



**RECONHECIMENTO DE DISCORDÂNCIAS EM SISTEMAS ALUVIAIS DO
MESOPROTEROZOICO: EXEMPLO DA FORMAÇÃO TOMBADOR,
CHAPADA DIAMANTINA, BRASIL**

ADRIANO DOMINGOS DOS REIS

Porto Alegre, 2012

ADRIANO DOMINGOS DOS REIS

**RECONHECIMENTO DE DISCORDÂNCIAS EM SISTEMAS ALUVIAIS DO
MESOPROTEROZOICO: EXEMPLO DA FORMAÇÃO TOMBADOR,
CHAPADA DIAMANTINA, BRASIL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Claiton M. dos Santos Scherer
Profa. Dra. Karin Goldberg

Supervisora: Geól. Manoela Bettarel Bállico

Porto Alegre, 2012

Reis, Adriano Domingos dos

Reconhecimento de discordâncias em sistemas aluviais do Mesoproterozoico: exemplo da Formação Tombador, Chapada Diamantina, Brasil. / Adriano Domingos dos Reis - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2012.

85 f. il.

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

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

Coorientadora: Karin Goldberg

1. Limite de Sequência. 2. Formação Tombador. 3 Sistema Aluvial. 4. Raio Gama. 5. Mesoproterozoico. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grün CRB 10/1113

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“RECONHECIMENTO DE DISCORDÂNCIAS EM SISTEMAS ALUVIAIS DO MESOPROTEROZOICO: EXEMPLO DA FORMAÇÃO TOMBADOR, CHAPADA DIAMANTINA, BRASIL”**, elaborado por **“ADRIANO DOMINGOS DOS REIS”**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Maria Lidia Medeiros Vignol

MSc. Dorval Carvalho Dias Filho

“Onde não falta vontade existe sempre um caminho.”

John Ronald Reuel Tolkien

*“O mais belo presente da natureza é que dá um prazer
olhar ao redor e tentar compreender o que podemos ver.”*

Albert Einstein

*“O sorriso que eu tenho nos lábios é um sorriso
geológico – o sorriso de quem sabe, olha, vê e compreende.”*

Monteiro Lobato

AGRADECIMENTOS

Chegando neste ponto final, para um próximo capítulo do meu tempo geológico, sobram nomes e faltam páginas para agradecer.

Antes de tudo agradeço a Deus, Inteligência Superior do Universo, que nos projetou curiosos para contemplar e tentar entender a sua obra.

Muito obrigado à Universidade Federal do Rio Grande do Sul e aos contribuintes brasileiros pelo financiamento da minha formação.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, através do PRH-12, pela bolsa de estudos. À Petrobras pelo financiamento das viagens e diárias de campo através do Projeto Chapada.

Agradeço a todos os meus colegas de curso, desde os idos de 2007, por todas as experiências compartilhadas. Aos professores lá do começo também vai um agradecimento. Sem eles não estaria aqui.

Obrigado aos bons e maus professores do Curso de Geologia. Aos bons pelas lições, exemplos e inspirações; aos maus pelo modelo ao qual não seguir.

À Carol e Augusto Pedreira (*in memoriam*) pelas bibliografias.

Ao Crispim, guia dos guias da Chapada, e ao Doda pela mão com as amostras.

Ao Prof. Breno Waichel e à Universidade Federal de Santa Catarina, pelo valioso empréstimo do gamaespectrômetro.

Ao Dorval pela ajuda imensa com as análises de MEV e petrografia.

Aos professores que deram uma grande força para este trabalho: Marcus Remus pelos bons palpites e decodificação de minerais “bizarros”; Norberto Dani e seus bolsistas pela disposição e solicitude; Vitor Pereira pelas sugestões e questionamentos; Luiz Fernando De Ros pelo realismo e paciência (ou falta dela). Aqui também vai um obrigado ao Bruno “Lost” pela ajuda com as encuestas mineralógicas.

