.D. ; ASPLER , L.B. ; CATUNEANU, O; CHIARENZELLI , J.R. Precambrian clastic sedimentation systems. **Sedimentary Geology**, 120, p.5–53, 1998.

ERIKSSON, P.G., MARTINS-NETO, M.A., NELSON, D.R., ASPLER, L.B., CHIARENZELLI, J.R., CATUNEANU, O., SARKAR, S., ALTERMANN, W., RAUTENBACH, C.J. de W. An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis. **Sedimentary Geology**, 141 – 142, 1 – 35, 2001.

FALEIROS, F. M. **Zona de cisalhamento Ribeira:** deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A DA C. Química Mineral e Geotermobarometria De Paragnaisses Migmatíticos do Complexo Turvo-Cajati, Sul do Estado de São Paulo. In: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2007, Atibaia-SP. **Anais**, 2007.

FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR).** 306 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2008.

FALEIROS, F. M.; CAMPANHA, G.A.C.; MARTINS, L.; VLACH, S. R. F. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and thrust nappe tectonics in the Curitiba Domain, Southern Ribeira Belt. In: XLIV Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba-PR. **Anais....** Curitiba: SBG, v. 1. p. 12-12, 2008.

FALEIROS, F.M.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A. DA C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cintural Ribeira Meridional): Evidências de uma bacia retroarco Calimianiana. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica. São Paulo. v. 22, n. 2, p. 135-155, 2011a.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A. DA C.; MARTINS, L.; VLACH, S.R.F.; VASCONCELOS, P.M. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brasil): Evidence for terrane accretion and dispersion during the Gondwana assembly. **Precambrian Research**. 189 p. 263-291, 2011b.

FASSBINDER, Elvo. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui**: um modelo transpressivo de colisão, oblíqua no Neoproterozoico paranaense. 207 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

FASSBINDER, E.; MACHADO, R.. Reavaliação sobre os modelos tectônicos existentes sobre o Grupo Açungui: uma proposta de modelo alternativo. **Atas – Faixas móveis proterozóicas**. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, p. 54-56, 1996b.

FEDO, C.M.; SIRCOMBE, K.N.; RAINBIRD, R.N. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In. _____. Zircon: **Experiments, Isotopes, and Trace Element Investigations: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy**, Chapter 10, volume 53, p. 277-303, 2003.

FIGUEIRAS, A. J. M. 1985 Considerações sobre a utilização do índice de cristalinidade da illita e de outros parâmetros como possíveis indicadores do limite diagênese/metamorfismo. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém,1985. **Anais...Belém:SBG**. p. 200-213.

FIORI, A.P. (Coord.) **Mapa geológico e estrutural da região de Rio Branco – Bocaiuva do Sul. SG – 22-X-D**. Minerais do Paraná S.A. Curitiba – PR, mapa geológico, escala 1:100.000. 1985a.

FIORI, A.P. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. **Boletim Paranaense de geociências**, 36, p. 31-40, 1985b.

FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo, São Paulo. p. 261, 1990.

FIORI, A.P. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. **Boletim de Resumos Extendidos**. III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro. p. 134-135, 1991.

FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui –PR. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica. São Paulo. p. 23:55-7, 1992a..

FIORI, A.P. O Grupo Açungui a norte de Curitiba. **Boletim de Resumos Extendidos**. XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. p. 279-280. 1992b.

FIORI, A.P.; GASPAR, L.A. Considerações sobre a estatigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP Série Científica**. São Paulo, 24: p.1-19, 1993.

FIORI, A.P.; SALAMUNI, E. Mapa Lito-estrutural da porção sul do Grupo Açungui – PR. **Atas**. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p. 33-35, 1995.

FIORI, A.P.; FASSBINDER, E.; SALAMUNI, E. Evolução Geológica do Grupo Açungui. **Atas**. VIII Simpósio de Geologia do Sudeste. São Paulo – SP. v.1. p. 16, 2003.

FUCK, R.A.; TREIN, E.; MARINI, O.J. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Bol. Par. de Geoc.*, Curitiba, **23/25**:183-219, 1967.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. & MURATORI, Geologia do leste paranaense. In: CONGRESSO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. Anais .SBG., p. 121-130, 1971.

FUCK, R.A., BRITO NEVES, B.B., SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendants in South America. **Precambrian Research**, 160, p.108-126, 2008.

FRITZSONS JUNIOR, O.; PIEKARZ, G. F.; FLACADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 3, p. 987-1001, 1982.

GERALDES, M. C. **Introdução à Geocronologia**. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, p. 146, 2010.

GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.H.; TREVIZOLI JR., L.E. 1995. Geologia, Petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, **25**(2):92-106.

GOSCOMBE, B., GRAY, D.R.. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: outboard arc-terranes and tectonic significance. **Precambrian Research**.155, 139–158, 2007.

GOSCOMBE, B., GRAY, D.R., Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: a review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. **Gondwana Research**. 13, 45–85, 2008

GOSCOMBE, B., GRAY, D., ARMSTRONG, R., FOSTER, D., VOGL, J. Event geochronology of the Pan-African Kaoko belt, Namibia. **Precambrian Research** 140, 103 -141. 2005.

GRUBER, L. **Geocronologia U-Pb em Zircão Detritico Aplicado ao Estudo de Proveniência de Metassedimentos do Complexo Metamórfico Porongos – Região de Santana da Boa Vista, RS**. 123 f. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

GUIMARÃES, G.B. **As rochas granitoides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos**. 218 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia), Instituto de Geociências, Universidade

de São Paulo, São Paulo, 2000.

GUIMARÃES, S. B.; REIS NETO, J. M. ; SIQUEIRA, R. B. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiru (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande, leste do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 51, p. 77-88, 2002.

HARARA, O. M. **Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região da Pien (PR) e adjacências**. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

HARARA, O. M. **Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do Alto Rio Negro (PR-SC): um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III**. 206 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O. First evidence for expressive Neoproterozoic intraplate mafic rocks and magma mixing in post-colisional A-PA type granites, southern Brazil: geochemistry, U-Pb (Zircon), Nd-Sr-O18 (zircon) isotope investigations. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile. **Extend Abstracts** Volume, p. 157-160, 2001.

HARARA, O.M.M.; SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; VALEY, J.W.; SATO, K. From subduction to late and post collision settings: a record from neoproterozoic secessive magmatic ativities in the upper Rio Negro region (PR-SC), southern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXXI, **Resumos Extendidos**. João Pessoa, p. 310, 2002.

HARARA, O. M.; BASEI, M. A. S. ; SIGA JR, O. ; CAMPOS NETO, M. C. ; Prazeres Filho, H.J. . Dating high grade metamorphism by U-Pb, Sm-Nd an K-Ar isotopic systems:Paleoproterozoic I type granulites from the northern border of the Luis Alves Gneiss-granulite terrane, southern Brazil. In: IV South American Symposiun on Isotope Geology, 2003, Salvador. **Short Papers** of the IV South American Symposiun on Isotope Geology. Salvador : CBPM,IRD, v. 2. p. 569-571, 2003.

HARARA, O.M.M.; SIGA JR, O.; BASEI, M.A.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; KAULFUSS, GA; PASSARELLI, C.R; CURRY, L.F.; WEBER; W. The record of proterozoic extensional events in the Luis Alves, Atuba, Southern Ribeira, and Northern Dom Feliciano Belts, Brazil: evidences from U-Pb ages of felsic and mafic magmatic rocks with intra-plate lithochemical signatures. In: **SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TÉCTÔNICOS 10**, Curitiba, PR, Brazil, SBG, p. 363-366, 2005.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, 5: p.257-266, 1975.

HEILBRON, M; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In. _____. **Geologia do continente sul-americano:evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, p. 611, 2004

HEILBRON, M.; VALERIANO C.M.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JR., O.; TROUW R.A.J. Correlation of neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. **West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region**. London Geological Society Special Publications. 294(1):211-237, 2008.

HOWELL, G.H. **Principles of terranes analysis: new applications for global tectonics**. Chapman & Hall, London – Glasgow – Weinheim - New York – Tokyo – Melbourne – Madras. p. 245, 1995.

IBGE - Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. RECOMENDAÇÕES PARA LEVANTAMENTOS RELATIVOS ESTÁTICOS – GPS, Rio de Janeiro, 2008.

JAMES, N.P.; DALRYMPLE, R.W. **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 574 p., eds., 2010.

JUSHACKS, L. **Fácies, estruturas biogênicas e modelos deposicionais dos Metadolomitos da Formação Capiçu – Grupo Açungui, Neoproterozoico do Paraná**. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 2006.

KAHN, H. Difração de Raios X. 2006. Apostila. Disponível em: < www.ciul.ul.pt/~luisa/PLDTR/DIFRACCAO.pdf/ > Acesso em: outubro de 2014.

KALFUSS, G.A. **Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná**. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

KONOPÁSEK, J.; KOŠLER, J.; SLÁMA, J.; JANOUŠEK, V. Timing and sources of pre-collisional Neoproterozoic sedimentation along the SW margin of the Congo Craton (Kaoko Belt, NW Namibia). **Gondwana Research** 26 386–401, 2014.

KRÖNER, S., KONOPÁSEK, J., KRÖNER, A., PASSCHIER, C.W., POLLER, U., WINGATE, M.T.D., HOFMANN, K.H., U–Pb and Pb–Pb zircon ages for metamorphic rocks in the Kaoko Belt of northwestern Namibia: a Palaeo- to Mesoproterozoic basement reworked during the Pan-African orogeny. **South African Journal of Geology**, 107, 455–476, 2004.

KÜBLER, B., JABOYEDOFF, M. 2000. Illite crystallinity. **Earth and Planetary Sciences** p. 75–90.

LANGE, L. L. **Análise do registro sedimentar e tectônico das unidades siliciclásticas da Formação Capiçu, porção central de Almirante Tamandaré – PR**. (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Graduação de Geologia, p. 84, 2015.

LEONARDOS, O.H. Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP. DNPM: Rio de Janeiro; **Relatório**, 564;1934.

LEICA. Leica GeoOffice. Versão 5. Leica GeoSystems. 2015.

LEICA. Leica SR20 – GPS para Topografia. Catálogo , Suíça, p.4, 2004. Disponível em:< www.manfra.com.br/produtos/catalogos/Catalogo_SR20.pdf > Acesso em: 20/03/2015.

LEICA. Leica TPS400 Series User Manual. Catálogo , Suíça, p.161, 2008. Disponível em:< www.surveyequipment.com/PDFs/TPS400User_en.pdf> Acesso em: 20/03/2015.

LUDWIG K.R. 2003. User's manual for Isoplot 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center, Special Publication**, vol.4, 71p.

MACHIAVELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR., O. Suíte Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. **Geochimica Brasiliensis**, v.7,D.2,p.113-129, 1993.

MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, RA. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, 23-25, p. 307-324, 1967.

MARINI, O.J. **Geologia da Folha de Rio Branco do Sul – PR**. Rio Claro. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Universidade Estadual de São Paulo.p. 190, 1970,

MALISKA, A. M. Microscopia Eletrônica de Varredura e microanálise. Universidade Federal de Santa Catarina- Departamento de engenharia Mecânica- Laboratório de Materiais- Laboratório de caracterização micro-estrutural e análise de imagens. p. 98,1998. **Relatório técnico**.

MESQUITA, M. J.; BITTENCOURT, M. F.; VASCONCELLOS, E. M. G.; PICANÇO, J. L.; MORETTO, A. L. Evolução Microestrutural do Granito Água Comprida e formação de filonitos, Antiforme Setuva, Paraná. **Revista Geociências Unesp**, 32, p. 286-306, . (2013).

MINEROPAR. **Plano de Zoneamento do Uso e Ocupação do Solo da Região do Karst na Região Metropolitana de Curitiba**. 2002

MIAL, A. D. **LITHOFACIES TYPES AND VERTICAL PROFILE MODELS IN BRAIDED RIVER DEPOSITS: A SUMMARY**. Geological Survey of Canada. P. 3303-333rd Sl.N.W., Calgary, Alberta, Canada. P.597-604, 1978.

MIALL, A.D. **Principles of sedimentary basin analysis**. Springer-Verlag, New York, 2 edition., p. 660, 1990.

MIYASHIRO, A. **Metamorphism and Metamorphic belts**. Londres : George Allen & Unwin, 1979.

MONICO, J. F. G. **POSICIONAMENTO PELO NAVSTAR-GPS, FUNTAMENTOS E APLICAÇÕES**. Universidade Estadual de São Paulo, São Paulo, p. 287, 2000.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. Wiley-Blackwell. (2), p. 432, p. 2009.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some

proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R.A.J. **Microtectonics**. Springer. (2), p.366, 2005.

PIRES, A.F. Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, Sul de São Paulo. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, **Anais**. SBG. v.2. p.606-616,1988.

PETRI, S.; SUGUIO, K. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo sul do São Paulo. São Paulo. **Relatório**. Convênio USP-DAEE. p.98, 1969.

PETRI, S.; COIMBRA, A. M; AMARAL, G; OJEDA, H.A.O; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. **Revista Brasileira de Geociências** 16(4):370-415, 1986.

PIEKARZ, G.F. Geologia e resultados preliminares de pesquisa mineral do Núcleo Betara da Formação Perau. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, **Anais**, p. 3682-3696, 1984.

PRAZERES FILHO, H.J. **Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Corregos, Estado do Paraná**. 180 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR., O. Litoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das Rochas Graníticas dos Batólitos Cunhaporanga e Três Corregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica. 3: p. 51-70, 2003.

PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.M.; SIGA, JR. O.; CURY, L.F. Granitos anorogênicos estaterianos (1,75 Ga) a norte do Batólito Três Corregos, Apiaí Mirim – São Paulo. *In: X SNET, Boletim de Resumos Expandidos*, p. 370-37, 2005.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **The Techniques of Modern Structural Geology Vol. II. Folds and fractures**. Academic Express, New York, p.3009 1997.

