



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Sistemas Depositionais e Estudos de Proveniência Sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira, norte de Minas Gerais.

AUTOR: Mariana Meireles Leite

ORIENTAÇÃO: Prof. Maxmiliano de Souza Martins
Prof. Antonio Carlos Pedrosa Soares
Prof. Ivo Dussin

Nº131

BELO HORIZONTE

20/06/2013

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Sistemas Depositionais e Estudos de Proveniência Sedimentar do
Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na porção ocidental do
Anticlinal de Itacambira (MG)**

Autor: Mariana Meireles Leite

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Mestre.

Área de Concentração: Geologia Regional
Orientação: Prof. Maxmiliano de Souza Martins

Maio/2013

À Edna Mariléa pelo exemplo de vida e coragem.

Agradecimentos

Agradeço a todos que me ajudaram nessa empreitada.

Ao meu orientador, Maxmiliano Martins, pela paciência, conselhos e oportunidades.

Aos meus pais, por me ensinarem tudo o que realmente importa.

Aos colegas da Pós-graduação, pelas discussões geológicas e momentos de descontração.

A Mahyra, por ser companhia inseparável nessa caminhada.

Aos colegas Thiago, Anderson, Matheus, Paulo e Max pela ajuda fundamental na etapa de campo.

A todo o pessoal de Itacambira, em especial D. Coló e Seu Geraldo, pela hospitalidade e carinho.

Agradeço, ainda, ao financiamento cedido pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais – Fapemig e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES pela Bolsa de Mestrado.

Ao Laboratório de Geotectônica do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa - CPMTC-UFMG- pelo financiamento dos dados Geocronológicos.

Em especial, agradeço aos Professores Ivo Dussin e Jens Götze, pelo auxílio nos trabalhos de Geocronologia e Catodoluminescência.

Ao Paulo, por me ensinar a confiar.

À Debora, pela ajuda essencial na reta final.

Às meninas, amigas de sempre.

E, finalmente, a Deus.

‘É indubitável que a matéria não forma um todo compacto, visto vermos tudo que se gasta por assim dizer se desfaz ao longo dos tempos e se oculta na velhice dos nossos olhos; o conjunto, no entanto, parece permanecer intato, pois o que se retira de qualquer corpo, e por aí o diminui, vai aumentar aquele a que se junta: obrigam uns a envelhecer, outros a prosperar; e não param nesse ponto. Assim continuamente se renova o Universo (...).’ Lucrécio.

Sumário

Capítulo I – Introdução	01
1.1 Considerações Iniciais	01
1.2 Localização e Acesso	01
1.3 Natureza do Problema	02
1.4. Objetivos	05
1.5 . Estruturação da Dissertação	06
Capítulo II – Métodos Utilizados	07
2.1 Revisão Bibliográfica	07
2.2 Conceito de Fácies Utilizado	07
2.3 Trabalhos de Campo e Amostragem	08
2.4 Análises Realizadas	10
<i>2.4.1 Petrografia Microscopia</i>	10
<i>2.4.2 Análises Laboratoriais</i>	11
<i>2.4.2.1 Geoquímica de Rocha Total</i>	11
<i>2.4.2.2 Geoquímica de Turmalina detrítica</i>	13
<i>2.4.2.3 Catodoluminescência</i>	15
<i>2.4.2.4 Análises Isotópicas (U-Pb)</i>	17
2.5 Integração e Intepretação dos Resultados	18
Capítulo III – Geologia Regional	19
3.1 Contextualização Regional	19
3.2 Estratigrafia	22
<i>3.2.1 Complexo Porteirinha (Embasamento)</i>	22
<i>3.2.2 Supergrupo Espinhaço</i>	23
<i>3.2.3 Supergrupo São Francisco</i>	26
<i>3.2.3.1 Grupo Macaúbas</i>	26
<i>3.2.4 Suíte Metaígneia Córrego do Taquarí</i>	28

3.3 Geologia Estrutural das Unidades pré-cambrianas.....	29
3.4 Metamorfismo Regional.....	29
3.5 Revisão dos Dados Geocronológicos.....	30
3.5.1 Supergrupo Espinhaço	30
3.5.2 Grupo Macaúbas.....	31
Capítulo IV – Estratigrafia e Sistemas Depositionais	33
4.1 Introdução	33
4.2 Arcabouço Estrutural.....	35
4.3 Estratigrafia.....	37
4.3.1 Supergrupo Espinhaço.....	37
4.3.1.1 Resplandecente.....	37
4.3.1.2 Matão.....	39
Sistemas Depositionais.....	42
4.3.2 Grupo Macaúbas.....	46
4.3.2.1 Formação Duas Barras.....	46
Sistemas Depositionais.....	52
Capítulo V- Proveniência Sedimentar	55
5.1 Catodoluminescência	55
5.2 Geoquímica de Rocha Total.....	59
5.3 Química Mineral – Turmalinas detríticas.....	62
5.4 Geocronologia U-Pb.....	63
5.5 Proveniência Sedimentar.....	75
Capítulo VI- Discussões e Conclusões	78
6.1 Modelo de Evolução.....	86
6.2 Possíveis Correlações – Contextualização Regional.....	81
6.2.2 Supergrupo Espinhaço.....	81
6.2.2 Grupo Macaúbas.....	83
Referências Bibliográficas.....	84

Anexos

Anexo A - Mapa Geológico

Anexo A1 – Mapa de pontos

Anexo B – Colunas Estratigráficas de detalhe

Anexo C- Tabelas Geoquímica

Anexo C1- Tabelas de Geocronologia

Lista de Figuras

Figura I.1: Mapa de acesso e localização da área de estudo.	01
Figura I.2: Mapa da borda leste do Cráton São Francisco com destaque para as sequências paleo a neoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas (retângulo em vermelho de pesquisa; modificado de Uhlein, 1991).	05
Figura II.1: Aspectos sedimentares das unidades. (a) Estruturas sedimentares preservadas da Formação Matão. (b) Fotomicrografia da Formação Duas Barras (amostra Est-Cur-05) mostrando contato flutuante entre os grãos e bordas de sobrecrecimento (nicóis cruzados, aumento de 10X)	08
Figura II.2: Mapa geológico da área simplificado com localização das principais amostras e perfis	12
Figura II.3: Diagrama de Henry & Guidotti (1985) de Ca. Fe(tol)-Mag para ambientes de formação de turmalina. Campos correspondem a (1) Granitóides pegmatíticos e aplitos ricos em Li. (2) Granitóides pegmatíticos e aplitos pobres em Li. (3) metapelitos ricos em Ca, e rochas cálcio silicáticas. (4) metapelitos pobres em Ca, e rochas cálcio silicáticas. (5) Metacarbonatos. (6) Metaultramáficas	14
Figura III.1 Reconstrução esquemática do Gondwana Ocidental com os principais crátons sul americanos e africanos e suas faixas móveis brasileiras-pan-africanas (modificado de Alkmim 2004)	19
Figura III.2: Mapa geológico simplificado mostrando os limites e as coberturas do Cráton São Francisco, retângulo vermelho área de pesquisa (modificado de Sial <i>et al.</i> , 2009).	20
Figura III.3: Quadro comparativo das propostas estratigráficas para a área de estudo	24
Figura III.4: (a) Distribuição do Grupo Macaúbas em Minas Gerais (b) Perfil da associação estratigráfica típica do Setor Meridional (Modificado de Noce <i>et al.</i> 1997).	27
Figura III.5: Gráfico dos picos de idades U-Pb em zircões detríticos extraído de Chemale <i>et al.</i> (2011). A abscissa inferior indica as idades em milhões de anos (Ma) e as barras longitudinais os principais ciclos orogênicos/tafrogênicos conhecidos para o Orógeno Araçuaí	31
Figura IV.1: Coluna litoestratigráfica da área mapeada	33
Figura IV.2: Perfil N-S da área de pesquisa, com a diposição dos perfis sedimentológicos levantados	34
Figura IV.3: Esteriogramas de pontos polares.(a) S_0 com eixos calculados, triângulos coloridos. (b) medidas S_1 (d) medidas L_b	36
Figura IV.4: Prancheta de fotos Formação Resplandecente	38
Figura IV.5: Prancheta de fotos Formação Matão	41

Figura IV.5: Prancheta de fotos Formação Matão (continuação)	42
Figura IV.6: Coluna esquemática da Formação Matão indicando os sistemas deposicionais e suas principais características	44
Figura IV.7: Coluna esquemática da Formação Duas Barras	47
Figura IV.8: Prancheta de fotos Formação Duas Barras	50
Figura IV.9: Prancheta de fotos Formação Duas Barras Fácies Sl, Sft, Fl	51
Figura IV.10: Modelo de arquitetura deposicional para a sequência Fluvial da Formação Duas Barras (modificado de Assine 2008).	53
Figura V.1: (a) Fotomicrografia do Complexo Porteirinha com cristais de plagioclásio e quartzo. (b) Fotomicrografia de CL mostrando cristais de quartzo (escuro) indicando forte metamorfismo (aumento de 4X, tempo de exposição 3s). (Halos verdes e círculos vermelhos, resíduos da preparação da lâmina) da lâmina).	55
Figura V.2: Prancheta com imagens da Catodoluminescência de Quartzo – Supergrupo Espinhaço	58
Figura V.3: Prancheta com imagens da Catodoluminescência de Quartzo – Formação Duas Barras	59
Figura V.4: Diagrama <i>Spider</i> de ETR das unidades normalizadas em relação condrito pelo padrão Nakamura.	59
Figura V.5: Gráfico $Al_2O_3 \times SiO_2$ mostrando que todas as amostras são puras, tratando-se de (meta) quartzarenitos	60
Figura V.6: Grãos de Turmalina detrítica (amostra CL-2) com bordas metamórficas	62
Figura V.7: Gráfico de Henry & Guidotti Ca. Fe(t).Mg (1985) com as análises plotadas.	63
Figura V.8: Afloramento da Formação Resplandecente amostrado.	63
Figura V.9: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra IT-095 – Formação Resplandecente	65
Figura V.10: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Resplandecente (Amostra IT-095) (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Resplandecente (Amostra IT-095)	64
Figura V.11: Detalhe da amostra, mostrando aspecto puro e fino da rocha	66
Figura V.12: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra CL-03 – Formação Matão	67
Figura V.13: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Matão (amostra CL-03). (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Matão (amostra CL-03).	68
Figura V.14: (a) Visão geral da lente amostrada. (b) Detalhe da metabrecha (fácies Gcm)	69
Figura V.15: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra CL-02 – Formação Duas Barras.	70
Figura V.16: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra CL-02). (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra CL-02)	71
Figura V.17: Detalhe do Afloramento amostrado.	72
Figura V.18: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra IT-095 Formação Duas Barras	73
Figura V.19: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra IT-094). (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra IT-094).	74
Figura V.20: Histograma de probabilidade relativa das amostras analisadas para a região do flanco ocidental do Anticlinal de Itacambira.	77
Figura VI.1: Quadro estratigráfico simplificado da área mapeada.	78
Figura VI.2: Modelo de evolução tectono-sedimentar das Bacias Espinhaço e Macaúbas, na área mapeada	81

Lista de Tabelas

Tabela I.1: Principais ciclos divergentes registrados no paleocontinente São Francisco-Congo (Pedrosa Soares & Alkmim 2011).	03
Tabela II.1: Dados das amostras analisadas no trabalho.	11
Tabela II.2: Classificação da catodoluminescência do quartzo de acordo com Zinkemagel (1978).	15
Tabela II.3: Classificação da catodoluminescência do quartzo de acordo com Götze & Zimmerle (2000)	16
Tabela II.4: Informações das amostras analisadas pelo método U-Pb.	17
Tabela II.5: Esquema da configuração utilizada para as análises.	18
Tabela III.1: Estratigrafia do Grupo Macaúbas por setor. (Noce <i>et al.</i> 1997)	27
Tabela III.2: Resumo das idades obtidas por métodos U-Pb em zircões detríticos e/ou ígneos para as rochas do embasamento cristalino, Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas.	32
Tabela IV.1: resumo das principais características das fácies da Formação Matão.	39
Tabela V.1: Razões de elementos traços para a análise de proveniência de rochas silicicláticas	60

Resumo

O presente trabalho utiliza da análise de fácies sedimentares e proveniência sedimentar para as Bacias proterozoicas Espinhaço e Macaúbas (fase rifte), na região sul do Espinhaço Setentrional, centro norte de Minas Gerais. A área de pesquisa está inserida no flanco oeste do Anticlinal de Itacambira, feição morfológica que marca o início do Espinhaço Setentrional em Minas Gerais. O crescente número de dados geocronológicos obtidos recentemente acerca das unidades proterozoicas do Orógeno Araçuaí geram necessidade de aquisição de novos dados que sustentem e corroborem as novas propostas de evolução para o segmento crustal. Uma das possíveis abordagens para elucidar tais questões, diz respeito à análise de sistemas deposicionais associados aos dados de proveniência sedimentar. Neste trabalho, a análise de fácies e sistemas deposicionais foi feita com base em perfis em escala 1:25.000 e em colunas sedimentares em escala 1:5000 levantadas ao longo das unidades de interesse. O estudo da proveniência foi embasado pelas análises de isótopos U-Pb, catodoluminescência e geoquímicas. No mapeamento, foram reconhecidos o embasamento cristalino - representado pelos gnaisses e granitóides do Complexo Porteirinha; o Supergrupo Espinhaço - representado pelas Formações Resplandecente e Matão, e o Grupo Macaúbas - representado pelas Formações Duas Barras e Serra do Catuní. A Bacia Espinhaço foi reconhecida como uma bacia do tipo *sag*, com deposição da Formação Resplandecente em ambiente continental eólico, de clima árido. Já a Formação Matão representa fase de incursão marinha com depósitos de sistemas costeiros com alta influência da zona de *swash* e correntes do tipo *longshore*. Separado por uma discordância erosiva, ocorre a Formação Duas Barras, Grupo Macaúbas, sedimentada em sistema de leques aluviais a fluvial entrelaçado, relacionada à fase rifte da Bacia Macaúbas. As idades de grãos detríticos de zircão obtidas para o Supergrupo Espinhaço variam de 3174 ± 10 Ma a 1805 ± 140 Ma indicando forte influência do Bloco Porteirinha como fonte de sedimentos para as Formações Resplandecente e Matão. Os dados U-Pb de zircão detrítico obtidos para a Formação Duas Barras do Grupo Macaúbas apontam idade máxima de sedimentação em 1198 ± 31 Ma, sugerindo variação de área-fonte em relação a dados da literatura, tais como aqueles que apontam contribuição do magmatismo toniano (1000 - 900 Ma) para unidades basais do Grupo Macaúbas.

Palavras Chaves: Espinhaço Setentrional, análise de fácies, catodoluminescência, sequência rifte, Bacia Macaúbas, proveniência sedimentar.

Abstract

This study proposes the use of facies analysis and studies of sedimentary provenience in the Espinhaço and Macaúbas (rift fase) proterozoic basins, in the region of Espinhaço Setentrional, north of MG state. The study area is located in the east side of Itacambira anticline, the most important morphological feature in area. The crescent number of geochronological data about the proterozoic sedimentary sequences in the area of Araçuaí Orogen creates the need of more solid material to correlated these units and achieve a better understand of the them. The approche used in this work is the facies analysis combined with the provenience stydies. The data collected is based on sedimentary profiles in 1:5000 and 1:25000 scale. Within these profiles a compilation map were made. In this mapping were recognized the Porteirinha Complex (gneiss and granitoids), the sadstones of Espinhaço Supergroup (Resplandecente and Matão formations) and the Macaúbas Group represented by Duas Barras and Serra do Catuní formations. The provenience studies were based in isotopic analysis (U-Pb in dentritical zircons), catodoluminescence of quartz, and geochemical data. For the Espinhaço Basin were recognized a sag fase with deposition in arid conditions of the Resplandecente desert, followed by the incursion of a shallowsea and deposition of Matão formation. The Matão Formation was deposited in a shoreline system dominated by Swach zone and longshore stream. Above this sequence in erosive discordance occurs the Duas Barras Formation related to an alluvial fan and a braided river system. This unit represents the rift sequence of Macaúbas Basin. The provenience studies revels that the Porteirinha Block represents the most important source of Espinhaço units, with ages between $3174\pm 10\text{Ma}$ to $1805\pm 140\text{Ma}$. In Duas Barras Formation mesoproterozoic sources are more representative, although proterozoic and archean sources are still present. The maximum sedimentation age is $1198\pm 31\text{Ma}$.

Keywords: Espinhaço Setentrional, facies analysis, catoluminecence, rift sequence, Macaúbas Basin, sedimentary provenience.

Capítulo I - Introdução

1.1 Considerações Iniciais

A presente dissertação de mestrado apresenta resultados dos estudos realizados nas Bacias proterozoicas Espinhaço e Macaúbas na porção Setentrional Mineira da Serra do Espinhaço, visando uma abordagem a partir da análise de sistemas deposicionais e proveniência sedimentar.

O trabalho de pesquisa foi financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais – Fapemig, por meio do projeto de número: CRA APQ 04444/10 UFMG/FUNDEP e pelo Laboratório de Geotectônica do CPMTC-UFMG.

1.2 Localização e acesso

A área de estudo localiza-se na região centro norte de Minas Gerais, próxima à cidade de Itacambira, a aproximadamente 600km de Belo Horizonte. O acesso pode ser feito pela BR-040 até Curvelo (Figura I.1). Abrange os municípios de Itacambira, Botumirim, Bocaiúva, Olhos D'água e Carbonita. O único centro urbano dentro dos limites da área estudada é a cidade de Itacambira.



Figura I.1: Mapa de acesso e localização da área de estudo.

1.3 *Natureza do Problema*

A história da evolução dos continentes, ao longo do tempo geológico,

é marcada por intervalos relativamente curtos de convergência e aglutinação, alternados por longos períodos de fragmentação e deriva (Nance *et al.* 1998, Murphy & Nancy 1992), ou seja, por longos períodos geradores de espaços de acomodação e conseqüente geração de espaços de deposição. As bacias sedimentares constituem o registro e uma das mais importantes fontes de informações acerca desses períodos, ao longo de toda a história geológica.

Sabe-se que o preenchimento de uma bacia sedimentar é um processo complexo que envolve os mais diversos fatores atuando tanto no nível superficial como no mantélico. A interação exata entre eles é de difícil observação, uma vez que a fonte de informação é limitada aos afloramentos rochosos, resultado final do processo de exposição, intemperismo, transporte, sedimentação e litificação de terrenos que, em muitos casos, foram completamente erodidos e/ou encobertos no decorrer do tempo geológico. Nas bacias proterozoicas todo esse cenário é ainda complicado por fatores pós-sedimentação, como deformação e metamorfismo, que afetam principalmente as bacias localizadas nas atuais faixas móveis (Miall 2000).

A abordagem da análise de bacias, através das fácies sedimentares, integra várias áreas da geologia e tem como objetivo propor e dar suporte a modelos de como se formam as fácies sedimentares e de demonstrar qual é a interação entre elas durante o preenchimento das bacias sedimentares (Catuneanu *et al.* 2005). Um dos principais ganhos dessa abordagem é a visualização da arquitetura e da formação das unidades de preenchimento, além de possibilitar a reconstrução de fatores alo e autogenéticos controladores da sedimentação, perspectivas muitas vezes não proporcionadas pela litoestratigrafia convencional. A análise de fácies é o método essencial para a reconstrução de paleoambientes deposicionais, assim como para o entendimento da história de subsidência da bacia (Catuneanu *et al.* 2005). Nessa abordagem as unidades têm uma relação direta com a fase da bacia em que foram depositadas. Assim, uma vez reconhecidas as fácies e suas associações, é possível propor um modelo de deposição associado aos fatores controladores da sedimentação. Esse controle sedimentológico associado com dados indicativos de proveniência sedimentar como a geocronologia permite uma compreensão, no tempo e no espaço, da deposição dessas fácies.

O Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001), situado a leste do Cráton São Francisco, desenvolveu-se entre os Crátons São Francisco e Congo, os quais mantiveram-se unidos por uma ponte cratônica até a abertura do Oceano Atlântico (ponte Bahia-Gabão, Pedrosa-Soares *et al.* 2008 Alkmim *et al.* 2006, Cordani *et al.* 2003). A estruturação do Orógeno Araçuaí está ligada à orogenia neoproterozoica relacionada à amalgamação do paleocontinente Gondwana. Desde a formação do

paleocontinente São Francisco-Congo, há cerca de 2.0Ga, até a formação do Orógeno Araçuaí, acredita-se que nenhum outro evento convergente tenha se instalado e que, de fato, tenha predominado os eventos distensivos (Pedrosa Soares & Alkmim 2011). A idade de cristalização do corpo ígneo mais antigo relacionado à orogenia Brasileira na Orógeno Araçuaí com cerca de 630Ma delimita o período de inversão do regime tectônico no paleocontinente São Francisco-Congo, interrompendo um regime de distensão e magmatismo que perdurou por cerca de 1,5Ga (Pedrosa Soares & Alkmim 2011).

Dados geocronológicos balizam esse longo período de abertura e indicam que entre 1,7Ga e 670Ma ocorreram no mínimo seis grandes ciclos distensivos associados ao paleocontinente São Francisco–Congo (Pedrosa Soares & Alkmim 2011) com sedimentação e/ou magmatismo associado.

Tabela I.1: Principais ciclos distensivos registrados no paleocontinente São Francisco-Congo (Pedrosa Soares & Alkmim 2011).

Ciclo	Período	Idade
E1	Estateriano	1,77-1,75Ga
E2	Calamiano	1,57-1,5Ga
E3	Esteniano inferior	1,18- ??Ga
E4	Esteniano-Toniano	ca. 1Ga
E5	Toniano	930-850Ma
E6	Criogeniano	750-670Ma

Cada um desses ciclos possui certas particularidades e não são necessariamente encontrados em toda a extensão do Orógeno Araçuaí - Congo ocidental. No que diz respeito à porção brasileira, englobada pelo Orógeno Araçuaí, alguns ciclos são encontrados apenas em alguns setores como é o caso do ciclo Calamiano. Outros ciclos, como o Esteniano inferior, somente foram descritos recentemente (Chemale *et al.* 2010, 2011).

Os três primeiros ciclos (E1, E2, E3) estão associados à deposição da denominada Bacia Espinhaço, bacia com ampla área de ocorrência na Orógeno Araçuaí e com unidades correlatas nas demais faixas do Cráton São Francisco. Até recentemente interpretada como uma bacia única (Dussin e Dussin 1995, Brito Neves *et al.*1996), novos dados geocronológicos (Danderfer 2009, Chemale *et al.* 2011) têm demonstrado que é constituída de no mínimo três ciclos deposicionais com um hiato temporal significativo entre cada ciclo.

Os dois últimos ciclos estão associados à abertura e deposição da Bacia Macaúbas, bacia precursora do Orógeno Araçuaí. A Bacia Macaúbas desenvolveu-se desde uma sequência rifte continental até uma margem passiva com desenvolvimento de crosta oceânica, e sua sedimentação

está associada também à glaciação ocorrida ao final do Neoproterozoico (Glaciação Sturtiana, Uhlein *et al.* 2007).

A região de Itacambira é marcada por um cordão de serras em arco, quase sempre contínuos, com concavidade voltada para o norte. Esta faixa é interpretada como o núcleo de uma grande estrutura anticlinória de direção N-S, com caimento de eixo para sul (Anticlinal de Itacambira), em cujo centro aflora o embasamento arqueano/paleoproterozoico, flanqueada pelos metassedimentos terrígenos do Supergrupo Espinhaço (Formação Resplandecente) e do Grupo Macaúbas (Formações Matão, Duas Barras e Serra do Catuní, Córrego da Ursa) (Martins *et al.* 2008). A região se situa no limite do Cráton São Francisco com Orógeno Araçuaí (domínio externo, Uhlein 1991), apresentando, de modo geral, baixo grau metamórfico e baixa deformação possibilitando assim o reconhecimento de texturas e estruturas primárias. Os primeiros levantamentos estratigráficos sistemáticos na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira foram realizados por Karfunkel & Karfunkel (1976a, b), Martins (2006) e Martins *et al.* (2008) em grande parte em escala regional.

Os trabalhos pioneiros Karfunkel & Karfunkel (1976a, b) definiram a estratigrafia da área que constituiu-se a base dos trabalhos seguintes. Nestes trabalhos, os autores reconhecem três formações para o Supergrupo Espinhaço: as Formações Resplandecente, Água Preta e Matão. Para o Grupo Macaúbas reconhecem as Formações Califorme, Terra Branca e Carbonita. Noce *et al.* (1997) redefinem o Grupo Macaúbas com base em trabalhos regionais, reconhecendo para a área as Formações Duas Barras (Formação Califorme), Serra do Catuní (Formação Terra Branca) e Chapada Acuaã (parte da Formação Carbonita) que passa a ser a base dos trabalhos subsequentes na área.

Segundo Martins *et al.* (2008), a sequência rifte da Bacia Macaúbas encontra-se na porção oeste do Anticlinal de Itacambira (Figura I.2). Neste trabalho, os autores reinterpretem o empilhamento estratigráfico com base em dados geocronológicos, redefinindo o significado tectônico da Formação Matão, que passa a ser interpretada como a sequência rifte da Bacia Macaúbas na região. A Formação Matão teve seu posicionamento reinterpretado devido à idade máxima de sedimentação de 1,16Ga. À luz dos conhecimentos atuais, esta idade está associada ao ciclo de abertura Esteniano (E3) de Pedrosa Soares & Alkmim (2011) e este ciclo corresponde ao ciclo Espinhaço 2 de Chemale *et al.* (2011), estando associada à deposição da Bacia Espinhaço.

Frente aos novos dados regionais e à importância da área como chave para o entendimento das Bacias Espinhaço e Macaúbas, faz-se necessário uma nova abordagem acerca do posicionamento estratigráfico e da evolução tectono-sedimentar das unidades metassedimentares proterozoicas presentes na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira. Tendo em vista a definição dos novos ciclos extensionais (Tabela I.1) com intervalos de tempo bastante curtos, principalmente

entre os ciclos E3 a E5, observa-se que uma abordagem do ponto de vista da arquitetura de fácies e dos sistemas deposicionais é fundamental para o entendimento da evolução das bacias, assim como para uma correlação futura mais confiável entre as diversas áreas de ocorrência do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas.

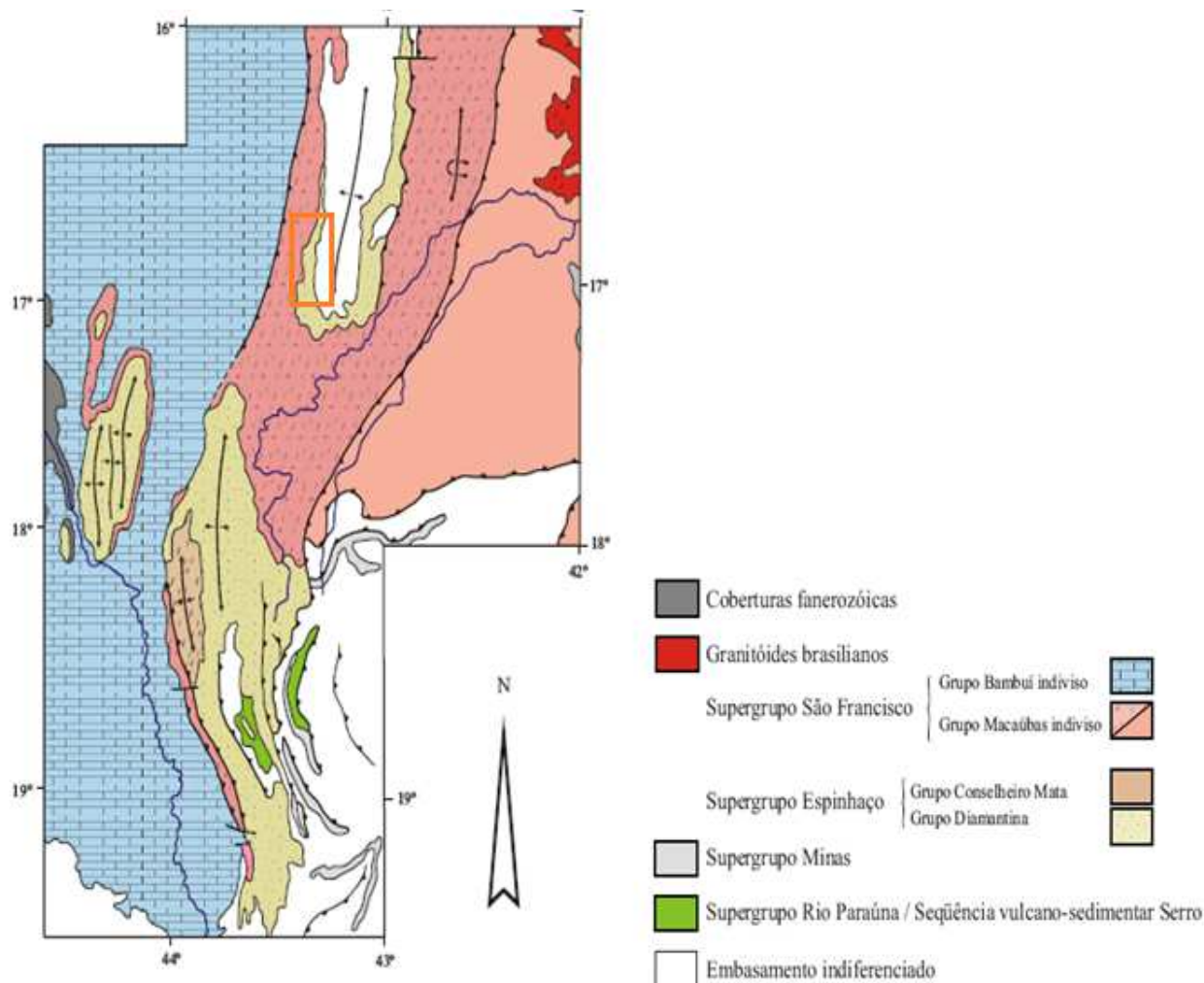


Figura I.2: Mapa da borda leste do Cráton São Francisco com destaque para as seqüências paleo a neoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas (retângulo em vermelho de pesquisa; modificado de Uhlein, 1991).

1.4 Objetivos

Pelo exposto acima, os objetivos deste trabalho são:

- Estabelecer a estratigrafia das Bacias Espinhaço e Macaúbas na região de Itacambira, MG;
- Caracterizar os sistemas deposicionais relacionados à Formação Matão e à Formação Duas Barras na região;
- Caracterização da natureza das possíveis fontes ligadas à sedimentação do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas na região;

- Estabelecer o modelo de evolução relacionado à Bacia Espinhaço e ao ciclo inicial de deposição da Bacia Macaúbas na região.

1.5 Estruturação da Dissertação

A presente dissertação será organizada em 6 capítulos. O Capítulo 1 apresenta uma introdução englobando a localização da área de estudo, a motivação dos estudos e os objetivos, assim como a organização da dissertação.

No Capítulo 2, são apresentados os métodos utilizados no trabalho.

No Capítulo 3, são apresentadas uma revisão bibliográfica e uma síntese da geologia regional da área, com ênfase nas unidades estudadas.

O Capítulo 4 apresenta os dados obtidos em campo, com foco na estratigrafia e na análise de fácies, além da proposição de sistemas deposicionais para as unidades estudadas, com foco na análise de fácies sedimentares.

O Capítulo 5, por sua vez, apresenta os resultados analíticos obtidos no trabalho e a discussão acerca do estudo de proveniência sedimentar das unidades estudadas.

No Capítulo 6, são apresentadas as discussões e conclusões sobre os dados apresentados.

Por fim, apresentam-se as Referências Bibliográficas utilizadas nesta dissertação.

Como Anexos, são apresentados o mapa geológico, o mapa de pontos (Anexo A1 e A2), as colunas de detalhe com texto explicativo (Anexo B) e as tabelas de geoquímica e geocronológicas (Anexo C1 e C2).

Capítulo II – Métodos Utilizados

Visando os objetivos apontados no capítulo anterior, procedeu-se à escolha dos métodos de trabalho incluindo uma revisão bibliográfica sobre a geologia da região, bem como uma revisão dos conhecimentos teóricos e dos métodos laboratoriais a serem utilizados.

A seguir, são descritos os métodos utilizados para a realização da pesquisa; os principais conceitos utilizados e a metodologia de cada análise realizada.

2.1 Revisão Bibliográfica

Nesta etapa foi feito um levantamento dos principais trabalhos de cunho estratigráfico realizados na área de pesquisa com foco no Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas. Além disso, foi realizada uma revisão sobre os conceitos de fácies sedimentares, sistemas deposicionais e análise de bacias.

Visando o estudo de proveniência sedimentar, fez-se um levantamento de trabalhos regionais com dados geocronológicos e geoquímicos acerca das unidades estudadas e correlatas, assim como um levantamento teórico sobre os métodos a serem empregados na pesquisa.

Os trabalhos utilizados como base na presente pesquisa foram Karfunkel & Karfunkel (1976a, b), primeiros trabalhos de cunho estratigráfico realizados na área, Noce *et al.* (1997), Martins (2006) e Martins *et al.* (2008). Os trabalhos de Chemale *et al.* (2011), Babinski *et al.* (2012) e Danderfer *et al.* (2009) foram as principais referências utilizadas para o estudo de proveniência sedimentar.

A partir dessa revisão, estabeleceram-se os conceitos a serem utilizados, os métodos de trabalho de campo e as análises laboratoriais a serem realizadas, como descritos a seguir.

2.2 Conceito de Fácies Utilizado

Para as Formações Matão e Duas Barras é proposta uma divisão em fácies e associações de fácies, visando uma melhor caracterização da unidade e com o propósito de proporcionar um maior entendimento das condições de deposição e do significado tectono-sedimentar delas em relação à sua bacia de deposição.

Essa abordagem é possível, uma vez que a região apresenta baixo grau metamórfico e baixa deformação, preservando assim as características primárias de texturas e estruturas sedimentares (Figura II.1). O caráter de metamorfismo, baixo a muito baixo, predominante das rochas estudadas possibilitou a caracterização sob a ótica sedimentar e, por isso, optou-se por utilizar o nome do protólito sedimentar na caracterização das unidades realizadas no Capítulo IV – Estratigrafia e Sistemas Depositionais.