Muito obrigado à Manoela pela disposição em sempre me ouvir, discutir, corrigir, ensinar e dividir comigo o seu conhecimento.

Um agradecimento especial aos meus orientadores: Karin Goldberg, pelo seu precioso tempo, sua paciência e entusiasmo constante; Claiton Scherer, pelos muitos ensinamentos, discussões, conversas e especialmente pela fé depositada em mim nesses últimos dois anos.

Ao colegas da “Estrati”: Nati, Fábio, João, Ana Paula, Diego, Fábica, Tati, Carrel, Duda, Tiago, Aninha e Juliano pelo companheirismo. Ao Olavo agradeço a ajuda com os intermináveis 300 clastos. Agradeço ao Ezequiel “Zazá” pela fraternidade de sempre nos campos e nos percalços do trabalho.

Ao Carlos não existe espaço para agradecer pelos infinitos “galhos quebrados” de todos os tipos.

Às colegas da sala 110a Amanda, Cris e Rosa, um sincero muito obrigado pelas conversas e distrações e principalmente pela ajuda sempre que precisei.

Aos colegas da ex-bolsa: Carol, Gustavo, Janaína, Rodrigo e Tânia um saudoso obrigado.

Ao queridos amigos de sempre Flávia, Gustavo, Jaques, Karine, Marquito, Priscila, Renata e Saulo agradeço pela amizade instantânea e pelos bons momentos que vivemos e ainda viveremos. Vocês são demais.

As amadas pessoas da minha Grande Família: Bibi, Nadia, Junior (do paraíso onde estiver), Enio, Nice, Marcos, Rossana, Angélica e Valentina. Muito obrigado pela paciência com as ausências e por sempre acreditarem.

À Dina, pessoa realmente especial, que esteve do meu lado nas maiores jornadas pra conclusão desse trabalho, não existem palavras pra agradecer. Só posso agradecer com amor e dedicação em dobro daqui pra sempre.

Aos meus caríssimos e amados pais, Juca e Delma, agradeço pelo apoio incondicional e dedicação incansável para que eu chegasse aqui hoje. Esta obra é mais de vocês do que minha. Muito obrigado!

RESUMO

Os limites de sequência são discordâncias subaéreas que representam um rebaixamento no nível de base da bacia sedimentar. Em sucessões aluviais, o reconhecimento de discordâncias é dificultado pela similaridade faciológica e pela existência de superfícies erosivas de diferentes hierarquias. O objetivo deste trabalho é reconhecer discordâncias no intervalo superior da Formação Tombador, Supergrupo Espinhaço, Mesoproterozoico da Chapada Diamantina, integrando diferentes técnicas. Foram levantados 184 m de perfil colunar associado a dados gamaespectrométricos de afloramento. Foram coletadas 13 amostras para análises petrográficas em lâmina delgada e foram contados e caracterizados 601 clastos em dois pacotes de conglomerado. Para auxiliar a identificação de minerais, foram realizadas análises de MEV-EDS e difração de raios X. Aliando critérios sedimentológicos, petrográficos e gamaespectrométricos foram reconhecidas duas sequências deposicionais (I e II) e suas discordâncias limítrofes basais (LS1 e LS2). A Sequência I é caracterizada pela interação de sistemas fluviais e eólicos, sua base é uma superfície erosiva (LS1) evidenciada pela deposição de conglomerados de uma associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos sobre arenitos de lençóis de areia eólicos. A Sequência II é caracterizada por um sistema de leques aluviais, com a superfície erosiva basal (LS2) originada pela deposição de conglomerados de uma associação de fácies de depósitos de fluxos de detritos sobre arenitos muito grossos de inundações em lençol proximais. Os conglomerados da Sequência I possuem clastos do tamanho seixo a bloco e razão de litoclastos sedimentares/metamórficos (Lts/Ltm) de 0,9, enquanto nos da Sequência II predomina o tamanho bloco e ocorrem megaclastos de arenito de até 80 cm, com razão Lts/Ltm de 2,2. Os minerais anquimetamórficos podem indicar indiretamente um controle composicional detrítico ou diagenético. Na Sequência I a pirofillita é abundante, substituindo constituintes detríticos e autigênicos, enquanto na Sequência II este mineral praticamente não ocorre. O padrão de gama total da Sequência I é baixo, já o da Sequência II é alto principalmente nos canais de U e Th, comportamento que deve estar ligado à presença de minerais pesados. Apesar das modificações composicionais geradas pelo anquimetamorfismo nas rochas da Formação Tombador, as técnicas empregadas se mostraram eficientes no reconhecimento de discordâncias.