REIS NETO, J.M.; SOARES, P.C. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro- estruturas dos grupos Açungui e Setuva (PR). *In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba, **Anais**, 1: p. 147-165, 1987.

REIS NETO, J. M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico**. 253 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

ROGERS, J.J.W.; SANTOSH, M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. **Gondwana Research** (5): 5-22, 2002.

SALLUN FILHO, W.; CAMPANHA, G.A. C.; FAIRCHILD, T. R.. Aspectos deformacionais em estromatólitos do Grupo Itaiacoca, a sul de Itapeva (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 333-340, 2005.

SALLUN FILHO, W.; FAIRCHILD, T. R.; ALMEIDA, F. F. M.; FRANÇA, D. R. Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP - Primeiros estromatólitos descritos na América do Sul. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S.; BERBERT-Born, M.; SALLUN Filho, W.; QUEIROZ, E. T.; (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 2010.

SANTOS, T. B. **Análise estrutural da bacia do Amazonas, região de Itaituba, PA**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Paraná, Curitiba. p.96, 2010.

SANTOS, G. M. P. **Quimioestratigrafia Isotópica (C, O, Sr) e Geocronologia (U-Pb, Sm-Nd) Das Rochas Da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí**. 146 f. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

SATO, K.; SIGA JR., O.; NUTMAN, A.P.; BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; KAULFUSS, G. The Atuba Complex, southern South American Platform: archean components and paleoproterozoic to neoproterozoic tectonothermal events. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 251-263, 2003.

SATO, K.; SILVA, J. A. DA; MCREACH, I.; DUNYI, F.; IIZUKA, T.; RINO, S.; HIRATA, T.; SPROESSER, W.; BASEI, M.A.S. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita quarry in the Atuba Complex. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica. 39 (3):61-69, 2009a.

SATO, K.; BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; SPROESSER, W. M.; Onoe, A.T. Excimer laser (193nm) acoplado ao ICP-MS NEPTUNE: Primeiros resultados de análises isotópicas "in situ" de U, Pb, Lu e Hf em zircão, monazita e xenotima no CPGeo-IGc-USP. In: **Atas**, 45 anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo - SP. 45 anos de Geocronologia no Brasil, p. 131-133, 2009b.

SATO, K.; BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; ONOE, A. T. In Situ U-Th-Pb Isotopic Analyses by Excimer Laser Ablation-MS on Brazilian Megacrystal Xenotime: First Results of U-Pb Isotopes at CPGeo-IGc-USP.. In: **SHORT PAPER** - VII South American Symposium on Isotope Geology - SSAGI - Brasilia-Brasil, 2010, Brasilia-Brasil. In Situ U-Th-Pb Isotopic Analyses by Excimer Laser Ablation-MS on Brazilian Megacrystal Xenotime: First Results of U-Pb Isotopes at CPGeo-IGc-USP, v. CD. p. 349-352, 2010.

SATO, K.; BASEI, M.A.S. ; SPROESSER, W. M. ; SIGA JUNIOR, O. . The application of U-Pb geochronology to titanite by laser ablation ICP-MS. In: **Atas**, Geonalysis 2012, 2012, Buzios - Rio de Janeiro. 8th International conference on the analysis of geological and environmental materials. Rio de Janeiro : IAG, p. 96-96, 2012.

SCHMID, R.; FETTES, D.; HARTE, B.; DAVIS, E.; DESMONS, J. Classification and scheme. In: _____. **Metamorphic Rocks. Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union Geological Sciences**. Cambridge University Press, Cambridge. p. 3-15, 2007. **Disponível em:** < www.bgs.ac.uk/SCMR > **Acesso em:** 22/08/2014.

SETH, B., ARMSTRONG, R.A., BRANDT, S., VILLA, I.M., KRAMERS, J.D., 2003. Mesoproterozoic U–Pb and Pb–Pb ages of granulites in NW Namibia: reconstructing a complete orogenic cycle. **Precambrian Research** 126, 147–168.

SEEBER, G. Satellite Geodesy: **Foundations, Methods and Applications**. Berlin, New York: Walter de Gruyter, p.586, 2003.

SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**. 23(3): p. 215-223, 1993.

SIGA JR., O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. 212 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SIGA JUNIOR, O. ; WEBER, W. ; BASEI, M. A. S. ; SATO, K. ; REIS NETO, J. M. . O Grupo Itaiacoca : Registro U-Pb (zircões) de uma Bacia Neoproterozóica. In: 41 Congr Bras Geol, 2002, João Pessoa - PB. **Atas** 41 Congr Bras Geol, v. 1. p. 510-510, 2002.

SIGA JR., O; BASEI, M.A.S., SATO, K, PRAZERES FILHO, H. J., CURY, L.F, WEBER, W., PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.M., REIS NETO, J.M. DOS. U-Pb (Zircon) Ages of Metavolcanic Rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica. 3, p. 39-49, 2003.

SIGA JUNIOR, O.; CURY, L. F.; HARARA, O. M.; SATO, K.; RIBEIRO, L. M. A. L.; BASEI, M. A. S.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELLI, C. R.. Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano no Leste Paranaense , com base em Estudos Geocronológicos U-Pb (zircão) .. In: - X SNET/ IV IST - Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / International Symposium on tectonics ., 2005, Curitiba - PR. - **Short Paper** - X SNET/ IV IST - Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / International Symposium on Tectonics, v. 1. p. 353-356, 2005..

SIGA JURNIOR., O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H. J. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**. 37(1): p. 114-128, 2007

SIGA JUNIOR., O.; BASEI, M.A.S.; CURY, L.F.; SATO, K.; PASSARELLI, C.R. U-Pb Geochronology of Mesoproterozoic and Neoproterozoic Sequences of Southern Apiaí Fold Belt, Paraná State – South Brazil. In: SSAGI, South American Symposium on Isoyope Geology, 6, **Atas**, p. 1-4, 2008.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SATO, K.; CURY, L.F.; MCREATH, I. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. **Gondwana Research**, 15: p. 197-208, 2009.

SIGA JUNIOR, O. **Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: Implicações Tectônicas**. Tese de Livre-Docência. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo, p. 89, 2010.

SIGA JUNIOR. O., CURY L.F., MCREATH I., RIBEIRO L.M.A.L., SATO K., BASEI M.A.S., PASSARELLI C.R. Geology and Geochronology of the Betara Region in South-Southeastern Brazil: Evidence for Possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) Extension Events. *Gondwana Research*, 19: p. 260-274, 2011a.

SIGA JUNIOR. O., BASEI M.A.S., SATO K., PASSARELLI C.R., NUTMAN A., MCREATH I., PRAZERES FILHO H.J. Calymmian (1.50-1.45Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences south-southeastern Brazil: Zircon ages and ND-SR isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:301-308, 2011b.

SIGA JUNIOR. O., BASEI, M.A.S., NUTMAN A., SATO K., MCREATH I., PASSARELLI C.R., LIU D. Extensional and Colisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP*, Série Científica, 11: p. 149-175, 2011c.

SIL VA, P. C. S.; YAMATO, A. A.; VASCONCELLOS, C. S. Carta Geológica Folha Curitiba SG.22-X-D-I, Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: CPRM, 1999. **Relatório Técnico.**

SILVA, P.C.S. ; YAMATO, A.A. ; VASCONCELLOS, C.S.; LOPES JÚNIOR, I. Projeto Folha de Curitiba (SG.22-X-D-I): relatório final. CPRM. São Paulo, 91 p., 1998. **Relatório Técnico.**

SILVA, J. A. DA. **Petrologia e Geoquímica dos Gnaisses Migmatíticos do Complexo Atuba, Curitiba, PR.** 140 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

SILVA, I. E. DA. **ESTROMATÓLITOS NEOPROTEROZÓICOS REGISTRADOS NO CONJUNTO LITOLÓGICO RIO BRANCO (FORMAÇÃO CAPIRU, GRUPO AÇUNGUI).** Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Paraná, Curitiba. p.99, 2010.

SKOOG, D. A.; HOLLER, F. J.; NIEMAN, T. A., **Principios de análises instrumental**, 6ª ed., Clengage Learning Editores, Ciudad d México, p. 1046, 2008.

SOARES, P.C. Sequências Tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. **Atas**. III Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Curitiba, 2: p. 743-771, 1987.

SOARES, P. C., STEVANATTO, R., CAMARGO, C. R. Geologia do noroeste da Faixa Itaiacoca - Paraná. In: Simp. Sul-Bras. Geol., **3**, Curitiba, 1987. Proceedings... Curitiba, SBG, 1: 245-262, 1987.

SONETT, C. P.; KVALE, E. P.; ZAKHARIAN, A.; MARJORIE A.; CHAN, T.; DEMKO, M. Late Proterozoic and Paleozoic Tides, Retreat of the Moon, and Rotation of the Earth. *Science*, New Series, Vol. 273, No. 5271, pp. 100-104, 1996.

STACEY, J.S.; KRAMERS, J.D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. **Earth and Planetary Science Letters** 26(2): 207-221, 1975.

STEIGER, R.H.; JAGER, E.. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. **Earth and Planetary Science Letters** 36(3): 359-362, 1977.

TAKEHARA L. **Estudos de zircões por microsonda eletrônica do Complexo Barro Alto**. 132 f. Tese (mestrado) Curso Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

VASCONCELLOS CS, DEHLER NM, YAMATO A AND LOPES JR I. Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú (escala: 1:50.000), relatório final, CPRM/Secretaria de Energia, São Paulo, p.233, 1999. **Relatório Técnico**.

VASCONCELLOS, E. M. G; GOMES, C. B. Diques e "plugs" alcalinos da região do Vale do Ribeira, divisa dos Estados do Paraná e São Paulo: química mineral. **Bol. IG-USP, Sér. Cient.**, São Paulo, 1998.

YAMATO, A.A. **Mapeamento geológico de parte da folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000**. 98 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

YARDLEY, B. W. D., **Introdução Petrologia Metamórfica**. Unb, Brasília, p. 434; 2004.

ZANELLA, R. R. **ASPECTOS ESTRUTURAIS E METAMÓRFICOS DA BORDA LESTE DO CINTURÃO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS – PR**. 150 f. Dissertação Mestrado. Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2016.

WINKLER, H.G.F. **Petrogênese das Rochas Metamórficas**. Edgard Blücher Ltda, 1977.

WEBER, W.; SIGA JR., O.; SATO, K.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M. U-Pb (zircon) ages of metabasic rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba region SP-Brazil: preliminary data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPES GEOLOGY, 4., Salvador. **Short Papers...** Salvador: CBPM/IRD, v. 2, p.706-709, 2003.

WEBER, W.; SIGA JR., O.; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A.P. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP**, Série Científica, 4: p. 101-110, 2004.

APÊNDICE A – RESULTADOS ANALÍTICOS LA-ICP-MS (U-Pb zircão)

Tabela 1: Resultados U-Pb (zircão) da amostra MG-01-Q.

MG-01-Q METARENITO						
SPL 1180,6Hz, 6mJ, 32um						conc.
Idades						206/238
SPOT	T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	207/235%	
MG-01-Q	75	3,416	0,030	3,525	0,019	96
MG-01-Q	80	2,957	0,030	3,062	0,023	96
MG-01-Q	7,1	2,984	0,034	3,042	0,037	98
MG-01-Q	56	2,893	0,029	3,005	0,033	96
MG-01-Q	8,1	2,881	0,027	2,942	0,034	97
MG-01-Q	27	2,760	0,023	2,848	0,028	96
MG-01-Q	59	2,756	0,025	2,840	0,031	97
MG-01-Q	3,1	2,736	0,022	2,777	0,031	98
MG-01-Q	30	2,683	0,022	2,765	0,028	97
MG-01-Q	17	2,648	0,031	2,713	0,036	97
MG-01-Q	1,1	2,566	0,023	2,605	0,034	98
MG-01-Q	54	2,449	0,027	2,547	0,041	96
MG-01-Q	67	2,395	0,023	2,476	0,023	96
MG-01-Q	36	2,371	0,027	2,465	0,035	96
MG-01-Q	63	2,261	0,021	2,429	0,021	93
MG-01-Q	37	2,312	0,028	2,417	0,038	95
MG-01-Q	20	2,185	0,041	2,286	0,074	95
MG-01-Q	73	2,178	0,054	2,240	0,089	97
MG-01-Q	81	2,094	0,029	2,202	0,039	95
MG-01-Q	81	2,119	0,024	2,190	0,031	96
MG-01-Q	57	2,094	0,029	2,176	0,063	96
MG-01-Q	25	2,206	0,026	2,167	0,054	101
MG-01-Q	41	2,098	0,030	2,165	0,049	96
MG-01-Q	24	2,040	0,021	2,164	0,043	94
MG-01-Q	2,1	2,135	0,018	2,163	0,035	98
MG-01-Q	22	2,068	0,024	2,159	0,053	95
MG-01-Q	82	2,045	0,024	2,157	0,032	94
MG-01-Q	35	2,065	0,028	2,151	0,046	95
MG-01-Q	19	2,068	0,029	2,145	0,053	96
MG-01-Q	52	2,053	0,020	2,135	0,038	96
MG-01-Q	78	1,952	0,018	2,112	0,025	92
MG-01-Q	61	2,017	0,030	2,109	0,049	95
MG-01-Q	64	2,037	0,022	2,108	0,030	96
MG-01-Q	69	2,054	0,020	2,100	0,023	97
MG-01-Q	5,1	2,005	0,031	2,098	0,061	95
MG-01-Q	46	1,999	0,028	2,093	0,050	95
MG-01-Q	15	2,013	0,028	2,092	0,053	96
MG-01-Q	44	1,975	0,035	2,085	0,067	94
MG-01-Q	76	2,045	0,020	2,084	0,026	98
MG-01-Q	34	2,006	0,020	2,084	0,042	96
MG-01-Q	84	2,024	0,022	2,082	0,031	97
MG-01-Q	79	1,920	0,022	2,078	0,033	92
MG-01-Q	83	2,118	0,028	2,077	0,040	101
MG-01-Q	66	1,988	0,023	2,077	0,033	95
MG-01-Q	74	2,039	0,023	2,074	0,033	98
MG-01-Q	48	1,958	0,034	2,073	0,085	94