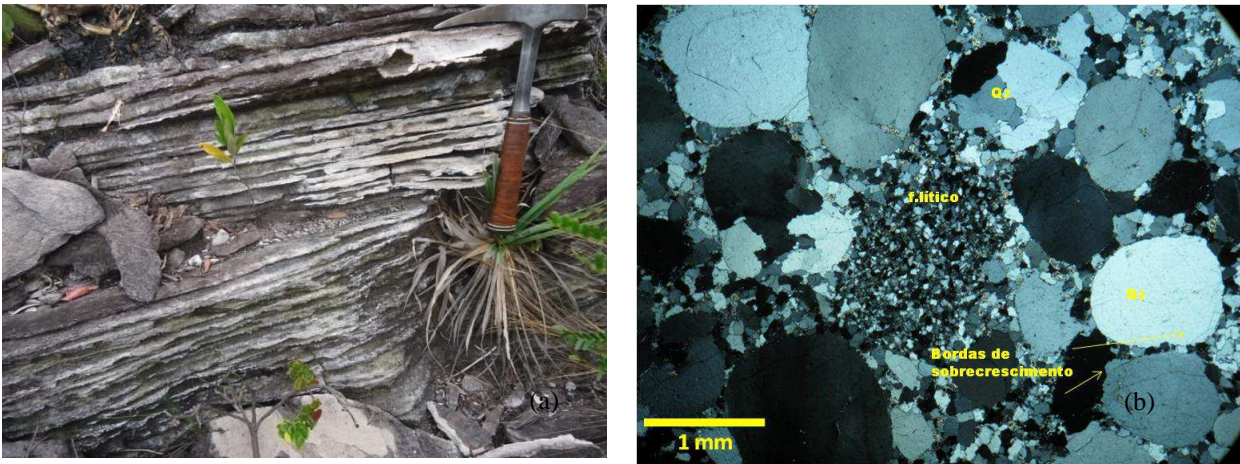


Figura II.1: Aspectos sedimentares das unidades. (a) Estruturas sedimentares preservadas da Formação Matão. (b) Fotomicrografia da Formação Duas Barras (amostra Est-Cur-05) mostrando contato flutuante entre os grãos e bordas de sobre crescimento (nicóis cruzados, aumento de 10X)

O esquema de fácies utilizado baseou-se nos critérios de Reading (1986), Walker (1992) e Miall (2000). Segundo os autores, fácies são unidades rochosas com características claras, observáveis e passíveis de serem medidas (Reading 1986). Uma fácies deve ser idealmente uma unidade rochosa específica que se formou sob determinadas condições de deposição, refletindo determinados processos ou ambientes sedimentares. Segundo Miall (2000), cada fácies representa um evento deposicional individual. As fácies podem ser agrupadas em associações ou assembléia de fácies. As associações de fácies são resultados de processos deposicionais relacionados que geram assembléias de fácies cogenéticas (Bevenuti 2003). A determinação da escala de uma fácies varia de acordo com os objetivos do trabalho, o que por sua vez define o grau de detalhamento a ser adotado (Miall 2000). Defende-se que os esquemas de fácies adotados devem ser sempre os mais simplificados possíveis visando à interpretação da bacia como um todo. Esquemas muito complexos e detalhados podem se tornar confusos e comprometer o entendimento geral da bacia (Miall 2000). A nomenclatura das fácies foi feita usando a metodologia proposta por Miall (1996), com algumas modificações, visando uma maior adequação aos litotipos observados, como sugerido pelo próprio autor. Neste esquema, a primeira letra, maiúscula, representa a granulometria predominante (ex.: G= cascalho, S= areia) e as subsequentes, minúsculas, são indicativas de características marcantes (ex.: c=clastosuportado, m=maciço).

2.3 *Trabalhos de campo e amostragem*

Os trabalhos de campo foram conduzidos visando o levantamento e a caracterização das fácies sedimentares das unidades Matão e Duas Barras. Para esse fim foram realizados perfil semi-regionais (1:25.000) ao longo das principais drenagens, além de perfis de detalhe na escala 1:5000.

- Mapa Geológico de Martins (2006);
- Imagens de Satélite LANDSAT-TM e TM, na composição das bandas 5, 4 e 3, respectivamente;
- Fotografias aéreas USAF (1:60000) georeferenciadas, tratadas e montadas em um mosaico na escala 1:25.000.
- Folhas Itacambira (SE- 23-XD-I) e Botumirim (SE- 23-XB-IV) na escala 1:100000 produzidas pelo IBGE (1977);

Os levantamentos de detalhe foram conduzidos da seguinte forma:

- a. Com base no mapa de Martins (2006) e nos trabalhos de reconhecimento, foram escolhidos os melhores locais para o levantamento estratigráfico. Nesta etapa levou-se em consideração também a logística de acessos. Consideraram-se os melhores pontos para levantamentos dessa natureza as drenagens, que normalmente apresentam boas exposições de toda a sequência metassedimentar, além de relativa facilidade de caminhar.
- b. Fez-se o caminhar perpendicular à camada, na direção do máximo declive. Os levantamentos foram realizados com trena de 50m de comprimento. Por se tratar de uma zona dobrada, durante o levantamento sempre foram observados os planos de dobra, a fim de se evitar erros de espessuras.
- c. Para o cálculo da espessura utilizaram-se as relações trigonométricas cabíveis com o *dip* das camadas.
- d. Procurou-se, sempre que possível, amarrar a seção com um *datum* estratigráfico conhecido.
- e. Ao longo dos perfis foram coletadas amostras para futuras análises.

Outro dado importante coletado durante esta etapa foram medidas de paleocorrente, fundamentais para os estudos de proveniência e para a compreensão da paleogeografia das bacias estudadas. A coleta das medidas pôde ser feita com grande grau de confiabilidade, uma vez que os estratos encontravam-se suavemente dobrados, permitindo uma estimativa razoável do posicionamento original das camadas. Foram feitas cerca de 150 medidas de paleocorrente para cada unidade estudada. As medidas foram realizadas apenas em estratificações cruzadas.

Nessa etapa foram descritos 303 pontos geológicos ao longo de colunas regionais e quatro colunas de detalhe nas unidades de interesse. As colunas estratigráficas, Anexo B, foram levantadas

em locais procurando sempre a melhor caracterização das unidades, assim como regiões com menor deformação, a fim de se ter um perfil estratigráfico mais fiel possível às condições iniciais da sedimentação.

Os dados originados nesta etapa foram integrados para a confecção do mapa geológico da área, Anexo A. Este mapa apresenta uma compilação dos dados deste trabalho com os dados de Martins (2006), reduzido em escala 1:100.000.

2.4 Análises realizadas.

Sabe-se que grande parte da história da evolução tectônica, climática e magmática dos continentes está retida nos sedimentos. Os estudos de composição petrográfica, química, química isotópica, entre outros, são fontes de informação acerca desses terrenos. Muitas vezes o sedimento pode ser o único registro de terrenos mais antigos que foram totalmente erodidos ou encobertos (Condie *et al.* 2001). Visando a caracterização das fontes envolvidas durante a deposição das Bacias Espinhaço e Macaúbas foram realizadas análises de petrografia, geoquímica de rocha total e mineral, catodoluminescência de quartzo além de estudos isotópicos de U-Pb em zircões detríticos.

As amostras utilizadas no presente trabalho foram escolhidas de acordo com a especificidade de cada método, buscando sempre uma representatividade ideal da unidade de interesse. A Tabela II.1 resume as amostras e as análises realizadas e a Figura II.2 (mapa simplificado com as amostras) apresenta a distribuição das amostras.

2.4.1 Petrografia Microscopia

Foram descritas vinte e três lâminas delgadas polidas sendo onze de metarenitos da Formação Duas Barras, dez de metarenitos das Formações Matão e Resplandecente, uma do embasamento cristalino e uma do metagabro da Suíte Córrego do Taquari.

As descrições, especialmente nos metarenitos, objetivaram a caracterização de texturas e mineralogia com foco no grau de maturidade comparativo entre as amostras, além dos aspectos sedimentares preservados como grau de arredondamento, etc.

Tabela II.1: Dados das amostras analisadas no trabalho.

Amostra	Unidade	Fácies	Análises			Coordenadas	
			Catodoluminêscencia	Química Rocha T.	U-PB	UTM-X	UTM-Y
CL-02	Formação Duas Barras	Gcm	XX	XX	XX	669584	8114361
CL-01		sp	XX			671186	8114164
IT-060		Gcm	XX			673995	8114390
IT-028		sp	XX			669806	8111006
IT-127		Gcm	XX			673852	8102430
IT-094		sp	XX	XX	XX	669873	8115794
Cur-02		SP/SFT/ssl	XX			667919	8109407
Cur-03							
Cur-04							
Cur-05							
IT-051	Formação Matão	Sfl	XX			677496	8114888
IT-010		Sfl	XX			675155	8122669
IT-054		Sfl	XX			677132	8114935
IT-062		sfc	XX			673050	8115079
IT-059		sfc	XX			674293	8114155
CL-03		sfl	XX	XX	XX		
IT-303a		sfc	XX			679992	8112362
IT-184		sfc	XX			676081,289	8120427,354
IT-275		sfl	XX			676694	8110737
IT-095	Formação Resplandecente		XX	XX	XX	675007	8116023
IT-251			XX			674740	8109956
IT-247			XX			676392	8108920
IT-064			Não	Não		675279	8118094
IT-303	Complexo Porteiri-nha		XX			679992	8112362

2.4.2 Análises Laboratoriais

2.4.2.1 Geoquímica de Rocha Total

a. Princípios

A composição química de sedimentos clásticos é determinada por inúmeros fatores além da composição original da rocha fonte, como clima, intemperismo, transporte e até a diagenese (McLennan *et al.* 1980). Alguns elementos como os terras raras (ETR), Th, Sc, Ba, Co são menos

suscetíveis a esses processos secundários e, por isso, mais confiáveis para os estudos de proveniência (McLennan *et al.* 1983, Cullers *et al.* 1988, Cullers *et al.* 1995, Bhatia 1985, Nelson e De Paolo 1988). Outro aspecto relevante destes elementos é o fato de eles serem pouco suscetíveis aos efeitos secundários, serem elementos com baixa concentração em águas oceânicas e não serem afetados pelos processos mais comuns de metamorfismo e diagêneticos (McLennan *et al.* 1983). McLennan e Taylor (1980) apontam o Th como elemento importante no estudo de proveniência. Em seu trabalho, os autores demonstram que existe uma variação significativa na razão La/Th para rochas arqueanas e pós-arqueanas, muito mais baixas nestas últimas (menores que 2,7).

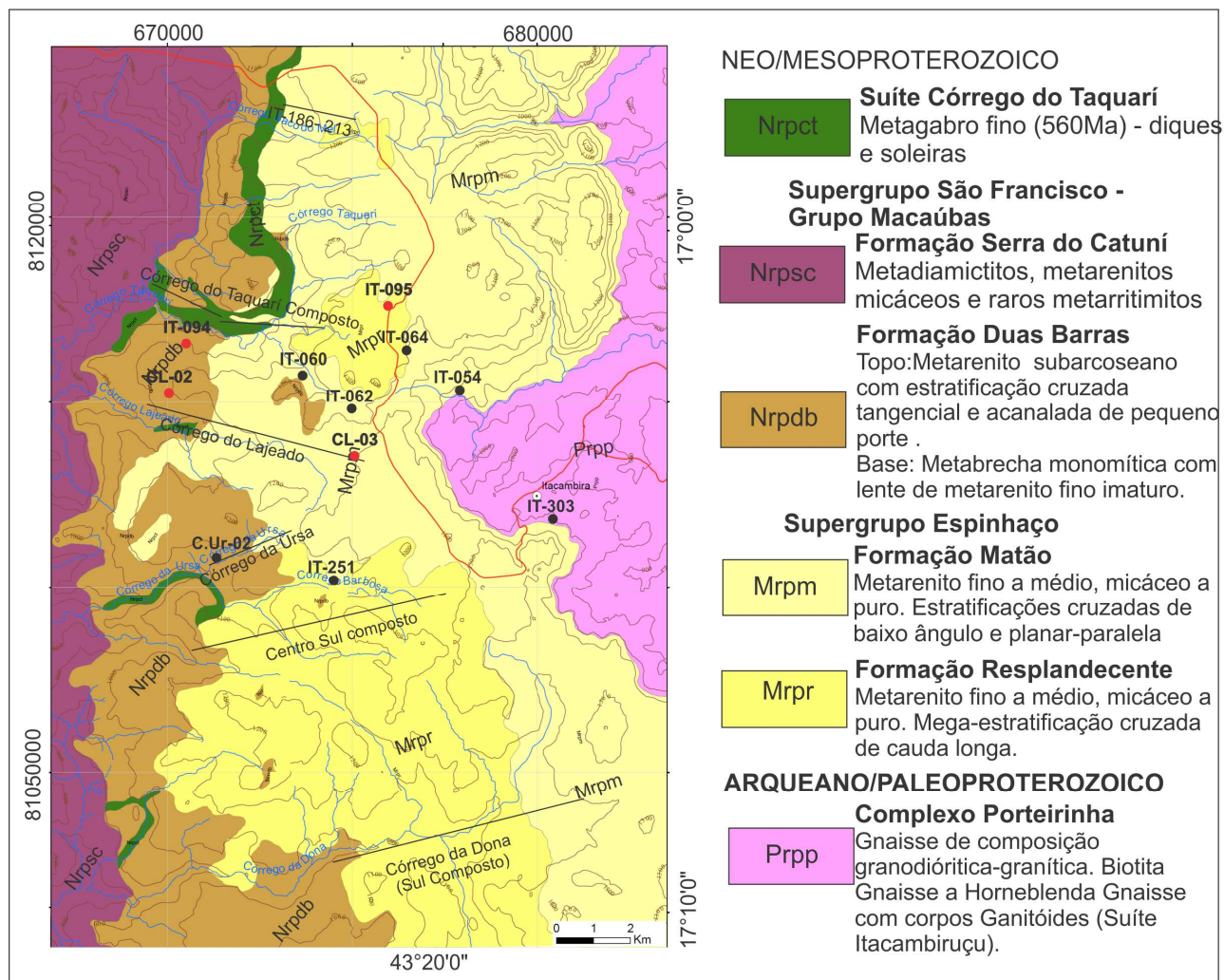


Figura II.2: Mapa geológico da área simplificado com localização das principais amostras e perfis.

Cullers *et al.* (1988) demonstram como a composição química dos sedimentos variam em relação à rocha fonte. Neste trabalho, os autores demonstram que os sedimentos podem ser até 50X mais enriquecido ou empobrecido em relação à fonte, mas em média a variação é da ordem de 15X. Essa variação relaciona-se à presença de minerais acessórios, uma vez que os minerais formadores de rocha, como quartzo e feldspatos, não concentram elementos traços, à exceção do Ba. Também

no referido trabalho, os pesquisadores ressaltam que as razões La/Sc, Th/Sc, Th/Co, La/Co, Ba/Sc, e Ba/Co são úteis para a diferenciação de rochas básicas e silicosas.

Em se tratando de sequências onde prevalece a fração areia, deve-se ter cuidado ao analisar os dados geoquímicos. Elementos que tendem a se concentrar em minerais pesados podem tornar as frações arenosas enriquecidas. Por exemplo, Zr e Hf são elementos comuns em zircão. Já os ETR e Th podem se concentrar em monazita, alanita, apatita, zircão e granada. Co e Sc se concentram em minerais ferromagnesianos (Taylor e McLennan 1985). Grande variação da concentração destes minerais na fração mais grossa geram variações na composição química final, fator que pode ocasionar dificuldades de interpretação da composição da rocha fonte baseado apenas na fração areia (Cullers *et al.* 1988). Outro fator importante diz respeito à maturidade dos sedimentos que, se muito antigos, são resultados da mistura de muitas fontes e podem apresentar uma assinatura geoquímica mista, mascarando efeitos de uma fonte máfica sobre uma ácida, por exemplo. Assim, o uso da geoquímica deve ser feito com cuidado e sempre em conjunto com outros métodos, principalmente petrografia.

b. Materiais e Métodos

Para a geoquímica de rocha total foram selecionadas sete amostras, sendo três das Formações Resplandecente (1 amostra) e Matão (2 amostras) e quatro da Formação Duas Barras (Grupo Macaúbas), sempre tomando o cuidado de se selecionar amostras com baixa ou nenhuma ação evidente de intemperismo.

Primeiramente, as amostras foram preparadas no Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC-UFMG) pelos métodos convencionais de britagem e secagem. A seguir, foram enviadas para o Laboratório ACME (Canadá), onde foram analisadas para elementos maiores e traço. A análise de rocha total deu-se por meio de fusão com metaborato de lítio (LiBO_4) seguidas por digestão e diluição com HNO_3 . Os óxidos maiores e elementos menores foram analisados no ICP-AES. Os elementos traço (determinação de 45 elementos incluindo refratários e terras raras) foram analisados por ICP-MS, depois de passarem por fusão com metaborato/e tetraborato de lítio ($\text{LiBO}_4/\text{LiB}_2\text{O}_7$). Metais-base foram digeridos com água régia e analisados por ICP-MS.

2.4.2.2 Geoquímica de Turmalina detrítica

a. Princípios

O estudo da turmalina, como indicador de proveniência, data do início dos anos 1940 com o trabalho de Krynine (1946) que reconheceu que as propriedades óticas da turmalina variavam, sistematicamente, de acordo com a proveniência. Com o avanço das técnicas analíticas, Henry & Guidotti (1985) conseguem demonstrar que turmalinas de diferentes fontes também apresentavam

diferentes composições químicas. Com os dados obtidos, propuseram um diagrama ternário usando os cátions Ca-Fe-Mg e identificaram seis campos correspondendo a seis ambientes de formação da turmalina (Viator 2003, Figura II.3).

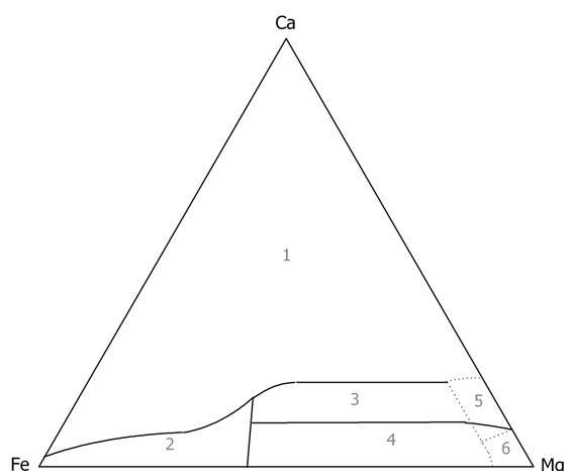


Figura II.3: Diagrama de Henry & Guidotti (1985) de Ca, Fe(tol)-Mg para ambientes de formação de turmalina. Campos correspondem a (1) Granitóides pegmatíticos e aplitos ricos em Li. (2) Granitóides pegmatíticos e aplitos pobres em Li. (3) metapelitos ricos em Ca, e rochas cálcio silicláticas. (4) metapelitos pobres em Ca e rochas cálcio silicláticas. (5) Metacarbonatos. (6) Metaultramáficas

O uso da turmalina no estudo da proveniência é justificado por ser um mineral presente em vários tipos de rochas, por guardar a assinatura química do ambiente de formação, por apresentar uma complexa e variada composição química, por possuir alta resistência ao intemperismo químico e físico, e por permanecer estável em condições normais de metamorfismo e diagênese (Viator 2003).

b. Materiais e Métodos

As análises de química mineral em turmalinas detríticas foram realizadas em três amostras da Formação Duas Barras (as únicas com grãos de turmalina). As microanálises foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Microanálises do Consórcio Física-Geologia-Química/UFMG – CDTN/CNEM, em aparelho de microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, utilizando 15kV de voltagem de aceleração e 20nA de corrente. Foram obtidas de cinco a dez análises pontuais em cada cristal utilizando-se a mesma rotina para cada mineral. As análises foram realizadas segundo a sequência descrita: (i) identificação dos elementos presentes em cada mineral analisado, por meio do detector EDS (Energy Dispersive X-Ray Spectrometer); (ii) aquisição de imagens de elétrons retroespalhados, com resolução de alguns nanômetros, visando à marcação dos pontos analisados e à observação de possíveis zonamentos químicos e, (iii) obtenção de microanálises.

Para todas as amostras foram analisados os elementos Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti. Os padrões utilizados foram quartzo para Si; corundum (Al_2O_3) para Al; magnetita para Fe; MgO para

Mg; andradita (AN 100) para Ca; jadeíta para Na; sanidina para K e rutilo para Ti. O programa de correção de dados empregado foi ZAF. Para as turmalinas, aceitou-se o valor de 10,69% como o conteúdo de boro e o valor de 3,21% como o teor de H₂O⁺ (média das análises obtidas por Deer *et al.* 1992).

2.4.2.3 Catodoluminescência

a. Princípios

A luminescência dos minerais sempre despertou interesse por apresentar dados nem sempre perceptíveis por outros métodos (Götze & Zimmerle 2000). O método da catodoluminescência (CL) é particularmente interessante no estudo da proveniência de rochas siliciclásticas por ser relativamente simples, de fácil aplicação e pelo fato de os dados serem gerados instantaneamente, sem necessidade de reduções ou demais trabalhos posteriores, como no caso da geoquímica ou da geocronologia.

A luminescência consiste na incidência de radiação ou feixe de partículas em um material com conseqüente emissão de luz visível. A emissão de luz é resultado da transição de um estado de maior excitação para um estado de menor energia através da emissão de elétrons. Existem vários tipos de luminescência, tais como a radioluminescência, a termoluminescência, a fotoluminescência e a catodoluminescência (CL, Götze & Zimmerle 2000).

O princípio da catodoluminescência envolve a excitação de um sólido, através de um feixe de elétrons com alta energia, seguido da emissão de um fóton quando do retorno do material a um estado de menor energia. Esse sinal ótico pode ser detectado visualmente ou medido por um espectrômetro (Götze & Zimmerle 2000).

A CL da SiO₂ tem sinal fraco, mas com grande variação no sinal, ou seja, são observadas várias colorações em diferentes grãos. Essa variação, de razão ainda não bem compreendida, pode ser atribuída à gênese de formação do quartzo e, por isso relevante ao estudo de proveniência de rochas siliciclásticas (Götze & Zimmerle 2000).

Segundo Götze & Zimmerle (2000), o trabalho pioneiro neste sentido foi de Zinkemagel (1978) que elaborou uma primeira classificação da luminescência do quartzo, medido através da CL, em três grupos:

Tabela II.2: Classificação da catoluminescência do quartzo de acordo com Zinkemagel (1978).

CL	Origem do quartzo
Violeta ou Azul	Ígneas ou de alto grau metamórfico com resfriamento rápido.
Marrom	Baixo grau metamórfico ou alto grau com resfriamento lento.
Sem luminescência	Hidrotermal ou antigênico.

Estudos posteriores como o Götze & Zimmerle (1999), e Götze *et al.* (2000) levaram a uma nova classificação adotada nos trabalhos mais recentes:

Tabela II.3: Classificação da catodoluminescência do quartzo de acordo com Götze & Zimmerle (2000).

CL	Origem do quartzo
Violeta ou Azul	Ígnea plutônica, fenocristais de rochas vulcânicas ou metamórficas de alto grau.
Vermelha	Quartzo fino de rochas vulcânicas
Marrom	Rocha metamórfica, resultantes de metamorfismo regional.
Sem luminescência	Antigênico.
Verde de baixa duração	Hidrotermal ou de pegmatito

Várias outras características de origem específicas podem ser observadas e são descritas pelos trabalhos anteriormente citados. Como por exemplo, quartzos de rochas extrusivas comumente apresentam luminescência mais brilhante do que as rochas intrusivas, ou de quartzos metamorfisados que, sob condições de alta temperatura (fácies granulito), podem reverter a luminescência para azul brilhante, como a das rochas plutônicas. Sprunt *et al.* (1978) já haviam notado esse fenômeno estudando quartzitos deformados. Segundo seus estudos, a coloração original da CL transforma-se em um tom uniforme, à medida que o grau metamórfico aumenta, supõe-se que a CL do quartzo se torna uniformemente marrom, acima da zona metamórfica da granada.

Essa diversidade da CL do quartzo torna muito interessante o seu estudo como método complementar no estudo da proveniência. Muitos trabalhos apresentaram resultados importantes com essa técnica como, tais como o de Götze & Magnus (1997) que aplicaram o método para estudo da proveniência em arenitos cretáceos do leste da Alemanha.

b. Materiais e Métodos

Foram analisadas dezoito amostras, sendo uma do Complexo Porteirinha (com objetivo de comparação, uma vez que este Complexo tem grande influência nas Bacias analisadas), três amostras da Formação Resplandecente, cinco amostras da Formação Matão e nove amostras da Formação Duas Barras. As análises foram realizadas na Universidade de Mineralogia de Freiberg, Alemanha (*Technische Universität Bergakademie Freiberg*) sob a supervisão do Professor Dr. Jean Götze.

As medidas de CL foram feitas em seções polidas metalizadas utilizando-se um “*hot cathode*” microscópio de CL do tipo HC1-LM (cf., Neuseret *et al.* 1995). O sistema é operado com voltagem de aceleração de 14^okV e corrente de 0.2mA (densidade da corrente de aproximadamente

10°µa/mm²). As imagens de luminescência foram capturadas ao vivo durante as operações de CL, através de uma videocâmera digital tipo *peltier* com sistema de resfriamento modelo OLYMPUS DP72. O espectro da CL medido varia de 380 a 1000°nm e foi gravado com espectrógrafo digital modelo Acton Research SP-2356 juntamente com um detector Spec-10 CCD que foi ligado ao microscópio de CL, através de uma fibra feita de sílica e vidro. O espectro da CL foi medido sob as condições padronizadas (calibração de comprimento de onda por uma lâmpada de Hg-halogéneo, largura do spot de 30 µm, com tempo de medição de 2s, Götze & Kempe 2008).

2.4.2.4 Análises Isotópicas (U-Pb)

a. Materiais e Métodos

Foram realizadas quatro datações nas três formações sedimentares mapeadas na área. Em relação ao Supergrupo Espinhaço foram datadas duas amostras, uma da Formação Matão, amostra CL-03 da fácies Sfl e a amostra IT-095 da Formação Resplandecente (metarenito maturo). Foram analisadas duas amostras da Formação Duas Barras, contemplando as suas duas associações de fácies identificadas. A amostra CL-02 representa lente de metarenito da fácies Scl referente à sequência de leques aluviais e, a amostra IT-094 corresponde a um metarenito mal selecionado da sequência fluvial entrelaçada (fácies Sl). A Tabela II.4 apresenta as amostras e suas principais características.

Tabela II.4: Informações das amostras analisadas pelo método U-Pb.

Amostras	Fácies/ Formação	Descrição	Coordenada Geográfica
IT-095	Resplandecente	Metarenito puro, fino com grãos de alta esfericidade	675007/8116023/1205
CL-03	Sfl/Matão	Metarenito maturo com cruzadas de baixo ângulo	673011/8113936/1130
CL-02	Slc	Lente de metarenito fino	669176/8114679/1007
IT-094	Sl	Metarenito mal selecionado	669873/8115794/1015

Foram coletados em torno de 20 kg de cada amostra que foram previamente preparadas pelos métodos convencionais com britagem, moagem, peneiramento e concentração da fração de 80 a 120# por bateia, no Laboratório LOPAG – DEGEO – UFOP e no Laboratório LGPA da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ). A separação dos grãos de zircão foi realizada de forma manual com auxílio de lupa binocular, no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGEO-USP).

Depois de separados, os grãos de zircão foram montados em placas de *epoxy*, junto com um grão do padrão GJ-1(36) e analisados em máquina do tipo LA-ICP-MS *Neptune (Laser Ablasion - Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry)* no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília-UnB. As análises foram realizadas segundo os padrões descritos por Chemale *et al.* (2012b) e resumidos a seguir:

Cada ponto analisado tem entre 20 e 40µm. A cada 10 medidas realizadas nas amostras, eram realizadas medidas de branco e padrão. Foram analisados, ao todo, aproximadamente 350 grãos.

As medidas foram realizadas usando-se a configuração dos coletores conforme Tabela II.5 e foram medidos os isótopos dos elementos Th, U, Pb e Hg.

Tabela II.5: Esquema da configuração de coletores utilizada para as análises

Posição	L4		L3	Axial	H2	H4	
Copos Faraday	²⁰² Hg	²⁰⁴ Hg+ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²³⁸ U
MIC's	MIC3	MIC4	MIC6				

A calibração de ganho dos copos Faraday e a calibração cruzada do copo Faraday L4 versus MIC's 3, 4 e 6 são realizadas antes de iniciar os procedimentos da seção de aquisição de dados de amostras e padrão. O ganho dos copos Faraday relativo ao axial, assumindo igual a 1.000000, é efetuado mediante a aplicação de uma fonte de corrente bastante estabilizada, cerca de 3,3 x 10-10. Para a calibração cruzada Faraday x MIC's, necessária para a obtenção da razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, utiliza-se uma solução de Pb de 200ppt. O fator de conversão em volts do ²⁰⁶Pb em cps é calculado lendo-se repetidas vezes, de forma alternada, o sinal em milivolts e cps com MIC respectivo. Usualmente este fator é de cerca de 62.500 cps/mV, valor original de fábrica.

Os cálculos para as correções de fracionamento isotópicos e interelementar inerentes ao método ICP, assim como as correções de Pb comum e das razões de estimativa e erro foram realizados de acordo com Chemale *et al.* (2012b).

2.5 Integração e Intepretação dos Resultados

Nesta etapa, os dados gerados foram integrados e interpretados e, como resultados foram produzidos um artigo científico submetido ao periódico *Geonomo* e a presente dissertação.

Capítulo III – Geologia Regional

3.1 Contextualização Regional

A estrutura geral do território brasileiro é, em grande parte, herdada do evento conhecido como Orogênese Brasileira/Pan-africana resultante da amalgamação do paleocontinente Gondwana ocidental, ocorrida ao final do Neoproterozoico (Brito Neves *et al.* 1979; Campos Neto 2000; Martins-Neto & Alkmim 2001). A estruturação resultante, registro dessa orogênese, é formada por núcleos crustais preservados da deformação (crátons brasileiros), cercados por faixas móveis intensamente deformadas (Figura III.1).

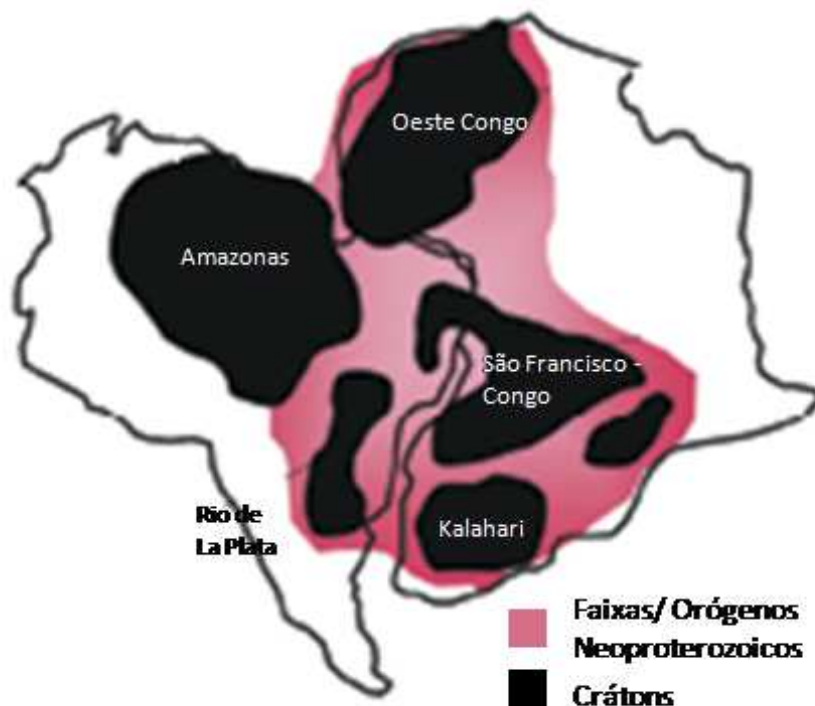


Figura III.1 Reconstrução esquemática do Gondwana Ocidental com os principais crátons sul americanos e africanos e suas faixas móveis brasilianas-pan-africanas (modificado de Alkmim 2004).

Os limites do Cráton brasileiro São Francisco foram definidos primeiramente por Almeida (1977) e redefinidos por Alkmim *et. al* (1993) e Alkmim (2004). O Cráton São Francisco é delimitado por seis faixas de dobramentos (Araçuai, Brasília, Ribeira, Riacho do Pontal, Rio Preto e Sergipana). Localizado na região centro leste do Brasil, engloba os estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Tocantins (Figura III.2).

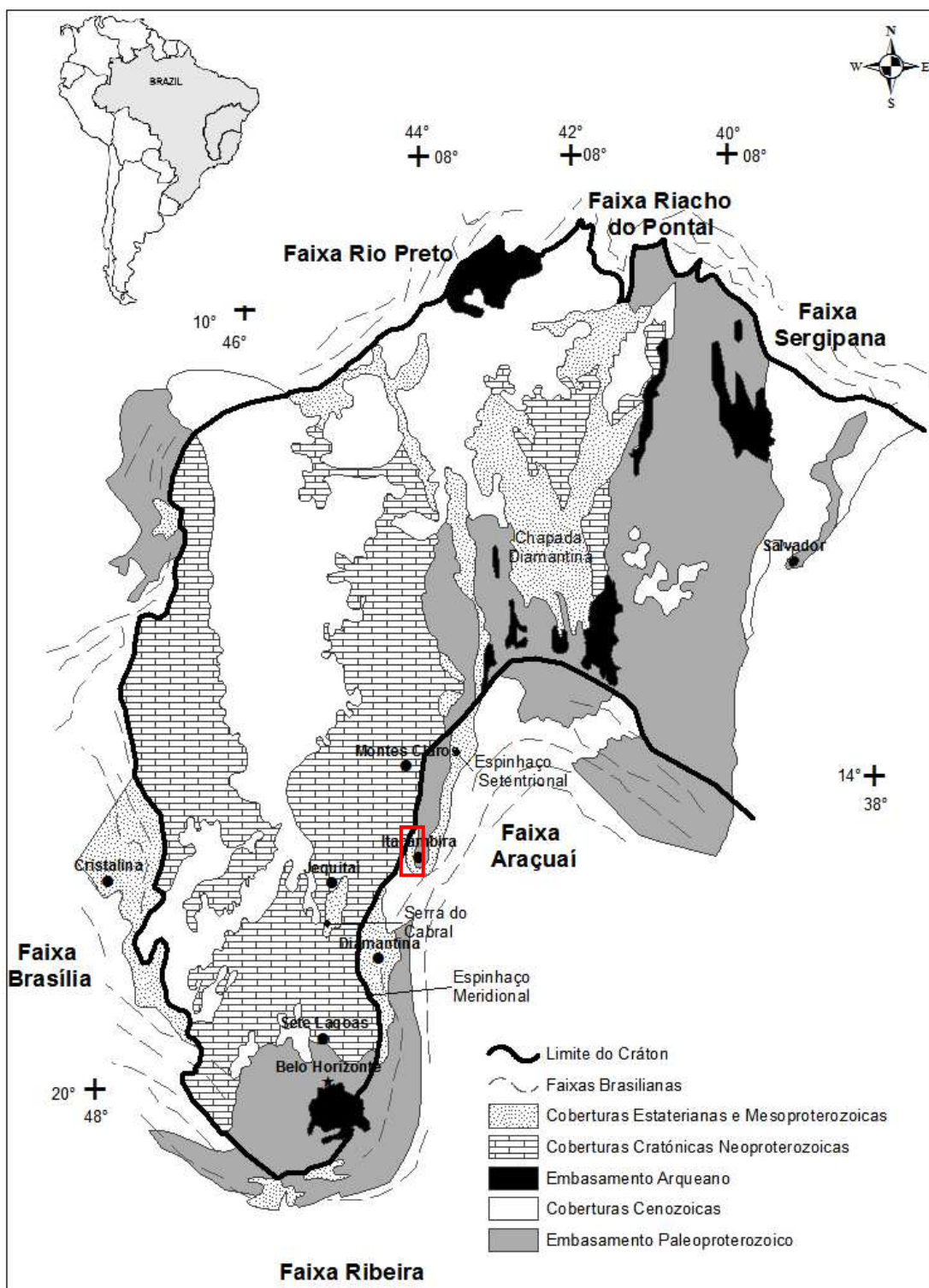


Figura III.2: Mapa geológico simplificado mostrando os limites e as coberturas do Cráton São Francisco, retângulo vermelho área de pesquisa (modificado de Sial *et al.*, 2009).