Palavras-Chave: limite de sequência, Formação Tombador, sistema aluvial, raio gama, Mesoproterozoico

ABSTRACT

Sequence boundaries are subaerial unconformities that represent lowering base level in a sedimentary basin. In alluvial successions, the recognition of unconformities is complicated by similarity in facies and by the existence of erosional surfaces of different hierarchies. The purpose of this work was to recognize unconformities in the upper interval of the Tombador Formation, Espinhaço Supergroup, in the Chapada Diamantina Mesoproterozoic, through the integration of different techniques. 184 m of graphic logs was built, with associated outcrop gamma spectrometric data. 13 samples were collected for petrographic analysis and 601 clasts were counted and characterized in two conglomerate packages. SEM-EDS and X-ray diffraction analysis were carried out to supplement the mineral identification. Combining sedimentologic, petrographic and gamma spectrometric data it was possible to recognize two depositional sequences (I and II) and their adjacent basal unconformities (LS1 and LS2). Sequence I is characterized by the interaction of fluvial and aeolian systems. Its base is an erosional surface (LS1) marked by conglomerate deposition in a gravelly, shallow braided fluvial channel system, overlapping aeolian sand sheet sandstones. Sequence II is characterized by an alluvial fan system, with basal erosional surface (LS2) formed by conglomerate deposition in a debris flow overlying very coarse proximal sheet-flood sandstones. Sequence I conglomerates are composed of pebble-to-block size clasts with sedimentary/metamorphic lithoclast ratio (Lts/Ltm) of 0.9, whereas in Sequence II block size clasts are dominant (sandstone megaclasts of up to 80 cm occur), with 2.2 Lts/Ltm ratio. The anchimetamorphic minerals can indirectly indicate detrital or diagenetic compositional control. In Sequence I pyrophyllite is abundant, replacing detrital and authigenic constituents, whereas in Sequence II this mineral is rare. Gamma-ray pattern of Sequence I is low, whereas in Sequence II it is high, especially in the U and Th channels, a behavior characteristic of the presence of heavy minerals. Despite the compositional modifications due to anchimetamorphism in the Tombador Formation rocks, the techniques employed were efficient to recognize unconformities.

Key words: sequence boundary, Tombador Formation, alluvial system, gamma-ray, Mesoproterozoic