MG-01-Q	68	2,016	0,022	2,072	0,032	97
MG-01-Q	45	1,969	0,021	2,072	0,034	95
MG-01-Q	4,1	1,962	0,026	2,045	0,055	95
MG-01-Q	77	2,014	0,022	2,044	0,030	98
MG-01-Q	28	1,988	0,017	2,044	0,032	97
MG-01-Q	23	1,974	0,018	2,041	0,036	96
MG-01-Q	60	1,998	0,021	2,040	0,043	97
MG-01-Q	13	1,950	0,020	2,040	0,032	95
MG-01-Q	18	2,089	0,023	2,039	0,037	102
MG-01-Q	32	1,954	0,019	2,036	0,040	95
MG-01-Q	42	1,976	0,033	2,033	0,066	97
MG-01-Q	38	1,949	0,020	2,023	0,035	96
MG-01-Q	39	1,937	0,021	2,021	0,035	95
MG-01-Q	47	1,941	0,026	2,013	0,049	96
MG-01-Q	55	1,899	0,020	2,009	0,044	94
MG-01-Q	70	1,937	0,020	1,998	0,029	96
MG-01-Q	16	1,879	0,020	1,978	0,033	95
MG-01-Q	62	1,895	0,023	1,967	0,038	96
MG-01-Q	65	1,900	0,020	1,963	0,030	96
MG-01-Q	26	1,901	0,017	1,948	0,036	97
MG-01-Q	40	1,893	0,019	1,939	0,032	97
MG-01-Q	49	1,743	0,022	1,888	0,058	92
MG-01-Q	72	1,776	0,018	1,834	0,028	96
MG-01-Q	43	1,771	0,020	1,822	0,040	97
MG-01-Q	9,1	1,773	0,021	1,819	0,041	97
MG-01-Q	71	1,756	0,017	1,804	0,025	97
MG-01-Q	12	1,724	0,035	1,771	0,096	97
MG-01-Q	11	1,448	0,025	1,526	0,087	94
MG-01-Q	53	1,433	0,015	1,504	0,048	95
MG-01-Q	10	1,456	0,019	1,500	0,055	97
MG-01-Q	6,1	1,449	0,016	1,475	0,049	98
MG-01-Q	21	1,450	0,023	1,473	0,074	98
MG-01-Q	50	2,642	0,022	2,954	0,029	89
MG-01-Q	33	1,684	0,013	1,908	0,033	88
MG-01-Q	14	2,481	0,027	2,822	0,032	87
MG-01-Q	58	2,630	0,023	3,073	0,029	85
MG-01-Q	51	1,617	0,017	2,048	0,047	78
MG-01-Q	31	2,411	0,021	3,529	0,026	68
MG-01-Q	85	1,596	0,014	2,846	0,019	56
MG-01-Q	29	1,049	0,011	1,904	0,043	55

Tabela 2: Resultados U-Pb (zircão) da amostra MG-01-Q.

MG - 01F - METASILTITO						
SPL 1177,6Hz, 6mJ, 32um						Conc.
IDADES						206/238
	SPOT	T_{206/238}	1 sigma	T_{207/206}	1 sigma	207/206%
MG - 01F	40	2,112	0,019	2,171	0,049	97
MG - 01F	43	2,137	0,022	2,149	0,054	99
MG - 01F	48	2,141	0,022	2,167	0,055	98
MG - 01F	46	2,150	0,021	2,176	0,052	98
MG - 01F	56	2,150	0,022	2,184	0,053	98
MG - 01F	3,2	2,154	0,016	2,163	0,033	99
MG - 01F	63	2,158	0,026	2,180	0,063	98
MG - 01F	58	2,164	0,016	2,187	0,038	98
MG - 01F	4,1	2,178	0,019	2,193	0,041	99
MG - 01F	37	2,179	0,018	2,126	0,043	102
MG - 01F	18	2,180	0,037	2,183	0,082	99
MG - 01F	5,1	2,182	0,018	2,184	0,038	99
MG - 01F	30	2,185	0,026	2,154	0,065	101
MG - 01F	64	2,186	0,018	2,193	0,045	99
MG - 01F	3,1	2,192	0,019	2,158	0,040	101
MG - 01F	34	2,194	0,017	2,196	0,038	99
MG - 01F	44	2,195	0,019	2,216	0,045	99
MG - 01F	14	2,197	0,027	2,209	0,050	99
MG - 01F	13	2,199	0,020	2,161	0,033	101
MG - 01F	15	2,203	0,026	2,169	0,051	101
MG - 01F	7,1	2,220	0,022	2,192	0,049	101
MG - 01F	54	2,072	0,035	2,177	0,088	95
MG - 01F	55	2,089	0,016	2,173	0,039	96
MG - 01F	26	2,102	0,018	2,166	0,048	97
MG - 01F	49	2,104	0,026	2,180	0,070	96
MG - 01F	22	2,260	0,023	2,181	0,039	103
MG - 01F	8,1	2,244	0,019	2,238	0,038	100
MG - 01F	57	2,192	0,018	2,167	0,043	101
MG - 01F	53	2,241	0,019	2,200	0,043	101
MG - 01F	31	1,483	0,018	1,508	0,078	98
MG - 01F	23	1,537	0,017	1,528	0,054	100
MG - 01F	11	1,643	0,014	1,712	0,045	95
MG - 01F	6,1	1,737	0,013	1,810	0,036	95
MG - 01F	35	1,782	0,012	1,820	0,037	97
MG - 01F	47	1,797	0,014	1,784	0,043	100
MG - 01F	42	1,853	0,016	1,991	0,048	93
MG - 01F	41	1,901	0,013	1,988	0,038	95
MG - 01F	59	1,926	0,021	2,108	0,054	91
MG - 01F	50	1,932	0,014	2,017	0,041	95
MG - 01F	32	1,981	0,015	2,114	0,039	93
MG - 01F	51	1,983	0,021	2,075	0,057	95
MG - 01F	16	1,989	0,020	2,100	0,039	94
MG - 01F	27	2,001	0,035	2,037	0,096	98
MG - 01F	60	2,035	0,017	2,091	0,043	97
MG - 01F	20	2,046	0,021	2,143	0,039	95
MG - 01F	61	2,050	0,020	2,105	0,050	97
MG - 01F	10	2,058	0,029	2,150	0,086	95
MG - 01F	36	1,350	0,013	1,486	0,055	90
MG - 01F	25	1,110	0,011	1,153	0,044	96

MG - 01F	38	1,223	0,012	1,250	0,067	97
MG - 01F	24	2,920	0,040	2,903	0,048	100
MG - 01F	2,1	3,008	0,028	3,009	0,036	99
MG - 01F	33	3,026	0,029	3,036	0,042	99
MG - 01F	21	3,291	0,028	3,261	0,027	100
MG - 01F	62	2,154	0,023	2,195	0,053	98
MG - 01F	28	0,937	0,010	1,094	0,061	85
MG - 01F	45	1,243	0,009	1,464	0,043	84
MG - 01F	12	1,587	0,017	2,083	0,047	76
MG - 01F	1,1	1,675	0,027	2,107	0,093	79
MG - 01F	29	1,683	0,016	2,120	0,046	79
MG - 01F	9,1	1,707	0,015	2,001	0,046	85
MG - 01F	52	1,731	0,017	2,241	0,048	77
MG - 01F	19	1,840	0,019	2,133	0,041	86
MG - 01F	17	1,849	0,020	2,172	0,043	85
MG - 01F	39	1,917	0,027	2,163	0,077	88

SAIBREIRA MORRO GRANDE

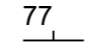
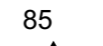
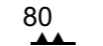
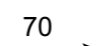
Legenda

Associação de Litofácies e Tectonfácies




- Tectonfácies: Predomínio de ardósias.
- Associação 4: Caracterizada por meta-argilitos intercalados com metassiltitos
- Associação 3: Composta por metassiltitos intercalados com meta-argilitos
- Associação 2: Meta-argilito maciço
- Associação 1: Meta-arenitos intercalados com meta-argilitos

Convênções Geológicas




Foliações

-  S0 - Bandamento sedimentar reliquiar
-  S1 - Foliação clivagem ardósiana
-  S2 - Clivagem disjuntiva
-  Eixo de dobra






Contatos

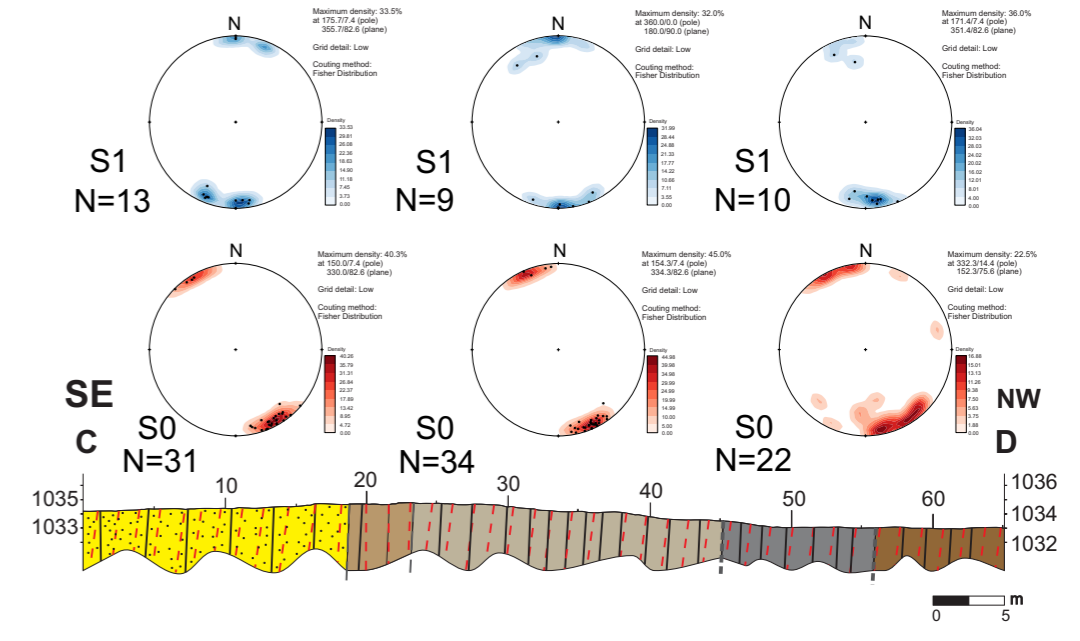
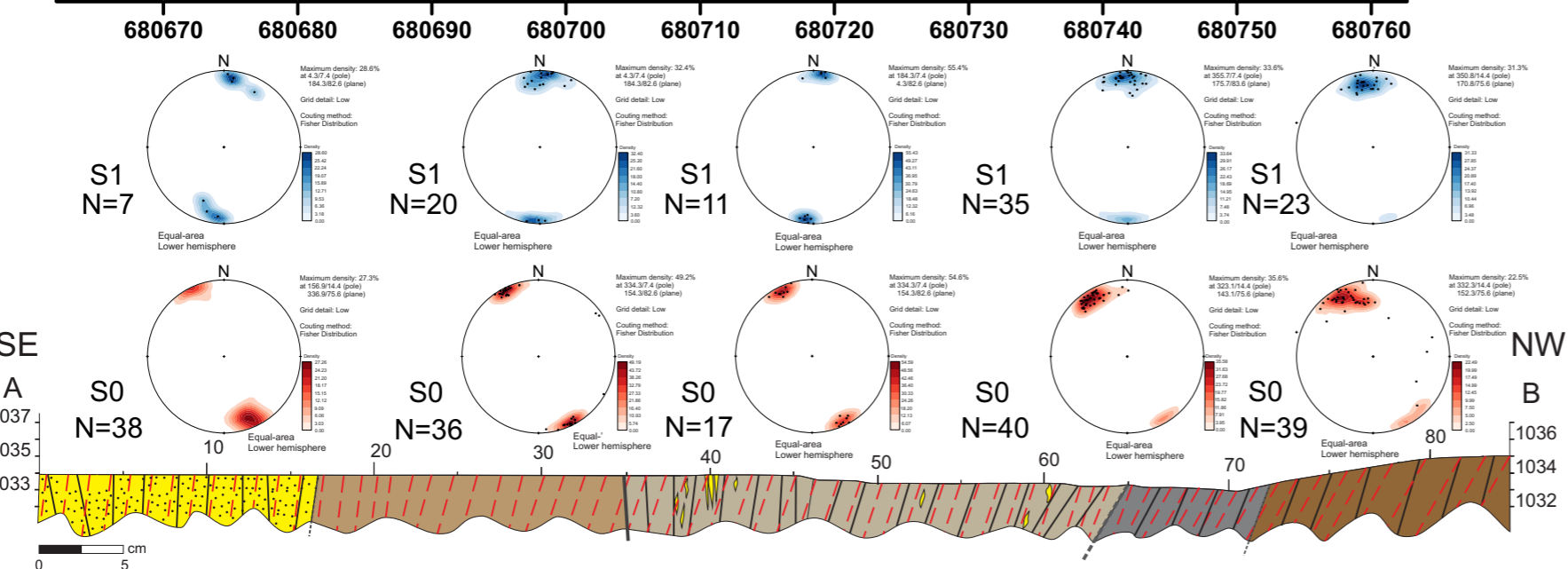
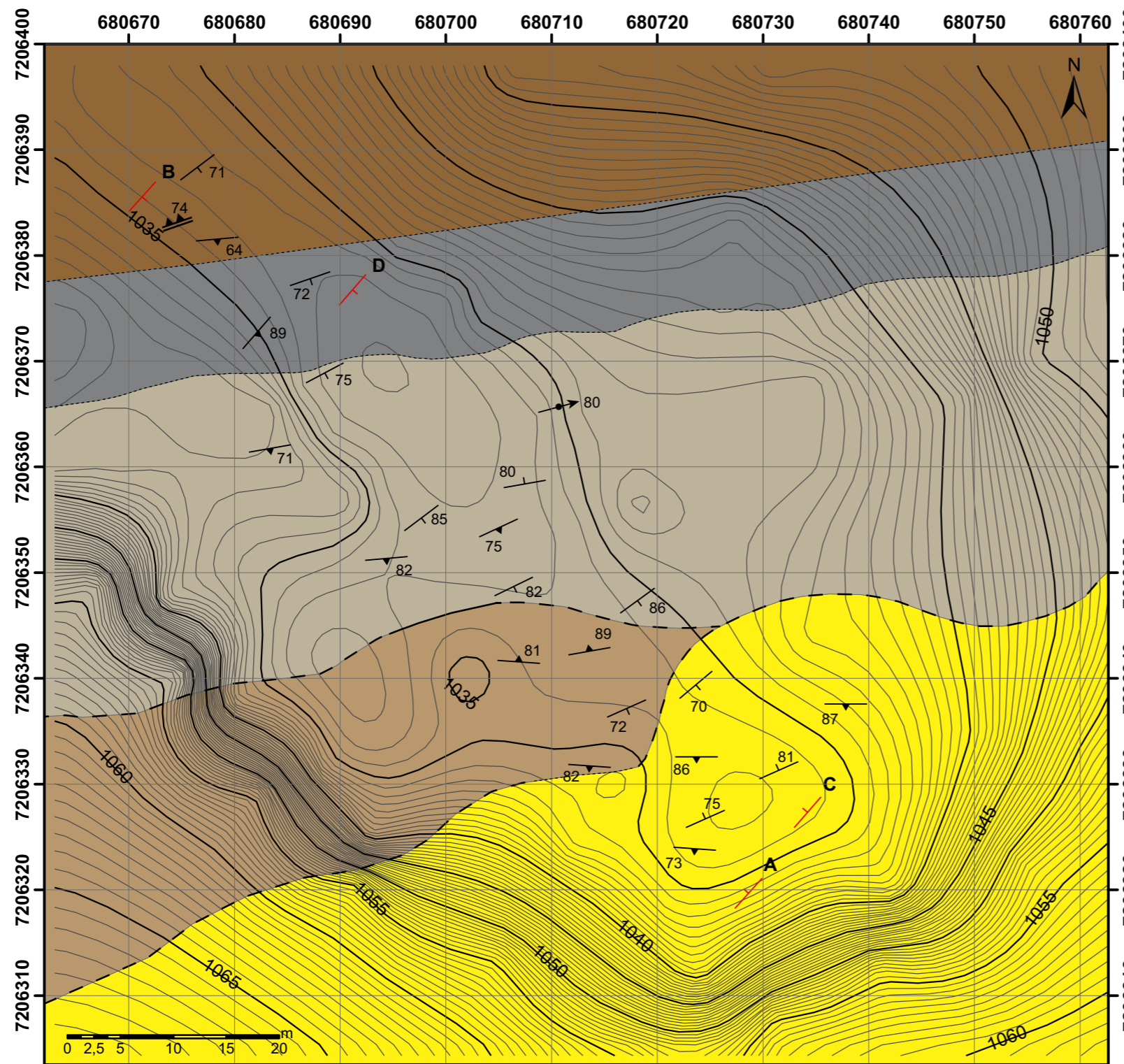
-  Definido
-  Aproximado
-  Gradacional