O substrato do Cráton São Francisco-Congo é estabilizado ao final da Orogênese Paleoproterozoica (Transamazônica, Almeida 1977) e foi submetido então a uma sucessão de tafrogêneses. Segundo Alkmim & Pedrosa-Soares (2011), durante um período de aproximadamente 1,5Ga, entre 1,7Ga e 630Ma, ocorrem no mínimo seis grandes ciclos distensivos associados ao

paleocontinente São Francisco–Congo. Dados geocronológicos balizam esses ciclos e são apresentados na Tabela I.1.

O primeiro ciclo está associado à Bacia Espinhaço inferior (Chemale *et al.* 2011), presente em praticamente toda a Faixa Araçuaí. O segundo ciclo, de menor extensão, é bem representado no estado da Bahia e é denominado por Chemale *et al.* (2011) como Bacia Espinhaço Média. Danderfer *et al.* (2009) caracterizam bem esse ciclo com grande acervo de dados geocronológicos para a região do Espinhaço setentrional e Chapada Diamantina (vide item 3.5- Geocronologia). O terceiro ciclo, reconhecido por Chemale *et al.* (2011), definido para o Espinhaço Meridional, corresponde à Bacia Espinhaço Superior, sendo o ciclo de maior duração e maior expressão em área e espessura dentro do ‘Ciclo Espinhaço’

O quarto ciclo tem pouca representatividade na Faixa Araçuaí, sendo melhor representado na contraparte africana por eventos magmáticos.

O quinto ciclo, por sua vez, é marcado por uma espessa pilha de magmatismo bimodal no lado africano. No Orógeno Araçuaí é representado por diques máficos e granitos anorogênicos. Em termos de unidades sedimentares, o quinto ciclo está associado à deposição da sequência pré-glacial da Bacia Macaúbas. Embora os mecanismos de deposição dessa fase da bacia ainda não tenham sido bem caracterizados, acredita-se que a bacia precursora do Orógeno Araçuaí tenha se iniciado como um rifte nessa fase (Babisnki *et al.* 2011, Martins *et al.* 2008).

O sexto e último ciclo, está associado a um grande volume de rochas alcalinas na porção norte do Orógeno Araçuaí (sul da Bahia) e à sedimentação glacial do Grupo Macaúbas (Babisnki *et al.* 2011, Pedrosa-Soares & Alkmim, 2011). Seu limite superior acredita-se ser 740Ma idade da sequência de carbonatos superior aos diamictitos interpretada como carbonatos de capa (*cap-carbonate*; Babisnki *et al.* 2007).

A partir de então, o Cráton São Francisco passa por intenso processo de incursão marinha, com deposição o Grupo Bambuí (cobertura cratônica). Essa transgressão marinha está relacionada ao início da Orogênese Brasileira, com a flexura por sobrecarga de peso das frentes orogênicas, principalmente da Faixa Brasília, para contra o cráton (Alkmim *et al.* 2007).

A área de estudo localiza-se no domínio externo do Orógeno Araçuaí (Uhlein 1991), junto à borda leste do Cráton São Francisco, no segmento denominado Espinhaço Setentrional. As principais unidades litoestratigráficas aflorantes são o embasamento cristalino, arqueano a paleoproterozoico, as sequências metassedimentares clásticas do Supergrupo Espinhaço, paleo a mesoproterozoicas, as sequências clásticas e glaciais neoproterozoicas do Grupo Macaúbas, as coberturas do Grupo Bambuí e unidades Fanerozoicas.

3.2 *Estratigrafia*

3.2.1 *Complexo Porteirinha*

O embasamento pré-espinhaço é constituído por um complexo conjunto de terrenos metamórficos de alto grau, arqueanos a paleoproterozoicos, com grande variedade composicional, além de cinturões de rochas supracrustais paleoproterozoicos e associações do tipo granito *greenstone*, formando um arranjo de terrenos metamórficos de alto grau (Teixeira *et al.* 2000) comumente exposta em núcleos de anticlinórios erodidos.

No segmento estudado, o embasamento pode ser dividido em Complexo do Cedro e Suíte Itacambiruçu (Noce 1997) expostos no núcleo da mega estrutura do Anticlinal de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1976a). O Complexo do Cedro, em geral, é constituído por um gnaiss de composição predominantemente granodiorítica-granítica e, mais raramente, termos tonalíticos de granulação média a fina, essencialmente biotita gnaisses, hornoblenda gnaisses e milonitos (Siga Jr. 1986). O bandamento apresenta-se bem desenvolvido, por vezes transposto (Noce 1997).

Corpos tabulares anfibolíticos e em menor proporção ultramáficos são encontrados concordantes com o bandamento do gnaiss.

A Suíte Rio Itacambiruçu, em contrapartida, é formada por corpos graníticos homogêneos com composição granítica a tonalítica, granulação média a grossa e textura porfirítica. A deformação se manifesta, nos granitóides, pelo desenvolvimento de foliação mais ou menos pronunciada, ou pela presença de zonas de cisalhamento, com largura milimétrica a métrica, onde vários estágios de milonitização podem ser observados. Embora suas relações de contato com os gnaisses sejam pouco evidentes, acredita-se que se trate de uma suíte intrusiva na crosta antiga representada pelos gnaisses (Noce 1997).

3.2.2 *Supergrupo Espinhaço*

O Anticlinal de Itacambira, feição morfológica e estrutural marcante na região centro norte de Minas Gerais forma um arco de serras com concavidade voltada para o norte e eixo com caimento para sul ao longo da qual afloram as rochas do Supergrupo Espinhaço, marcando o início do Espinhaço Setentrional, que se estende até o centro do estado da Bahia.

Spix & Von Martius (1823–1831 *in*: Karfunkel & Karfunkel 1976a) e V. Helmreichen (1846 *in*: Karfunkel & Karfunkel 1976a) foram os primeiros a mencionar em seus estudos a Serra do Espinhaço Setentrional, especificamente as serras de Itacambira e Grão Mogol. Moraes (1928) e Moraes *et al.* (1937) realizaram trabalhos pioneiros em todos os segmentos da Serra do Espinhaço

e propõem para a área uma primeira tentativa de compartimentação estratigráfica relacionando toda a sequência de quartzitos, filitos e metaconglomerados que se estende desde Ouro Preto, passando por Diamantina, Itacambira e prolongando-se pelo estado da Bahia de ‘Série Itacolomy’.

O primeiro trabalho de cunho estratigráfico da região deve-se a Karfunkel & Karfunkel (1976a) que mapearam a região entre Itacambira e Botumirim na escala 1:60.000. Os principais trabalhos posteriores são de Noce (1997), Martins (2006) e Martins *et al.* (2008) que modificaram esta primeira proposta estratigráfica. A Figura III.4 apresenta uma compilação desses dados, assim como uma comparação entre essas diferentes propostas estratigráficas de cada autor.

Karfunkel & Karfunkel (1976a) propuseram a primeira coluna estratigráfica da área reconhecendo as formações Itacambiruçu, Resplandecente, Água Preta e Matão (Figura III.3)

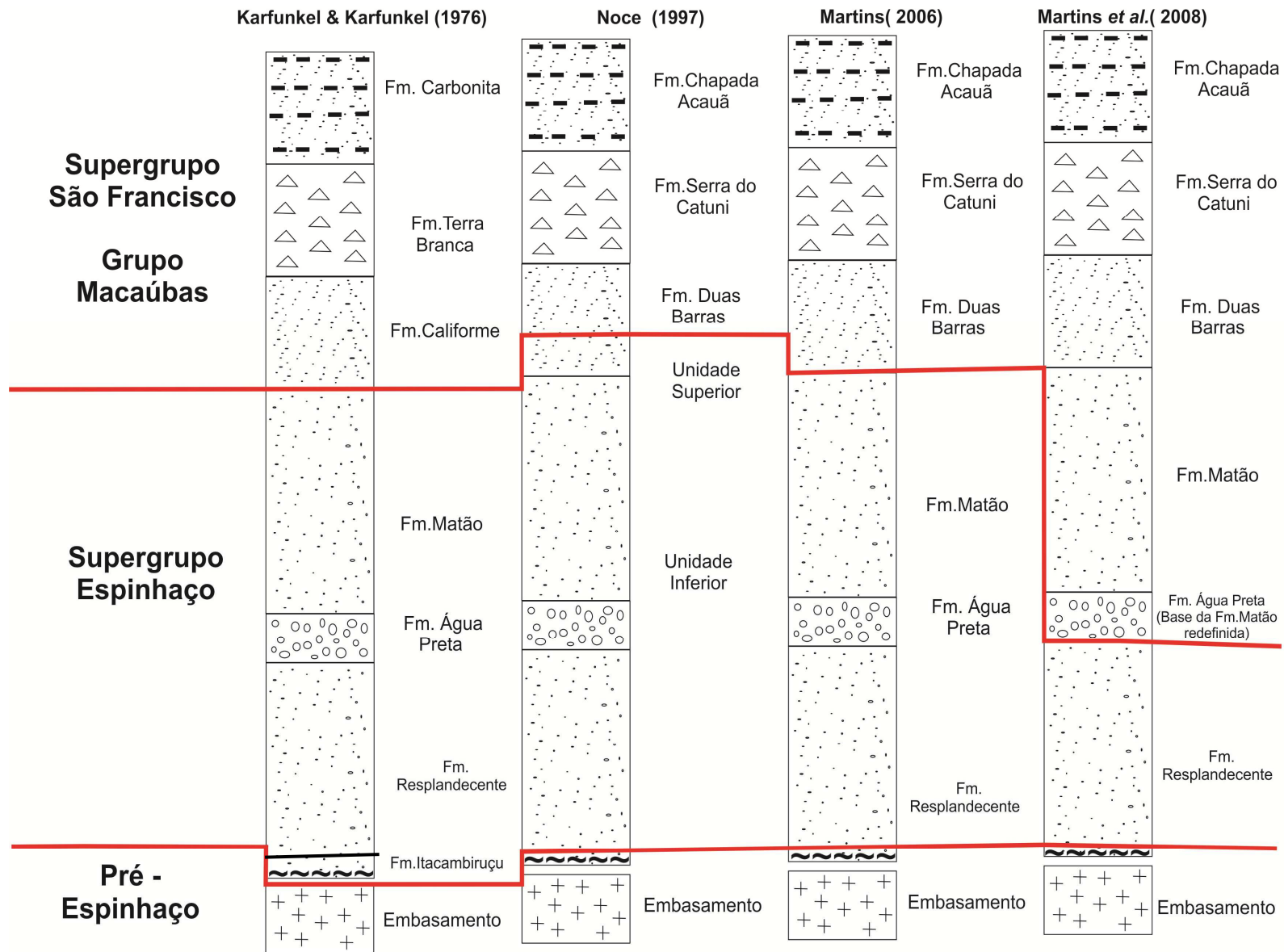


Figura III.3: Quadro comparativo das propostas estratigráficas para a área de estudo.

- **Formação Itacambiruçu:** em contato direto com o embasamento cristalino, é constituída por mica xistos, filito quartzosos e meta arcóseos.
- **Formação Resplandecente:** 20 a 200m de espessura formada por quartzitos e quartzitos micáceos.
- **Formação Água Preta:** constituída por quartzitos imaturos com intercalações de conglomerados, quartzitos impuros, brechas e xistos cloríticos. Espessura máxima de 30m e de ocorrência descontínua. As intercalações de conglomerado foram relacionadas aos conglomerados de Grão Mongol.
- **Formação Matão:** quartzitos micáceos idênticos aos quartzitos da Formação Resplandecente com intercalação de lentes de conglomerado. A espessura varia de 20 a 200m.

Uhlein (1991) atribui a Formação Itacambiruçu como resultado de milonitização do embasamento cristalino durante o evento Brasileiro, situação semelhante à encontrada no complexo Gouveia na região de Diamantina, excluindo-a do domínio das rochas supracrustais. Esta situação é confirmada nos trabalhos futuros (Figura III.3), a partir dos quais passa a ser excluída do Supergrupo Espinhaço.

No âmbito do Projeto Espinhaço (1996, convênio COMIG/UFMG), Noce (1997) considerou duas unidades distintas para o Supergrupo Espinhaço na Folha Itacambira.

A Unidade Inferior engloba as três formações descritas por Karfunkel & Karfunkel (1976a) (formações Resplandecente, Água Preta e Matão) consistindo em um pacote monótono de quartzitos, puros a pouco micáceos, de granulação fina a média, mostrando alternância de bancos maciços e laminados com estratificações cruzadas frequentes e localmente são descritos níveis de brecha e conglomerado.

A Unidade Superior estende-se pela porção sudeste da Folha Itacambira e está posicionada tectonicamente sobre rochas do Grupo Macaúbas. Ela é constituída por uma intercalação de rochas quartzíticas, quartzo-filíticas e filíticas, encerrando corpos concordantes de xisto verde. Corresponde à parte da Formação Carbonita do Grupo Macaúbas de Karfunkel & Karfunkel (1976b) (Figura III.3).

Martins (2006), cuja área de interesse é a Bacia do Rio Macaúbas onde o anticlinal de Itacambira está incluído, propõe a retomada da estratigrafia proposta por Karfunkel & Karfunkel (1976a) em detrimento à proposta por Noce (1997), à exceção da Formação Itacambiruçu (Figura III.3).

Martins *et al.* (2008) fazem nova modificação na estratigrafia proposta nos trabalhos anteriores. Com base em dados geocronológicos, os autores reduziram o Supergrupo Espinhaço à

Formação Resplandecente, redefinindo as formações Matão e Água Preta como base do Grupo Macaúbas. (Figura III.3). Nesse trabalho, os autores caracterizam a Formação Resplandecente como metarenitos homogêneos finos a médios; representa o pacote sedimentar mais espesso da área, com espessuras de até 300m e ampla distribuição espacial. Estratificações cruzadas tangenciais e tabulares com *sets* variando de 1m a 6m de espessura são as estruturas sedimentares mais comuns, podendo ocorrer também marcas onduladas. Estudos de paleocorrente indicam padrão unipolar com aporte de sedimentos de NW para SE. Essa unidade está associada à sedimentação eólica em ambiente desértico de clima árido.

3.2.3 Supergrupo São Francisco

Definido por Pflung & Renger (1973), o Supergrupo São Francisco inclui todas as unidades sedimentares neoproterozoicas que recobrem o Cráton São Francisco, em contato direto com o embasamento arqueano ou sobre as unidades paleo a mesoproterozoicas (*e.g.*: Supergrupo Espinhaço) ocorrendo também sobre as suas faixas móveis.

Em Minas Gerais, o Supergrupo São Francisco pode ser dividido em dois grupos: Macaúbas (ruditos e pelitos com alguma influência glacial) e Bambuí (sedimentos pelíticos e carbonáticos típicos de plataforma). Na área do presente estudo ocorrem apenas as unidades relacionadas ao Grupo Macaúbas, por isso optou-se pela descrição apenas desta unidade.

3.2.3.1 Grupo Macaúbas

Definido por Moraes (1928) como ‘Formação Macahubas’ para designar as sequências conglomeráticas glaciais descritas na Serra do Catuni, foi depois elevada à categoria de Grupo por Schöll (1973).

O Grupo Macaúbas representa a principal unidade sedimentar do Orógeno Araçuaí e é constituído por uma sequência de sedimentos típicos de um rifte com evolução para margem passiva (Bacia Araçuaí ou Macaúbas, Pedrosa Soares *et al.* 1992). Possui espessura variável desde centenas de metros até a espessura máxima de 10 quilômetros (Uhlein *et al.* 2007) e é formado principalmente por metadiamicritos que gradam lateral e verticalmente para metaritimitos.

O Grupo Macaúbas possui variado arranjo estratigráfico em sua área de ocorrência. Diversas propostas estratigráficas foram feitas para as suas diferentes áreas de ocorrência, mas em geral são resultados de trabalhos locais (*e.g.*: Karfunkel & Karfunkel 1976b, Hettich 1977, Viveiros *et al.* 1979), o que dificulta a correlação regional. Visando a unificação da nomenclatura das unidades em detrimento do uso de nomes locais Noce *et al.* (1997) propõem uma nova divisão regional do Grupo

Macaúbas em Minas Gerais em três setores, a saber: ocidental, oriental e meridional (Figura III.4), considerando para isso as diferentes associações estratigráficas identificadas (Tabela III.1).

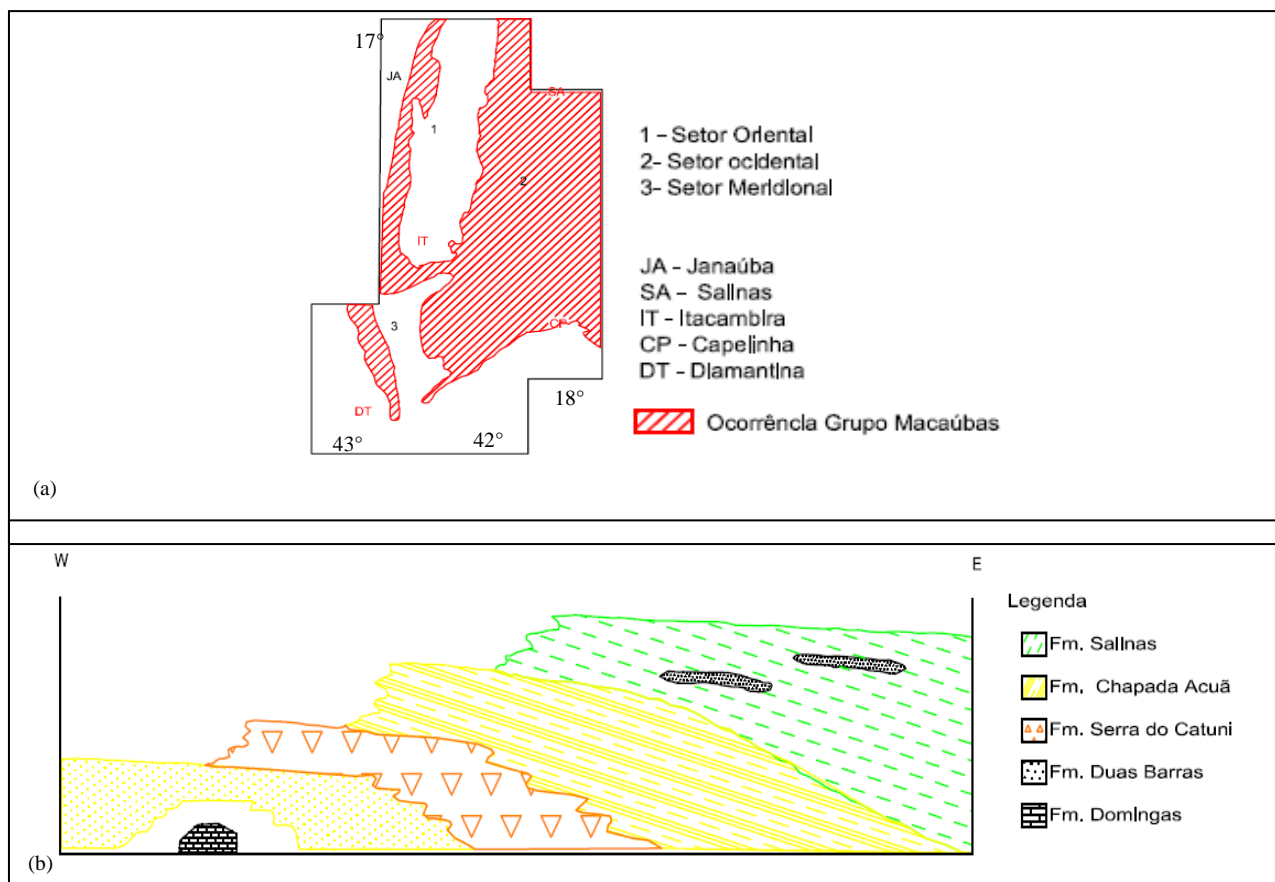


Figura III.4: (a) Distribuição do Grupo Macaúbas em Minas Gerais (b) Perfil da associação estratigráfica típica do setor meridional (Modificado de Noce *et al.* 1997).

Tabela III.1: Estratigrafia do Grupo Macaúbas por setor (Noce *et al.* 1997).

Setor Ocidental	Setor Oriental	Setor Meridional
	Fm. Salinas	Fm. Salinas
	Fm. Chapada Acauã	Fm. Chapada Acauã
Fm. Serra do Catuni	Fm. Nova Aurora	Fm. Serra do Catuni
Fm. Duas Barras	Fm. Rio Peixe Bravo	Fm. Duas Barras
		Fm. Domingas

Neste contexto, a área em estudo está inserida no setor meridional que é caracterizada pelas Formações pré-glaciais Domingas e Duas Barras, sobrepostas pelas Formações Serra do Catuni, Chapada Acauã e Salinas.

O setor meridional, na área de estudo, foi caracterizado por Noce (1997) e pode ser relacionada à proposta de Karfunkel & Karfunkel (1976b) como descrito a seguir, e sumarizado na Figura III.4.

Na base, foi identificada a Formação Duas Barras, caracterizada por um pacote com até 200m de espessura composto por quartzitos grossos geralmente conglomeráticos, arcoseanos,

podendo ocorrer lâminas de óxidos. As estruturas sedimentares mais comuns são estratificações cruzadas e marcas onduladas. São descritas lentes de conglomerado monomítico, compostos por seixos de metarenito. Essa unidade corresponde à Formação Califorme de Karfunkel & Karfunkel (1976b). A Formação Domingas de Noce *et al.* (1997), descrita como base do setor meridional, ocorre de forma descontínua e não foi reconhecida por Noce (1997) na área deste trabalho.

Aflorando diretamente acima da unidade basal, a Formação Serra do Catuni é caracterizada por espesso pacote de metadiamicritos com intercalações de quartzitos quase sempre em forma de lentes com espessuras e ocorrência variável. Os quartzitos apresentam-se por vezes com macroclastos subordinados dispersos e corresponde à Formação Terra Branca de Karfunkel & Karfunkel (1976b).

A Formação Chapada Acauã é caracterizada por quartzitos predominantemente finos turbidíticos localmente com clastos isolados, associados com filitos, metamargas, e metaritimitos. Ocorrem ainda intercalações de xistos verdes metabasálticos com estruturas de *pillow* relacionados ao afinamento crustal causado pelo rifte (Gradim *et al.* 2005, Martins 2006). Representa variação lateral distal da Formação Serra do Catuni. Essa unidade é relacionada à Formação Carbonita de Karfunkel & Karfunkel (1976b).

Na região do Córrego da Ursa, Martins (2006) reconhece uma sequência de topo para o Grupo Macaúbas, propondo o acréscimo desta unidade à proposta de Noce *et al.* (1997). Martins (2006) descreve a Formação Córrego da Ursa como metapelitos rítmicos com intercalação de metarenitos grosso e espessura aparente de 100m.

Com base em novos dados isotópicos U-Pb em zircões detríticos da Formação Matão, Martins *et al.* (2008) propõem novas mudanças no empilhamento estratigráfico da área, redefinindo a Formação Matão, antes entendida como topo do Supergrupo Espinhaço, como base do Grupo Macaúbas. Sugere, ainda, fusão das formações Matão e Água Preta de Karfunkel & Karfunkel (1976a), sob a designação de Formação Matão (ver Figura III.4) e interpreta esse pacote como representante da sedimentação inicial do rifte Macaúbas.

3.2.4 Suíte Metaígneia Córrego do Taquarí

Martins (2006) descreve diversos corpos de metagabros aflorando principalmente ao longo do Córrego do Taquarí e nascente do Rio Macaúbas. Os corpos ocorrem como soleiras ou diques. Os diques possuem direção N-S preferencial e subordinadamente E-W, intrudindo toda a sequência metasedimentar do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas.

Segundo Martins *et al.* (2011) a suíte é caracterizada por rochas de granulação fina a média, pouco deformadas com textura ígnea preservada. Texturalmente os metagabros são maciços,

compostos por anfibólio, plagioclásio e subordinadamente epidoto. Apresentam matriz fina composta de clorita e plagioclásio.

Essa unidade foi datada em 560Ma por Martins *et al.* (2011) e interpretada como sin- a tardi-colisional, coincidindo com idade proposta por Alkmim *et al.* (2007) em que o Orógeno Araçuaí experimenta uma fase de escape lateral ao longo de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NNE-SSW e NE-SW. Estes escapes laterais teriam gerado localmente condições distensivas que possibilitou a intrusão de magmas máficos.

3.3 Geologia Estrutural das unidades pré-cambrianas

Todo o acervo estrutural da área pode ser relacionado a um único evento deformacional, ao evento Brasileiro de idade Neoproterozoica (Noce 1997). Esse ciclo orogênico teria imposto às rochas pré-cambrianas um esforço compressional de leste para oeste, com vergência das estruturas para oeste.

Segundo Noce (1997), como resultado deste encurtamento crustal, teria se nucleado a principal feição morfo-estrutural da área, o Anticlinal de Itacambira. Durante este processo de encurtamento, poderia ter ocorrido a ascensão do Bloco Porteirinha, hoje núcleo do Anticlinal.

Para Martins (2006), o ciclo brasileiro teria imposto às rochas do Supergrupo Espinhaço uma deformação em forma de dobramentos abertos a fechados, de grande porte, com direção do eixo N-S. Já nos metassedimentos do Grupo Macaúbas, essa deformação é representada pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica de direção N-S, mergulhando entre 20 e 50° para NE/SE. Zonas de cisalhamento de direção N-S evidentes, principalmente na região do descolamento basal, indicam que todo o processo deformacional foi condicionado à reativação de antigas estruturas do embasamento (Noce 1997).

3.4 Metamorfismo Regional

Noce (1997) descreve paragêneses minerais regionais relacionadas às fácies anfíbolito para o embasamento e, xisto verde para as rochas supracrustais proterozoicas dos Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas.

No domínio do embasamento são observados quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, caracterizando o metamorfismo em fácies anfíbolito. Evidências de retrometamorfismo posterior em condições de menor temperatura e pressão são observadas pelas presenças de clorita, epidoto, titanita e muscovita, e consumo da biotita.

No domínio das coberturas proterozoicas, algumas unidades, principalmente do Supergrupo Espinhaço, não fornecem paragênese ideal para a caracterização do metamorfismo. Segundo Noce

(1997), podem ser observadas variações de intensidade de recristalização metamórfica, com aumento de leste para oeste, condizendo com o observado regionalmente. Embora nas unidades bem selecionadas possam ser observadas feições diagenéticas em lâminas, nas unidades mais pelíticas observa-se uma paragênese típica de fácies xisto verde baixo composta por biotita + clorita + sericita + tremolita / actinolita + quartzo ou sericita (moscovita) + quartzo ± clorita.

3.5 Revisão dos Dados Geocronológicos

Dados que versam exclusivamente sobre o segmento do Espinhaço Setentrional são raros; apenas os trabalhos de Martins *et al.* (2008) e Chaves *et al.* (2013) apresentam dados de zircões detríticos para as unidades proterozoicas A Tabela III.2, ao final deste item, apresenta um resumo dos principais dados geocronológicos relacionados às unidades correlatas e aflorantes na área.

3.5.1 Supergrupo Espinhaço

O segmento central carece de dados acerca desta unidade, embora dados abundantes sejam encontrados para os segmentos Meridional (Chemale *et al.* 2011), Setentrional Baiano (Danderfer *et al.* 2009), Chapada Diamantina (Danderfer *et al.* 2009) e Serra do Cabral (Lopes 2012). Os primeiros dados geocronológicos nesse segmento foram publicados por Machado *et al.* (1986).

Chaves *et al.* (2013) apresentam dados de U-Pb para as formações Resplandecente e Grão Mongol na região de Grão Mogol, flanco leste do anticlinal de Itacambira. Segundo seu trabalho, a Formação Resplandecente teria idade mínima de sedimentação de 1595 ± 20 Ma. Para a Formação Grão Mogol determina a idade mínima em 1052 ± 50 Ma, passando a associar, com base nestes dados, a Formação Grão Mogol com a Formação Matão de Martins *et al.* (2008).

Para o segmento meridional, Chemale *et al.* (2011) apresentam novos dados baseados em idades obtidas através do método U-Pb em zircões detríticos para praticamente toda a coluna estratigráfica do Espinhaço Meridional, na região próxima a Diamantina. Os dados estão apresentados na Tabela III.2 e a Figura III.6 resume as principais idades. Para a Formação São João da Chapada foi determinada a idade máxima de 1,7Ga com picos principais em 1711Ma, 2134Ma, 3151Ma e 3336Ma. A Formação Sopa Brumadinho apresenta idade máxima de 1080 ± 16 Ma. Segundo o trabalho, as formações superiores não apresentam no espectro zircões com idade igual ou próxima à encontrada para a Formação Sopa Brumadinho, sendo os zircões mais jovens encontrados para as formações Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande 1862 ± 16 , 1487 ± 40 , 1379 ± 15 , 1329 ± 12 , 1453 ± 25 , respectivamente. A figura III.5 apresenta o resumo dos dados obtidos por Chemale *et al.* (2011).

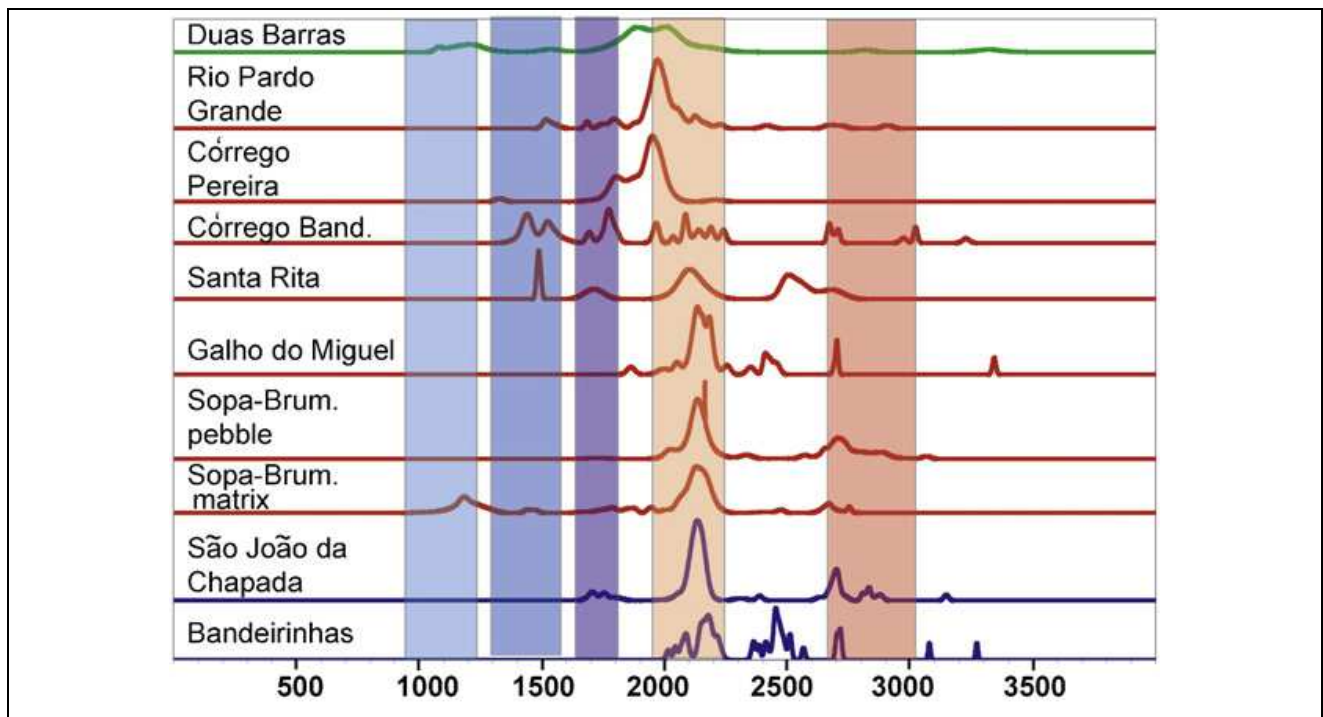


Figura III.5: Gráfico dos picos de idades U-Pb em zircões detríticos extraído de Chemale *et al.* (2011). A abscissa inferior indica as idades em milhões de anos (Ma) e as barras longitudinais os principais ciclos orogênicos/tafrogênicos conhecidos para o Orógeno Araçuai.

Trabalho de Lopes (2012) na região da Serra do Cabral apresenta novos dados acerca das formações superiores do Supergrupo Espinhaço. A Formação Galho, descrita pelo autor, aponta três populações de zircões distintas: a primeira com 1,7Ga; a segunda com 1,9-2,3Ga; e a terceira 2,6-3,0Ga. A maior população corresponde ao intervalo de 1,9-2,3Ga, e o zircão mais jovem tendo ~1,5Ga. A Formação Santa Rita apresenta quatro populações distintas de zircões: a primeira: 1,4-1,7Ga; a segunda: 2,0-2,3Ga; a terceira: 2,5-2,8Ga; e a quarta: 3,1-3,2Ga. O zircão mais jovem indica sedimentação máxima em 1,4Ga. A Formação Córrego dos Borges mostra uma grande dispersão das idades, com pico máximo em 1,7-1,8Ga e zircão mais jovem tendo 1,4Ga.