FIGURAS

- Figura 1.** Localização do perfil colunar estudado em relação a cidade de Lençóis BA, em uma imagem de satélite composta com topografia pelo software Google Earth. Exagero vertical 2:1. (Copyright Cnes/Spot, 2012) 15
- Figura 2.** Evolução da coluna estratigráfica da Chapada Diamantina. (Extraído de Guimarães, 2005) 17
- Figura 3.** Localização da área de estudo no contexto das sequências de 1ª ordem do cráton do São Francisco. (modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2012) 18
- Figura 4.** Carta estratigráfica composta a partir de compilação das datações mais recentes do Supergrupo Espinhaço, incluindo a idade de 1445 ± 28 para a Formação Tombador, obtida pelo mesmo trabalho. (Extraído de Guadagnin *et al.*, em elab.) 19
- Figura 5.** Chapada Diamantina pós-deformação brasileira. Porção ocidental mais deformada e porção oriental menos deformada. (Extraído de Guimarães, 2008) 20
- Figura 6.** Seção tipo da Fm. Castlegate, com os limites de sequência e outras superfícies erosivas importantes destacadas, de A a H. As superfícies A, D e H foram reconhecidas como limites de sequência. (Extraído de Miall & Arush, 2001b) 23
- Figura 7.** Arenito da Fm. Kayenta com empacotamento frouxo e crescimentos euédricos de quartzo, indicando cimentação pré-compactação logo abaixo do limite de sequência oculto. Escala gráfica = 0.25 mm (Extraído de Bromley, 1991). 24
- Figura 8.** Hierarquia da análise de fácies. (Modificado de Walker, 1992) 26
- Figura 9.** Exemplo de perfil colunar, resumindo diversos dados das fácies. (Modificado de Coe, 2010) 28
- Figura 10.** Espectrômetro de raios gama utilizado no projeto. 29
- Figura 11.** Exemplo de perfil colunar com dados de gama associados. 30
- Figura 12.** Diagrama de proveniência tectônica de Dickinson (1985). (Extraído de Rodrigues, 2012) 33
- Figura 13.** Malha para contagem de clastos com equidistância de 10 cm. 34
- Figura 14.** Malha para contagem de clastos com equidistância de 20 cm. 34
- Figura 15.** Diagrama com erro padrão calculado para 95% de confiança. (Extraído de Dryden, 1931 *apud* Edgington & Harbury, 1993) 36
- Figura 16.** Fotomicrografias de estrutura e textura das amostras analisadas. (a) arenito grosso, maciço, moderadamente selecionado, fácies Sl(e), 01-RB08. (b) arenito grosso com laminação incipiente, moderadamente selecionado, fácies Sl(e), 07-RB07. (c) arenito conglomerático, maciço, mal selecionado, fácies St, 08-RB11. (d) arenito médio a grosso, laminado, mal selecionado, fácies Sl, 06-RB06. (e) fração areia muito grossa de conglomerado, maciço, fácies Gcm, 11-RB15. (f) fração areia muito grossa de conglomerado, maciço, fácies Gcm, 10-RB13. 47
- Figura 17.** Fotomicrografias ilustrando a composição detrítica das amostras analisadas. (a) Quartzo monocristalino, quartzo policristalino e fragmento de quartzito, 09-RB12. (b) Quartzo monocristalino deformado, quartzo policristalino e fragmento de chert, 04-RB04. (c) intraclasto lamoso deformado formando pseudomatriz, 13-RB17. (d) Intraclastos de silcrete, 12-RB16. (e) turmalina detrítica com crescimentos epitaxiais, 11-RB15. (f) zircão detrítico engolfado por crescimentos de quartzo, 08-RB11. 48
- Figura 18.** Fotomicrografias de constituintes diagenéticos nas amostras analisadas. (a) crescimentos de quartzo marcados por cutículas de óxidos de ferro, 11-RB15. (b) crescimentos de quartzo descontínuos, 11-RB15. (c) fosfato mesodiagenético (goyazita), substituindo grãos e cimento de quartzo. (d) minerais opacos substituindo