Convênções Cartográficas

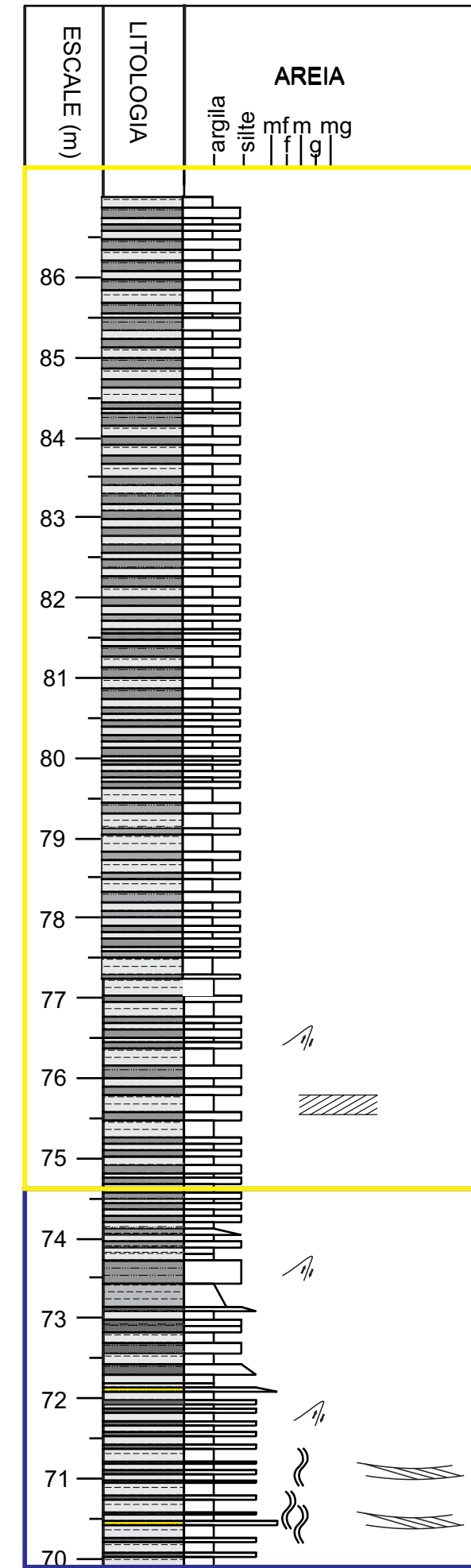
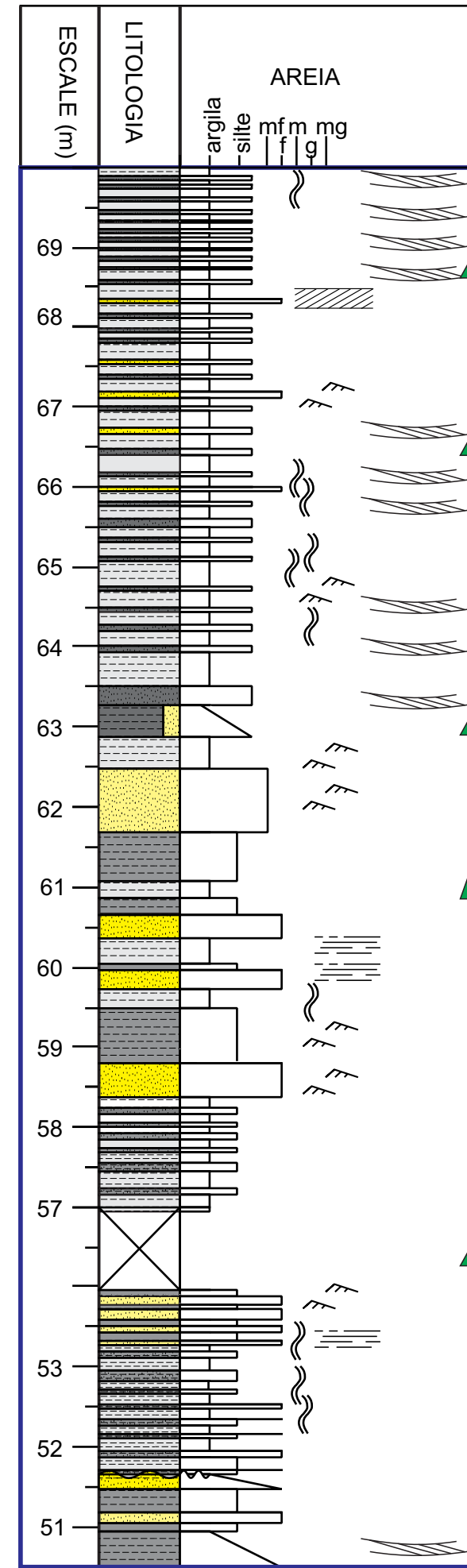
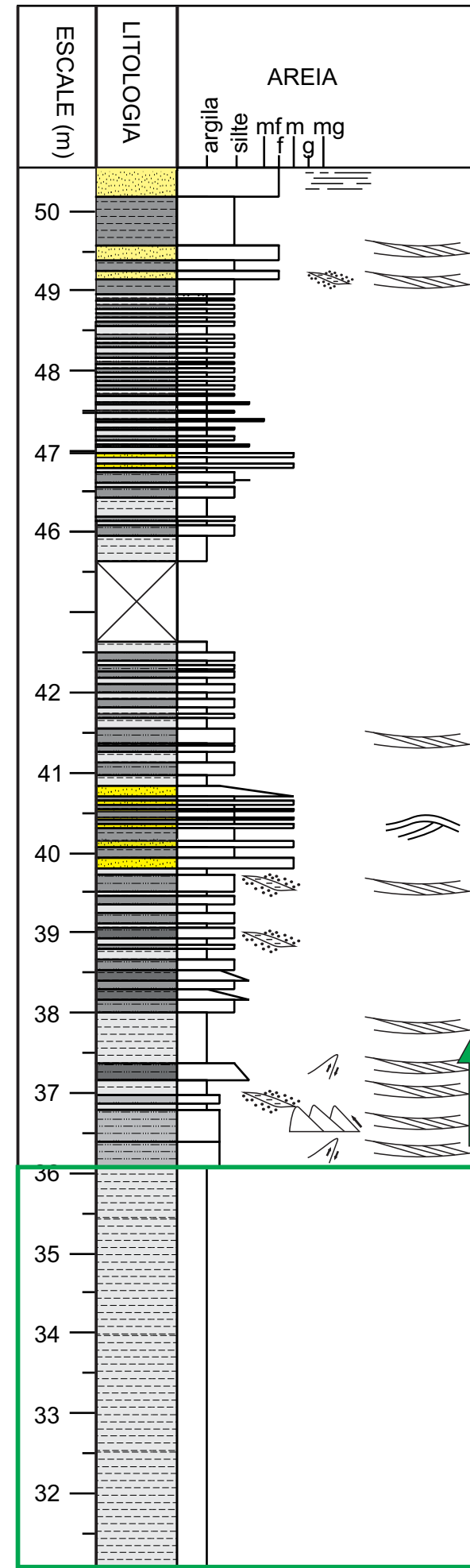
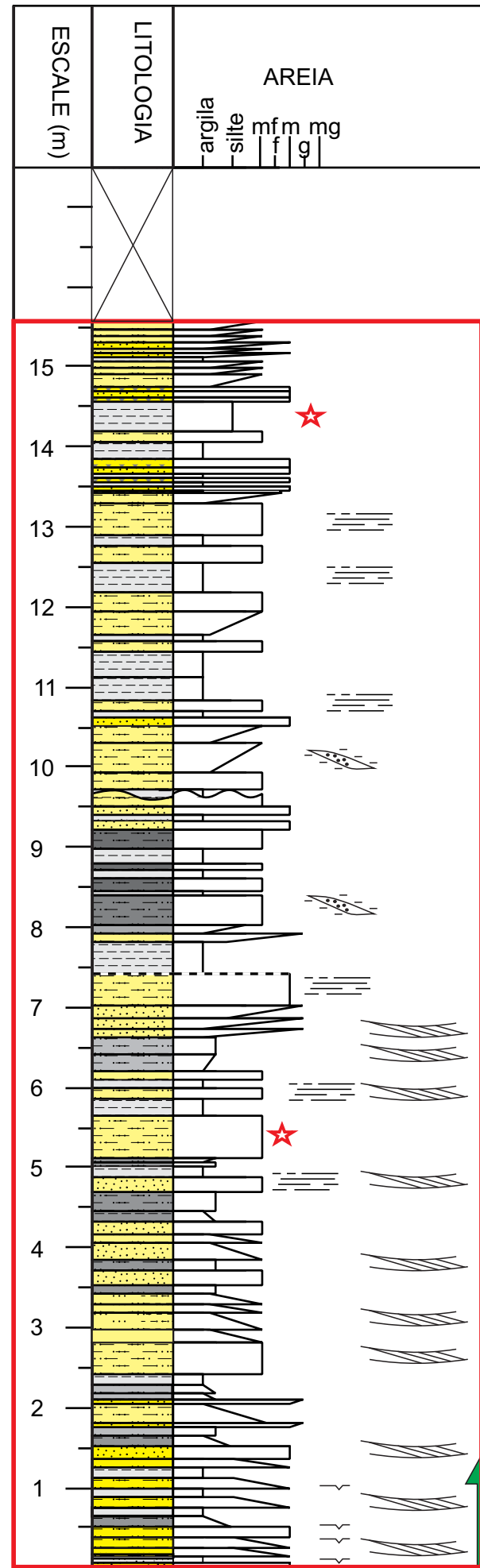
-  Seção
-  Curvas de nível
-  Curvas mestras

Legenda Seção

- Tectonfácies
- Associações de Litofácies
- Litofácies 4
- Litofácies 3
- Litofácies 2
- Litofácies 1
-  Bandamento sedimentar reliquiar - S0
-  Foliação S1
-  Contato definido
-  Contato gradacional
-  Contato aproximado