3.5.2 Grupo Macaúbas

Em trabalho recente, Babinski *et al.* (2011) apresentam um resumo e novos dados de U-Pb para zircões detríticos de todas as unidades do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuai, inclusive do Espinhaço Setentrional. A Formação Matão apresenta zircões com idades de 1.16 a 2.1Ga com picos entre 1.9 a 2.1Ga e 1,7 a 1,4Ga. A Formação Duas Barras apresenta idades de 2550 a 900Ma, com 2 picos principais 1.0 a 1.25Ga e 1.8 a 2.1Ga. Apenas um grão apresentou idade de 900 ± 21 Ma, considerada idade máxima de sedimentação para a unidade. A Formação Rio Peixe Bravo apresentou pico de idades em 2,1Ga e pico secundário em 1,5Ga. As idades predominantemente mais antigas sugerem uma fonte arqueana importante, provavelmente o próprio Bloco Porteirinha pela proximidade geográfica. Para a Formação Serra do Catuní o intervalo de idade variou de 875 a

2740Ma, idades U-Pb em zircões detríticos da matriz dos diamictito. Apesar da grande dispersão das idades, dois grupos principais puderam ser identificados no intervalo de 1,15 a 1.4Ga e 1.8 a 2.2Ga., com idade máxima de 933Ma em um grão (discordante). As rochas vulcânicas máficas, conhecidas como xisto verde da Formação Chapada Acauã, também foram analisadas e só foram identificados zircões detríticos. O intervalo de idade obtido pra este xisto verde foi de 960 (muito discordante) a 2750Ma, com melhor expectativa de idade máxima em torno de 1,1Ga, mesma idade já encontrada por Gradim *et al.* (2005) e Babinski *et al.* (2005).

Tabela III.2: Resumo das idades obtidas por métodos U-Pb em zircões detríticos e/ou ígneos.

Unidade	Unidade	litótipo	Idades (Ma)/Trabalhos
Macaúbas	Fm.Matão	Metarenitos	1177± 30 (Martins <i>et al.</i> 2008)
	Fm.Duas Barras	Metarenitos	900±21 (Babinsky <i>et al.</i> 2011), 1079±16 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
	Fm.Rio Peixe Barvo	Metarenitos	2097±44 (Babinski <i>et al.</i> 2011)
	Fm.Serra do Catuni	Diamictitos	933±8(Babinski <i>et al.</i> 2011)
	Fm.Chapada Acauã	Vulcânicas Máficas	1067±19 (Babinski <i>et al.</i> 2011)
Espinhaço setentrional	Fm.São Simão	Vulcânicas	1735±6 (Danderfer <i>et al.</i> 2009)
	Gr.Pajeú (Fm Bomba.)	Vulcânicas	1582±8 (Danderfer <i>et al.</i> 2009)
	Gr. Pajeú (Fm Bomba.)	Vulcânicas	1569±14 (Danderfer <i>et al.</i> 2009)
	Diques (relacionados a Suite Pedro Lessa)	Máficas	850 (Danderfer <i>et al.</i> 2009)
	Grão Mogol	Metaconglomerados	1.052 ± 50 (Chavez <i>et al.</i> 2013)
	Resplandecente	Metarenitos	1.595 ± 20 (Chavez <i>et al.</i> 2013)
Espinhaço Meridional/ Serra do Cabral	São João da Chapada	X	1703±12 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
	Sopa Brumadinho	X	1080±16 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
	Fm. Galho do Miguel	X	1300 (Lopes 2012) 1862±16 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
	Fm.Santa Rita	X	1400 (Lopes 2012), 1487±40 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
	Fm.Córego dos Borges	X	1400 (Lopes 2012)1379±15 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
	Fm.Córrego Pereira	X	1329±12 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
	Fm.Rio Pardo Grande	X	1453±25 (Chemale <i>et al.</i> 2012)
Embasamento Cristalino	Complexo Guanhães	Ortognaisse(Coluna)	2867±10 (Silva <i>et al.</i> 2002)
	Complexo Guanhães	Ortognaisse (São Joao Evangelista)	2711±11 (Silva <i>et al.</i> 2002)
	Complexo Guanhães	Ortognaisse (São pedro do Suaçuí)	2721±6 (Silva <i>et al.</i> 2002)
	Complexo Porteirinha	Complexo Córego do Cedro.	2,7Ga (Siga Jr 1986.)
	Complexo Porteirinha	Granitóides Foliados(Suite Itacambiruçu)	2,2 - 2,0 Ga (Siga Jr 1986.)

Capítulo IV – Estratigrafia e Sistemas Depositionais

4.1 Introdução

No mapeamento foram reconhecidas sete unidades, incluindo a cobertura cenozóica (Anexo A1- Mapa Geológico). Foram identificados corpos gnáissicos e granitóides associados ao Complexo Porteirinha, as Formações Resplandecente e Matão estão associadas ao Supergrupo Espinhaço, e as Formações Duas Barras e Serra do Catuní pertencem ao Grupo Macaúbas. Por fim, foram identificados corpos máficos intrusivos pertencentes à Suíte Córrego do Taquarí (Figura IV.1).

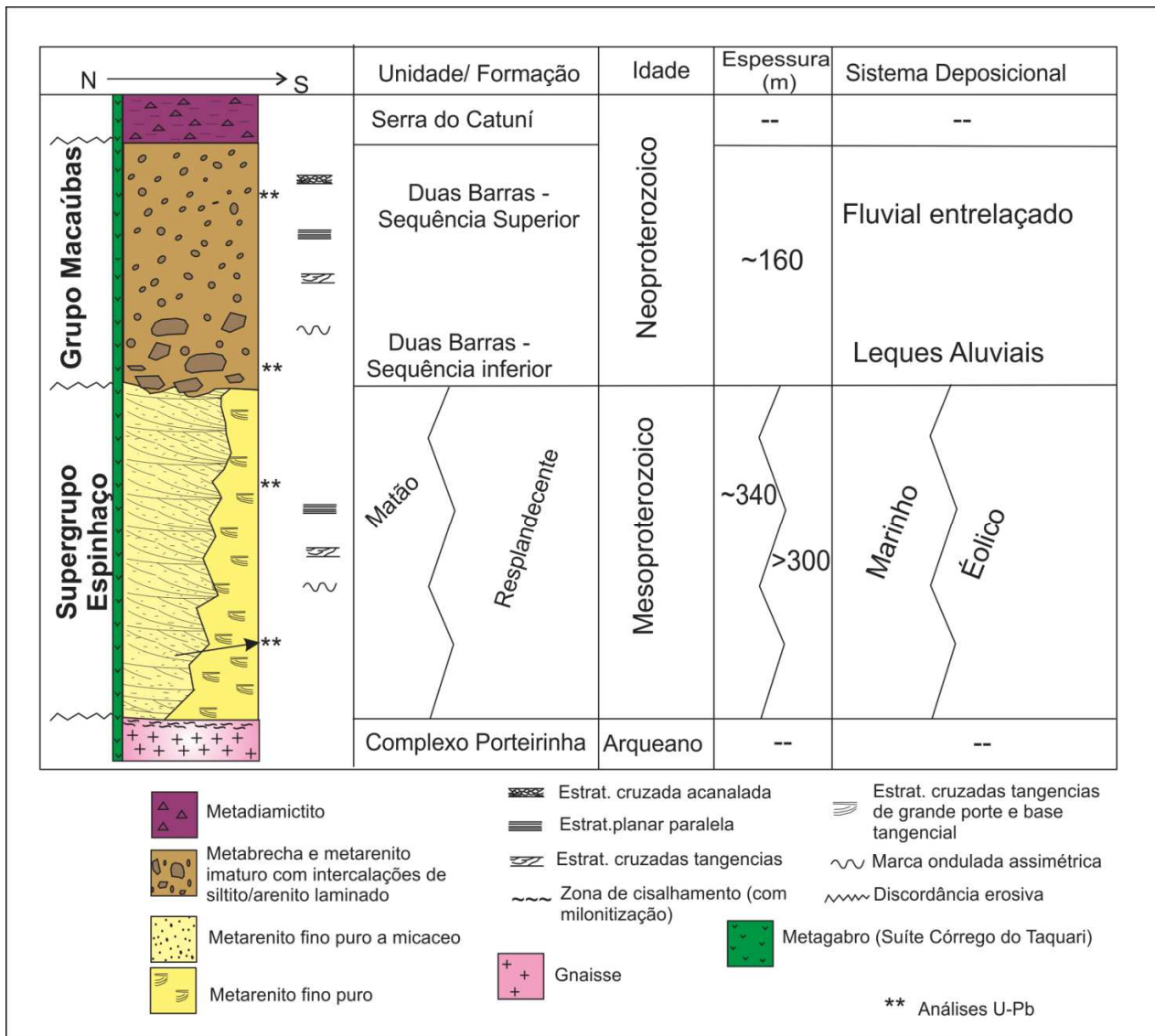


Figura IV.1: Coluna litoestratigráfica da área mapeada.

O Complexo Porteirinha e a Formação Serra do Catuní foram cartografadas, mas sua caracterização não será apresentada neste trabalho. Essas unidades foram escolhidas apenas como *datum* estratigráfico para as unidades metasedimentares de interesse. A cartografia delas foi baseada em pontos de controle, em interpretações de imagens aéreas e dados da bibliografia, em especial Martins (2006).

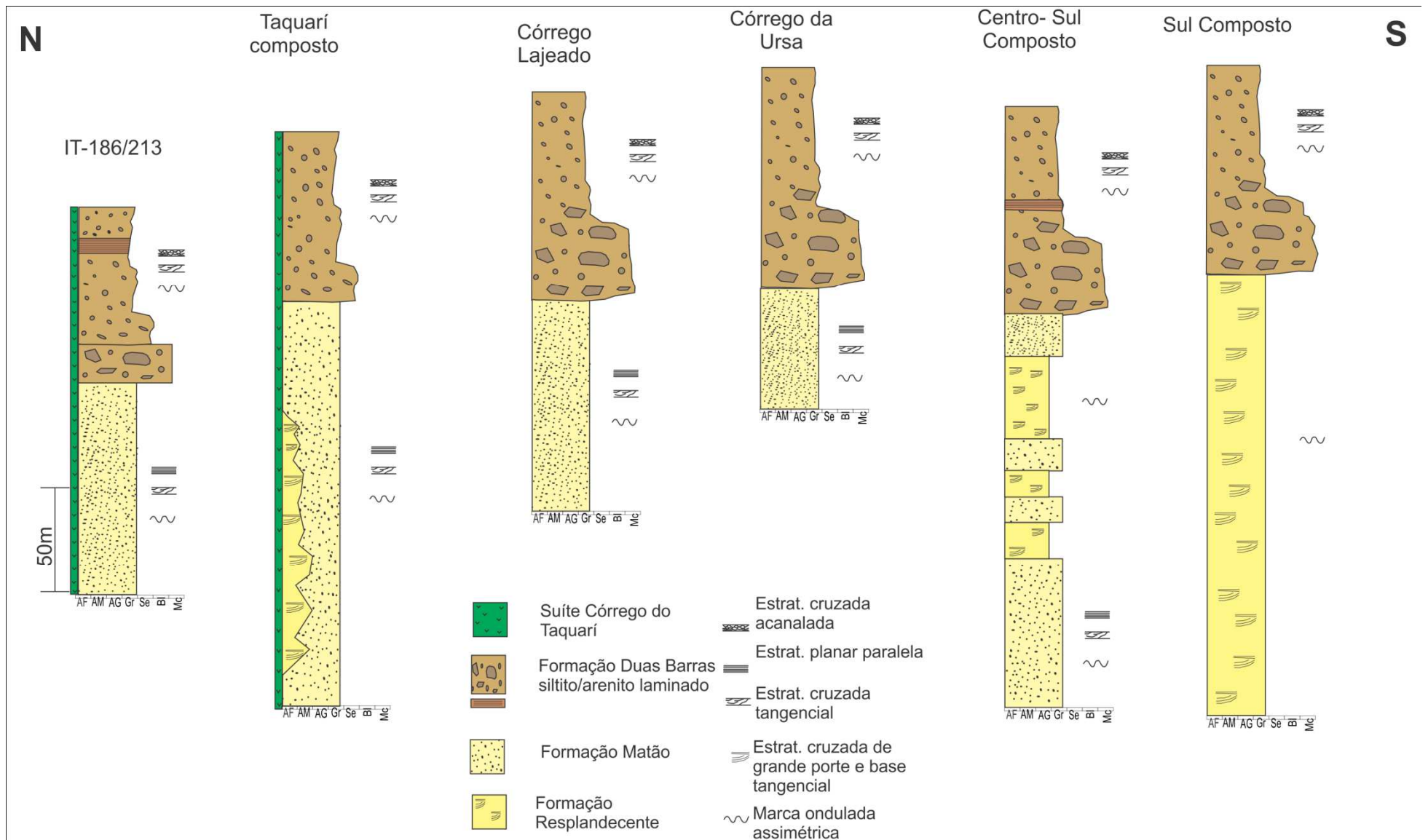


Figura IV.2: Perfil N-S da área de pesquisa, com a disposição dos perfis sedimentológicos levantados.

Através da Figura IV.2, um perfil N-S construído com as colunas levantadas na área, é possível observar a natureza da geometria dos depósitos das unidades do Supergrupo Espinhaço, assim como do contato entre elas e delas com o Grupo Macaúbas.

De modo geral, as unidades metassedimentares se dispõem em faixas aproximadamente N-S limitadas pelo Complexo Porteirinha a leste e pela Formação Serra do Catuni a oeste. Diques gabróticos são comuns e ocorrem cortando as todas as unidades. Soleiras desta suíte também são observadas e ocorrem normalmente encaixadas na superfície discordante do contato entre as formações Resplandecente/Matão com a Formação Duas Barras. Estes corpos são associados à Suíte Córrego do Taquarí. De modo geral são verdes-acinzentados e, quando alterados, vermelhos-alaranjados. São maciços, de granulação fina a média; mineralogicamente compostos por anfibólios (resultado do metamorfismo dos clinopiroxênios), plagioclásio e clinopiroxênios.

4.2 Arcabouço Estrutural

Neste tópico é apresentada uma breve caracterização da geologia estrutural, a fim de elucidar a arquitetura geral da região. No contexto geral, a área mapeada encontra-se associada ao flanco oeste do Anticlinal de Itacambira, localizada no domínio externo do Orógeno Araçuaí, próximo ao limite com o Cráton São Francisco. A deformação de todas as unidades proterozoicas mapeadas pode ser analisada em conjunto, uma vez que apresentam o mesmo padrão.

O padrão de dobramentos de S_0 (Figura IV.3) observado é de grandes dobras abertas com vergência para o oeste. Essas dobras ocorrem em escala mesoscópica.

Esses dobramentos abertos são caracterizados por grandes anticlinais associados com sinclinais de flancos curtos (Figura IV.3).

Os elementos geométricos relacionados estão associados a um evento deformacional único e o padrão indica ser relacionado ao evento brasileiro.

a. Elementos Geométricos

S_0 : Acamamento sedimentar é marcado principalmente pela presença de estruturas sedimentares primárias como estratificações cruzadas, planares paralelas e subordinadamente, marcas onduladas. O S_0 apresenta direção aproximadamente N-S com mergulhos suaves variando de subhorizontais com máxima por volta de 60° para leste e oeste.

S_1 : A foliação materializa por clivagens espaçadas nos litotipos mais puros, ou por planos micáceos nos imaturos. Com direção principal SE (em torno de 115°) com mergulho médios a altos, variando de 40 a 80. Essa foliação está associada ao Anticlinal de Itacambira, representado o plano axial dessa estrutura regional.

$L_{(b)}$: Lineação de intercessão do acamamento com a Foliação (S_1) lineação com comportamento bimodal com caimento para NE e para SW com ângulos baixos (5 a 30°). Essa lineação indica os eixos das dobras parasíticas do megadobramento do Anticlinal de Itacambira. O padrão indica eixo principal NE-SW com dispersão para SE.

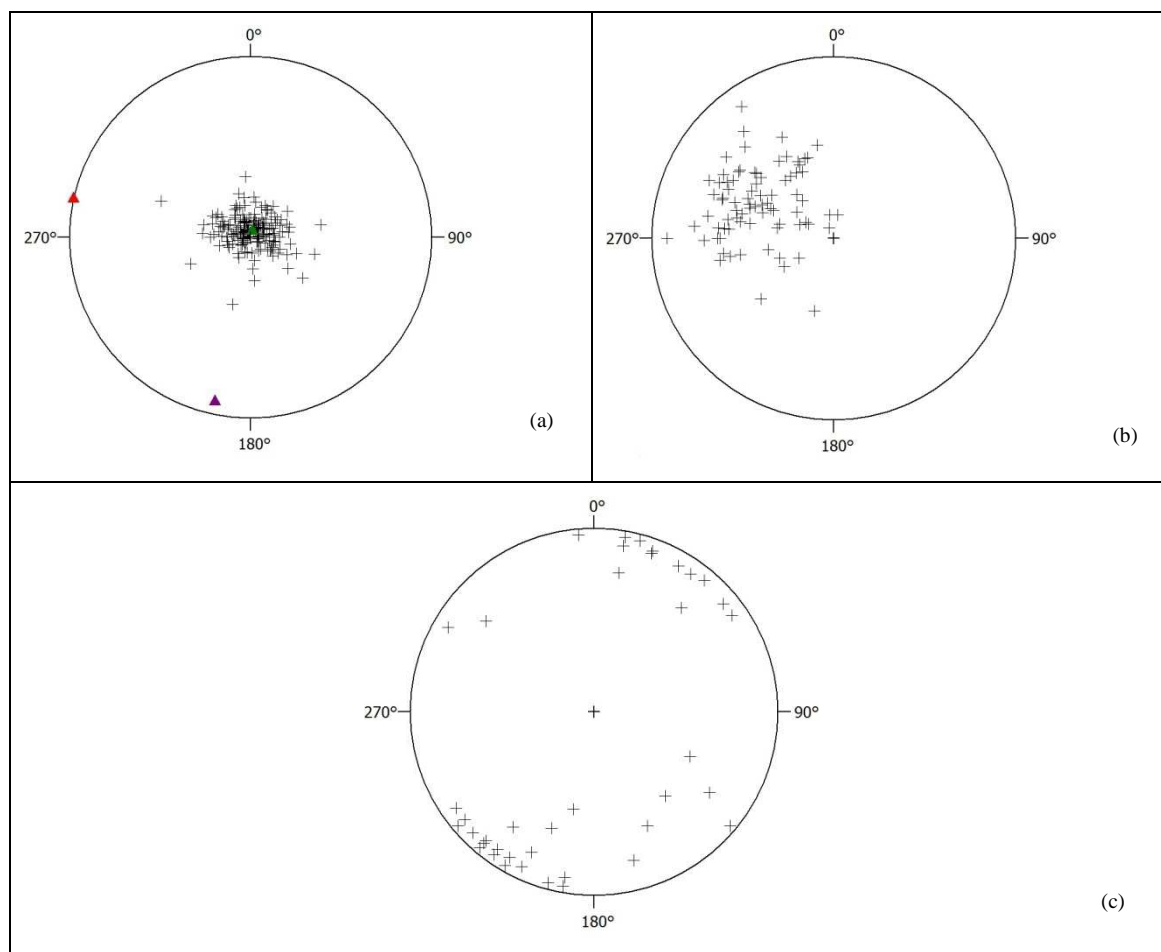


Figura IV.3: Esteriogramas de pontos polares. (a) S_0 com eixos calculados, triângulos coloridos. (b) medidas S_1 (d) medidas L_b .

4.3 Estratigrafia

O trabalho de estratigrafia foi baseado em levantamentos sedimentológicos de detalhe das unidades de interesse. Alguns desses perfis estratigráficos encontram-se em anexo (Anexo B).

4.3.1 Supergrupo Espinhaço

Na região estudada, o Supergrupo Espinhaço é composto pelas Formações Resplandecente e Matão.

4.3.1.1 Formação Resplandecente

A Formação Resplandecente ocorre na porção sul da área mapeada e em núcleos anticlinais na porção norte. Sua distribuição na área é descontínua e seu contato basal não foi observado na área de mapeamento. Regionalmente sabe-se que em direção ao sul e ao leste ocorre diretamente sobre o embasamento, marcado por uma zona de cisalhamento.

A unidade foi mais bem caracterizada ao longo do perfil Córrego da Dona, ao sul da área de mapeamento. Nesse perfil foram levantados quase 60m de espessura, próximo ao seu contato de topo com a Formação Duas Barras.

A Formação Resplandecente é caracterizada por um pacote homogêneo de arenitos finos a médios, puros a micáceos com grão de alta esfericidade e grau de arredondamento. Localmente são observados grãos de areia grossa dispersos entre a fração mais fina (Figura IV.4.a). Microscopicamente são identificadas duas classes granulométricas principais compostas por 99% de quartzo (estimativa visual feita com base em lâminas petrográficas) e como acessórios são observados plagioclásio, mica branca e zircão (<1%) (Figura IV.4.b).

As estruturas sedimentares principais são estratificações cruzadas tangenciais de cauda longa, alto ângulo e *sets* que variam de 60cm a 4m (Figura IV.4.c), sendo característico os *sets* de 1 a 3m (Figura IV.4.d). Estratos paralelos com 2 a 30cm de espessura maciços ou laminados internamente são comuns. Marcas onduladas assimétricas e com baixa sinuosidade são também encontradas em toda a unidade (Figura IV.4.e). Localmente são observadas lâminas de minerais pesados (óxidos e zircão) e, mais raramente, lâminas de material fino, normalmente na base dos *sets* de cruzadas de menor porte (menores que 1m).

Análises de medidas de paleocorrente em estratificações cruzadas apontam vetor principal para SE. As medidas foram realizadas ao longo do Córrego da Dona (Figura IV.4.f).

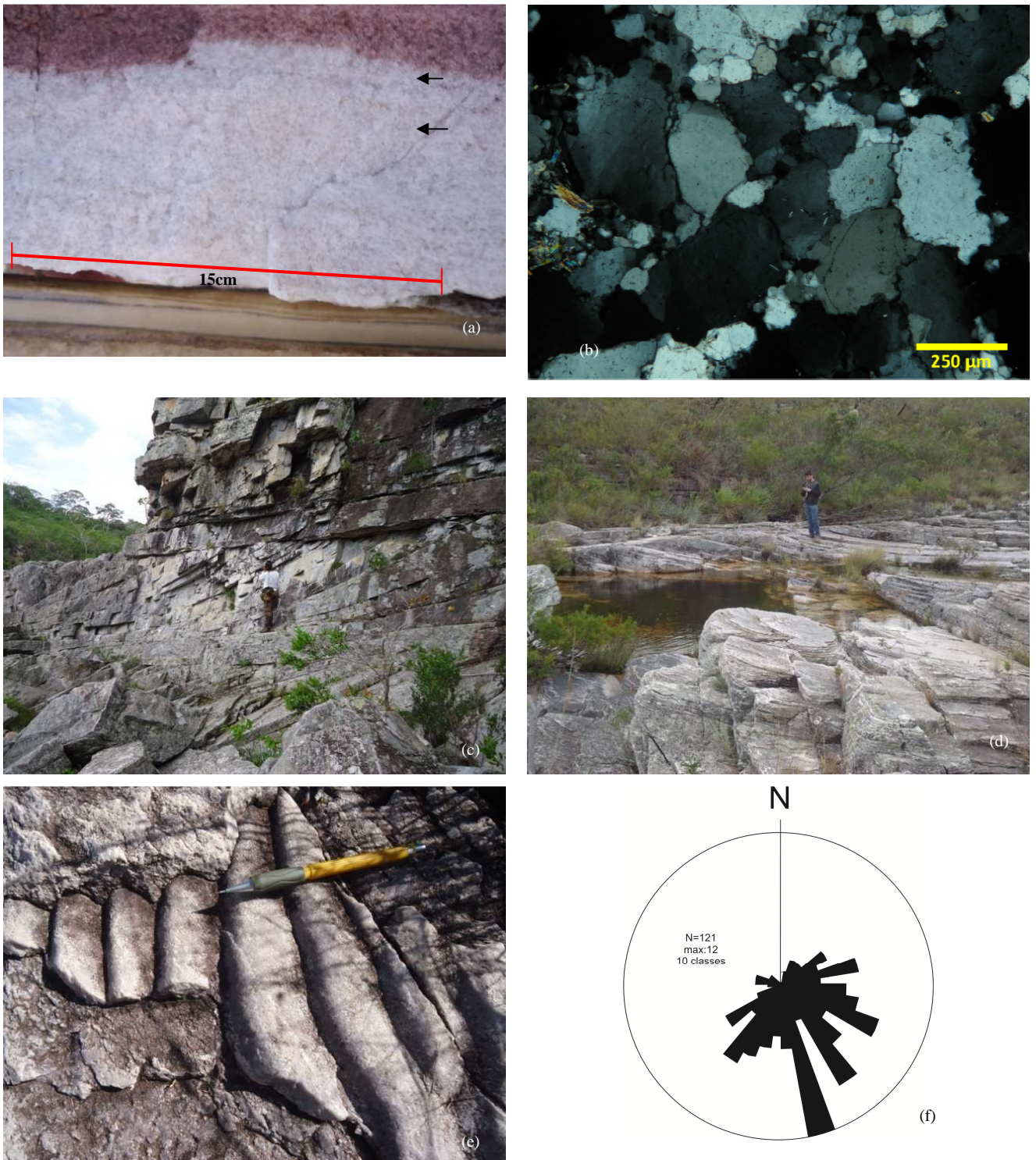


Figura IV.4: Formação Resplandecente: (a) detalhe da laminação interna com grãos de areia grossa indicado pelas setas. (b) Fotomicrografia da Formação Resplandecente, constituída por 99% de quartzo. (c) Estratificação cruzada tangencial de cauda longa com *sets* de 3m. (d) estratificações cruzadas tangenciais com *sets* de 1 a 2m. feição típica da Formação Resplandecente em córregos e riachos. (e) marcas onduladas assimétricas, sinuosas com cristas paralelas e $\lambda=4\text{cm}$. (f) padrão de paleocorrente medidas ao longo do córrego da Dona, direção principal SE, 121 medidas em estratificações cruzadas.

A espessura da unidade pôde ser apenas estimada em campo, com mínimo de 300m, uma vez que não se pôde observar o contato basal.

4.3.1.2 Formação Matão

Ocorre com ampla distribuição na área, disposta em uma faixa N-S. O contato basal pode ser tanto com as rochas do Complexo Porteirinha ou com os arenitos da Formação Resplandecente. No primeiro caso, o contato é marcado por uma zona de milonitização e no segundo, o contato é do tipo lateral, interdigitado.

Essa unidade foi caracterizada ao longo do perfil Córrego Lajeado 1 e 2 e no perfil Norte (Anexo B). A Formação Matão é composta por um pacote homogêneo de arenitos maduros, finos a médios, puros a micáceos com espessura mínima de 340m (Figura IV.5.a), além de lentes conglomeráticas e uma fácies pelítica. Para essa Formação foram reconhecidas quatro fácies, resumidas na tabela IV.1, e descritas a seguir.

Tabela IV.1: Resumo das principais características das fácies da Formação Matão

Fácies	Nome da Fácies	Descrição
Sfl	Arenito laminado e arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo	Arenito fino com estratificação planar paralela e marcas onduladas e arenito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo
Sfc	Arenito com estratificação cruzada de médio ângulo (<20°)	Arenito fino com estratificação cruzada de médio ângulo
Gm	Conglomerado	Conglomerado maciço
Fm	Pelito maciço	Pelitos maciços ferruginosos.

Fácies Fm

Essa fácies ocorre na base da formação e é caracterizada por camada tabular de silito ferruginoso, com no máximo 1m de espessura. Os afloramentos deste litotipo são raros e, em geral, o material se encontra muito alterado (Figura IV.5.b).

Fácies Sfc

Os arenitos são puros a micáceos, formados por grãos finos a médios, subarredondados e de esfericidade variável. Os corpos dessa unidade têm geometria tabular. Mineralogicamente é composta por quartzo (97%), mica branca e caolinita (secundária). Quando ocorre maior proporção de mica, estas materializam os planos de foliação.

As estruturas sedimentares mais marcantes neste pacote são as estratificações cruzadas tangencias de médio ângulo com *sets* variando de 30 a 50cm (Figura IV.5.c). Marcas onduladas também são comuns nessa fácies, normalmente assimétricas, de cristas retas sinuosas com

comprimento de onda variando de 3 a 4cm com amplitude de 2 a 5mm. Estruturas do tipo *megaripples* são comuns, principalmente na base desta fácies (Figura IV.5.d).

Essa fácies ocorre na base da unidade, em contato normal não transicional, sem evidências de descontinuidade com a fácies Sfl.

Fácies Sfl

Formada por arenitos puros a micáceos, com grãos finos a médios, subarredondados e de esfericidade variável, os corpos são tabulares. Mineralogicamente composto por quartzo, mica branca e caolinita (secundária, Figura IV.5.e e f).

As estruturas sedimentares presentes são estratificações plano-paralelas com estratos de 5 a 30cm de espessura (Figura IV.5.g). Internamente são observadas laminações planares-paralelas de 1 a 2cm marcadas por variações bruscas de granulometria (areia fina a areia grossa) (Figura IV.5.h) e estratificações cruzadas tangenciais de baixo ângulo com *sets* variando de 20 a 30cm (Figura IV.5.i).

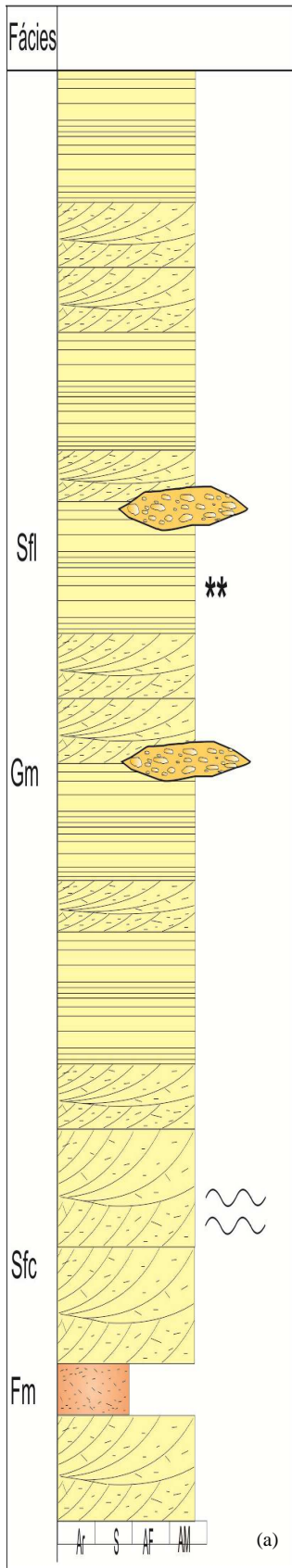
Nas superfícies deposicionais, marcas onduladas são frequentes, principalmente quando próximas à base da unidade. As marcas onduladas são assimétricas, sinuosas com comprimento de onda variando de 3 a 4cm com amplitude de 2 a 5mm. As cristas são retilíneas paralelas ou bifurcadas, e raramente em forma de cúspide (Figura IV.5.j).

O contato dessa fácies com as demais fácies é normal, não transicional ocorrendo uma interestratificação com a fácies sfc.

Fácies Gm

Essa fácies possui geometria de lente com aproximadamente 5m de espessura (Figura IV.5.l), ocorrendo intercaladas nas fácies Sfl e Sfc. A fácies é composta por conglomerados caracterizados por matriz de areia fina a média e com clastos de quartzo e quartzito puro variando de grânulo a matacão (raros), com amplo predomínio de seixos e blocos (Figura IV.5.m). Os clastos são em sua maioria arredondados.

Medidas de paleocorrente em estratificações cruzadas foram feitas nesta Formação, principalmente ao longo do perfil Córrego do Lajeado 2 (Anexo B) e também distribuídas ao longo da área. O padrão principal apresenta direção NE, com dispersão para SE e SW (Figura IV.5.k).



Fácies Fm



Fácies Sfc



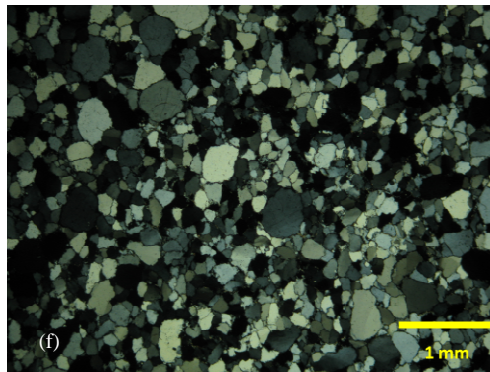
Fácies Sfc



Sfl



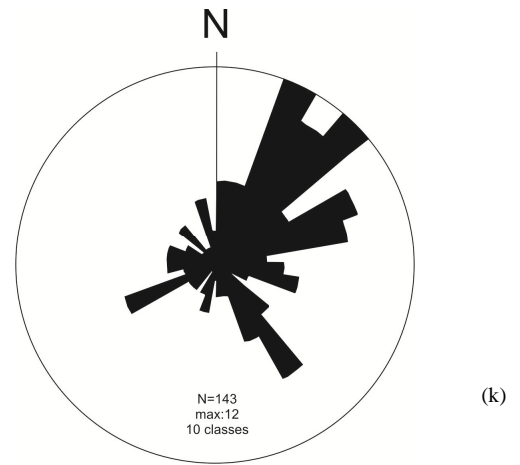
Fácies Sfl



Fácies Sfl



Medidas de Pc – Formação Matão



Fácies Gm



Figura IV.5: Formação Matão. (a) Coluna esquemática da Formação Matão (espessura aproximada 340m). (b) Aspecto geral dos pelitos da fácies Fm. (c) Estratificação cruzada da fácies sfc. (d) Estrutura de megariplas da fácies Sfc. (e) Aspecto macroscópico da fácies sfl, arenito puro com cerca de 10% de mica (f) Fotomicrografia mostrando homogeneidade da rocha. (g) Estratificações tabulares típicas da fácies Sfl (f) Estratificações de baixo ângulo e pequeno porte. (g) Estratificação planar-paralela da fácies sfl. (h) Laminações internas com concentração de óxidos. (i) Aspecto da estratificação cruzada de ângulo alto e médio port (j) Aspecto geral das marcas onduladas com cristas retas e assimétricas (k) Roseta de paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas das fácies Sfl e Sfc. (l) Geometria em lente do corpo da fácies Gm. (m) Detalhe dos clatos de quartzito do conglomerado.

Sistemas Depositionais

a. Formação Resplandecente

A Formação Resplandecente é muito homogênea, não sendo identificadas na escala de trabalho características que justificassem uma divisão em fácies. Como essa unidade não fazia parte dos objetivos iniciais do trabalho, não foram conduzidos perfis em escala semiregional focados

nessa unidade. Outro fator que corroborou para a não possibilidade de sua completa caracterização é o fato de que, dentro dos limites da área mapeada, não haver sido encontrado o seu contato basal.

Porém, devido às suas características sedimentares bem marcantes, foi possível identificar um ambiente de sedimentação para a unidade. Caracterizada por um pacote tabular homogêneo de arenitos puros, com estratificações cruzadas tangenciais com *sets* maiores que 2m, com cauda longa, padrão de paleocorrente unidirecional, essa unidade é associada à deposição em grandes dunas em ambientes desérticos áridos.