pesados e marcando estratificação. (e) goethita sobre pirofilita. (f) goethita, associada a óxidos de ferro, “tingindo” a pirofilita.....	50
Figura 19. Fotomicrografias de constituintes metamórficos de muito baixo grau nas amostras analisadas. (a) pirofilita com hábito microcristalino e em feixe, substituindo grãos, fosfato e cimentos de quartzo, 05-RB05. (b) pirofilita substituindo grão indiferenciado e crescimentos de quartzo, 08-RB11. (c) pirofilita substituindo sílica microcristalina, 08-RB12. (d) imagem de MEV (BSE) de mica em textura microlamelar (sericítica) parcialmente substituída por turmalina hidrotermal, 11-RB15. (e) e (f) mineral micáceo com pleocroísmo verde a incolor substituindo intraclastos, 13-RB17.	51
Figura 20. Fotomicrografias deconstituintes e feições hidrotermais em amostras analisadas. (a) turmalina em hábito acicular precipitando sobre grão indiferenciado, 10-RB13. (b) e (c) turmalina acicular precipitando em poros de dissolução, 10-RB13 e 11-RB15. (d) crescimento epitaxial de turmalina sobre turmalina detrítica, 11-RB15. (e) veios de turmalina orientada, 10-RB13. (f) epidoto associado a turmalina hidrotermal, 10-RB13.	52
Figura 21. Fotomicrografias de porosidade nas amostras analisadas. (a) porosidade lamelar por descompactação, 02-RB09. (b) porosidade intragranular e intergranular por dissolução de grãos e cimentos.	54
Figura 22. Difrátograma da amostra 07-RB07, fração abaixo de 10 μ . M = mica indiferenciada; Py = pirofilita; Qz = quartzo.	55
Figura 23. Difrátograma da amostra 08-RB11, fração abaixo de 10 μ . M = mica indiferenciada; Py = pirofilita; Qz = quartzo.	55
Figura 24. Difrátograma da amostra 11-RB15, fração abaixo de 10 μ . M = mica indiferenciada; Qz = quartzo; T = turmalina.	56
Figura 25. Difrátograma da amostra 13-RB17, fração abaixo de 10 μ . M = mica indiferenciada; Qz = quartzo.	57
Figura 26. Imagem de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS da amostra 05-RB05.	58
Figura 27. Imagens de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS na área 1 da amostra 11-RB15.	59
Figura 28. Imagens de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS na área 2 da amostra 11-RB15.	60
Figura 29. Imagem de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS na área 3 da amostra 11-RB15.	61
Figura 30. Diagramas das amostras da Fm.Tombador segundo a classificação composicional de Folk (1968).	62
Figura 31. Diagramas das amostras da Fm. Tombador segundo a classificação de proveniência tectônica segundo Dickinson (1985).	62
Figura 32. Distribuição composicional e granulométrica dos clastos tamanho cascalho nos conglomerados da associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC). n = 308.	64
Figura 33. Distribuição composicional e granulométrica dos clastos tamanho cascalho nos conglomerados da associação de fácies de depósitos de fluxos de detritos(FD). n = 293.	65
Figura 34. Correlação regional entre perfis colunares, com interpretação das sequências deposicionais (extraído de Bállico <i>et. al,em elab.</i>). O perfil colunar levantado neste trabalho é correlato ao perfil 4 da figura.	70
Figura 35. Conteúdo de pirofilita nas rochas amostradas ao longo do perfil colunar.	74

QUADROS

- Quadro 1.** Fácies sedimentares adaptadas a partir de Miall (1977). A letra “e” entre parêntesis identifica as fácies do sistema eólico. **42**
- Quadro 2.** Associações de fácies e sistemas deposicionais. **44**
- Quadro 3.** Síntese comparativa dos critérios usados para reconhecer os limites de seqüências e diferenciar as seqüências deposicionais. Ctotal = contagem total de radiação gama; FD = associação de fácies de depósitos de fluxo de detritos; K = potássio; LS1 = limite de seqüência 1; LS2 = limite de seqüências 2; Ltm = litoclastos metamórficos; Lts = Litoclastos sedimentares. Th = tório; U = urânio. **76**

TABELAS

Tabela 1. Características de limites de sequências ocultos (modificado de Miall & Arush, 2001a)	22
Tabela 2. Janela de detecção dos elementos radioativos e respectivos isótopos. (Modificado de Grasty e Minty, 1995)	29
Tabela 3. Amostras relacionadas à espessura no perfil colunar, fácies e associação de fácies.	45
Tabela 4. Escalas de arredondamento e esfericidade, a partir de Krumbein (1931) e Rittenhouse (1943).	63
Tabela 5. Contagem de clastos nos conglomerados das Sequências deposicionais I e II. Lts = Litoclastos sedimentares; Ltm = Litoclastos metamórficos.....	72