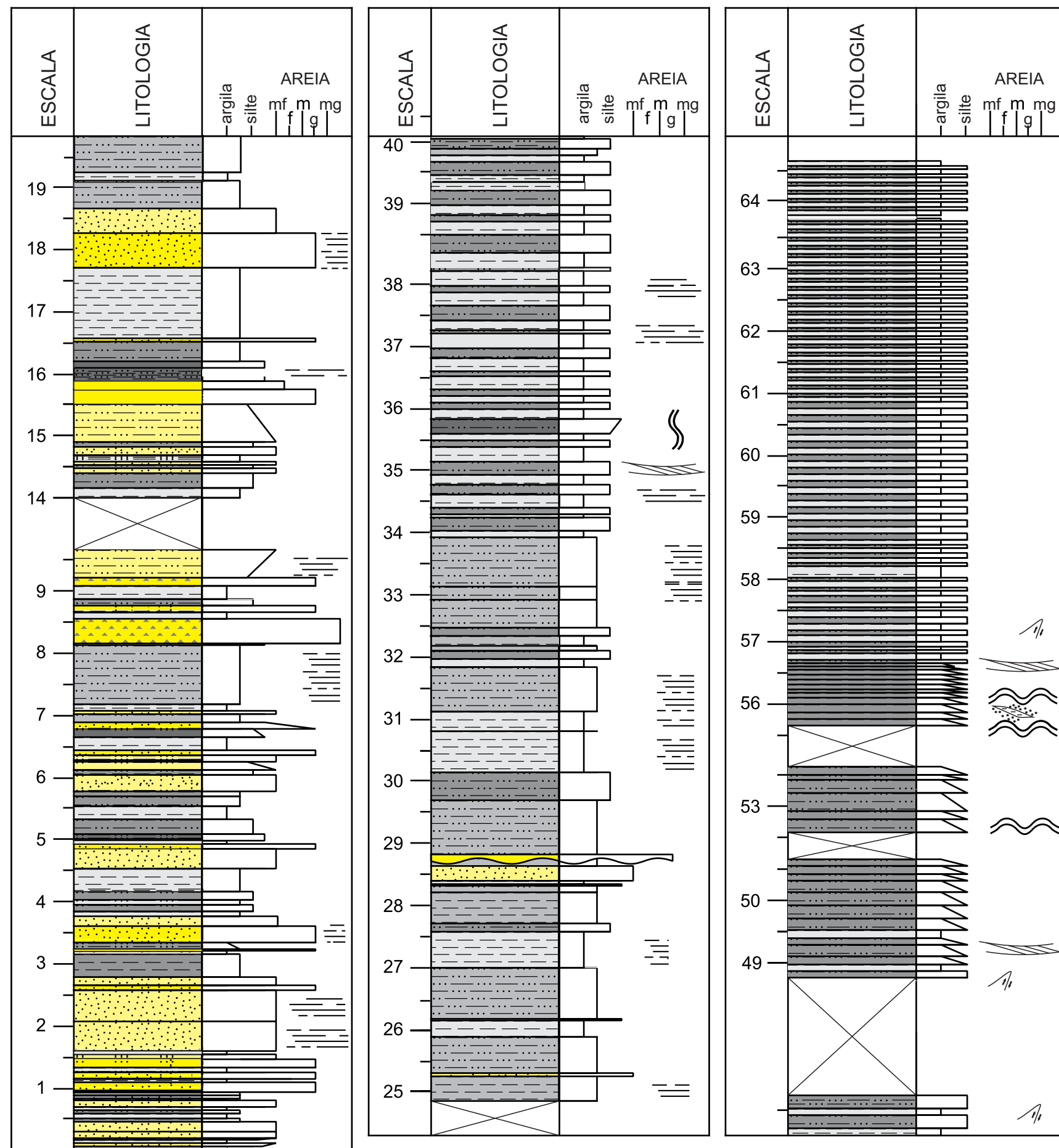
PERFIL A B - MORRO GRANDE



LEGENDA

- | | | | | | | | | | | | |
|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------------------|----------------------|------------------------|--------------------------|----------------------------|--------------------------------|--------------------|
| ENCOBERTO | ARGILA | ARGILA-SILTE | SILTE | SILTE-AREIA | AREIA MUITO FINA | AREIA MÉDIA A GROSSA | ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA | LAMINAÇÃO PLANO PARALELA | LAMINAÇÃO CLIMBING RIPPLES | ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR | |
| AMOSTRAS U-PB | ASSOCIAÇÃO 1 | ASSOCIAÇÃO 2 | ASSOCIAÇÃO 4 | ASSOCIAÇÃO 3 | LAMINAÇÃO FLASER | LAMINAÇÃO LINSEN | LAMINAÇÃO HUMMOCKY | FEIÇÕES TUBULARES | INDICAÇÃO DE TOPO | DOBRAS | MICROCAVALGAMENTOS |

PERFIL C-D



LEGENDA

- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|---------------|--|--------------|--|--------------|--|--------------|--|--------------|--|------------------|--|----------------------|--|------------------------|--|--------------------------|--|----------------------------|--|--------------------------------|--|--------------------|
| | ENCOBERTO | | ARGILA | | ARGILA-SILTE | | SILTE | | SILTE-AREIA | | AREIA MUITO FINA | | AREIA MÉDIA A GROSSA | | ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA | | LAMINAÇÃO PLANO PARALELO | | LAMINAÇÃO CLIMBING RIPPLES | | ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR | | |
| | AMOSTRAS U-PB | | ASSOCIAÇÃO 1 | | ASSOCIAÇÃO 2 | | ASSOCIAÇÃO 3 | | ASSOCIAÇÃO 4 | | LAMINAÇÃO FLASER | | LAMINAÇÃO LINSEN | | LAMINAÇÃO HUMMOCKY | | FEIÇÕES TUBULARES | | INDICAÇÃO DE TOPO | | DOBRAS | | MICROCAVALGAMENTOS |

APENDICE D - DIFRATOGRAMAS E ANÁLISE DE MEV

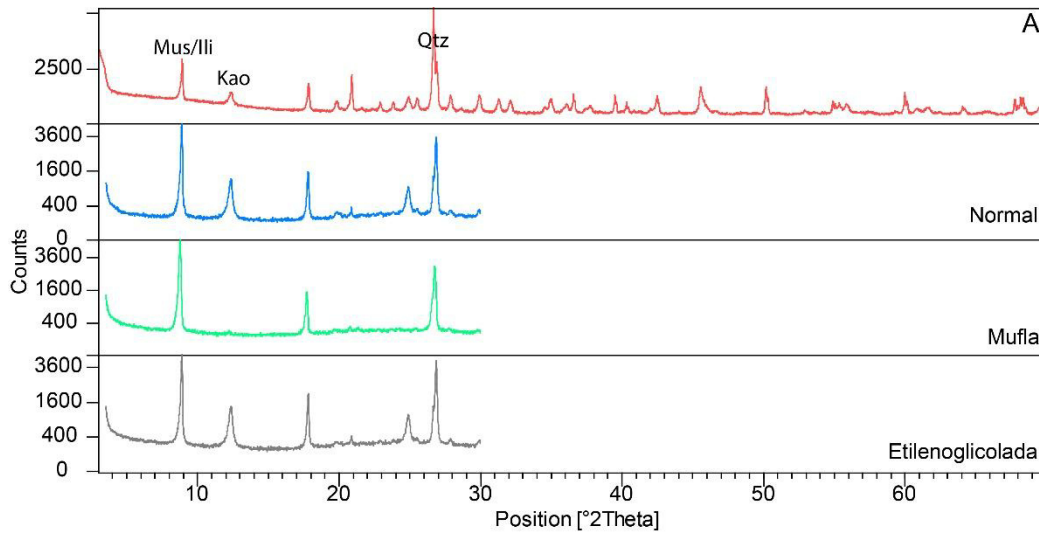


Figura 1: Difratoograma da Amostra 472/14 – A. Mus – muscovita; Ili – illita; Kao – caolinita; Qtz – quartzo.

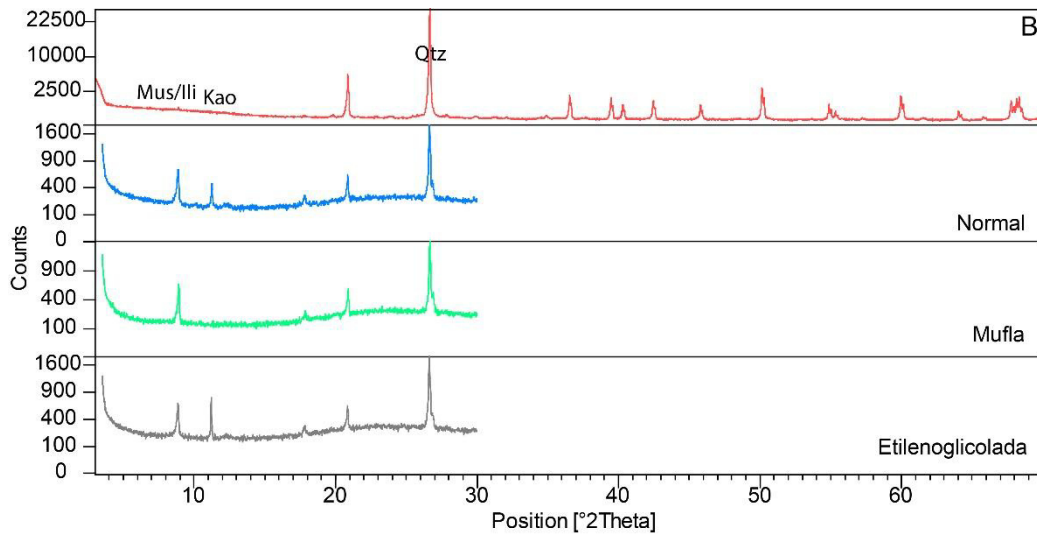


Figura 2: Difratoograma da Amostra 472/14 – 2. Mus – muscovita; Ili – illita; Kao – caolinita; Qtz – quartzo.

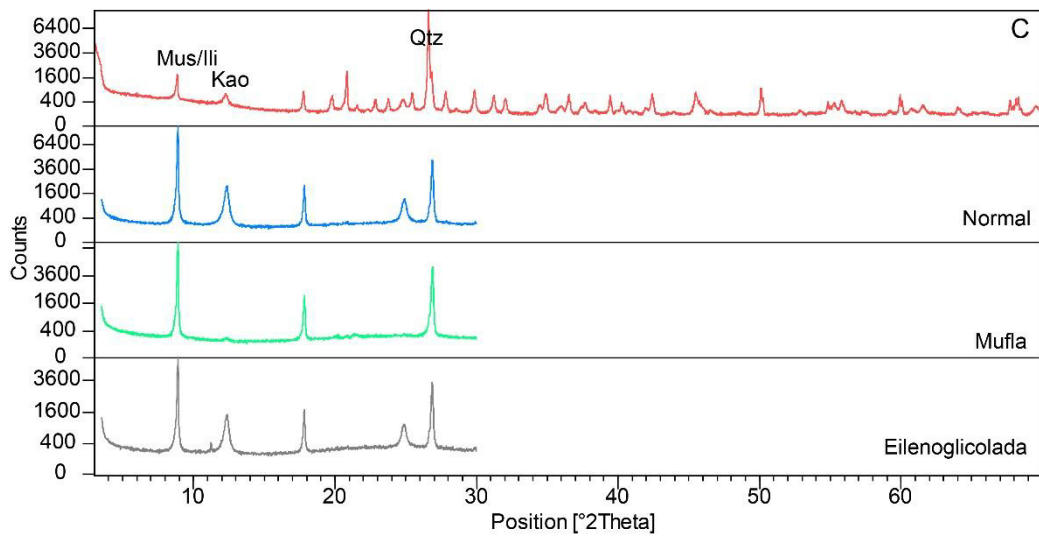


Figura 3: Difratoograma da Amostra 472/14 – 4. Mus – muscovita; Ili – illita; Kao – caolinita; Qtz – quartzo.

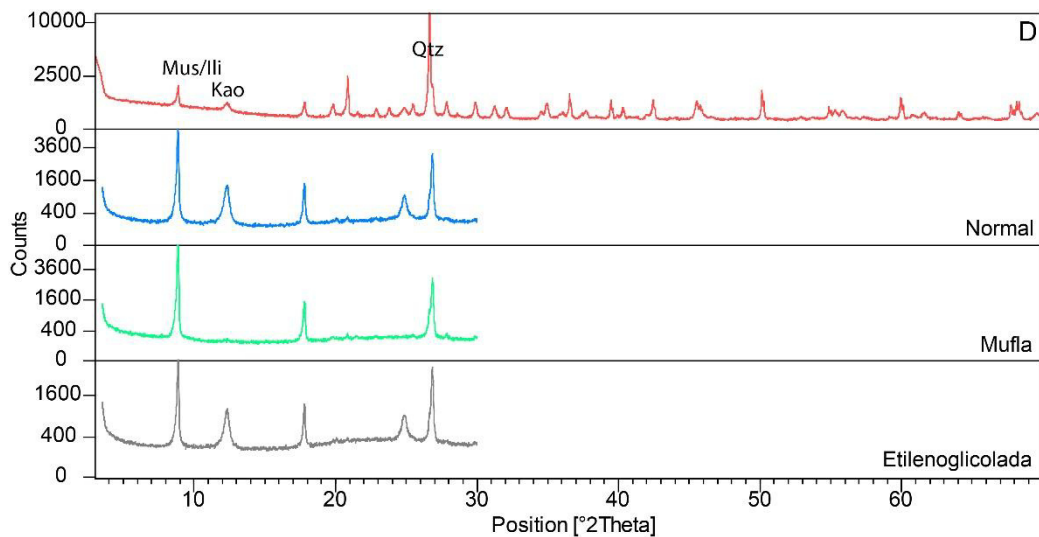


Figura 4: Difratoograma da Amostra 472/14 – 5. Mus – muscovita; Ili – illita; Kao – caolinita; Qtz – quartzo.