As dunas barcanas e transversais são resultados da deposição de areia por ventos unidirecionais de alta energia (Walker 1992), como o padrão apresentado pelas medidas de paleocorrente da Formação Resplandecente. O padrão dominante unidirecional contribui com o alto grau de maturidade e pureza do material depositado (Walker 1992). A essa Formação pode ser associado um modelo deposição por migração de *draa* transversal (Walker 1992).

b. Formação Matão

A associação de fácies da Formação Matão indica sedimentação em ambiente marinho raso a costeiro. As associações de fácies indicam deposição de fácies costeiras dominadas pela ação de ondas e correntes de *longshore* em um ambiente de costa plana e aberta. A Figura IV.6 ilustra as principais fácies e processos da Formação Matão. As fácies descritas podem ser agrupadas em duas associações principais, uma associação de mar raso a *shoreface* e a uma associação de *foreshore*.

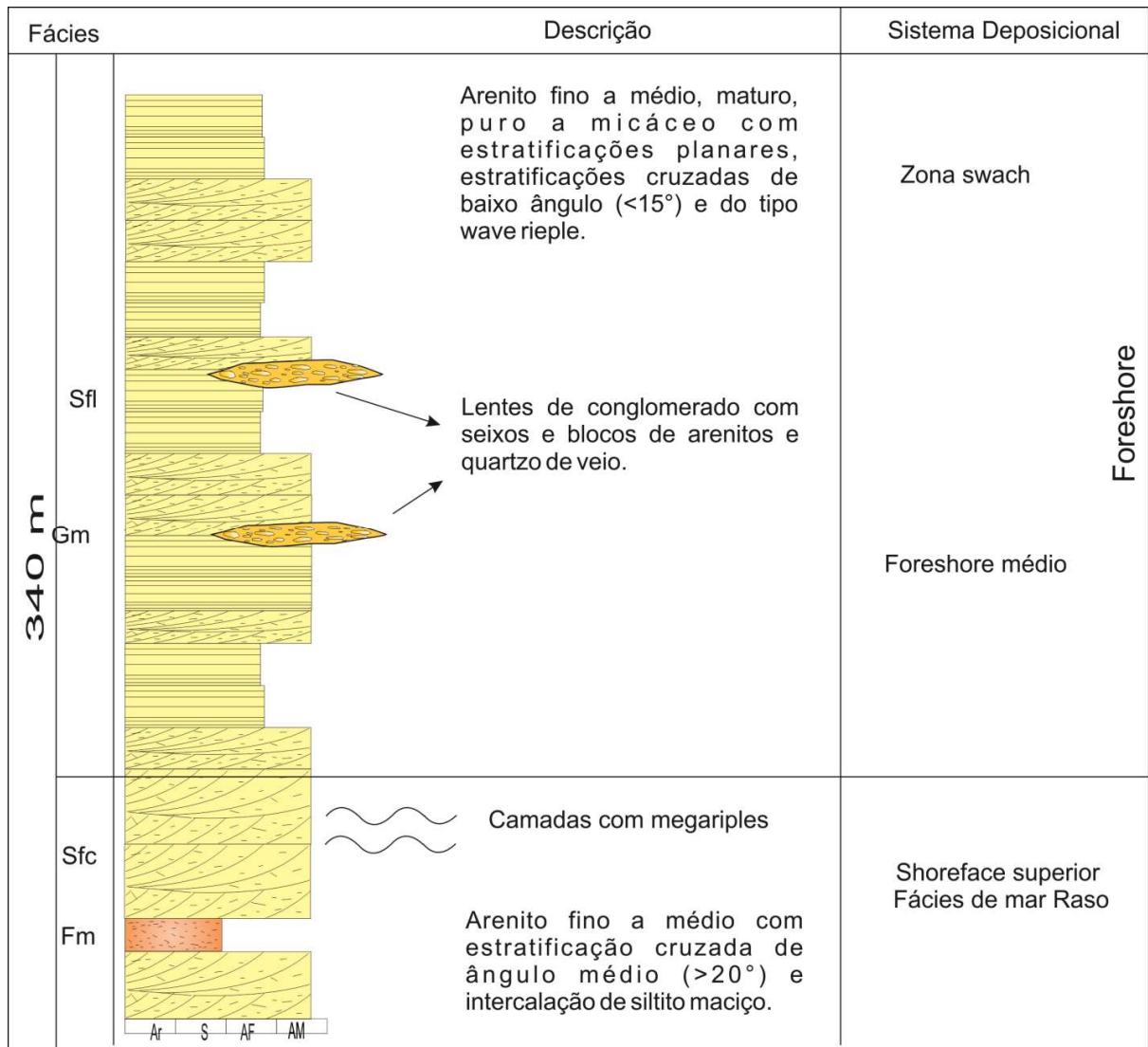


Figura IV.6: Coluna esquemática da Formação Matão indicando os sistemas deposicionais e suas principais características.

A associação de mar raso a *shoreface* engloba as fácies Sfc e Fl. A fácies predominante é a fácies Sfc composta por corpos tabulares de arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas de médio porte e ângulos médios a altos, e presença de estruturas de *megaripples*. Intercalado nesse pacote, ocorre a fácies Fm, caracterizada por uma fina camada de pelito maciço, presente apenas na base da unidade. Essa fácies indica o limite de ação de ação de ondas de tempestade (nível de base das ondas de tempestade), marcando assim o limite da zona de *offshore* e *shoreface*. Abaixo desse limite prevalecem condições de deposição por suspensão, responsável pela deposição da fração silte/argila da fácies Fm. Acima deste limite prevalece a deposição da fração areia na sequência, indicando ambiente *shoreface* dominado por ondas de alta energia e com baixa atuação de marés. Características como *megaripples* e alto ângulo das estratificações cruzadas (Reading1996) apontam para uma influência de ambiente de mar raso, por isso acredita-se que o ambiente deposicional dessas fácies esteja sob influências de processos costeiros e também de plataforma rasa. A transição contínua, evidenciada pelo contato normal não erosivo, com a associação de fácies superior com

características típicas da zona de *foreshore*, corrobora para a existência de uma zona de *shoreface* associada às fácies de mar raso.

A associação superior é composta pelas fácies Sfl e Gm. A fácies predominante Sfl é marcada por alternância de estratificações cruzadas de muito baixo ângulo e planares paralelas. Nela estão intercaladas as lentes de conglomerados monomíticos da fácies Gm. Essa associação é interpretada como depósito de ambiente costeiro do tipo *foreshore* superior (zona de *swash*) a médio.

Características como a grande extensão das camadas arenosas de geometria tabular da fácies Sfl e estratificações planares-paralelas são feições típicas de ambiente *foreshore* (McCubbin 1982), especialmente da zona de *swash*. As superfícies planares com grande continuidade lateral refletem a ação das ondas de *swash* e *backswash* em litorais planos e abertos (Hiroki & Terasaka 2004). As zonas de *swash* são marcadas por ação de fluxo de regime superior. Este ambiente é marcado pela ação intensa de ondas que, ao se quebrarem, direcionam um espesso lençol de água à linha de costa. Esse jato d'água capaz de mover areia e cascalho produz, então, as estratificações planares paralelas à linha de costa, típicas de fluxos em regime superior. Em proporção menor são encontradas estratificações cruzadas de ângulo médio, interpretadas como mudança em relação à energia das ondas e disponibilidade de sedimentos. Normalmente essas estratificações indicam mudança no ângulo de mergulho da praia (Galloway & Hobday 1996).

A fácies Gm apresenta geometria lenticular e ocorre no topo das superfícies tabulares. Esse contato é marcado por uma superfície erosiva evidenciando o caráter episódico desta fácies que está associado às superfícies de estratificações cruzadas de muito baixo ângulo. Essa associação indica sedimentação em caráter episódico de alta energia associado a tempestades.

Em tempos de tempestade, o nível de base de onda muda, descendo abaixo do nível de onda de bom tempo e, assim causando erosão da zona de *foreshore* e *shoreface*. Devido ao aumento de energia, essas ondas são capazes de carregar não só areia como também cascalho, levando a deposição da fácies Gm. A fácies Sfl, em sua porção com estratificações cruzadas, pode ser interpretada com estratificações associadas a ondas de tempestade, a exemplo das estratificações do tipo *hummocky* (Dott & Bourgeois 1982). Porém, devido à proximidade com a costa e, conseqüente ambiente mais raso, as condições não são as ideais para a formação de *hummocky sensu strictu* como demonstrado por Dumas & Arnot (2006) e Dott & Bourgeois (1982). Segundo esses autores, estratificações cruzadas de baixo ângulo e cruzadas do tipo *swaley* são correspondentes ao mesmo regime de energia das estratificações do tipo *hummocky* em profundidades mais rasas. A influência das ondas de tempestade na sedimentação da Formação Matão já foi sugerida por Martins (2006) que descreve estratificações do tipo *hummocky sensu strictu*.

A alternância de sequências de bom tempo e de tempestade no perfil vertical da fácies Sfl indica que a sedimentação desta fácies, principal da Formação Matão, ocorreu sob condições climáticas muito variáveis, mas com relativa homogeneidade nos demais fatores controladores da sedimentação costeira como fatores tectônicos e físicos (fatores alogênicos).

Um aspecto importante dessa associação é o caráter unidirecional das paleocorrentes medidas para a unidade. Esse padrão, somado às características descritas anteriormente, indica que o principal agente transportador dessa unidade foi a ação combinada de ondas com correntes de *longshore* (Galloway & Hobday 1996).

As características dessa associação apontam para a deposição predominante em ambiente costeiro dominado pela ação combinada de ondas e correntes de *longshore*, como evidenciados pelo padrão de paleocorrente e pela predominância de arenitos maduros e ausência de frações argilosas.

Em termos climáticos supõe-se que ocorreram grandes períodos de deposição em condições de bom tempo, resultando na construção de um amplo depósito de fácies costeiras, representado pela fácies Sfl, alternados com depósitos de tempestade, responsáveis por erosão das fácies praia, principalmente da zona de *shoreface* e deposição da fácies Gm na zona de *foreshore* médio.

A associação identificada para a toda a sequência indica um padrão progradacional com sucessão de uma fácies transicional de mar raso a *shoreface*, seguida por sedimentos típicos de *foreshore*.

4.3.2 Grupo Macaúbas

4.3.2.1 Formação Duas Barras

A Formação Duas Barras ocorre também em uma faixa N-S na área mapeada. Seu contato basal pode ser tanto com a Formação Resplandecente, sul da área, quanto com a Formação Matão na porção centro-norte da área. Essa unidade foi caracterizada ao longo dos perfis do córrego da Ursa e córrego Taquarí (Figura IV.2).

A partir dos levantamentos, pôde-se reconhecer cinco fácies para a Formação Duas Barras, resumidas na Figura IV.7. De modo geral, a Formação Duas Barras é caracterizada por metabrechas na base seguido de uma sucessão de arenitos imaturos e mal selecionados.

Fácies	Descrição	Sistema Depositional
120 m	SI	Fluvial entrelaçado
	FI	
	SI	
	FI	
Scl	lente de arenito fino imaturo composicionalmente	Leque Aluvial
Gcm	Brecha monomítica com clastos de arenito bem selecionado, matriz arenosa (fina a média) com lentes de arenito imaturo e fino.	

Figura IV.7: Coluna esquemática da Formação Duas Barras

Fácies Gcm

Caracterizada por um pacote de brechas, branca a cinza, maciça com aproximadamente 40m de espessura e geometria de cunha a tabular. A brecha é monomítica formada por clastos de arenito fino e puro, e de quartzo. Os clastos são predominantemente angulosos e variam de seixo a matacão (Figura IV.8a) com predomínio de blocos. A matriz é quartzosa de granulometria média localmente micácea (Figura IV.8.b). A brecha é clastosuportada, apresentando leve gradação em direção ao topo, por vezes podendo matrizesuportada, próximo ao contato com a fácies superior Fácies SI (Figura IV.8c).

A mineralogia essencial da fácies é formada por quartzo mono e policristalino com duas classes granulométricas principais, areia média e fina, em que a fração fina junto com mica branca formam a matriz da rocha (Figura IV.8d).

O contato inferior é discordante erosivo e a fácies Gcm ocorre indistintamente sobre as Formações Matão e Resplandecente pertencentes ao Supergrupo Espinhaço (embasamento da bacia, na área; Figura IV.8e/f).

Fácies Scl

Associada à fácies Gcm ocorrem lentes de até 70cm de espessura de arenito fino com silte, mica e óxidos de ferro (Figura IV.8g). São muito imaturos composicionalmente. Em lâmina apresentam como acessórios pirita, titanita/anastásio, além de turmalina e zircão.

Fácies Sl

Corresponde a arenitos imaturos, com grãos subarredondados a subangulosos e de baixa a alta esfericidade. Essa fácies representa a feição típica da Formação Duas Barras. Texturalmente, os arenitos são mal selecionados com mais de uma classe granulométrica principal e quase sempre apresentam matriz argilo-quartzosa, por vezes ferruginosa (Figura IV.9a) A granulometria varia de areia média a grânulo, com até pequenos seixos (até 30mm). A fácies tem em torno de 60m de espessura (perfil Córrego da Ursa), com corpos de geometria tabular.

Composicionalmente, além de quartzo mono e policristalino e sericita, são comuns fragmentos líticos de granitóides e siltitos (Figura IV.9b), além de acessórios como turmalinas detríticas, plagioclásio, microclima, zircão e opacos. Outra feição comum são as lâminas de minerais pesados que podem ser observadas até em lâminas petrográficas. Os arenitos desta fácies podem ser classificados como um quartzo arenito a subarcósio.

A estrutura sedimentar presente na fácies Sl são as estratificações cruzadas tangenciais de baixo ângulo e *sets* variando de 20 a 60cm (Figura IV.9c). Outra feição comum é a concentração da fração granulométrica mais grossa na base das estratificações cruzadas. (Figura IV.9d) e estratificações planar paralela com estratos médios de 8 a 10cm.

Fácies Sft

Composta por metarenitos médios, maduros com grãos subarredondados e alta esfericidade. São compostos por 97% de quartzo (poli e monocristalino; Figura IV.9e), e subordinariamente mica branca, turmalina e zircão como acessórios (Figura IV.9f). A fácies Sft é marcada pela presença de estratificações sedimentares cruzadas acanaladas (Figura IV.9g).

Apresenta geometria tabular e encontra-se intercalada entre as fácies Sl e Sfl.

Fácies Fl

Essa fácies é representada por um arenito médio a fino imaturo com intercalações de siltito (Figura IV.9h), formando um ritimito. Os grãos são subarredondados e de baixa esfericidade. São comuns estratificações e laminações planares e cruzadas tangenciais de baixo ângulo. Encontra-se intercalado no pacote anterior (SI, Sfl, Sft) podendo ter espessuras variáveis de 5 a 40m. Ocorrem também como lâminas centimétricas associada à fácies Sfl.

Em lâmina mostra-se com uma classe granulométrica predominante (areia fina), composta predominantemente por quartzo poli e monocristalino e, como acessórios, ocorrem plagioclásio, além de fragmentos líticos de metarenitos puros e metassiltitos.

Sua espessura pode variar de 10 a 30m (perfil Córrego da ursa) e possui geometria tabular.

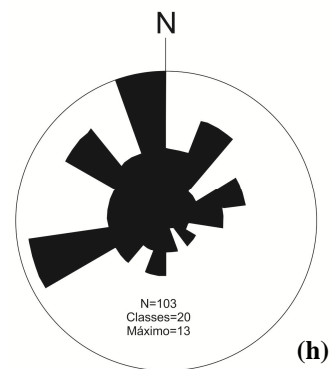
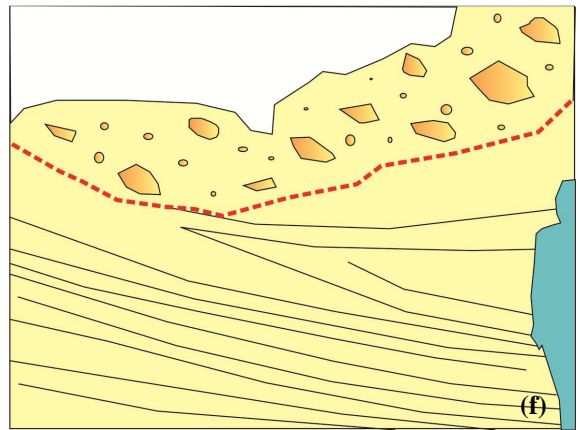
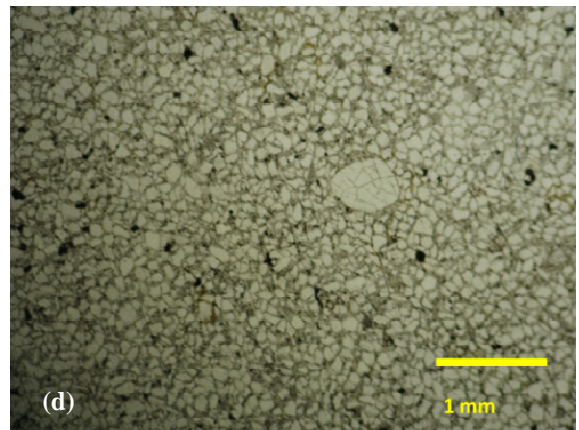


Figura IV.8: Fácies Gcm, Scl: (A)Aspecto geral do afloramento da fácies Gcm. (B) Detalhe da matriz arenosa da brecha. (C) Contato da fácies Gcm com as fácies de topo, no caso a fácies SI. Observar a diminuição de clastos. (D)

Fotomicrografia da matriz da brecha. (E) Contato da fácies Gcm com os metarenitos da Formação Resplandecente (Supergrupo Espinhaço). (F) Croqui do contato mostrado na foto anterior. (G) Detalhe da fácies Scl. (H) Roseta de medidas de paleocorrente com 103 medidas e vetor principal para NNW.



Figura IV.9: Fácies SI, Sft, Fl: (A) Amostra da fácies SI com fragmentos líticos. (B) Fotomicrografia com nicois cruzados, observar a presença de feldspato fácies SI. (C) Feição típica da fácies SI: estratificação cruzada de

pequeno porte. (D) Detalhe dos clastos da fácies Sl. (E) Aspecto maturo da fácies Sft (F) Fotomicrografia mostrando a maturidade textural, nicois cruzados, amostras CUR-03. (G) Estratificação cruzada acanalada da fácies Sft. (H) Fácies Fl: metarritimito laminado (base do martelo).

Associações de fácies e Sistemas deposicionais

As seis fácies reconhecidas para a Formação Duas Barras podem ser agrupadas em duas associações distintas, a saber:

Associação de Leque Aluvial (fácies Gcm e Smf)

Essa associação é formada pelas fácies Gcm e Smf e constitui a base da Formação Duas Barras, com cerca de 40m de espessura.

A fácies Gcm foi depositada em leques aluviais proximais, por fluxos de detritos coesivos em regime laminar com alta concentração de sedimentos e alta viscosidade, evidenciado pela sua estruturação maciça (Assine 2008).

As lentes de metarenito da fácies Smf associadas a essa fácies são reflexos de fluxos fluidificados gerados em sistemas em que há perda da energia total assim como baixo aporte de sedimentos. Esses depósitos são associados a canais alimentadores do sistema de leques (Davis *et al.* 2011).

Associação Fluvial (fácies Sl, Sft, Fl)

Essa associação é formada pelas fácies Sl, Sft, Fl, corresponde a porção superior da Formação Duas Barras e sua espessura aproximada é de 120m. Suas características sedimentares apontam para uma deposição em ambiente fluvial do tipo entrelaçado.

Nessa associação, as fácies apresentam-se intercaladas, formando uma sequência autocíclica. Ocorre amplo predomínio das fácies grossas em detrimento da fácies fina (Fl).

A geometria em camadas contínuas em forma de lençol com estrutura interna simples, como observadas nessa associação, caracteriza uma deposição em ambiente em que não há um canal fluvial único e sim, por um arranjo de canais interligados marcados pela geometria ramificada (*sheet-braind*; Long 2004).

Esse tipo de sistema *sheet-braind* é comumente associado ao período Pré-Cambriano devido às condições climáticas reinantes neste período. Acredita-se que a vegetação era escassa com áreas descampadas, favorecendo o desenvolvimento e a rápida migração desses canais por grandes áreas (Davis & Gibling 2010). Este ambiente é favorável à formação de grandes lençóis de areia em detrimento de canais fluviais individuais.

A sedimentação desses lençóis era predominante em relação às planícies de inundação, muito restritas e sujeitas às rápidas e constantes migrações dos canais. Assim, o registro dessas

planícies torna-se escasso no empilhamento estratigráfico, sendo representadas pela fácies Fl. Em uma simplificação, a arquitetura desse sistema deposicional pode ser resumida como na Figura IV.10.

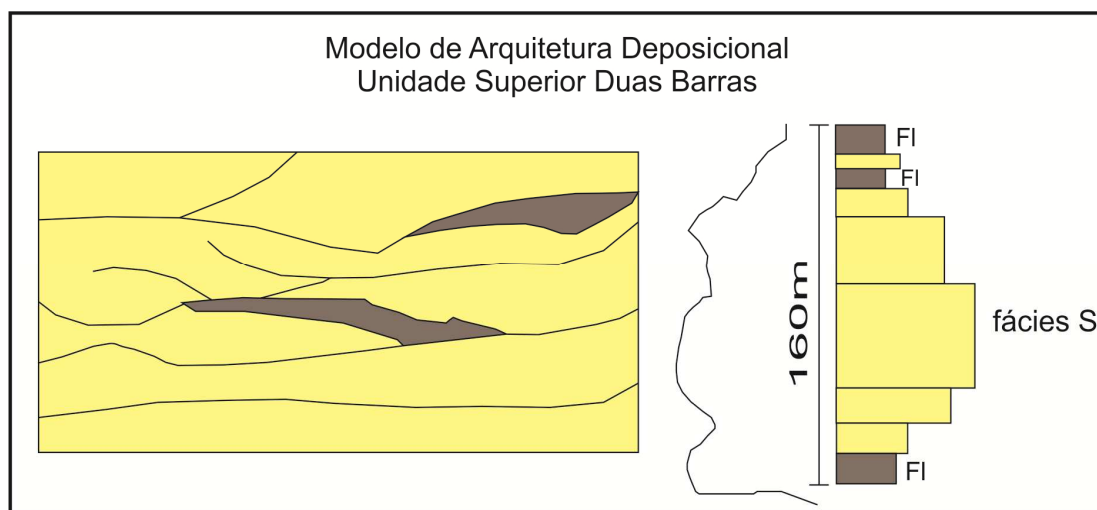


Figura IV.10: Modelo de arquitetura deposicional para a sequência Fluvial da Formação Duas Barras, linha vertical indica padrão de granocrescência ascendente (modificado de Assine 2008).

Dentro dos canais em lençol, as características das estruturas sedimentares das fácies SI, Sft, são condizentes com sedimentação em dunas 2D (Sft), 3D(SI) com marcas onduladas e dunas de *wash*, evidenciando uma variação de velocidade de fluxos durante a deposição (Einsele 1992). Pode-se inferir que o transporte deu-se principalmente por cargas de fundo, provavelmente em fluxos de regime superior e hiperconcentrados, evidenciados pela predominância de cruzadas de baixo ângulo (Miall 1996).

Essa associação é interpretada como um sistema do tipo fluvial entrelaçado com fluxo em lençol (*Sheet – Braintd*, Cotter 1978). A prevalência de fácies psamíticas nessa associação indica que se trata de um sistema de menor energia, provavelmente da porção mais distal do sistema fluvial.

Singnificado da Formação Duas Barras na Bacia Macaúbas

A sedimentação da Formação Duas Barras está associada à fase rifte da Bacia Macúbas, como evidenciado pelas associações descritas acima. Essa associação é coerente com a proposta de Reading (1996) e Assine (2008) como a associação esperada para um rifte continental. As associações deposicionais podem ser relacionadas com duas fases distintas do rifte Macaúbas.

A primeira sequência é marcada por um período de instabilidade e alto controle tectônico. Falhas normais e estruturação de grabens controlam a sedimentação da fácies Gcm. A deposição da fácies Gcm foi controlada por depósitos de leques aluviais com fluxos de detritos coesivos (*Debris Flow*). Os depósitos são dominados por brechas clasto suportadas, maciças que recobrem indistintamente todas as unidas sotopostas, formada por clastos do próprio embasamento da bacia

(Supergrupo Espinhaço), sugerindo pouco transporte. O predomínio de fácies proximais é indicativo de que a sedimentação foi intensamente controlada por pulsos tectônicos, não permitindo o desenvolvimento de fácies distais mais finas, indícios de falhas normais mapeadas em campo corroboram essa hipótese. As fácies proximais grossas também indicam que a sedimentação ocorreu em situação árida, com grande taxa de erosão, o que torna difícil a conservação de fácies finas, preservadas apenas nas lentes de arenito encontradas associadas à brecha (fácies Sml)

A transição para as fácies mais finas de topo indica que na bacia passa a predominar condições de maior estabilidade. Provavelmente nessa fase os pulsos tectônicos já haviam cessado ou, ao menos, diminuído e os leques aluviais passaram a ser cobertos por um sistema fluvial entrelaçado.

As medidas de paleocorrente geral dessa sequência apontam para um fluxo de direção NNW-SSE, já as medidas nas fácies de topo (Córrego da Ursa) indicam um padrão N-S. Essa divergência de padrão pode indicar uma mudança no regime geral dos rios que tende a se tornar axial à bacia, à medida que esta evolui.

O aspecto geral da Formação Duas Barras -com granodecrescência ascendente- indica que a sedimentação ocorre com grande taxa de dissecação do relevo pelo sistema fluvial associado ao tectonismo ativo formador de escarpas. Assim, para a região de Itacambira é proposto que a Bacia Macaúbas tenha se desenvolvido primeiramente com leques aluviais, seguidos de rios entrelaçados; uma sucessão inicial esperada de um rifte continental.

Capítulo V - Proveniência Sedimentar

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos, assim como a interpretação dos dados gerados. As amostras analisadas estão especificada na Tabela II.1 e na Figura II.1 no Capítulo II – Métodos Utilizados.

5.1 Catodoluminescência (CL)

Os resultados da CL serão apresentados juntamente com a descrição petrográfica detalhada das unidades, uma vez que são resultados complementares.

5.1.1 Complexo Porteirinha

Foi analisada uma amostra de granito com granulação grossa a muito grossa com quartzo, plagioclásio, (Figura V.1.a), microclina, ortoclásio, muscovita, biotita como mineralogia essencial e epidoto (prismático), alanita com borda de clinozoisita (epídoto), sericita, zicão (acicular) anfibólio como acessórios. Clorita ocorre como mineral secundário, produto de alteração da biotita e do epidoto. Já o quartzo apresenta extinção ondulante e contatos poligonais.

Do ponto de vista da CL, de modo geral, os grãos de quartzo apresentam CL marrom a azul escuro, bastante homogênea - característica de rochas metamorfisadas em alto grau. Halos nos grãos de quartzo, provavelmente relacionados a elemento radioativo (Figura V.1.b) são observados. Outra luminescência observada foram tons de verde de curta duração os quais ocorrem em menor proporção e não são comuns em rochas graníticas, como é o caso dessa amostra, o que pode indicar um enriquecimento posterior devido a fluxos hidrotermais ou pegmatíticos que possam ter percolado essa rocha.

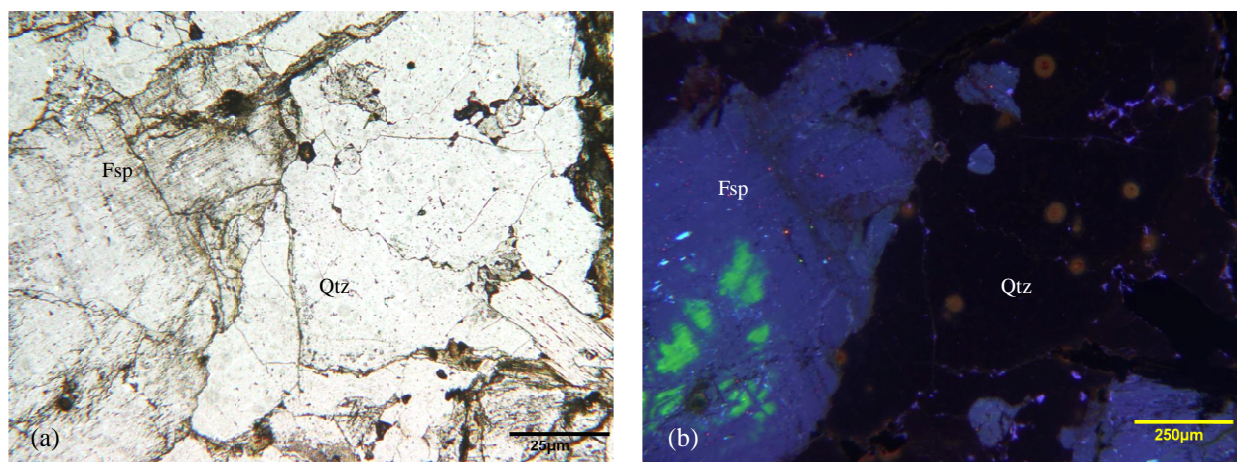


Figura V.1: (a) Fotomicrografia de granito do granito do Complexo Porteirinha com cristais de plagioclásio e quartzo. (b) Fotomicrografia de CL mostrando cristais de quartzo (escuro) indicando forte metamorfismo (aumento de 4X, tempo de exposição 3s; halos verdes e círculos vermelhos, resíduos da preparação da lâmina).

5.1.2 *Supergrupo Espinhaço*

5.1.2.1 *Formação Resplandecente*

Petrograficamente a Formação Resplandecente é constituída por um quartzo arenito com mais de 99% de quartzo poli ou monocristalino (Figura V.2.a). A unidade apresenta duas classes granulométricas principais. Uma dominante areia média, uma segunda menor que ocorre envolvendo os grãos maiores. Os grãos menores apresentam morfologia alongada, diferentemente da morfologia dos grãos maiores, arredondadas. As bordas dos grãos apresentam-se corroídas, mesmo quando ocorrem bordas de sobrecrecimento. Extinção ondulante pode ser observada em alguns grãos.

Quanto à luminescência, a maioria dos grãos (99%) de quartzo apresenta luminescência de cores que variam entre o marrom e o azul (Figura V.2.b). Os grãos maiores são caracterizados por um tom marrom mesclado, com pontos mais azulados. Já os menores são completamente homogêneos e apresentam apenas luminescência marrom.

Esta unidade apresenta um grau de homogeneização relativamente elevado, porém algumas informações em relação à proveniência podem ser observadas. Ocorre um processo de homogeneização incipiente marcado nos grãos maiores que apresentam manchas reliquias da sua luminescência original (Figura V.2.b). Também podem ser observados que os grãos menores foram recristalizados nessa fase de homogeneização, a qual foi acompanhada de deformação mecânica evidenciada pelos grãos alongados e formados à custa das bordas dos grãos maiores com luminescência de cor marrom homogênea.

5.1.1.1 *Formação Matão*

Petrograficamente a Formação Matão apresenta grande homogeneidade mineral com 98 % de quartzo e como acessórios ocorrem zircão, turmalina e opacos, além de mica branca. A mica branca pode ocorrer como resultado de recristalização (formando planos) e também como mineral detrítico. Assim, os metarenitos da Formação Matão podem ser classificados como quartzoarenitos com 98% de quartzo (Figura V.2.c). Os grãos de quartzo são arredondados a subangulosos e ocorrem em duas classes granulométricas principais. Os grãos maiores (areia média) apresentam aspecto sedimentar bem preservado, com contatos lobados e bordas de sobrecrecimento (Figura V.2.e). Ao redor desses grãos pode ocorrer a formação de subgrãos, fato observado nas amostras com maior deformação mecânica. Os grãos de quartzo são poli (20-30%) e monocristalino. A mica branca ocorre normalmente envolvendo grãos menores e também sem orientação e com feições de

transporte. Todas as amostras apresentam luminescência de cor marrom e certa homogeneização na cor dos grãos (Figura V.2.d). Algumas amostras apresentam feições de recristalização mecânica e

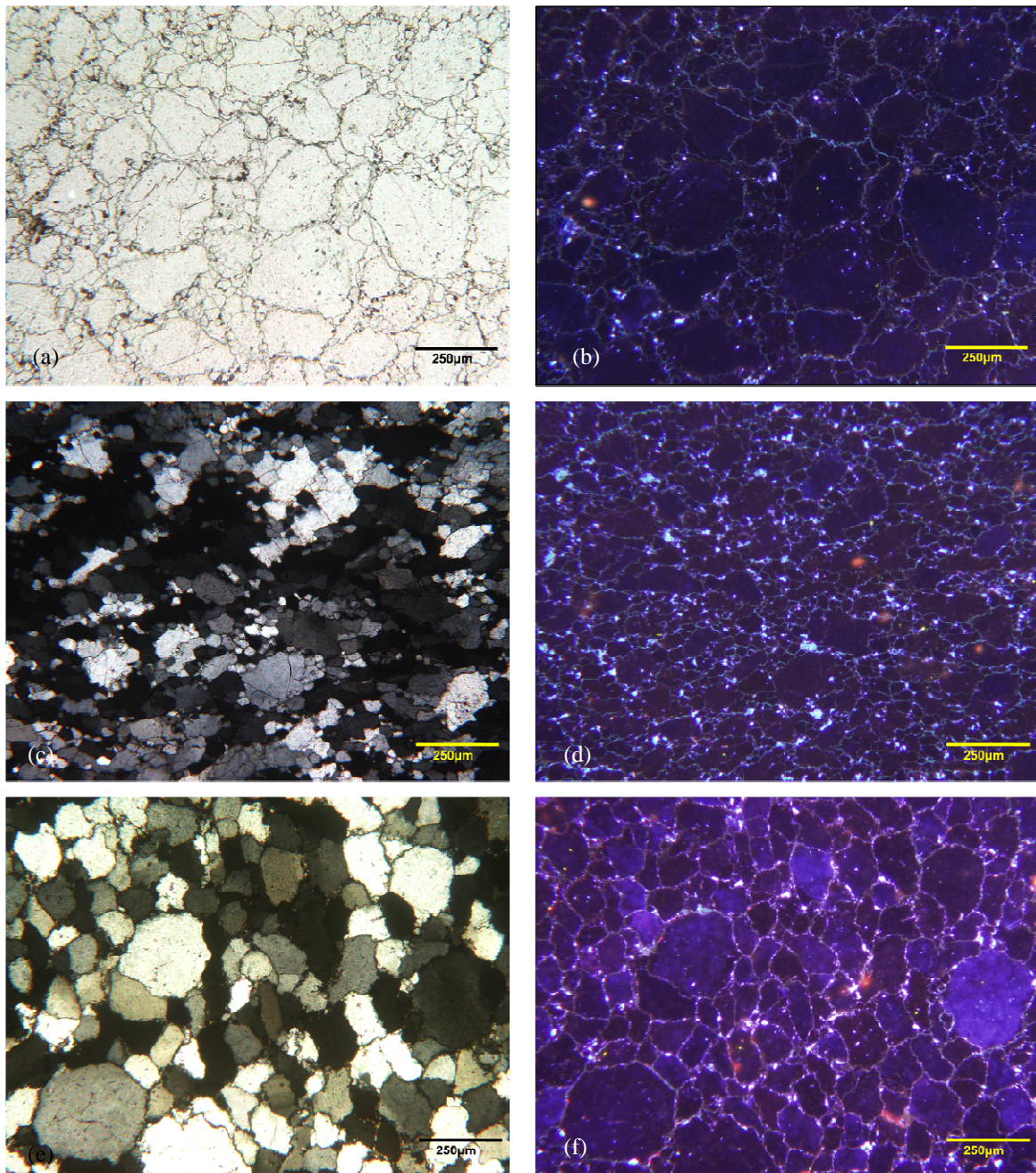


Figura V.2: (a) Fotomicrografia de arenito da **Formação Resplandecente** (amostra IT-251), grãos de quartzo com bordas cominuidas e bordas de sobrecrecimento. (b) Imagem Cl (aumento 4x tempo de exposição de 21s). Observar cristais de quartzo com aspecto de homogeneização grão com luminescência azul com manchas mais escuras – indício do início da ação metamórfica. (c) Fotomicrografia da **Formação Matão** (amostra IT-054) com aspecto de recristalização e formação de subgrãos. (d) Imagem Cl (aumento 4x e exposição de 18s) com grãos de quartzo com luminescência homogenizada. (e) da **Formação Matão** (amostra IT-303a) grãos de quartzo com texturas diagenéticas com contato flutuante, poucas evidências de desenvolvimento de subgrãos. (f) Imagem Cl (aumento 4x tempo de exposição de 18s) Observar cristais de quartzo com aspecto de homogeneização grão com luminescência azul com manchas mais escuras indicando início da ação metamórfica.

orientação de subgrãos; já outras (ex: amostra IT-303a) apresentam menor grau de deformação e metamorfismo, com feições diagenéticas preservadas (Figura V.2.f). Em ambos os casos, a

luminescência marrom, normalmente atribuída a quartzo de origem metamórfica, predomina o que indica importante participação de uma fonte metamórfica durante a sedimentação desta unidade, fato que não exclui posterior homogenização durante o evento metamórfico regional.

5.1.3 Grupo Macaúbas – Formação Duas Barras

Essa unidade apresenta maior grau de imaturidade composicional e textural em relação às três Formações tratadas no presente capítulo. Caracterizada por grãos com grande variedade granulométrica, forma e luminescência, os grãos variam de silte a grânulo e normalmente são de baixa esfericidade e subarredondados. Duas texturas principais são encontradas, os grãos maiores apresentam textura sedimentar bem preservada, sendo observados contatos flutuantes, formas arredondadas e bordas de sobrecrecimento diagenéticas. Estas bordas por vezes apresentam corrosões indicando que houve consumo parcial das mesmas durante um processo posterior à diagênese, provavelmente relacionado ao metamorfismo regional, refletindo então, o baixo grau metamórfico para a sequência (Figura V.3.a). A segunda textura encontrada está relacionada à classe granulométrica menor que apresenta textura de subgrãos, com contatos lobados (Figura V.3.a).

A unidade basal é caracterizada por quartzo mono e policristalino em duas classes granulométricas principais (areia média e fina; Figura V.3.a). Como acessórios, são comuns mica branca, pirita, titanita/anastásio, além de turmalina e zircão. A unidade de topo mostra-se com uma classe granulométrica predominante (areia fina a silte) composta predominantemente por quartzo poli e monocristalino e, como acessórios, ocorrem plagioclásio, microclima fragmentos líticos de metarenitos puros e metassiltitos, além de turmalinas detríticas, zircão e opacos (pirita essencialmente).

Em relação à luminescência, foram identificados dois tipos de quartzo diferentes: um tipo com tons marrons a azulados, predominante, e um segundo tipo com tons violetas e alta luminescência, com auréolas de luminescência mais intensa de tom avermelhado (Figura V.3.b).

O primeiro tipo corresponde a cerca de 70% do quartzo e apresenta CL marrom a azulada e é encontrada em todas as classes granulométricas. Todos os subgrãos apresentam essa luminescência.

Cerca de 30% corresponde a grãos com alta luminescência em tons violetas com auréolas de tom avermelhado. Esses grãos são atribuídos à origem vulcânica.

Em proporção muito baixa (<1%) são encontrados grãos de quartzo com luminescência esverdeada, causada pela presença de Al na estrutura do quartzo. Esses grãos são formados em

condições muito específicas e são associados a pegmatitos ricos em granada, ou seja, são formados em rochas ricas em Al e podem então ser utilizados como indicador direto de proveniência.

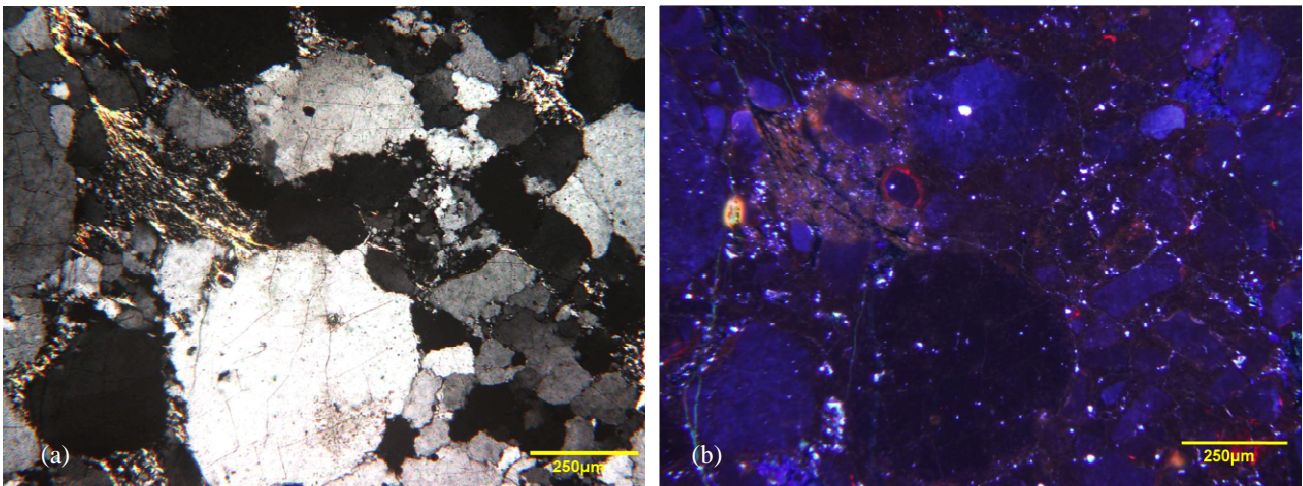


Figura V.3: (a) Fotomicrografia da **Formação Duas Barras** (amostra Cur-03), grãos de quartzo com bordas cominuidas e duas classes granulométricas. (b) Imagem CL (aumento 4x tempo de exposição 21s). Observam-se cristais de quartzo com bordas avermelhadas menores, luminescência típica de grãos de origem vulcânica.

5.2 Geoquímica de Rocha Total

Os resultados serão apresentados em duas partes, assim divididas: Supergrupo Espinhaço e Formação Duas Barras. As amostras referentes ao Supergrupo Espinhaço incluem uma da Formação Resplandecente (IT-095) e duas amostras da Formação Matão (IT-184, CL-03). Os resultados dessas análises foram agrupados, uma vez que apresentam assinatura geoquímica muito semelhante (Figura V.4). Esse agrupamento melhora as análises estatísticas dos dados, garantindo um resultado final mais confiável. As tabelas com os resultados completos para todos os elementos analisados estão apresentados no Anexo C. A amostra IT-095 apresenta uma anomalia positiva do elemento Ce. Porém, acredita-se que essa anomalia seja resultado de erros analíticos, uma vez que são poucas as análises e o elemento Ce normalmente apresenta erros de detecção.

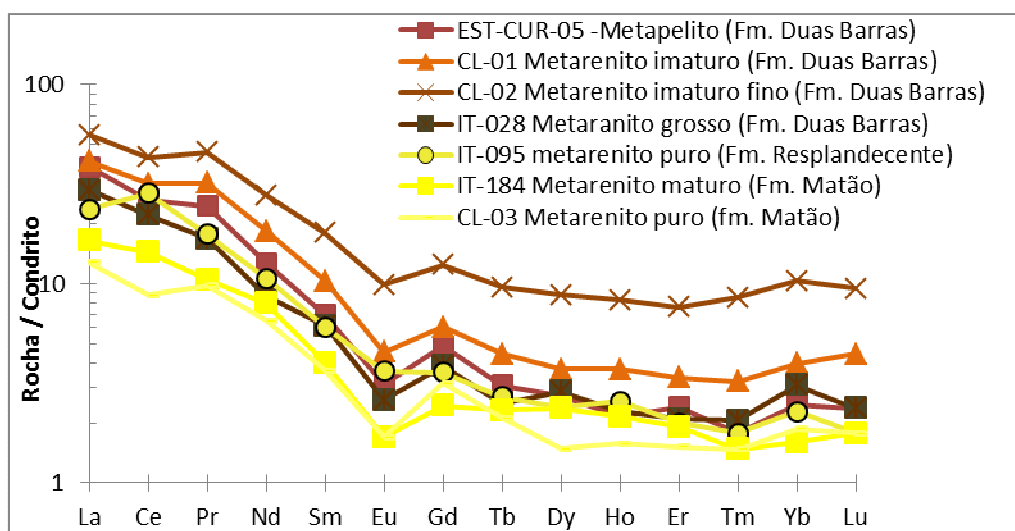


Figura V.4: Diagrama *Spider* de ETR das unidades normalizadas em relação condrito pelo padrão Nakamura.

O gráfico da Figura V.5, assim como a petrografia, mostra que as unidades, de modo geral, são formadas por quartzarenitos com aproximadamente 95 a 99% de quartzo, à exceção das amostras CL-01 e CL-02, ambas da Formação Duas Barras, que contêm entre 80 e 90% de SiO₂. Assim, os resultados obtidos pela geoquímica devem ser analisados com ressalvas, devido ao efeito de diluição por quartzo (Cullers *et al.* 1998).

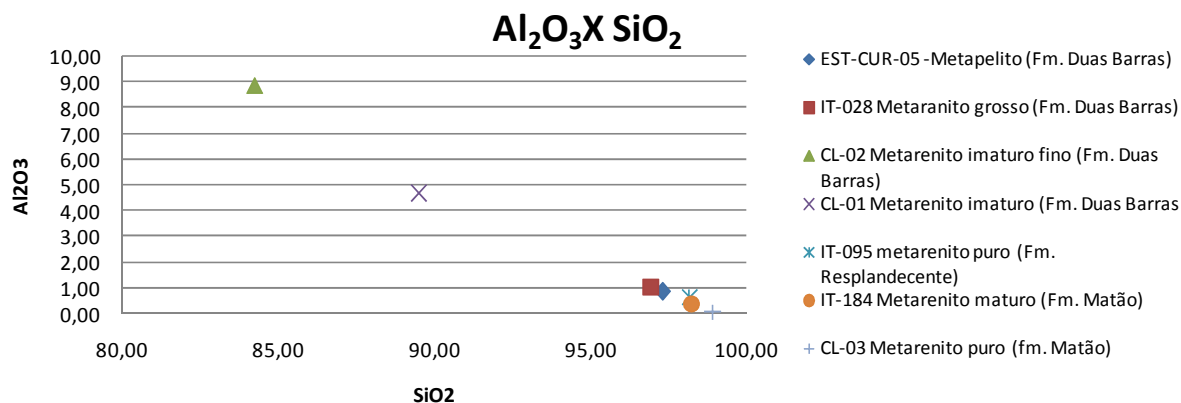


Figura V.5: Gráfico Al₂O₃XSiO₂ mostrando que todas as amostras são puras, tratando-se de (meta) quartzarenitos.

5.2.1 Supergrupo Espinhaço

As concentrações de elementos terras raras e traços em geral, quando normalizados ao condrito, apresentam enriquecimento de 10 a 90X (Figura V.4), com anomalia significativa de Eu de 0,49 a 0,78. De modo geral, as amostras apresentam padrão muito semelhante ao esperado para crosta continental, levemente empobrecido (entre 0,1 e 1).

A tabela V.1 ilustra as principais razões entre elementos relevantes para o estudo da proveniência, assim como duas razões retiradas de Cullers *et al.* (1988) e Cullers (1994) para comparação.

Tabela V.1: Razões de elementos traços para a análise de proveniência de rochas silicicláticas (valores de comparação *Cullers *et al.* 1988, Cullers 1994/** Cullers 1988, 1994).

Amostra	Areias de rochas		Formação Duas Barras				Supergrupo Espinhaço		
	básicas*	silicosas**	EST-CUR-05	CL-01	CL-02	IT-028	IT-095 Fm. Resplandecente	IT-184 Fm. Matão	CL-03 Fm. Matão
Th/Co	0,12-0,14	0,67-4,6	4,33	1,92	13,78	2,80	1,38	1,33	1,33
La/Co	0,47- 0,52	1,4-12,2	10,58	3,58	20,44	9,70	9,75	9,00	7,00
La/Th			2,44	1,86	1,48	3,46	7,09	6,75	5,25
Ba/Co			164,17	105,00	406,67	179,00	15,00	21,67	16,67
Th/Ba			5,20	4,87	62,00	9,33	5,50	4,00	1,60
Th/Ta			26,00	24,33	20,67	28,00	3,67	8,00	8,00
Th/Yb			9,63	8,39	5,46	4,12	2,20	2,29	1,95

Todas as razões que indicam a composição principal da rocha fonte, em especial as razões La/Co e Th/Co, caem nos valores estimados para rochas com grande contribuição de fontes silicosas graníticas (Cullers *et al.* 1993), como pode ser observado pela comparação com as areias provenientes de rochas silicosas. Os valores obtidos para o Supergrupo Espinhaço indicam que há uma contribuição de mais de 80% de rochas silicosas como fonte dessa unidade.

As amostras do Supergrupo Espinhaço apresentam baixo valor de Ba. O Ba é um elemento com boa taxa de preservação durante os processos sedimentares, sendo portanto um elemento com concentrações similares nos sedimentos e nas rochas fonte. A baixa razão Ba/Co pode ser associada como indicativa de fontes básicas, porém o Ba é um elemento presente em feldspato principalmente. Como os metarenitos do Supergrupo Espinhaço são muito maduros, não feldspáticos, essa baixa razão Ba/Co pode estar mais relacionada à ausência de Ba na rocha do que com uma potencial fonte básica, muito embora inúmeros corpos anfibolíticos tenham sido descritos no Complexo Porteirinha.

No entanto, a razão com mais confiabilidade para as amostras do Supergrupo Espinhaço é a razão La/Th, e a com menos confiabilidade é a Th/Yb que, segundo McLennan *et al.* (1980), pode ser utilizada para diferenciar crosta arqueana e pós-arqueana e, neste caso, pode ser utilizada como indicativa de fontes arqueanas e pós-arqueanas. A razão $La/Th > 3,6$ indica que fontes arqueanas atuam fortemente na sedimentação destas unidades. Os valores da ordem de 6 a 7 podem indicar perda de Th por metamorfismo na fácies granulito. Outra explicação seria a ação de uma fonte com alta razão La/Th, como exemplificado por McLennan *et al.* (1980).

5.2.2 Grupo Macaúbas - Formação Duas Barras

As concentrações de elementos Terras Raras e traços em geral, quando normalizados ao condrito, apresentam padrão semelhante ao do Supergrupo Espinhaço com um sutil enriquecimento (Figura V.5). As anomalias de Eu variam pouco, de 0,66 a 0,53, bastante negativas. De modo geral, as amostras apresentam padrão semelhante ao esperado para crosta continental, levemente empobrecido (entre 0,1 e 1).

Entre as razões apresentadas na Tabela V.1 destacam-se as que indicam as fontes mais silicosas a graníticas, como sugerido por Cullers (1995), Cullers *et al.* (1988) e (1998).

A razão com valores que vale ressaltar é a razão La/Th que, com valores menores que 2,7, que apontam para uma contribuição importante de fontes pós- arqueanas (McLennan *et al.* 1980).

5.3 *Química Mineral – Turmalinas detríticas*

As análises das turmalinas foram realizadas nas fácies Gcm (amostra CI-02), nas fácies Sft (amostra IT-028) e fácies Sfl (amostras CUR-03) totalizando 18 grãos. Vale ressaltar que apenas nessas amostras foram identificados grãos de turmalina.

De modo geral, as turmalinas apresentam-se zonadas, com um núcleo detrítico e por vezes bordas metamórficas (Figura V.6). Ao microscópio, os grãos apresentam cores que variam do marrom (núcleos) ao verde-oliva (bordas). Os grãos são arredondados a subédricos e pequenos, medindo cerca de 80 micras.

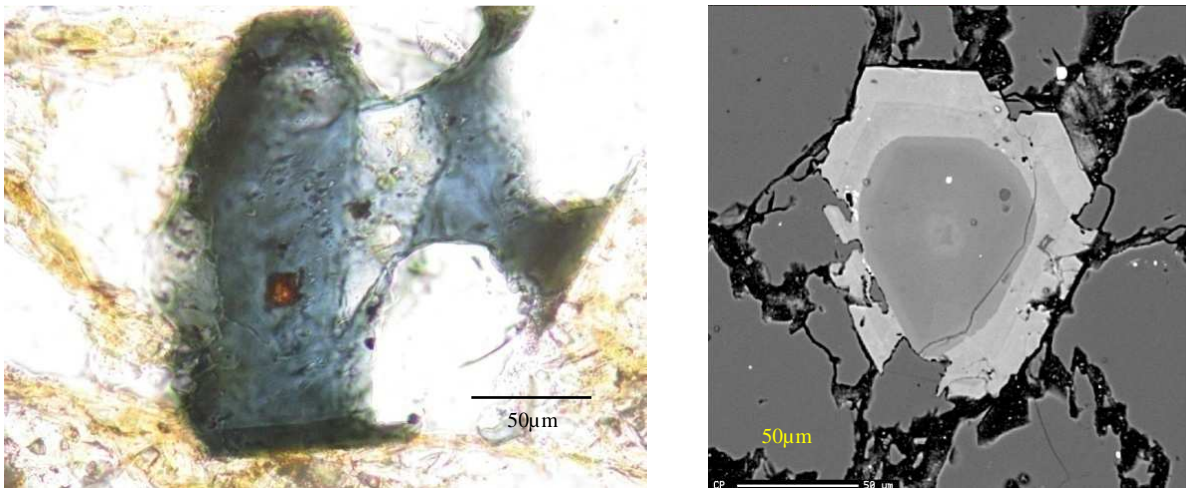
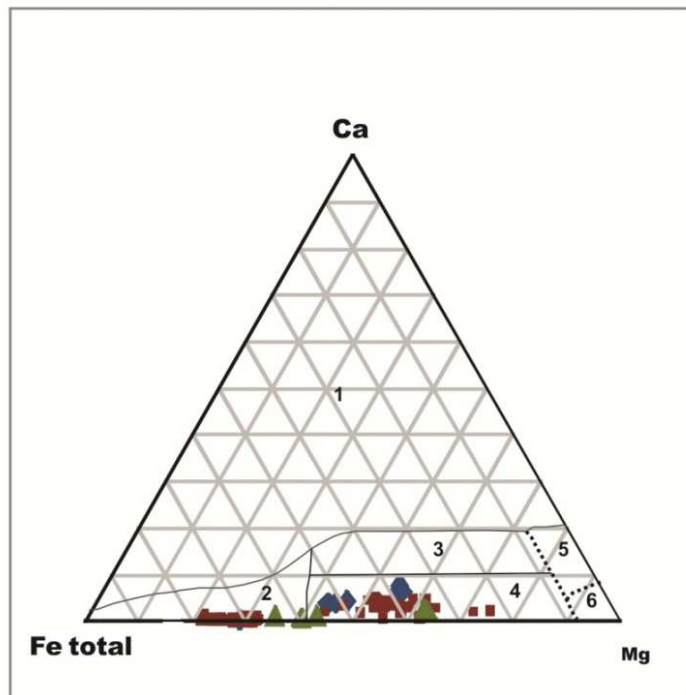


Figura V.6: Grãos de turmalina detrítica (amostra CI-2) com borda metamórfica. (a) fotomicrografia nicóis descruzados, aumento 50X . (b) Imagem de elétrons retro-espelhados.

Plotados no gráfico de ambientes de Henry & Guidotti (1985) (Figura V.7), todas as amostras caíram nos campos 2 e 4, o que corresponde a granitos pobres em Li com pegmatitos e aplitos associados e metapelitos pobres em Ca, respectivamente. Observa-se que a amostra IT-28 apresenta dados apenas no campo 4, porém nessa amostra foi analisado apenas um grão (Anexo C).



(1) Pegmatito granítico rico em Li e aplitos; (2) Granitóides pobres em Li, com pegmatitos e aplitos associados; (3) Metapelitos e metapsamitos ricos em Ca e rochas calcissilicáticas; (4) Metapelitos e metapsamitos pobres em Ca; (5) Metacarbonatos; (6) Metaultramáficas

Figura V.7: Gráfico de Henry & Guidotti Ca. Fe(t).Mg (1985) com os resultados das análises plotadas.

5.4 Geocronologia U-Pb

5.4.1 Supergrupo Espinhaço

5.4.1.1 Formação Resplandecente (Amostra IT-095)

A amostra analisada foi retirada de um afloramento de exposição rochosa natural (Figura V.8), constituída por metarenito puro com 1% de mica, fino, com grãos arredondados a subarredondados de alta esfericidade. A estrutura sedimentar característica é estratificação cruzada de grande porte e cauda longa.



Figura V.8: Detalhe do afloramento da Formação Resplandecente amostrado para as análises U-Pb.

Foram considerados 73 grãos de zircão dos 90 analisados, depois de excluídos os grãos por critérios gerais, como alto chumbo comum, alta discordância (Anexo C1-a).

Todos os zircões apresentam morfologia arredondada, sendo possível identificar duas famílias, uma com grãos mais alongados e com algumas arestas preservadas e, a segunda família, predominante, com grãos de alta esfericidade e alto grau de arredondamento (Figura V.9).

No diagrama de densidade relativa foram identificadas seis intervalos de idades estatísticas, cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total analisado são 1805 ±140Ma (1%), 2126 ±22Ma (69%), 2219 ±52Ma (16%), 2395±72Ma (4%), 2732 ±39Ma (5%), 2917±50Ma (6%) (Figuras V.10).

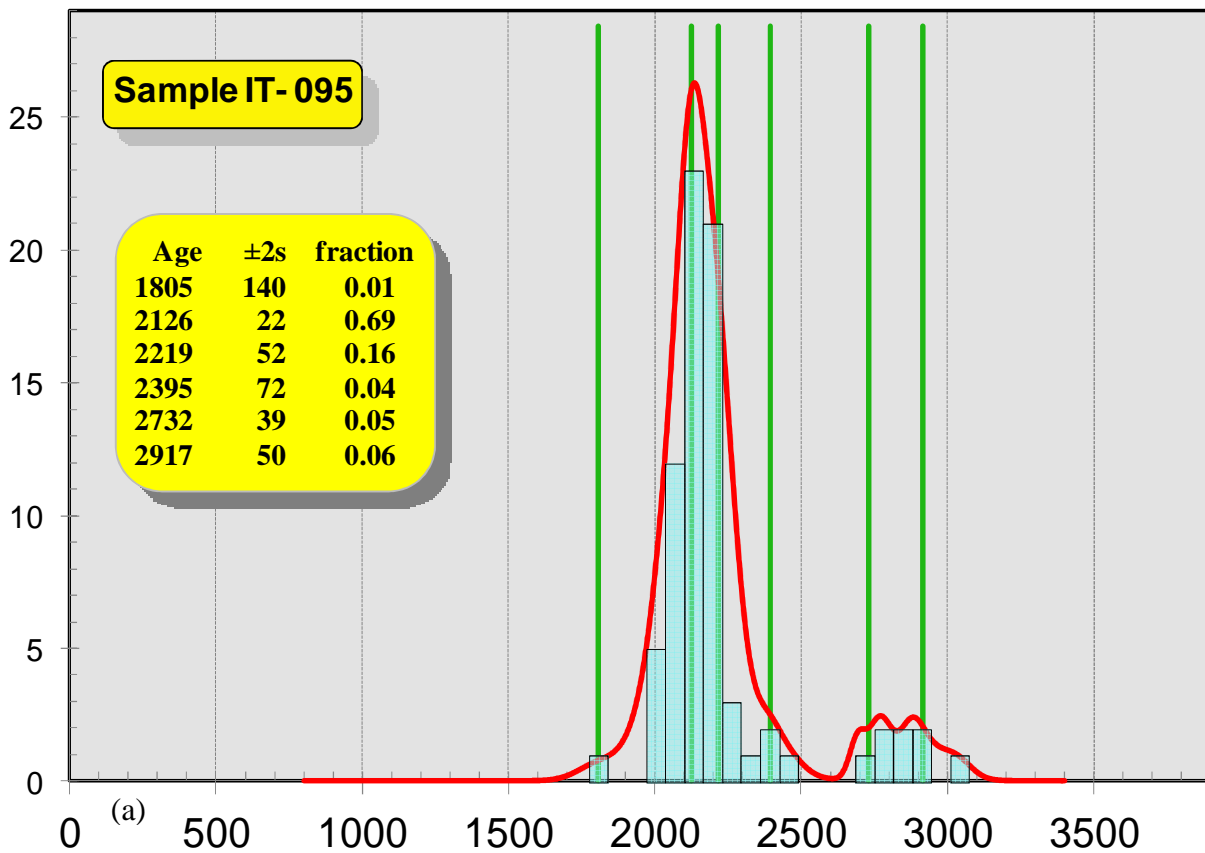


Figura V.10: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Resplandecente (Amostra IT-095)

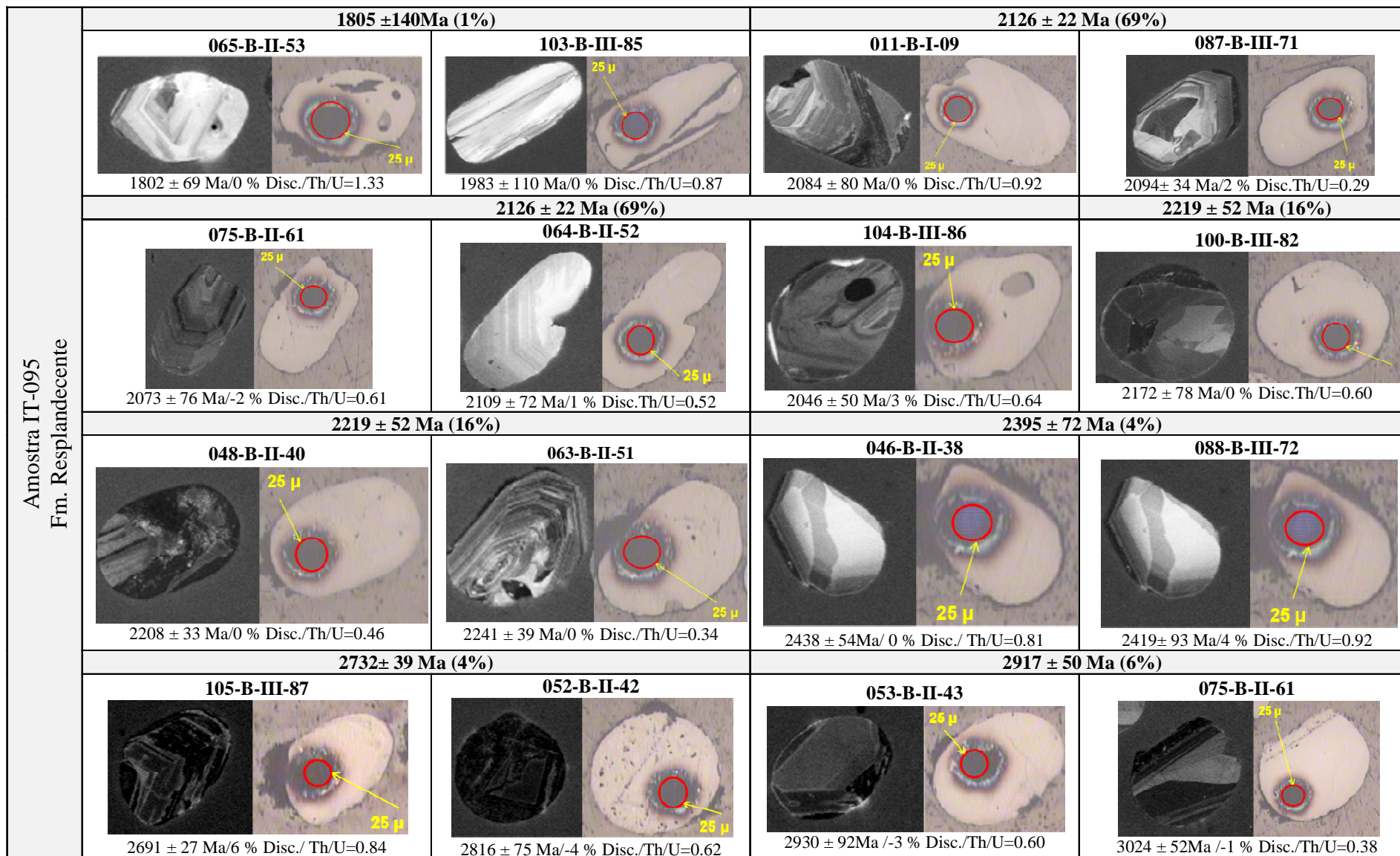


Figura V.9: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra IT-095 – Formação Resplandecente.

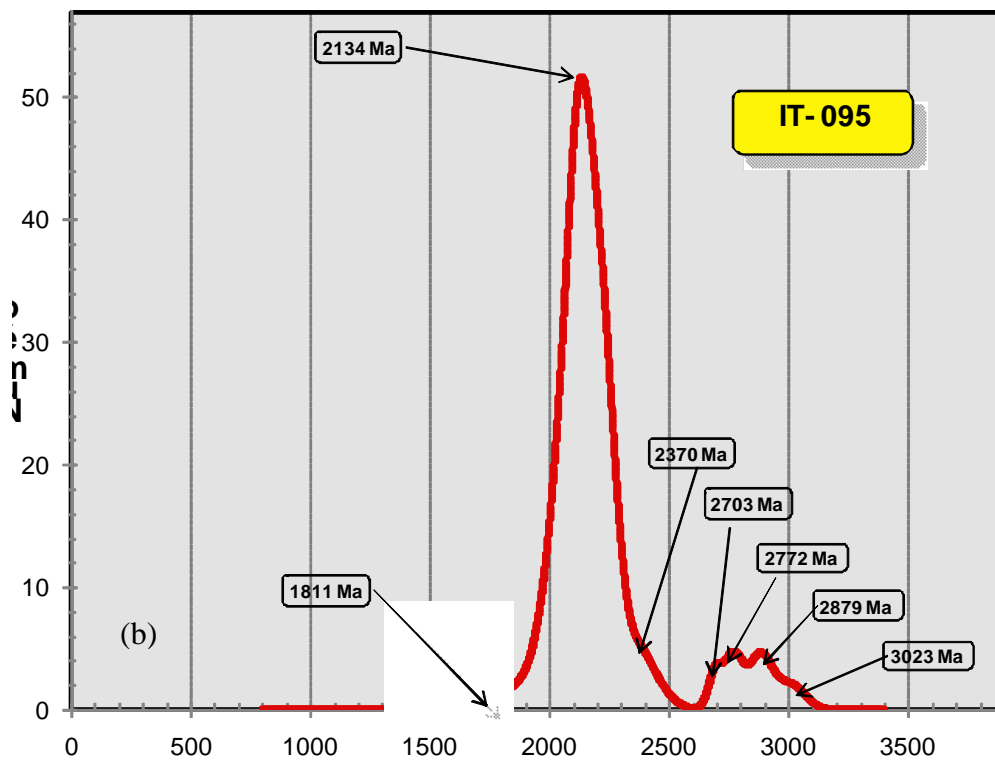


Figura V.10: (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Resplandecente (Amostra IT-095)

5.4.1.2 Formação Matão (Amostras CL-03)

A amostra foi coletada no perfil sedimentológico de detalhe do Córrego Lajeado. Trata-se de uma metarenito fino a médio, com grãos arredondados de baixa a alta esfericidade (Figura V.11).



Figura V.11: Detalhe do metarenito da fácies Sfl amostrado.

Foram considerados 84 grãos de zircão dos 90 analisados, depois de excluídos os grãos por critérios gerais, como alto chumbo comum, alta discordância (Anexo C1-b).

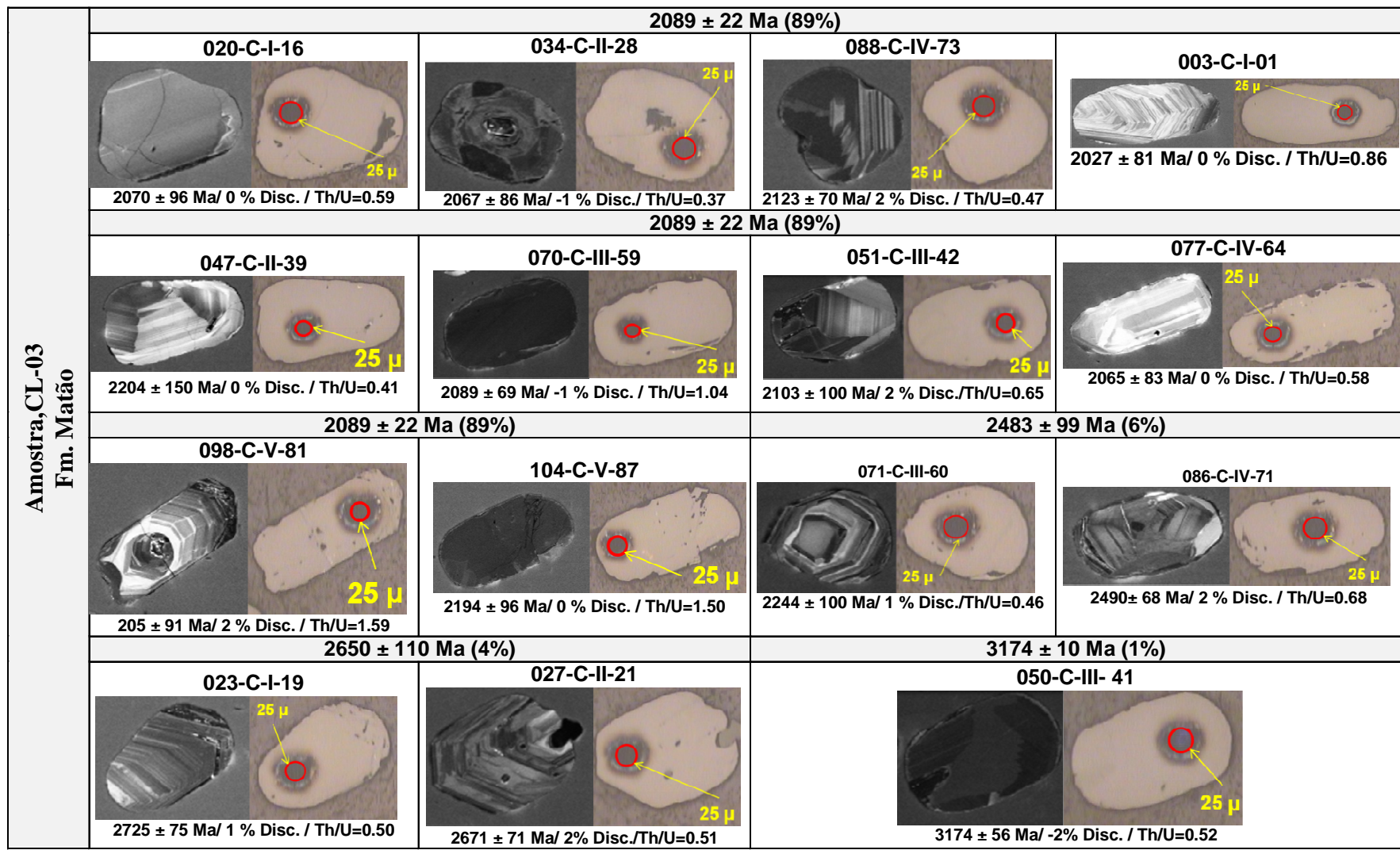


Figura V.12: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra CL-03 – Formação Matão

Os grãos identificados nesta amostra foram agrupados em uma só família por possuírem características muito similares, todos com alto grau de arredondamento podendo raramente apresentar-se mais alongados; arestas vivas são raras (Figura V.12).