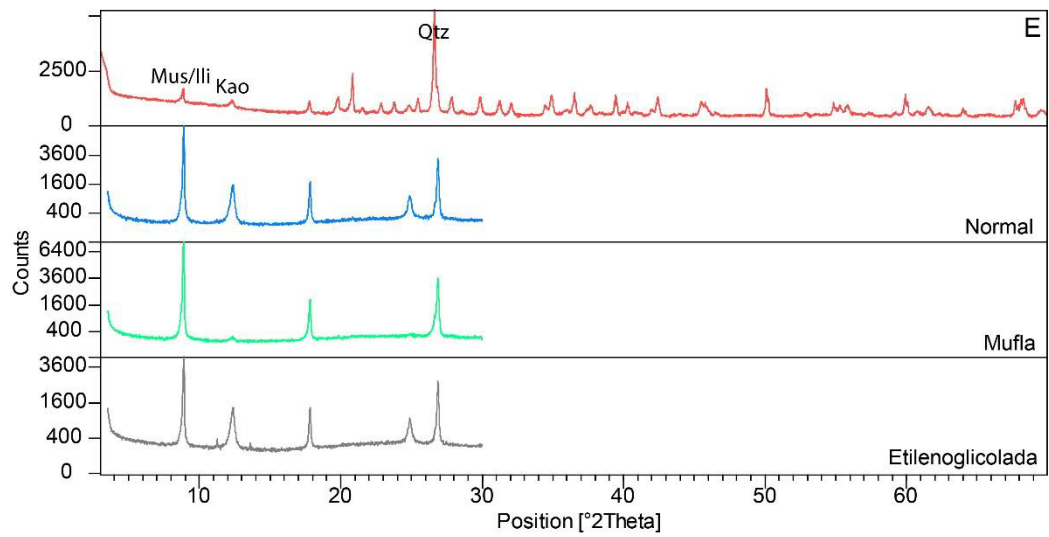
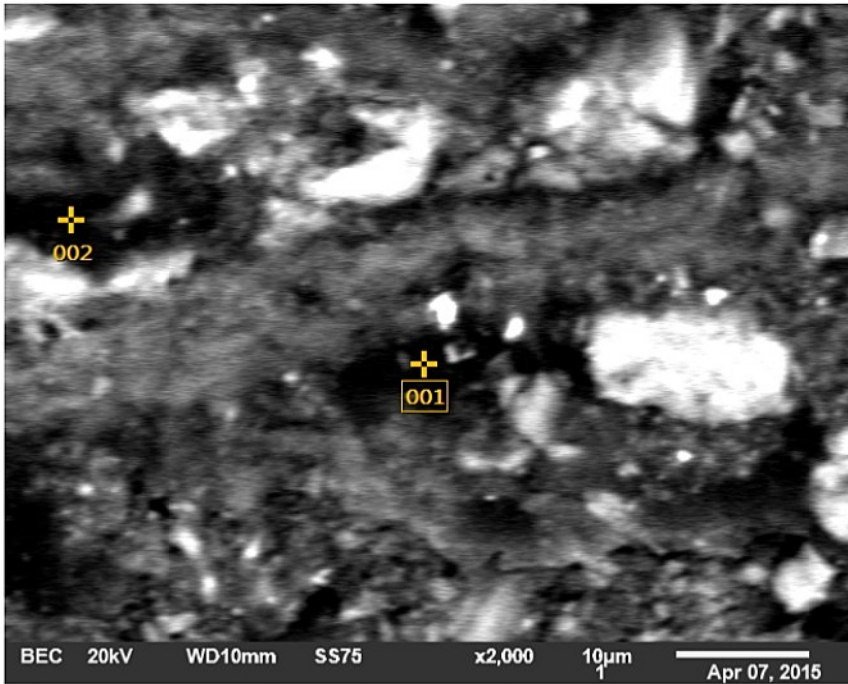


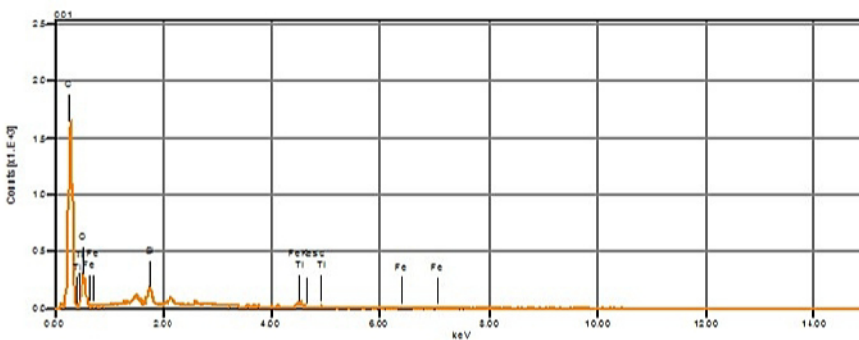
Figura 5: Difratoograma da Amostra 472/14 – 6. Mus – muscovita; Ili – illita; Kao – caolinita; Qtz – quartzo.

AMOSTRA MEV_472/14-3

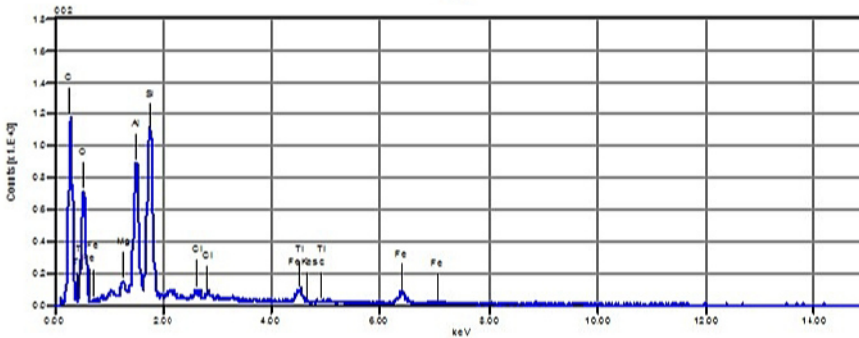
001



Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 2,000
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 640 x 480

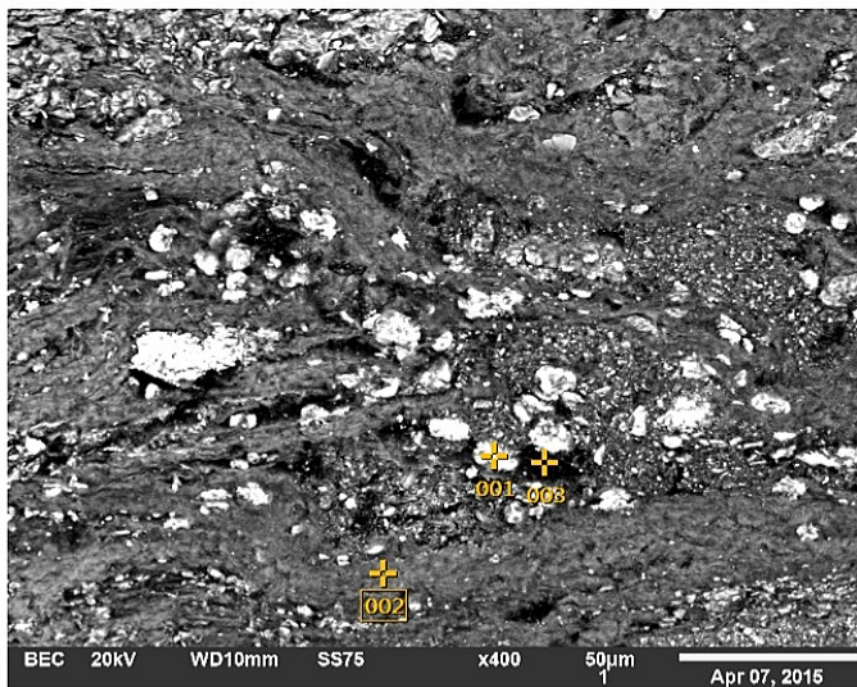


Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.16 sec.
 DeadTime : 0.00 %
 Count Rate : 2566.00 CPS

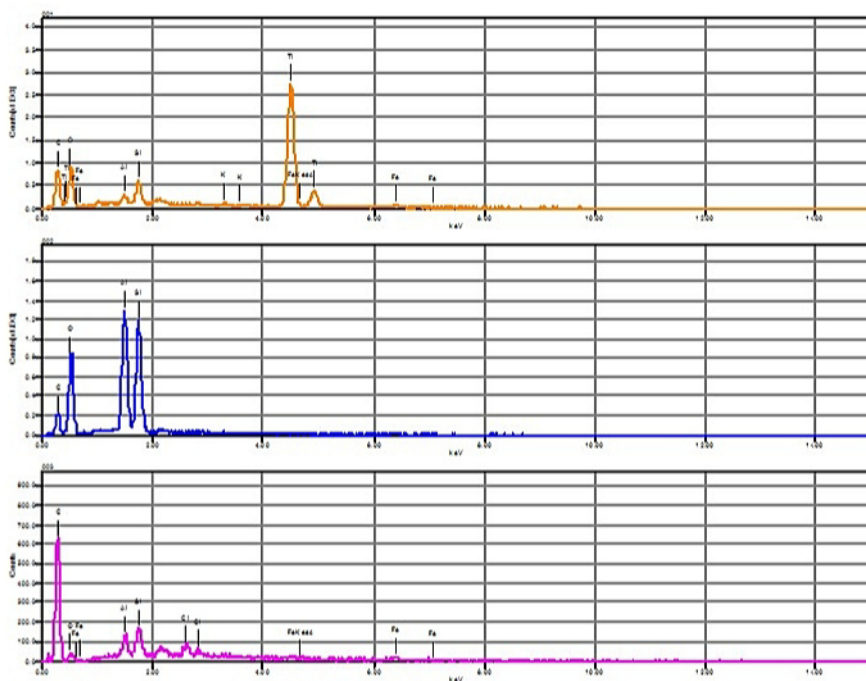


	O	C	MgO	Al2O3	SiO2	Cl	TiO2	FeO
001	0.00	92.35			2.09		3.37	2.19
002	0.00	76.03	1.35	5.27	8.49	0.74	3.45	4.67

002



Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 400
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960

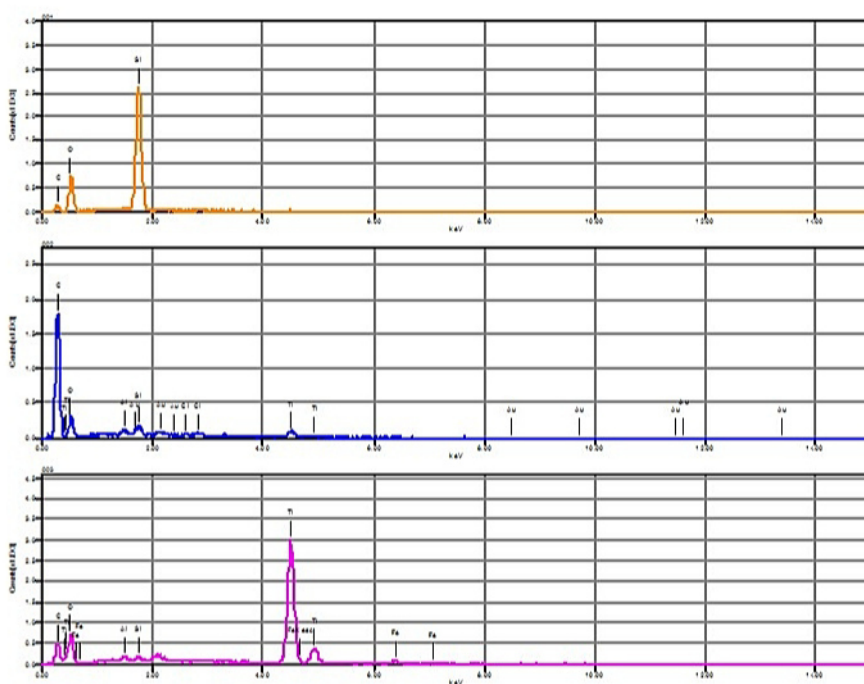
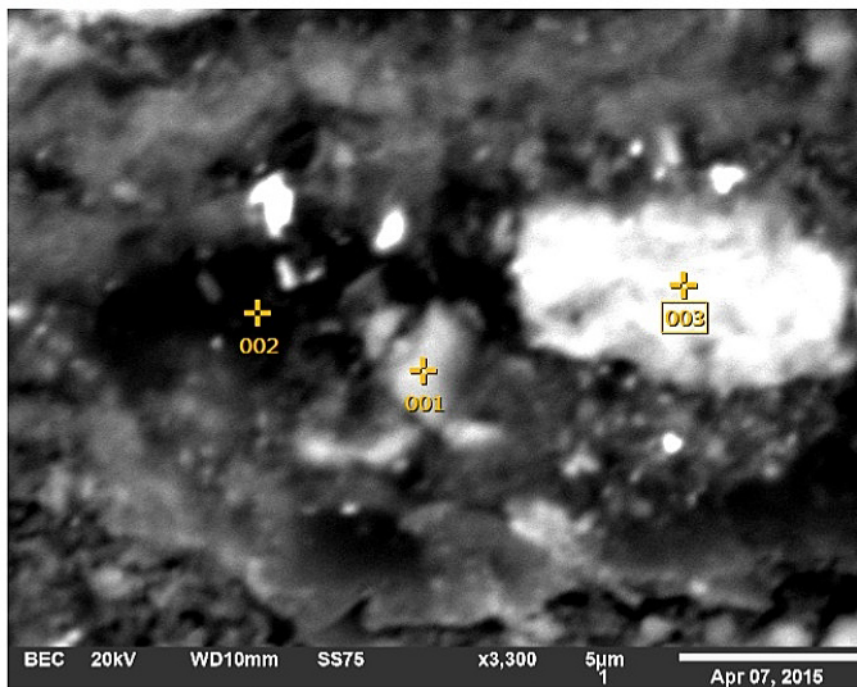


Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 9.46 sec.
 Real Time : 9.63 sec.
 DeadTime : 2.00 %
 Count Rate : 6144.00 CPS

	O	C	Al2O3	SiO2	Cl	K2O	TiO2	FeO
001	0.00	25.40	0.93	2.65		0.46	68.50	2.06
002	0.00	62.52	15.51	21.98				
003	0.00	90.43	2.13	2.87	2.16			2.41

003

Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 3,300
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960

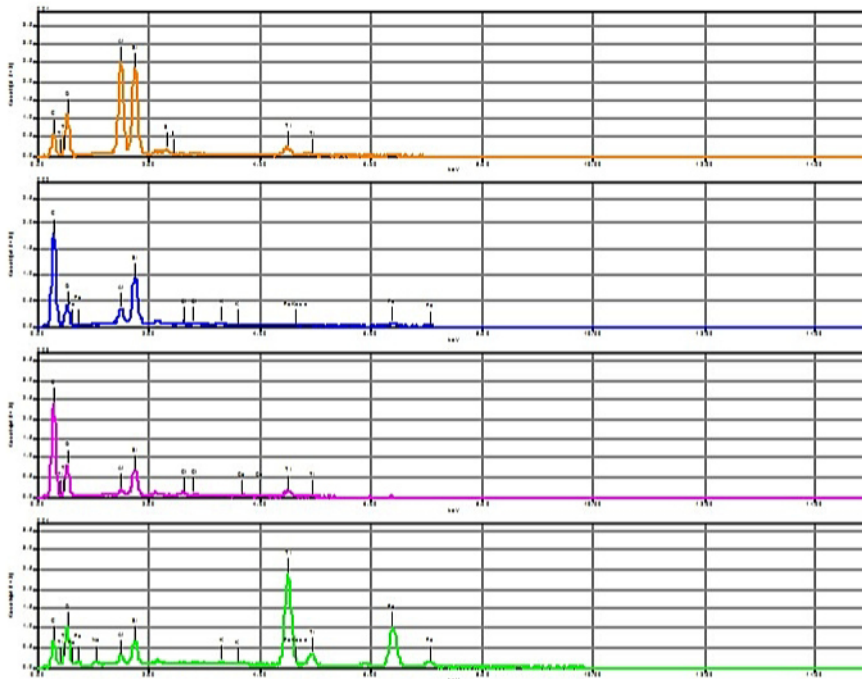
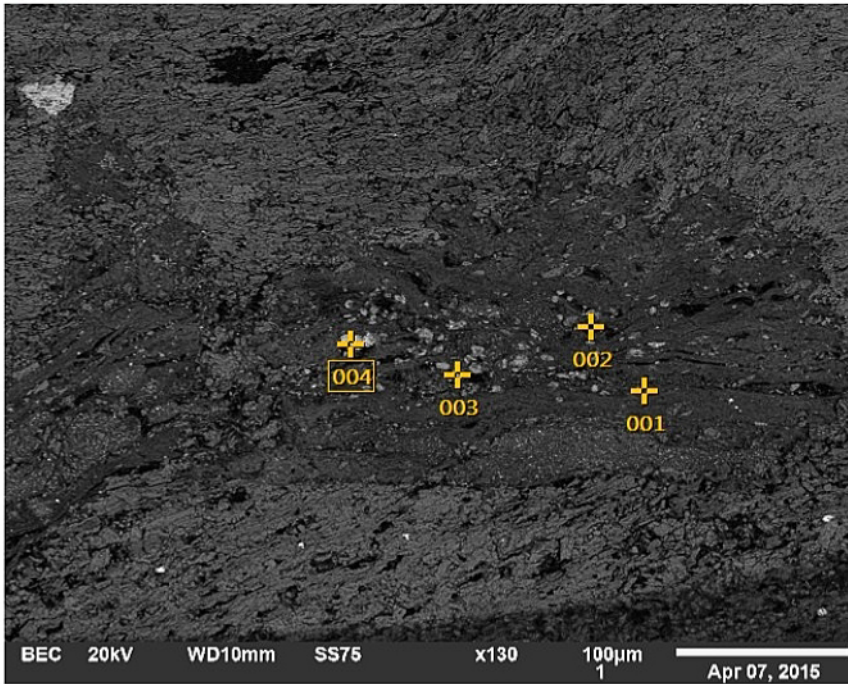


Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.39 sec.
 DeadTime : 2.00 %
 Count Rate : 6088.00 CPS

	O	C	Al2O3	SiO2	Cl	TiO2	FeO	Au2O3
001	0.00	56.74		43.26				
002	0.00	89.14	0.49	1.28	0.66	5.79		2.64
003	0.00	15.71		0.55		80.95	2.79	

004

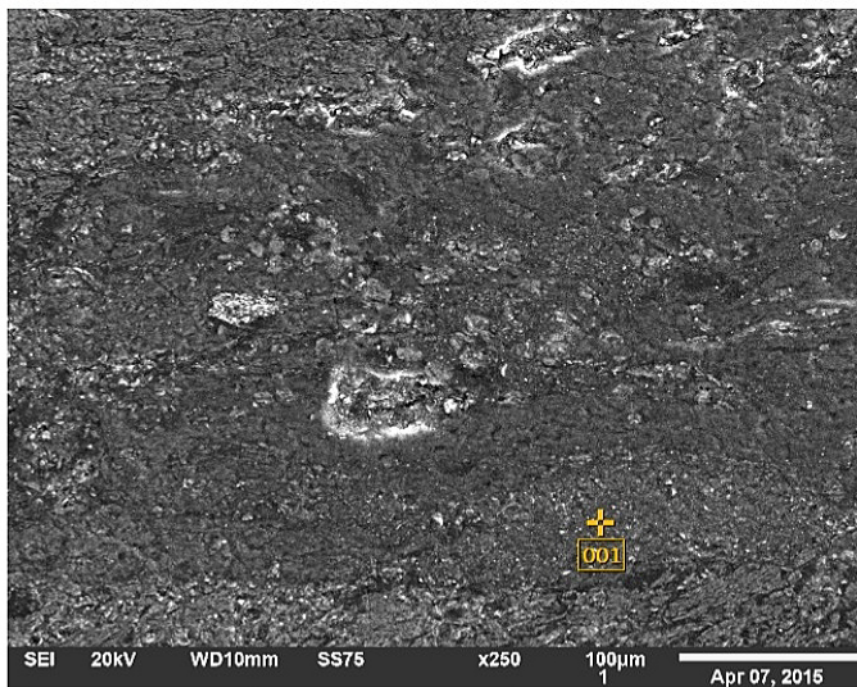
Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 130
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960



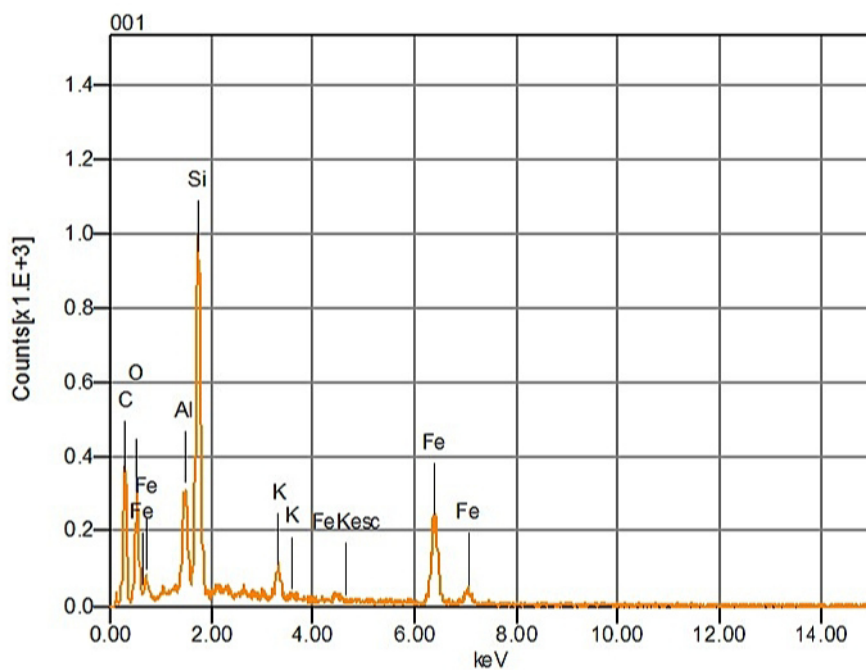
Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.50 sec.
 DeadTime : 3.00 %
 Count Rate : 7638.00 CPS

	CaO	O	C	Na2O	Al2O3	SiO2	SO3	Cl	K2O	TiO2	FeO
001		0.00	60.90		12.57	16.95	2.23			7.35	
002		0.00	85.57		2.07	6.71		0.55	0.57		4.53
003	1.06	0.00	86.23		0.61	4.28		1.10		6.71	
004		0.00	18.86	1.30	1.11	2.58			0.45	44.09	31.60

001



Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 250
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960

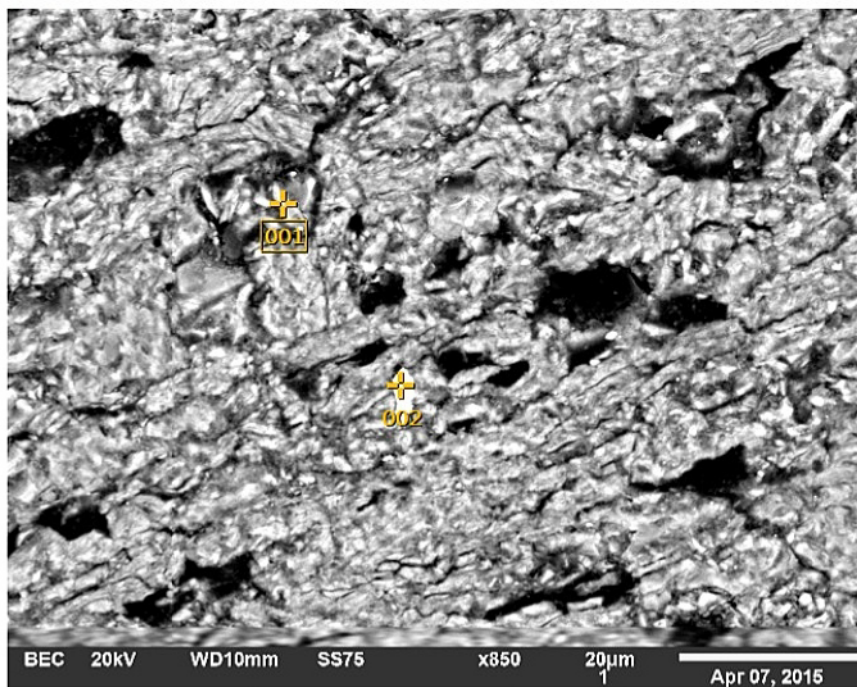


Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.18 sec.
 DeadTime : 1.00 %
 Count Rate : 2432.00 CPS

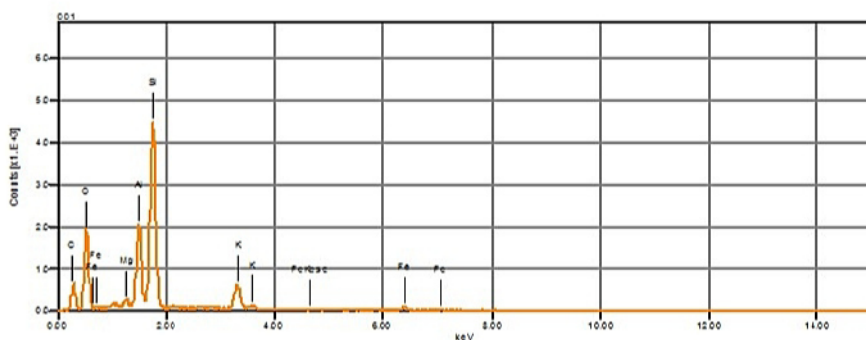
Formula	ms%	mol%	Cation	Sigma	Net	K ratio	Line
C	53.38	81.26	0.00	0.23	6800	0.0083634	K
O							
Al2O3	3.58	2.43	0.00	0.12	7200	0.0096514	K
SiO2	13.89	9.04	0.00	0.14	29058	0.0436042	K
K2O	2.39	0.46	3.06	0.22	3558	0.0082625	K
FeO	26.77	6.81	22.47	0.63	15092	0.0807332	K

AMOSTRA MEV_472/14-5

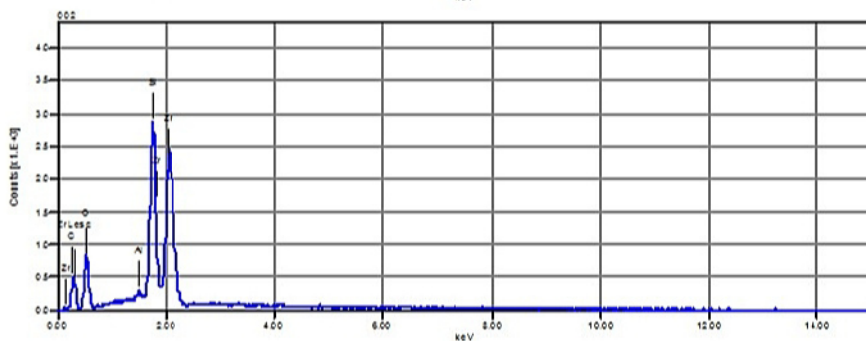
001



Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 850
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960