Pelo histograma de idades relativas (Figura V.13) pode-se identificar quatro intervalos de idades estatísticas, cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total analisado são $2089 \pm 22\text{Ma}$ (89%), $2483 \pm 99\text{Ma}$ (6%), $2650 \pm 110\text{Ma}$ (4%), $3174 \pm 110\text{Ma}$ (1%).

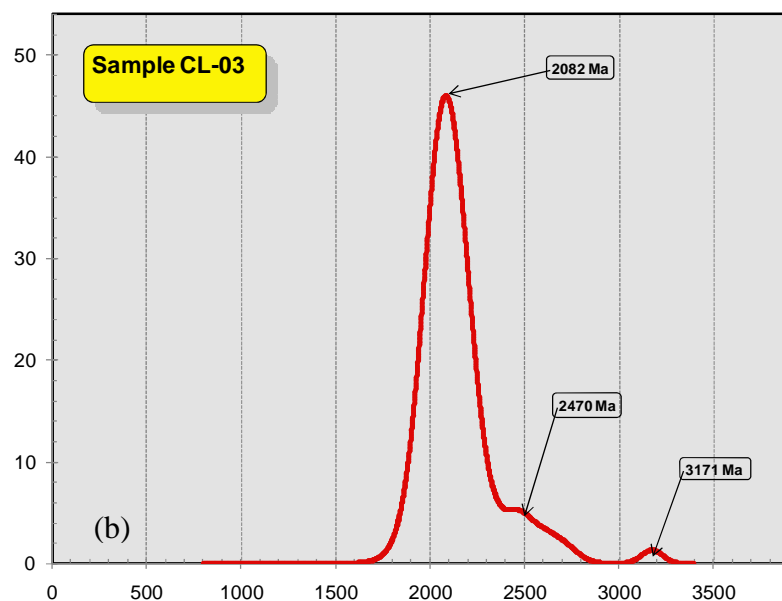
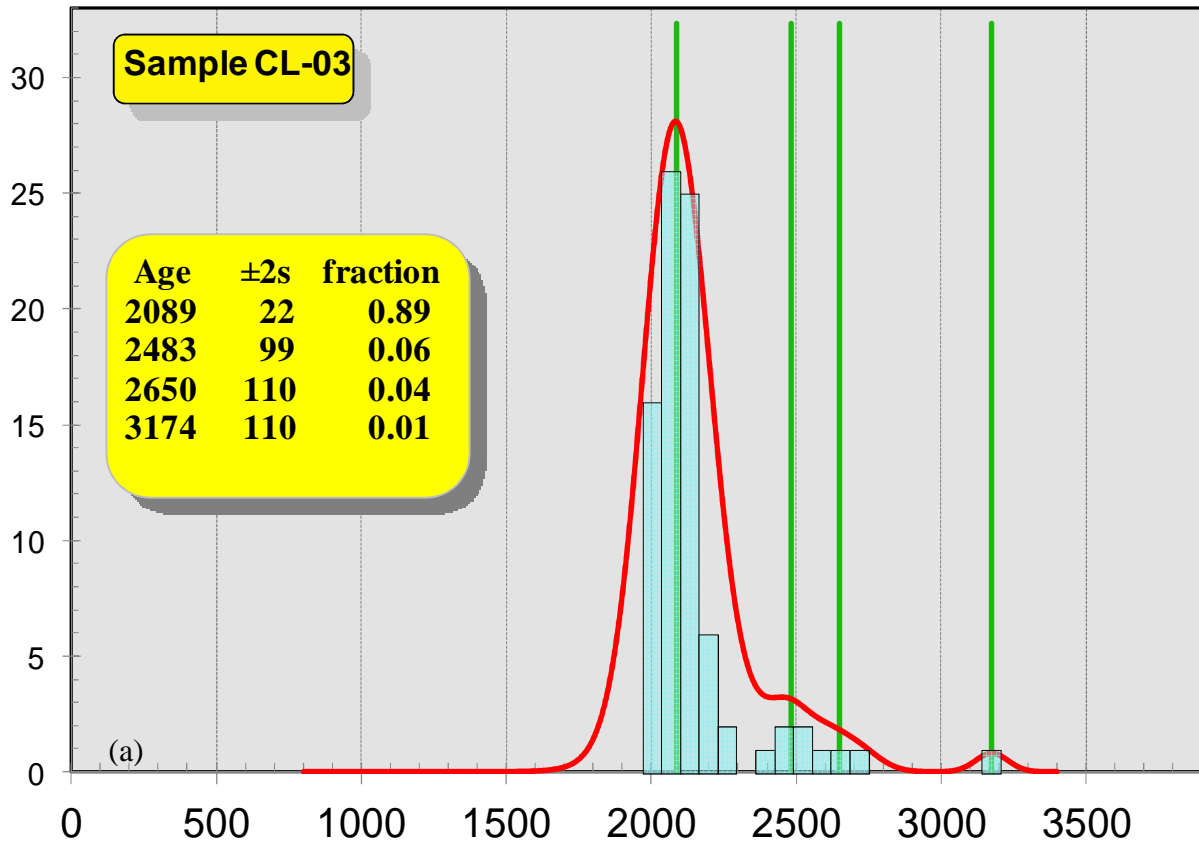


Figura V.13: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Matão (Amostra CL-03). (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Matão (Amostra CL-03).

5.4.2 Grupo Macaúbas - Formação Duas Barras

Foram analisadas duas amostras desta unidade contemplando os seus dois sistemas deposicionais. A primeira amostra CI-02 da fácies (Slc) corresponde ao sistema de leques aluviais, já a amostra IT-094 corresponde à sequência de topo e ao sistema fluvial entrelaçado, representado pela fácies Sl.

5.4.2.1 Fácies Slc (Amostras CL-02).

A amostra analisada foi coletada no perfil sedimentológico de detalhe do Córrego Lajeado (Anexo B). Corresponde à lente de mearenito imaturo, fino com silte, rica em óxidos de ferro intercalada na metabrecha (Figura V.14).

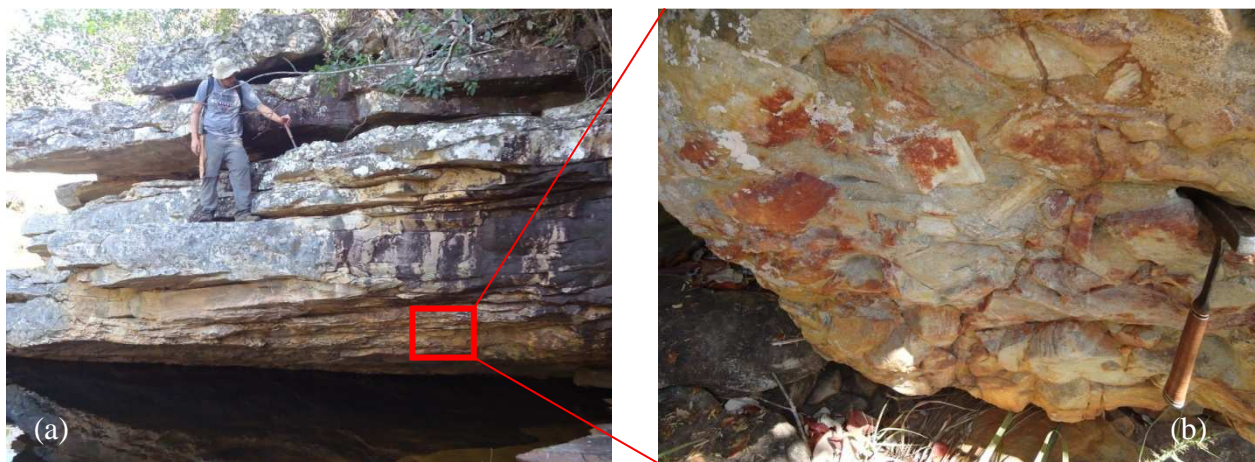
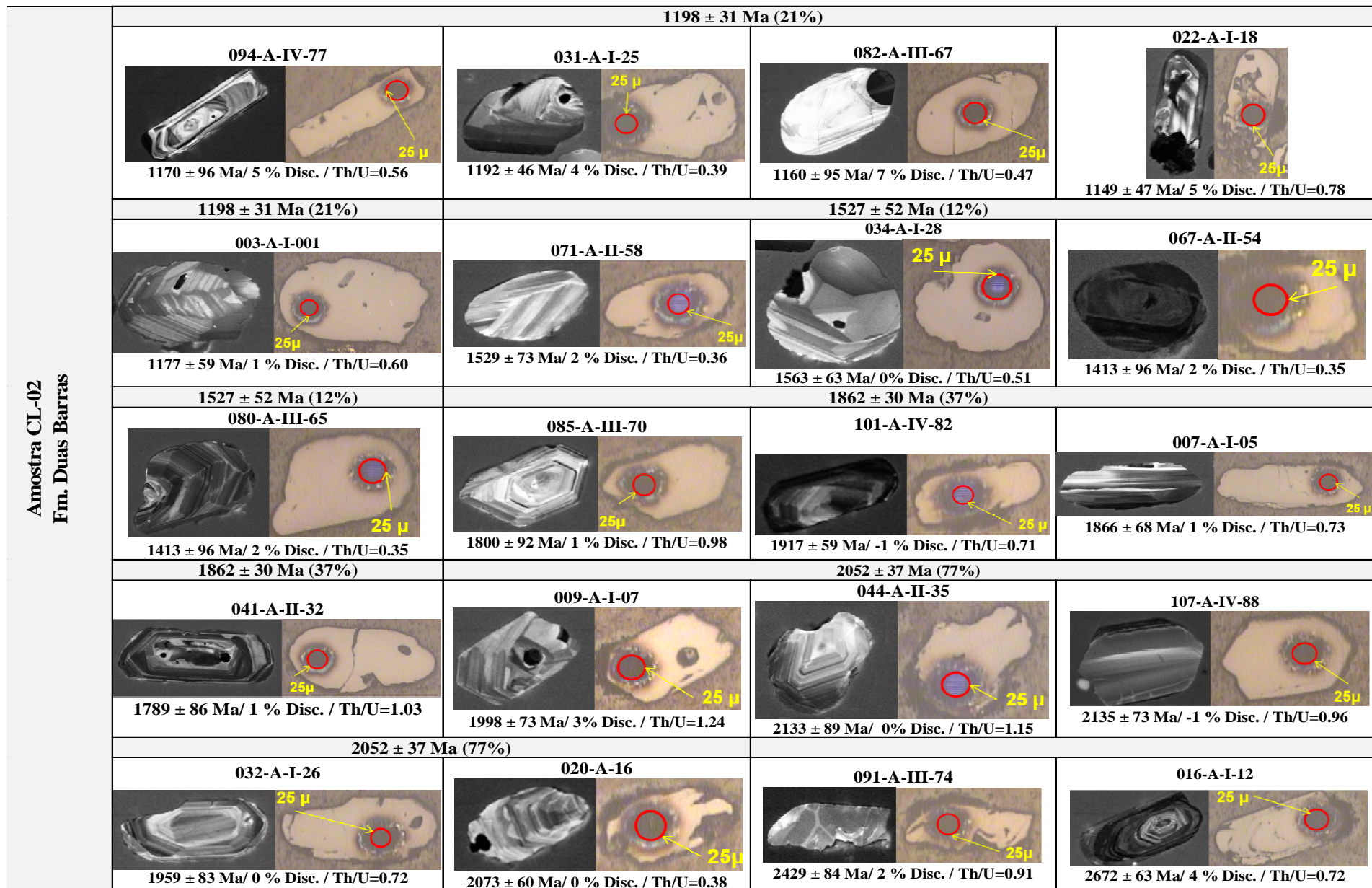


Figura V.14: (a) Visão geral da lente amostrada. (b) Detalhe da Metabrecha (fácies Gcm).

Dos 90 grãos de zircão analisados, foram considerados 82 *spots* depois de excluídos os grãos por critérios gerais, como alto chumbo comum, alta discordância, entre outros (Anexo C1-c).

Os zircões desta amostra apresentam duas morfologias principais. A primeira corresponde a cerca de 20% dos grãos e são caracterizados por zircões com arestas vivas, até prismáticos com zonamento ígneo preservado, variam de 30 a 250 μ em tamanho. Já a segunda família corresponde a zircões arredondados e de alta esfericidade com 30 a 200 μ . Alguns apresentam zonamento ígneo (Figura V.15).



Fig

ura V.15: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra CL-02 – Formação Duas Barras.

No diagrama de densidade relativa foram identificados cinco intervalos de idades estatísticas, cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total analisado são $1198 \pm 31\text{Ma}$ (21%), $1597 \pm 52\text{Ma}$ (12%), $1862 \pm 30\text{Ma}$ (37%), $2052 \pm 37\text{Ma}$ (27%), $2535 \pm 81\text{Ma}$ (4%)(Figuras V.16).

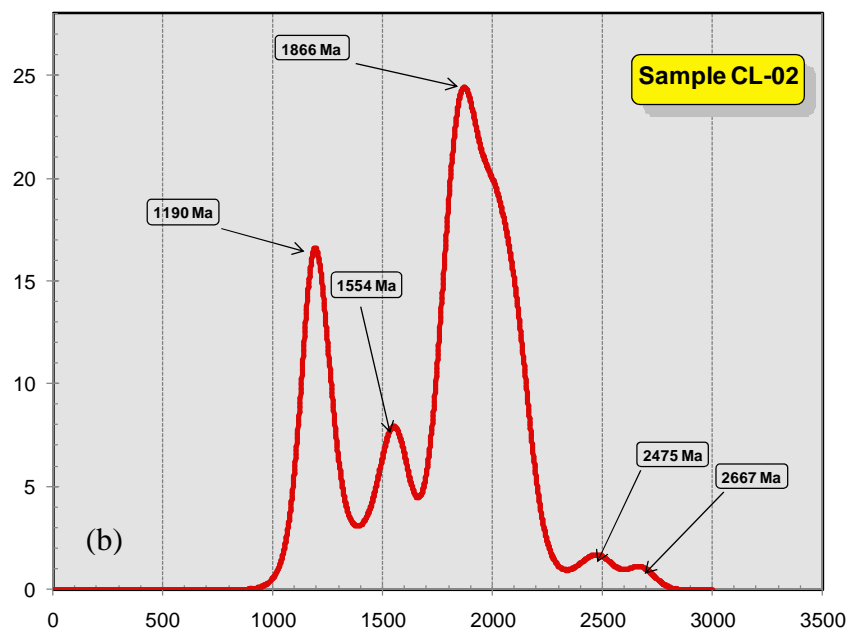
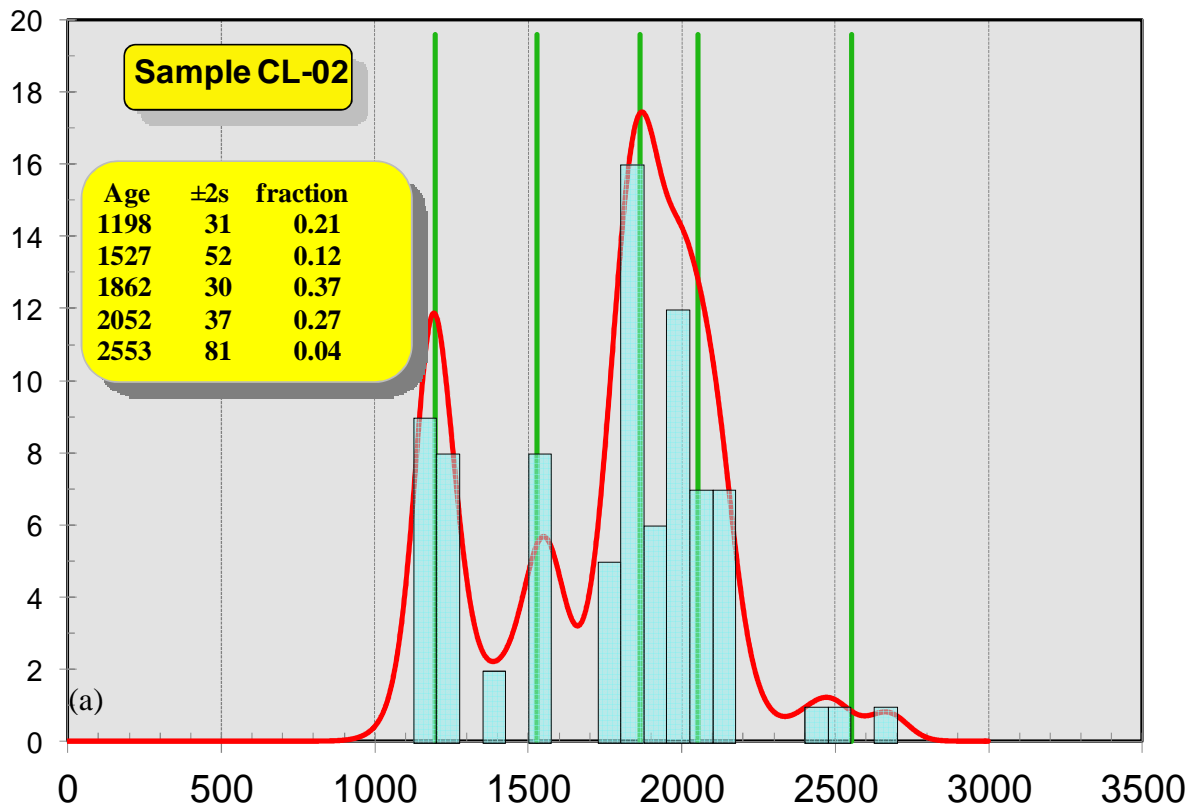


Figura V.16: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra CL-02). (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra CL-02).

5.4.2.2 Fácies S1 (Amostra IT-094)

A amostra foi coletada próximo à estrada secundária não pavimentada. Constituída por um metarenito grosso com grânulos e pequenos seixos, os grãos são subarredondados a angulosos. A estrutura sedimentar característica é a estratificação cruzada tangencial de médio ângulo com concentração de pesados na base dos *forsets*. *Sets* de 15 a 40cm (Figura V.17).



Figura V.17: Detalhe do metarenito grosso amostrado (fácies S1).

Dos 90 grãos de zircão analisados, foram considerados 88 *spots* depois de excluídos os grãos por critérios gerais, como alto chumbo comum, alta discordância, entre outros (Anexo C1-d).

Os zircões desta amostra apresentam duas morfologias principais sendo identificadas duas famílias. A primeira corresponde a cerca de 20% dos grãos e são caracterizadas por zircões com arestas vivas, até prismáticas com zonamento ígneo preservado, variando de 120 a 250 μ em tamanho. Já a segunda família corresponde a zircões arredondados e de alta esfericidade com 80 a 280 μ . Alguns zircões apresentam zonamento ígneo (Figura V.18).

Amostra IT-094
Formação Duas Barras

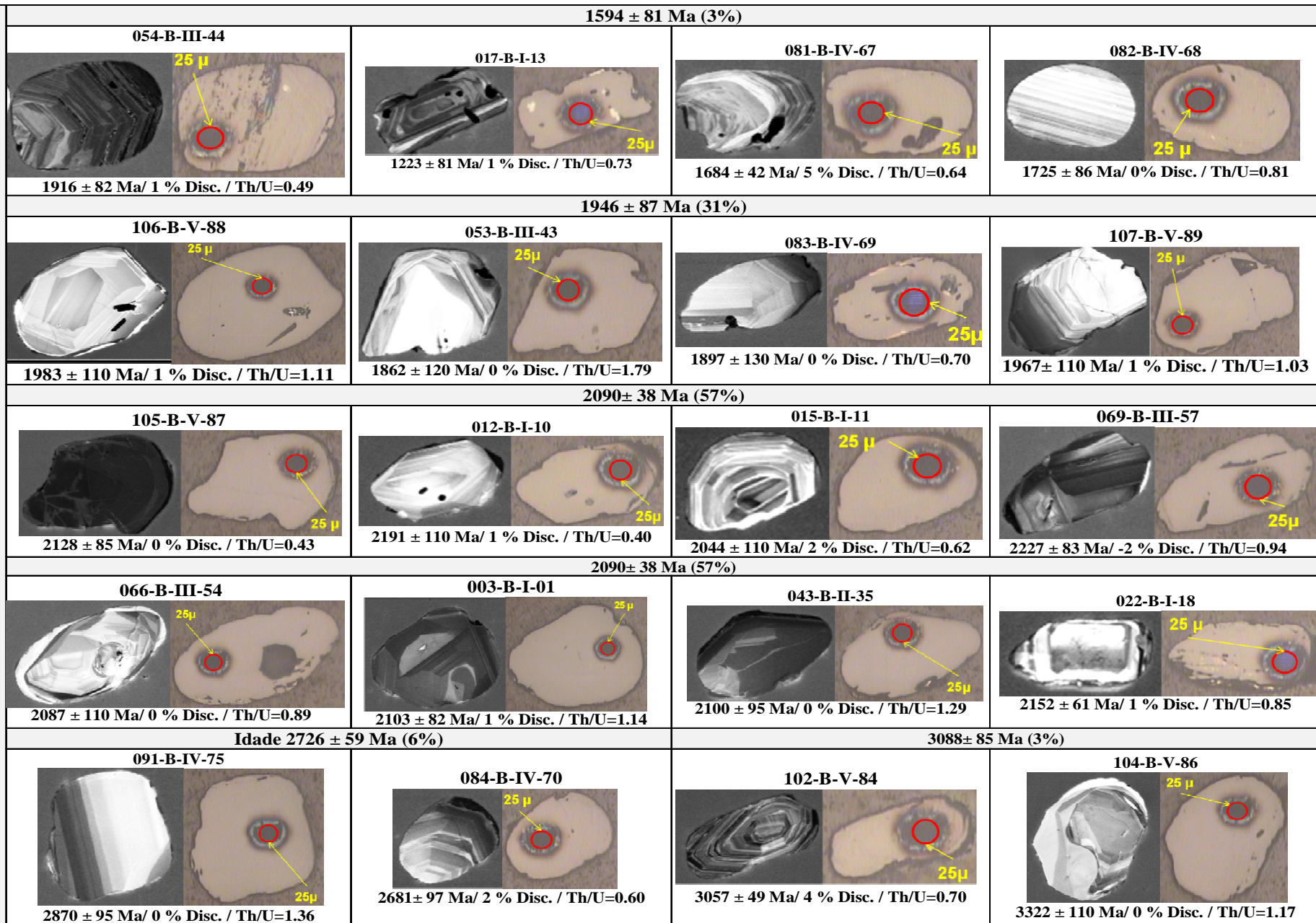


Figura V.18: Imagens de Catodoluminescência e elétrons secundários de alguns dos zircões analisados. Amostra IT-095 Formação Duas Barras

No diagrama de densidade relativa foram identificados cinco intervalos de idades estatísticas, cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total analisado são 1594 ±81Ma (3%), 1946 ±87Ma (31%), 2090 ±38Ma (57%), 2796±59Ma (6%), 3088 ±89Ma (3%)(Figuras V.19).

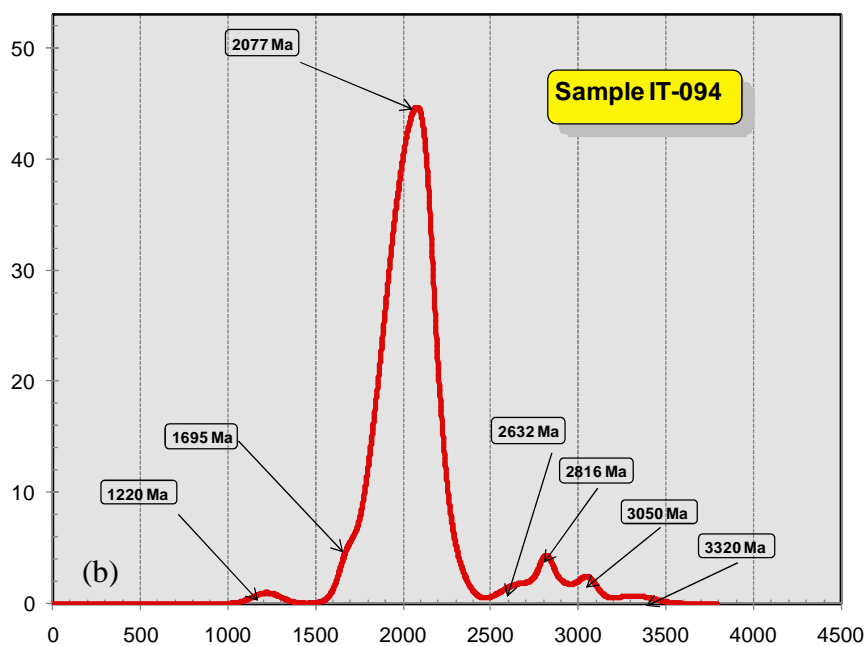
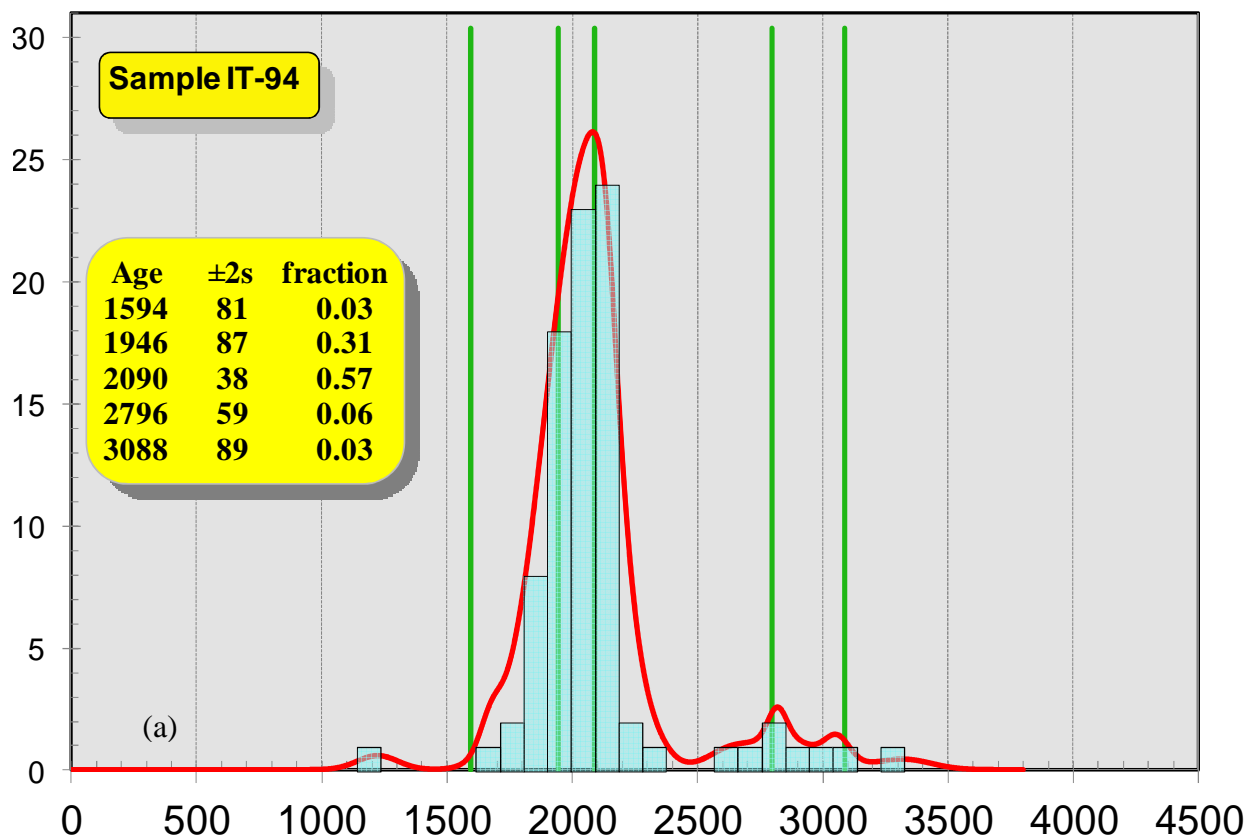


Figura V.19: (a) Diagrama de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra IT-094). (b) Curva de Probabilidade relativa de idades para o metarenito da Formação Duas Barras (Amostra IT-094).

Foi identificado um único grão com idade mais jovem com boa qualidade analítica e com concordância de 1%. Este grão apresentou idade de 1223 ± 81 Ma, sugerindo uma possível idade mais jovem para a rocha do que a calculada pelo método da média da moda.

5.5 Proveniência Sedimentar

5.5.1 Supergrupo Espinhaço

Os dados de proveniência obtidos para as Formações reconhecidas para o Supergrupo Espinhaço apontam para a atuação de uma fonte principal dominante correspondendo a mais de 90% dos zircões detríticos destas unidades.

Os dados geoquímicos apontam para a participação de fontes arqueanas, e a CL evidencia que grande parte dos sedimentos veio de uma fonte metamórfica, além da evidência de participação de fontes pegmatíticas. Com base nos dados geocronológicos, a fonte principal está relacionada ao período de 2089 a 2732Ma, englobando quatro picos da Formação Resplandecente (2126 ± 22 Ma, 2219 ± 52 Ma, 2395 ± 72 Ma e 2732 ± 39 Ma) e três da Formação Matão (2089 ± 22 Ma, 2483 ± 99 Ma, 2650 ± 110 Ma). Este período corresponde às idades encontradas por Siga Jr. (1986) para o Bloco Porteirinha (vide Tabela II.2 e Figura V.20). A heterogeneidade composicional do Bloco Porteirinha formado por gnaisses, granitos, anfibolitos, veios pegmatitos (Noce 1997) e a complexa evolução geológica do mesmo justificam o amplo intervalo de idades associadas a esse bloco.

Na Formação Resplandecente foi reconhecido um pico paleoproterozoico mais jovem com cerca de 1805 ± 140 Ma. Esta fonte corresponde a magmatismos estaterianos relacionados ao rifte Espinhaço I para o Espinhaço Meridional (Chemale *et al.* 2011) e magmatismos correlatos à suíte Borrachudos (Figura V.20), porém o valor elevado do erro associado a essa idade a torna pouco confiável e por isso não considerada nas interpretações deste trabalho.

O pico mais jovem encontrado para a Formação Matão de 2089 ± 22 Ma corresponde a rochas relacionadas ao Complexo Porteirinha. Também foi encontrado na Formação Matão, um pico de 3174 ± 10 Ma que aponta para uma discreta contribuição de uma fonte ainda mais antiga, possivelmente proveniente do núcleos arqueanos muito antigos do Cráton São Francisco – Congo ou mesmo do Bloco Porteirinha.

5.5.2 Grupo Macaúbas – Formação Duas Barras

As amostras da Formação Duas Barras apresentam maior heterogeneidade de fontes, sendo reconhecidas ao menos três fontes importantes que tenham atuado na deposição desta unidade. Essas diferentes fontes são visíveis nas análises de CL que mostram grãos de quartzo de fontes metamórficas e vulcânicas, sendo esta última, com cerca de 20% dos grãos. A geoquímica mineral indica a participação de fontes ígneas e sedimentares nessa unidade, o que sugere que houve reciclagem nesta unidade, ou seja, unidades sedimentares mais antigas atuaram também como fonte.

O Complexo Porteirinha aparece com contribuição significativa na sedimentação desta unidade. Na amostra CL-02, 30% dos grãos analisados podem ser associados a fontes ligadas ao Bloco Porteirinha, englobando os picos de $2052\pm 37\text{Ma}$ e $2553\pm 81\text{Ma}$. Na amostra IT-094, a proporção dos grãos de zircões analisados é de cerca de 70%, com os picos de $2090\pm 38\text{Ma}$ e $2796\pm 59\text{Ma}$. Nesta amostra é ainda reconhecido um pico de $3088\pm 85\text{Ma}$ que pode estar ligado a núcleos arqueanos muito antigos expostos no Cráton São Francisco-Congo, ou mesmo ao Bloco Porteirinha (Figura V.20).

O magmatismos da abertura do Espinhaço I e da Suíte Borrachudos também aparecem nesta unidade com cerca de 30% dos grãos e, com os picos de 1862 ± 30 e $1946\pm 87\text{Ma}$, nas amostras CL-02 e IT-094, respectivamente.

Diferentemente das unidades inferiores, são encontrados na Formação Duas Barras picos mesoproterozoicos (Calamianos) de 1527 ± 52 (Amostra CL-02) e 1594 ± 81 (Amostras IT-94) que representam o magmatismo associado ao sistema Espinhaço II (Danderfer *et al.* 2009, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011) (Figura V.20). Este padrão evidencia que a partir do início do rifte Macaúbas novas áreas fontes passam a contribuir com a sedimentação da área. Inclusive a própria Bacia Espinhaço, em seus segmentos meridional e setentrional, passa a alimentar a Bacia Macaúbas.

A idade máxima de sedimentação foi atribuída ao pico de $1198\pm 31\text{Ma}$ (amostra CL-02). O magmatismo desta idade segundo Pedrosa-Soares & Alkmim (2011) estaria relacionada com o magmatismo do ciclo Esteniano 3, relacionados à tufos da Formação Sopa Brumadinho (Chemale *et al.* 2010) (Figura V.20). Tendo em vista a grande ocorrência de zircões detríticos dessa idade em sequências sedimentares relacionadas tanto à Faixa Brasília quanto ao Orógeno Araçuai (*e.g.*: Chaves *et al.* 2013, Dias 2011, Novo 2013, Martins 2006, entre outros), acredita-se que existam outras fontes magmáticas importantes ainda desconhecidas, provavelmente situadas no próprio Cráton São Francisco que poderiam ser fonte destes zircões.