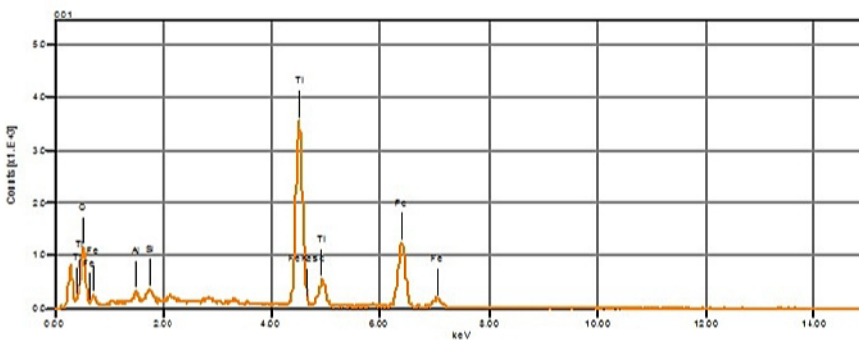
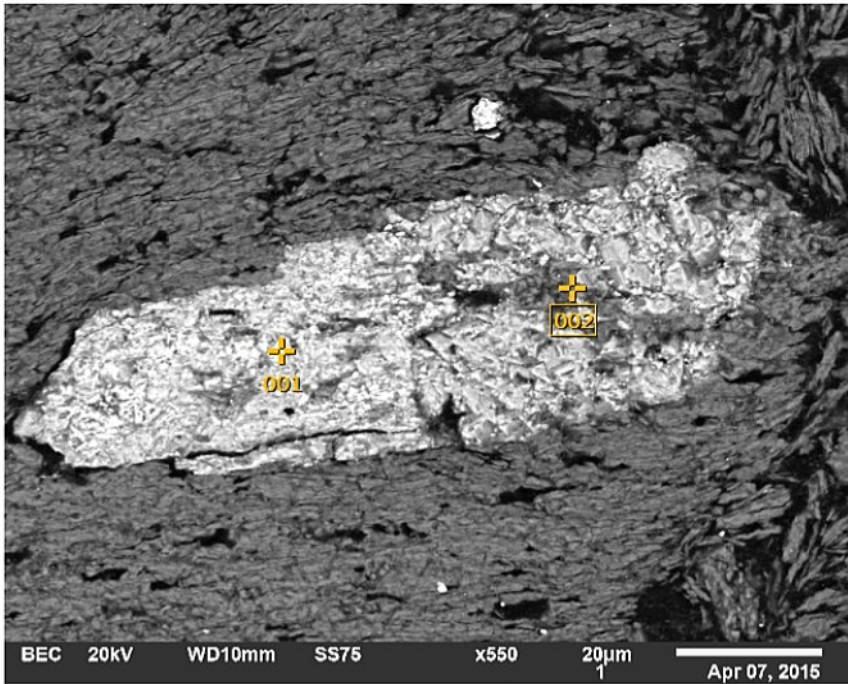
Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.46 sec.
 DeadTime : 1.00 %
 Count Rate : 7547.00 CPS



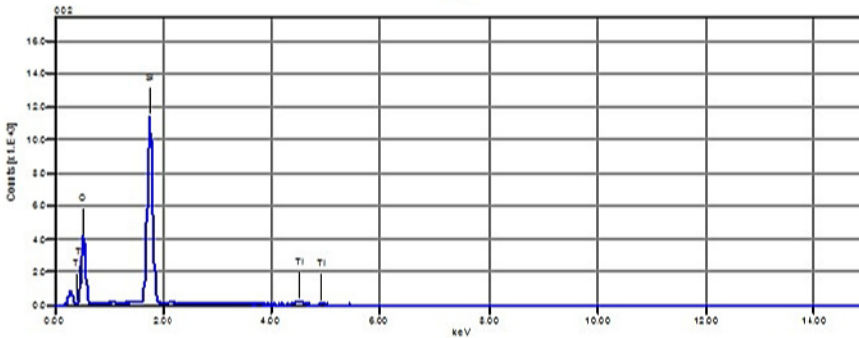
	O	C	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	FeO	ZrO2
001	0.00	54.64	1.77	8.63	24.31	7.50	3.15	
002	0.00	44.21		0.48	11.12			44.19
Average	0.00	49.43	1.77	4.55	17.71	7.50	3.15	44.19
Standard deviation	0.00		3.69	0.00	2.88	4.66	0.00	0.00

002

Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 550
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960

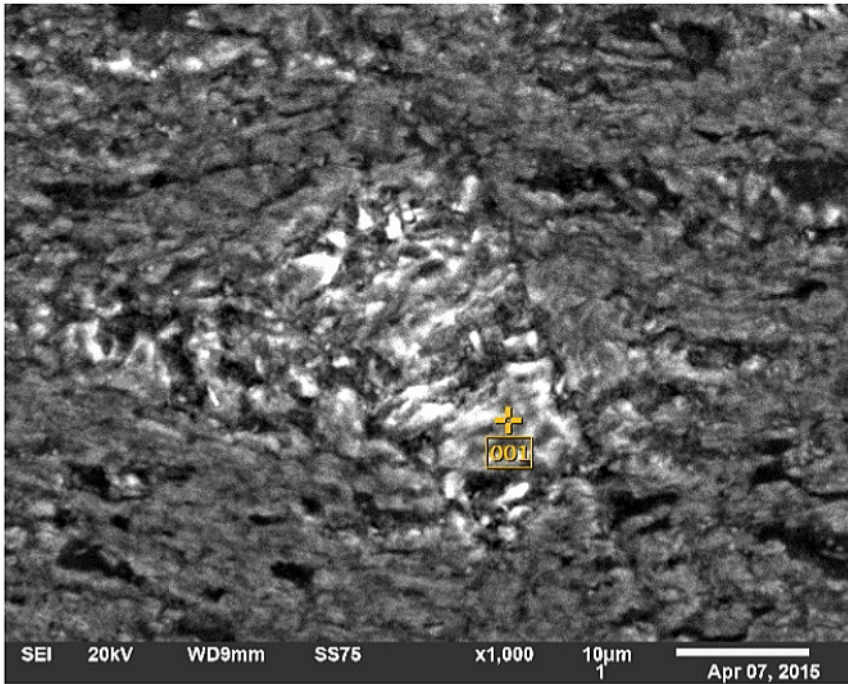


Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.73 sec.
 DeadTime : 4.00 %
 Count Rate : 11690.00 CPS

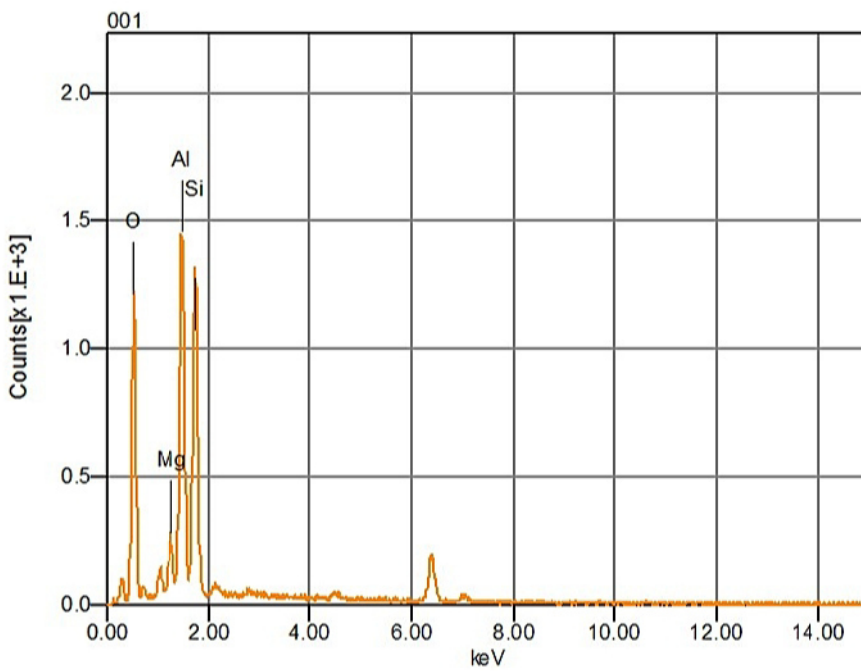


	O	Al2O3	SiO2	TiO2	FeO	Au2O3
001	0.00	0.81	0.87	59.63	36.57	2.12
002	0.00		86.67	13.33		

001



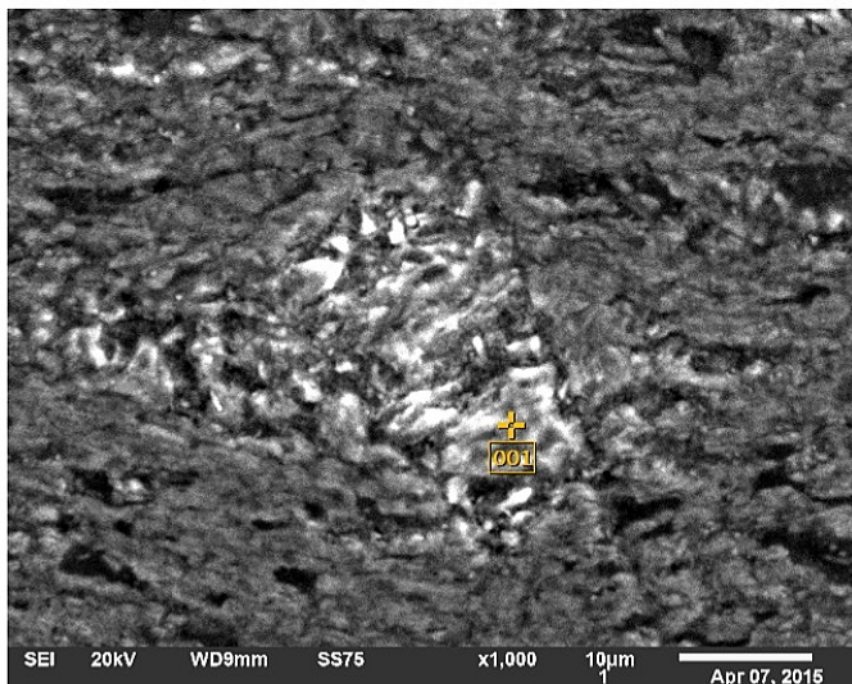
Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 1,000
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960



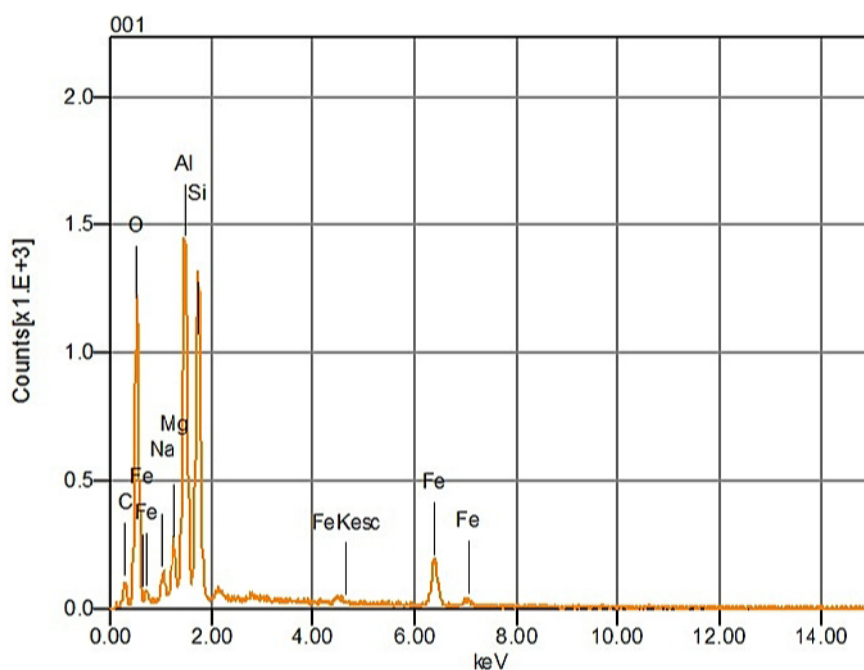
Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.23 sec.
 DeadTime : 1.00 %
 Count Rate : 3728.00 CPS

Formula	ms%	mol%	Cation	Sigma	Net	K ratio	Line
O							
MgO	10.35	7.34	24.00	0.78	6887	0.0094114	K
Al ₂ O ₃	33.84	35.85	0.00	0.50	37363	0.0500867	K
SiO ₂	55.81	56.81	0.00	0.91	39823	0.0597578	K

001



Volt : 20.00 kV
 Mag. : x 1,000
 Date : 2015/04/07
 Pixel : 1280 x 960



Acquisition Condition
 Instrument : 6010LA
 Volt : 20.00 kV
 Current : ---
 Process Time : T1
 Live time : 20.00 sec.
 Real Time : 20.23 sec.
 DeadTime : 1.00 %
 Count Rate : 3728.00 CPS

Formula	ms%	mol%	Cation	Sigma	Net	K ratio	Line
C	28.98	54.95	0.00	0.99	1853	0.0022788	K
O							
Na2O	3.40	1.25	5.27	0.48	3013	0.0067036	K
MgO	6.53	3.69	7.78	0.46	6827	0.0093291	K
Al2O3	18.20	15.36	0.00	0.25	37365	0.0500882	K
SiO2	22.58	18.31	0.00	0.35	39823	0.0597578	K
FeO	20.32	6.44	13.59	1.36	11394	0.0609505	K
Total	100.00	100.00	26.63				