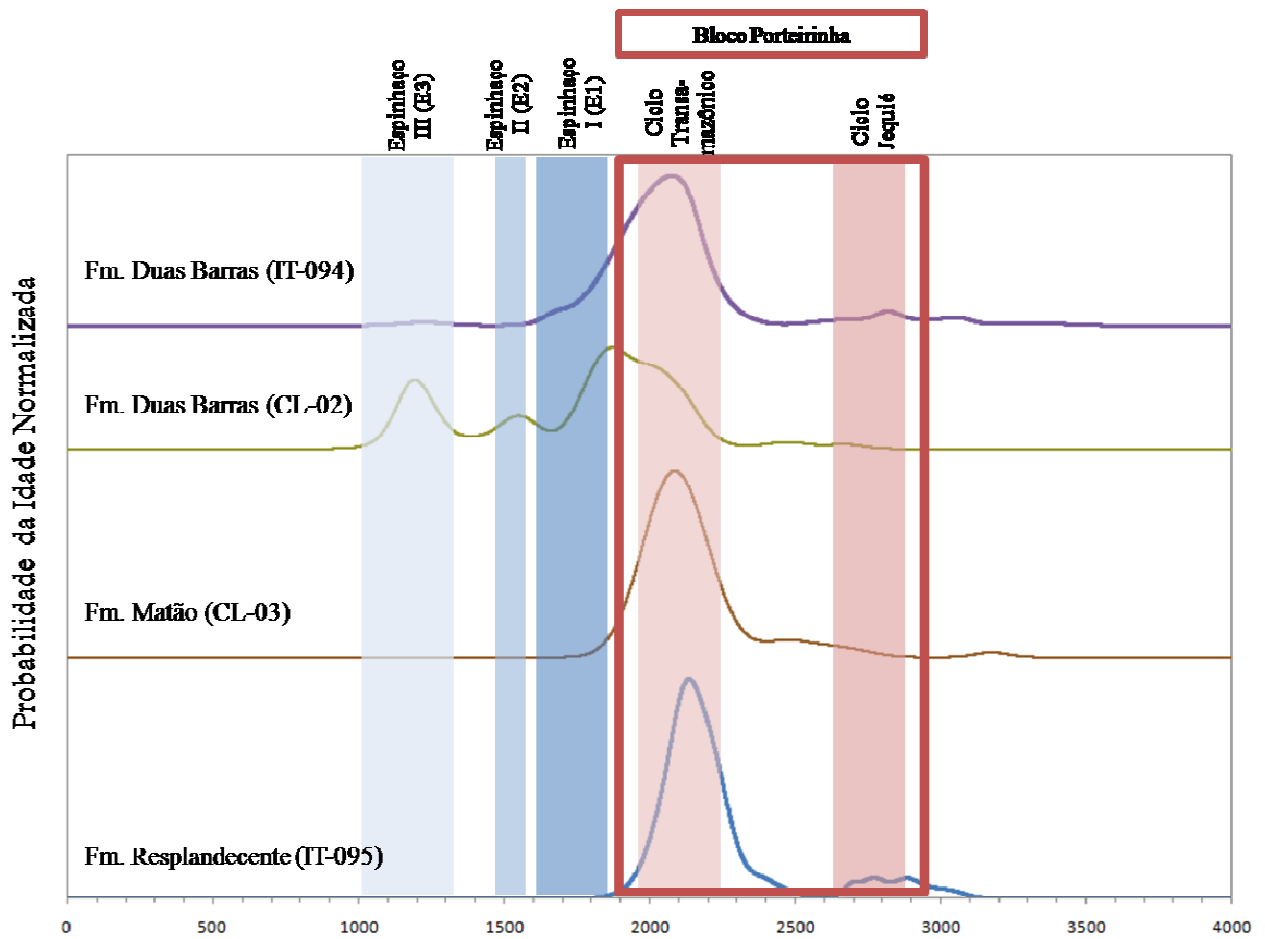


Figura V.20: Histograma de probabilidade relativa das amostras analisadas para a região do flanco ocidental do Anticlinal de Itacambira.

Capítulo VI - Discussões e Conclusões

6.1 Modelo de evolução

Com base nos dados apresentados nos capítulos anteriores é possível propor um modelo de evolução tectono-sedimentar para a área estudada. São reconhecidas as Bacias Espinhaço e Macaúbas, cuja evolução pode ser dividida em duas fases principais, fases 1 e 2, com um hiato de não deposição e /ou deposição e erosão entre elas (Figura VI.1).

As fases 1 e 2 correspondem à deposição da Bacia Espinhaço, já a fase 3 corresponde à deposição da Formação Duas Barras, no contexto da Bacia Macaúbas (Figura VI.1).

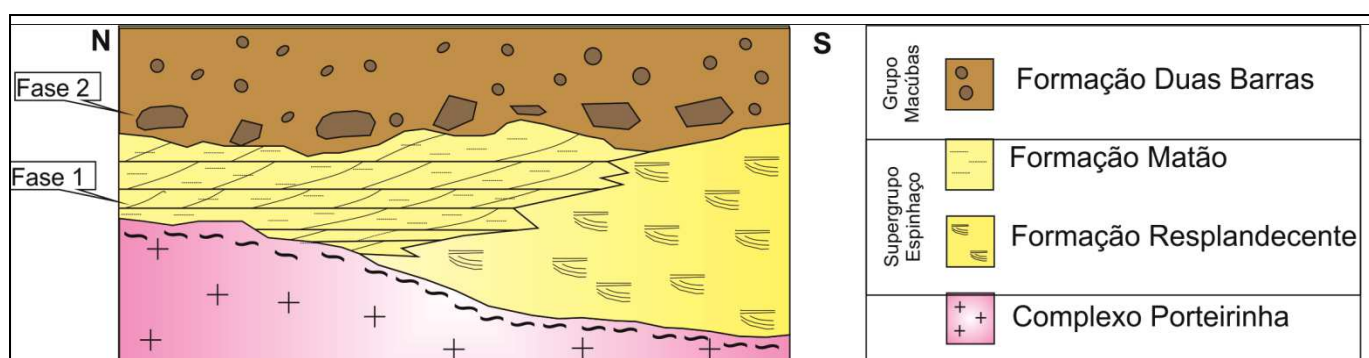


Figura VI.1: Quadro estratigráfico simplificado da área mapeada

a. Fase 1

Um processo de subsidência térmica levou à formação de uma bacia do tipo *sag*. Neste período, predominavam condições climáticas áridas, com grande taxa de erosão e alta taxa de sedimentação. A Formação Resplandecente foi depositada nesta fase. De modo geral, sua sedimentação está associada ao ambiente eólico desértico com dunas do tipo barcana. Sua deposição foi controlada por altos internos do substrato da bacia (Bloco Porteirinha). Esses altos, principalmente em direção a norte, são responsáveis pela deposição descontínua desta Formação (Figura VI.2). A subsidência atingiu maiores proporções na porção sul da área, onde o sistema eólico apresenta grande predomínio (Anexo A). Quando se toma o Anticlinal de Itacambira como referência, observa-se que a subsidência desta fase foi maior na porção sudeste, onde a Formação Resplandecente encontra-se em contato direto com o embasamento e com suas maiores espessuras (região de Grão Mongol).

Nesta fase, as fontes que forneciam sedimento para a Bacia localizavam-se predominantemente a NW pelo padrão de paleocorrentes e, possivelmente tratava-se de porções do próprio Bloco Porteirinha, que nessa época já deveria possuir altos internos. Outra fonte

reconhecida, com contribuição secundária, tem idade arqueana e poderia estar relacionada tanto ao Cráton São Francisco, localizado ao longo de toda borda oeste da bacia, quanto ao próprio Bloco Porteirinha.

A contínua subsidência da Bacia leva a uma incursão marinha responsável pela sedimentação da Formação Matão. Essa incursão marinha teve início tardiamente à instalação do sistema eólico, porém os dois sistemas foram, ao menos em parte, contemporâneos como evidenciado pelo contato interdigitado das unidades (Figura VI.2). Essa incursão marinha ocorreu de SSE para NNW, como indicado pelo padrão de paleocorrentes. Nesta fase ocorrem altas taxas de sedimentação, excedendo a taxa de acomodação e, levando à deposição da Formação Matão além dos limites iniciais da bacia, recobrando porções do embasamento como indicado pelo seu contato direto com o Complexo Porteirinha (Figura VI.2).

Entende-se que nesta fase ocorre um soerguimento da porção sul da Bacia Espinhaço em geral e, com isso, ocorra mudança de depocentro da Bacia na região estudada, que passa a ter sedimentos marinhos na porção mais rasa.

O sistema deposicional da Formação Matão é costeiro a marinho raso, controlado por ação de ondas e correntes de *longshore*. A deposição ocorreu em uma zona de costa com morfologia aberta e plana, com prevalência das zonas de *swash* e ação de ondas tempestades. Aspectos como controle da sedimentação por ondas, entre outros, indicam que foi instalada uma frente de praia plana e ampla com transição para um ambiente de mar raso. A costa deveria ter porções mais recortadas, principalmente na porção sul/sudoeste como evidenciado pelo contato interdigitado com a Formação Resplandecente (Figura VI.2).

O Cráton São Francisco e, subordinadamente, o próprio Espinhaço Meridional seriam as principais fontes dos sedimentos da Formação Matão. Apesar de os estudos de proveniência sediementar realizados neste trabalho não apontarem para idades estaterianas a estenianas, Martins *et al* (2008) e Chaves *et al*, (2011) apontam para essa possibilidade com idades em torno de 1,16Ma para a Formação Matão.

Toda essa sequência é atribuída ao Supergrupo Espinhaço e representa uma sequência progradacional com gradual afogamento da Bacia. Devido ao caráter homogêneo das fontes atuantes, acredita-se que as Formações Resplandecente e Matão tenham desenvolvido de forma isolada dos demais setores da Bacia Espinhaço, tendo como fonte o próprio Bloco Porteirinha em seu entorno e ocasional participação de fontes provenientes do Cráton São Francisco.

b. Fase 2

Um contato discordante erosivo marca o início da fase 2, relacionado à deposição da Bacia Macaúbas. Esta superfície discordante representa um período de não deposição e/ou deposição e erosão entre as bacias Espinhaço e Macaúbas. Esse hiato é refletido pela presença de clastos das unidades inferiores nas unidades do Grupo Macaúbas (Formações Resplandecente e Matão), pela diferença nos espectros de distribuição de idades dos zircões detríticos e corroborado pelas análises de CL que indicam mudanças nas fontes alimentadoras para as duas Bacias. Além de uma homogeneização muito maior das unidades depositadas na fase 1.

Ao fim desse período, novo processo tafrogênico teve lugar na área com a instalação de um sistema de rifte associado à abertura da Bacia Macaúbas e à deposição da Formação Duas Barras (Figura VI.1).

A sedimentação da Formação Duas Barras está associada a duas fases de evolução do rifte da Bacia Macaúbas. A primeira sequência é marcada por um período de instabilidade e alto controle tectônico. Falhas normais e estruturação de *grabens* controlam a sedimentação da fácies Gcm. A fácies Gcm foi depositada em leques aluviais com fluxos de detritos coesivos (*Debris Flow*). Os depósitos são dominados por brechas clasto-suportadas, maciças que recobrem indistintamente todas as unidades sotopostas. Os depósitos de leques aluviais (fácies Gcm) são formados por clastos do próprio embasamento da Bacia (Supergrupo Espinhaço), sugerindo pouco transporte. O predomínio de fácies proximais é indicativo de que a sedimentação foi intensamente controlada por pulsos tectônicos, não permitindo o desenvolvimento de fácies distais mais finas; indícios de falhas normais mapeadas em campo corroboram essa hipótese.

A transição para as fácies mais finas de topo indica que na Bacia passa a predominar condições de maior estabilidade. Provavelmente, nessa fase, os pulsos tectônicos já haviam cessado ou, ao menos, haviam diminuído e os leques aluviais passaram a ser cobertos por um sistema fluvial. As condições climáticas e tectônicas favorecem a instalação de sistemas do tipo fluvial entrelaçado, como evidenciado pela associação deposicional. As medidas de paleocorrente geral dessa sequência apontam para um fluxo de direção NNW-SSE; já as medidas nas fácies de topo (medidas no Córrego da Ursa) indicam um padrão N-S. Essa divergência de padrão pode indicar uma mudança no regime geral dos rios que tende a se tornar axial à Bacia, à medida que esta evolui.

Nesta fase passa a atuar novas áreas como fonte de sedimentos da bacia. Picos mesoproterozoicos, não reconhecidos nas unidades do Espinhaço, indicam que a Bacia passou a ser alimentada por mais de uma fonte e que, de certa forma, a Bacia passou a ter maior influência do Cráton São Francisco e de outras possíveis fontes, como os segmentos meridional e setentrional do Espinhaço que poderiam ter fornecido os zircões estaterianos a estenianos. Assim, esta fase representa o período de maior subsidência da região.

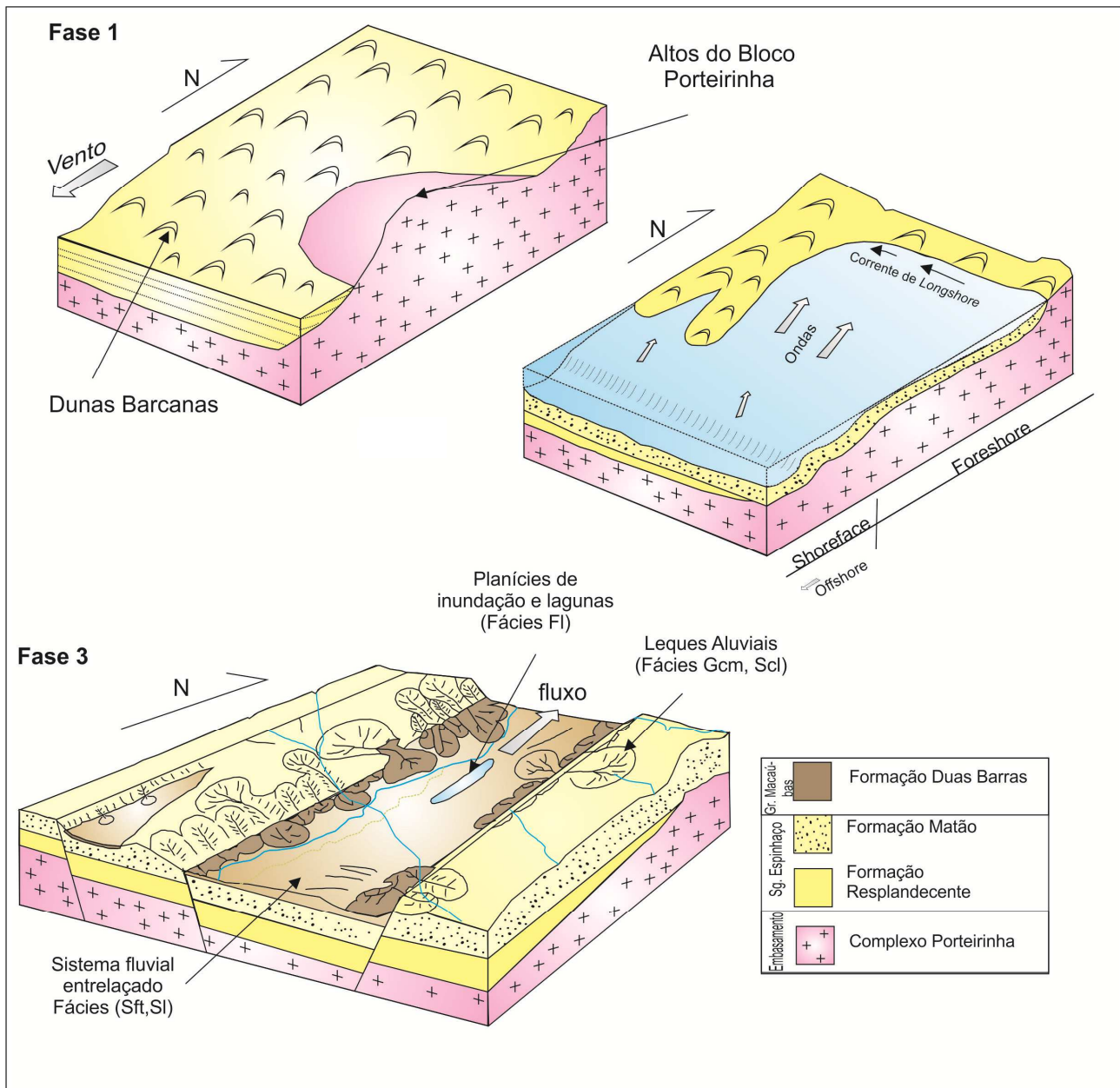


Figura VI.2: Modelo de evolução tectono-sedimentar das Bacias Espinhaço e Macaúbas, na área mapeada.

6.2 Correlação Regional

6.2.1 Supergrupo Espinhaço

A sedimentação da Formação Resplandecente (Fase 1- Figura VI.2) marca o início do processo de subsidência da área. Regionalmente esse processo pode ser associado a fase *sag* reconhecida para toda a Bacia Espinhaço, nesta fase a subsidência foi controlada principalmente por processos térmicos e desenvolveram-se grandes sistemas desérticos com altas taxas de

sedimentação (Martins Neto *et al.* 1998, 2001). Estes desertos ocorrem largamente em todos os segmentos da Bacia, sendo representados no segmento Meridional pela Formação Galho do Miguel.

A Formação Resplandecente possui, como fonte principal dos seus sedimentos, rochas de idades entre 2700 a 2100Ma, semelhante às fontes encontradas para a Formação Galho do Miguel (Chemale *et al.* 2011-Figura III.6). Entretanto, não apresenta o espectro de idades com populações de zircões do Estateriano e Calamiano encontrados por Chemale *et al.* (2010, 2011) e Lopes (2012) para Formação Galho do Miguel e por Chaves *et al.* (2013) para a Formação Resplandecente, no flanco leste do Anticlinal de Itacambira. Essa diferença é justificada pela paleogeografia da Bacia, que coloca o Bloco Porteirinha como principal fonte da Formação Resplandecente (Flanco ocidental). Portanto, considera-se a Formação Resplandecente correlata à Formação Galho do Miguel do Espinhaço Meridional, como já sugerido por Chaves *et al.* (1999).

A contínua subsidência da Bacia leva a uma incursão marinha responsável pela sedimentação da Formação Matão (fase 2 - Figura VI.2). Essa incursão marinha teve início tardiamente à instalação do sistema eólico, porém os dois sistemas foram contemporâneos, como evidenciados pelo contato interdigitado das unidades.

As características do sistema marinho da Formação Matão apontam para um sistema costeiro a mar raso, porém o forte controle de correntes de *longshore* indica uma conexão com um mar maior, embora não necessariamente muito profundo. Regionalmente o mar 'Matão' pode estar relacionado com o mar 'Conselheiro Mata' que, como apontado por Lopes (2012) em estudos na região da Serra do Cabral, tem indícios de ser conectado com um mar bem desenvolvido. Outra possibilidade seria o 'Mar Matão' ser correlato à fácies marinha reconhecida por Lopes (2012) na porção superior da Formação Galho do Miguel, na região da Serra do Cabral. Porém, devido à grande espessura da Formação Matão na região de Itacambira (maior que 300m) e à forte influência de correntes *longshore*, acredita-se que a Formação Matão seja, de fato, correlata à fase inicial do Grupo Conselheiro Mata no Espinhaço Meridional.

As relações de contato da Formação Matão com a Formação Resplandecente em conjunto com a semelhança do espectro de idades de zircões detríticos para essas unidades colocam ambas como contemporâneas, pertencentes ao Supergrupo Espinhaço. O zircão mais jovem encontrado neste trabalho para estas unidades apresenta idade de 1805 ± 140 Ma (amostra IT-095), nos trabalhos de Chemale *et al.* (2010) e Lopes (2012) as idades encontradas para a Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata apontam para idade máxima de deposição em torno 1400Ma (Calamiano).

Entretanto, datações existentes para a Formação Matão realizadas por Martins *et al.* (2008) e Chaves *et al.* (2013) apresentam idades de 1177Ma e 1052Ma respectivamente, além dos dados de Chemale *et al.* (2010) para o Espinhaço Meridional, implicam que a deposição da Formação Matão estaria associada ao final do ciclo E3 de Pedrosa-Soares & Alkmim (2011).

6.2.2 Grupo Macaúbas

A Formação Duas Barras registra um novo ciclo tafrogênico/deposicional e está associada à abertura do rifte Macaúbas, constituindo uma sequência de rifte continental com associação de leques aluviais e sistema fluvial do tipo entrelaçado (Fase 3- Figura VI.2).

Esta é a unidade basal do Grupo Macaúbas com maior representatividade na Bacia, sendo encontrada em toda a borda oeste do Espinhaço Meridional e no Espinhaço Setentrional (Figura I.2).

Dados de proveniência (geoquímica, CL, e geocronologia) da Formação Duas Barras diferem bastante dos dados encontrados para as unidades do Supergrupo Espinhaço. Indicando mudanças significativas nas áreas fontes alimentadoras da Bacia, resultado da instalação de um novo sistema tectono-deposicional. O zircão mais novo encontrado neste trabalho apresenta idade de 1198 ± 31 Ma. Os dados disponíveis na literatura para a Formação Duas Barras indicam idade máxima de sedimentação em torno de 1079 Ma (Chemale *et al.* 2012). Assim, a sedimentação da Formação Duas Barras e consequente abertura do rifte Macaúbas no contexto regional estão situadas entre os ciclos E3 e E4. Ainda sobre esta unidade existe uma datação de Babinski *et al.* (2011) com idade de 900 ± 79 Ma encontrada apenas em um grão de zircão detrítico.

De fato, toda essa discussão evidencia que a região estudada apresenta forte controle de fatores alogenéticos como paleogeografia, que de certa forma isolou, em parte, este segmento das demais fontes que atuavam neste período nos demais segmentos das Bacias Espinhaço e Macaúbas. Esta paleogeografia mostra que o Bloco Porteira foi decisivo em toda evolução geológica da área. Por fim, acredita-se que uma correlação mais confiável entre unidades metassedimentares de bacias proterozoicas deva ser feita sempre observando a arquitetura deposicional de cada unidade, seus sistemas deposicionais e as particularidades de cada segmento das Bacias estudadas.

Referências Bibliográficas

Alkmim F.F., Pedrosa-soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo ocidental. *Geonomos*, **15**: :25–43.

Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64

Alkmim F.F. 2004. O que faz de cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In*: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro e B. Brito Neves (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo; Editora Beca, p.:17-35.

Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Castro J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. *In*: O Cráton do São Francisco. Reunião Preparatória do II Simp. Sobre o Cráton do São Francisco. J.M.L. DOMINGUES e A. MISI (eds.). Soc. Bras. Geol. Minas e Energia. CNPq. p.:45-62.

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

Babinski M., Trindade R., Pedrosa-Soares, A.C., Martins M.,Noce C.M., Liu D. 2011. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, **21**:451-465.

Babinski M., Pedrosa-Soares, A.C.,Martins M Liu D., Noce C.M., Karfunkel. J. 2007. U-Bb shrimp dating of detrital zircons from the Macaúbas Group, southeast Brazil: Implications on the depositional age and provenance of pre-glacial and glaciogenic sediments. *In*: Symposium on Neoproterozoic-early Palaeozoic events in sw gondwana, 3, p.478.

Babinski M., Gradim R.J, Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim F.F., Noce C.M., Liu D. 2005. Geocronologia u–pb (shrimp) e Sm–Nd de xistos verdes basálticos do orógeno araçuaí: implicações para a idade do grupo macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 77-81.

Benvenuti M. 2003. Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene–Pleistocene Mugello Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology* **157**: 197–234

Bhatia M.R. 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, **91**:611–627.

Brito Neves B.B., Winge M., Carneiro M.A.1996. Orogênese precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. *Boletim IGUSP*, **27**:1-40.

Campos Neto M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. An approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). Tectonic evolution of South America, 31TH Int. Geol. Cong, p.:335-365.

Catuneanu O., Martins-Neto M., Eriksson P.G. 2005. Precambrian sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **176**: 67–95.

Catuneanu O & Eriksson P.G. 2002. Sequence Stratigraphy of the Precambrian Rooihogte-Timeball Hill rift succession, Transvaal Basin, South Africa. *Sedimentary Geology*, **147**: 71-88

Catuneanu O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35, 1–43.

Chaves, M.L.S.C., Babinski, M., Silva, M.C.R., Scholz, R. 2013. Idades U-Pb em zircão do conglomerado diamantífero de Grão Mogol (Supergrupo Espinhaço): implicações para a origem dos diamantes da Serra do Espinhaço em Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, **43**: 139-151.

Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Addad J. 1999. Geologia da região diamantífera de Grão Mogol, Minas Gerais. *Geociências*, **18**:129-155.

Chemale F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012b. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**: 275-295.

Chemale JR. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M., Queiroga G.N., Armstrong R., Santos M. 2012a. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**:200-206.

Chemale JR. F., Dussin I.A., Martins M., Santos M. 2011. Nova abordagem Tectono-Estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos* **19**:173-179.

Chemale Jr. F., Dussin I., Martins M., Alkmim F. F., Queiroga G. 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin?. *In*: VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília. Extended Abstract. p.552.

Cordani U.G., Brito-Neves B.B., D'Agrella M.S., Trindade R.I.F. 2003. Tearing-up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**: 343-349.

Cullers R.L., Berendsen P. 1998. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent rift system, USA. *European Journal of Mineralogy*, **10**: 987–1002.

Cullers R.L. 1995. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in wet mountains region, Colorado, USA. *Chem. Geol.*, **123**: 107-131

- Cullers R.L. 1988. Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danberg granite, Georgia, USA. *Lithos*, **21**:301–314.
- Cullers R.L. 1994. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, USA. *Chem. Geol.*, **113**:327–343.
- Danderfer A., Dewaele B., Pedreira A.J., Nalini H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton—Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116–128
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* (2nd edition). Longman, Harlow
- Dias. P.H.A. 2011. Estratigrafia dos grupos Canastra e Ibiá (Faixa Brasília Meridional) na Região de Ibiá, Minas Gerais: Caracterização e estudo de Proveniência Sedimentar com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm-Nd. Dissertação de Mestrado, IGC, Universidade Federal Minas Gerais, 92p
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **1**:19-26.
- Dumas S. & Arnott R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley crossstratification- The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate: *Geology*, **34**: 1073-1076.
- Dott R H Jr & Bourgeois J. 1982 Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences; *Geol. Soc. Amer. Bull.* **93**: 663–680.
- Einsele, G. 1992. *Sedimentary basins*. Berlin Springer-Verlag, New York. 628p.
- Galloway W.D. & Hobday D.K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems. Applications to fossil fuel and groundwater resources*. 2 ed., Berlin Springer Verlag, 489p
- Gawthorpe R.L, Leedert M.R. 2000. Tectono-Sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Reseach*, **12**:195-218.
- Götze J, Zimmerle W. 1999. Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contrib Sediment Geol* **12**:91.
- Götze J., Krbetschek M.R., Habermann D., Wolf. 2000. High-resolution cathodoluminescence studies of feldspar minerals. *In: Cathodoluminescence in Geosciences*, Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (eds.) Berlin, Heidelberg, New York: Springer, p.: 245–270.
- Götze J, & Magnus M. 1997. Quantitative determination of mineral abundance in geological samples using combined cathodoluminescence microscopy and image analysis *European Journal of Mineralogy*, **9**: 1207–1215

- Götze J. & Kempe U. 2008. A comparison of optical microscope (OM) and scanning electron microscope (SEM) based cathodoluminescence (CL) imaging and spectroscopy applied to geosciences. *Mineral Mag*, **72**: 909–924.
- Gradim R.J., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M. 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: vulcanismo básico do rifte Neoproterozoico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:59-69.
- Helmreichen V.v. 1846. Über das geognostische Vorkommen der Diamanten und ihre Gewinnungs-methoden auf der Serra do Grão Mogor. Wien, Braunmüller & Seidel, 74p.
- Hettich M. 1977. A glaciação proterozóica do centro-norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:87-101.
- Henry D.J. & Guidotti C.V. 1985 Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**:1-15.
- Hiroki Y. & Terasaka T. 2005. Wavy lamination in a mixed sand and gravel foreshore facies of the Pleistocene Hosoya Sandstone, Aichi, central Japan. *Sedimentology*, **52**:65–75.
- Karfunkel J., Karfunkel B. 1976a. Geologia Da Serra do Espinço no Norete de Minas Gerais (Itacambira –Botumirim). 29º Congresso de Geologia. Ouro Preto, Anais , p.169.
- Karfunkel J., Karfunkel B. 1976b. Estudos Petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinço. Congresso de Geologia. Ouro Preto, Anais, p.179.
- Krynine P. D. 1946 The tourmaline group in sediments. *Journal of Geology*, **54**: 65-87
- Lopes T.C. 2012. O Supergrupo Espinço na Serra do Cabral, Minas Gerais: contribuição ao estudo de proveniência sedimentar. Dissertação de Mestrado, IGC, Universidade Federal Minas Gerais, 114p.
- Matter A, Ramseyer K. 1985 Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. *In*: G.G Zuffa (eds.) Provenance of arenites. D Reidel, Dordrecht, p.: 191–211.
- Martins M., Babinski M., Noce C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Queiroga G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade R., Liu D. 2011. A Suíte Córrego Taquari no Anticlinal de Itacambira, Bacia do Rio Macaúbas (MG): magmatismo básico tardi-ediocarano (ca. 560 Ma) no domínio externo do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **19**: 78-89.
- Martins M.S., Karfunkel J., Noce C.M., Babinsky M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N, Liu D. 2008 A Sequência Pré-Glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Geonomos*, **38**: 761-772.
- Martins M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG). Tese de doutoramento, IGC, Univ. Federal Minas Gerais, 248p.

- Martins-Neto M.A. & Catuneanu, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, **27**: 247–25
- Martins-Neto M.A. & Alkmim F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do Paleocôntinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. *In*: C.P. Pinto, M.A. Martins Neto (eds.). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais*, p.31.
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleó/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:151-168.
- McCubbin D.G.1982. Barrier-island and strand plain facies. *In*: Scholle, P.A. and Spearing, D.(eds.) *Sandstone Depositional Environments: Amer. Assoc. Petroleum, Geol.*, p.: 247-280
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard, J.B.1990. Geochemistry and Nd–Sr isotopic composition of deepsea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 2014–2050.
- McLennan S.M., Taylor S.R., Eriksson K.A. 1983. Geochemistry, of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**: 1211–1222.
- Miall A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. 3 ed. New York, Springer-Verlag. 616p.
- Moraes L.J. 1928. Geologia da região diamantina de Minas Gerais, Relatório de atividades. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir.,29p.
- Moraes L.J., Barbosa O., Lisboa J.M.A., Lacourt F., Guimarães D. 1937. Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. R.de Janeiro, Boletim DNPM/SFPM 19,191p
- Murphy J.B., Nance R.D. 1992. Mountain belts and the supercontinent cycle. *Scientific American*, p. 84-91
- Nance R.D., Worsley T., Moody J.B. 1988. The supercontinent cycle. *Scientific American*, p. 44-51
- Nelson B.K. & DePaolo D.J. 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: 348-357.
- Neuser R.D., Bruhn F., Götze J., Habermann D., Richter D.K. 1995. Cathodoluminescence: Method and Application. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, H, 1/2*: 287–306.
- Noce C.M. 1997. Texto explicativo da Folha Itacambira. *In*: J.H. Grossi-Sad L.M. Lobato A.C. Pedrosa-Soares, B.S. Soares Filho. 1997. Projeto Espinhaço em CD-Rom. Belo Horizonte, COMIG.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi -Sad J.H., Baars F.J., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R. , Roque N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica. 9º Simp. Geol. Minas Gerais,14, Anais,p.31.

Novo T.A.2013. Caracterização do Complexo Pocrane, Magmatismo básico Mesoproterozóico e Unidades Neoproterozóicas do Sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em Geocronologia U-Pb (Shrimp e La-Icp-Ms). Tese de doutoramento, IGC, Univ. Federal Minas Gerais,193p

Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, **19**:244-251.

Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**: 1-16.

Pedrosa-Soares A.C., Vidal P.H., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**: 519-522.

Pedrosa-Soares A.C., Noce, C.M., Vidal P.H., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt. *Jour. South Amer. Earth Sci.* **6**:33- 47.

Pflug R. & Renger, F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da Margem SE do Cráton Sanfranciscano. XXVII Congr. Bras. Geol.,2, Anais, p.5.

Reading H.G. 1986. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, London,615p.

Schöll W. 1973. Sedimentologie und geochemie der bambuí Gruppe in SE-rond des São Francisco Becken, Minas Gerais (Brasilien). Univ. Heidelberg, Tese doutorado, 115p.

Sial A.N., Dardenne M.A., Misi A., Pedreira A., Ferreira V.P., Silva Filho M.A., Uhlein A., Pedrosa-Soares A.C., Santos R.V., Egydio-Silva M., Babinski M., Alvarenga, C. J. S., Pimentel, M. M. 2009. The São Francisco Palecontinent.. *In*: C. Gaucher, A. N. Sial, G. Halverson, H. Frimmel, (orgs.). Neoproterozoic - Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a Focus on Southwestern Gondwana. Londres, Elsevier

Siga JR., O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais com base em informação geocronológica, Dissertação de mestrado –IG/USP, São Paulo, 140p.

Silva L.C., Armstrong R., Noce, C.M., Carneiro, M.A, Pimentel, M., Pedrosa-Soares A.C., Leite, C.A., Vieira V.S., Silva M.A.,Paes V.J.C.,Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb shrimp, parte ii: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional(*). *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:513-528

Sprunt E.S., Dengler L.A., and Sloan, D. 1978. Effects of metamorphism on quartz cathodoluminescence. *Geology*, **6**: 305-308.

- Spix, J.B. von & Martius, C.F.P. von (1823/1831). Reise im Brasilien. *Lind.*, **3**:1388 Munchen.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985: The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312p
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. *In*: U.G. Cordani, E.J Milani; A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) Tectonic evolution of South America, p.:101-137.
- Uhlein A., Trompette R.R, Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. Glaciação Sturtiana (~750 MA), a Estrutura do Rifte Macaúbas – Santo Onofre e a Estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuá. *Geonomos*, **15**: 24 – 60.
- Uhlein A. 1991. Transição Cráton-Faixa Araçuá (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Dissertação de Doutorado, USP, São Paulo, 259p.
- Viator D.B. 2003. Detrital tourmaline as an indicator of provenance: a chemical and sedimentological study of modern sands from the Black Hills, South Dakota. Louisiana, 85p. Dissertação de Mestrado, Louisiana State University. Disponível em: <http://etd02.lnx390.lsu.edu/docs/available/etd-0611103-101847> Acesso em: 30 de setembro de 2011.
- Viveiros J.M.F., Sá E.L., Vilela O.V., Santos O.M., Moreira S., Neto F.M.,Vieira W.S. 1979. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. *In*: Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, p.75.
- Walker R.G. & James N.P.1992. Facies Models Response to Sea Level change. Geological Association of Canada Publications. 409p.
- Zinkernagel U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contr Sed* **8**: 69.