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	PROBLEMA	13
1.2	OBJETIVOS	14
1.3	LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO	14
1.4	ESTADO DA ARTE	20
2	TÉCNICAS E MÉTODOS	25
2.1	LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO	25
2.1.1	<i>Análise de Fácies</i>	25
2.1.2	<i>Perfis Colunares</i>	27
2.2	LEVANTAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO	28
2.3	ESTUDOS PETROGRÁFICOS	30
2.3.1	<i>Descrição Petrográfica</i>	31
2.3.2	<i>Análises Quantitativas da Composição Detrítica</i>	32
2.4	MÉTODOS AUXILIARES	37
2.4.1	<i>Difração de Raios X</i>	37
2.4.2	<i>Microscopia Eletônica de Varredura (MEV) com EDS acoplado</i>	39
3	RESULTADOS	41
3.1	ANÁLISE DE FÁCIES	41
3.2	ANÁLISES COMPOSICIONAIS	45
3.2.1	<i>Petrografia Descritiva</i>	45
3.2.2	<i>Difração de Raios X</i>	54
3.2.3	<i>Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS Acoplado (MEV-EDS)</i>	45
3.2.4	<i>Petrografia Quantitativa</i>	61
3.3	GAMAESPECTROMETRIA	65
4	DISCUSSÕES	68
4.1	CRITÉRIOS SEDIMENTOLÓGICOS	68
4.2	CRITÉRIOS PETROGRÁFICOS	71
4.3	CRITÉRIOS GAMAESPECTROMÉTRICOS	75
4.4	SÍNTESE COMPARATIVA	76
5	CONCLUSÕES	76
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78
7	ANEXOS	70

1 INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMA

No contexto da estratigrafia de sequências, os limites de sequências são definidos como discordâncias subaéreas, sejam erosivas ou não deposicionais, que representam um rebaixamento do nível de base na bacia. A identificação de discordâncias (limites de sequências) em sucessões eminentemente aluviais é extremamente difícil em decorrência da similaridade faciológica e da existência de superfícies erosivas de diferentes hierarquias. Entre os critérios que podem ser utilizados para definição de discordâncias aluviais “ocultas” listados por Miall & Arush (2001a), destacam-se: (1) mudança na arquitetura estratigráfica; (2) superfícies erosivas proeminentes e lateralmente extensas; (3) fortes mudanças na composição detrítica; (4) empacotamento aberto dos grãos abaixo do limite de sequências e (5) cimentação vadosa abaixo do limite de sequências.

Em sucessões aluviais do Proterozoico a identificação de discordâncias é ainda mais difícil em decorrência dos processos modificadores (diagênese, compactação, metamorfismo e deformação) aos quais estas rochas estão sujeitas, que obliteram as características sedimentológicas originais. As dificuldades são ainda aumentadas devido à escassez e complexidade do registro fóssilífero no Pré-Cambriano (Eriksson *et al.*, 2004) que não permite estudos bioestratigráficos de detalhe.

A Formação Tombador, que integra o Grupo Chapada Diamantina do Supergrupo Espinhaço, possui uma sucessão continental aluvial expressiva na sua porção superior, área de estudo promissora para investigações sobre discordâncias continentais no Proterozoico.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho consiste no reconhecimento de discordâncias em sistemas aluviais proterozoicos por meio de estudos realizados na porção superior da Formação Tombador.

Entre os objetivos específicos destacam-se:

- Treinamento e aperfeiçoamento em técnicas de levantamento estratigráfico e análises de rochas sedimentares;
- Caracterização sedimentológica e estratigráfica dos depósitos areno-conglomeráticos da porção superior da Formação Tombador;
- Testar a eficiência da perfilagem gamaespectrométrica como critério para reconhecimento de discordâncias e de sequências deposicionais;
- Testar a eficiência dos métodos petrográficos de análise da composição detrítica (macro e microscópica) e dos padrões diagenéticos para o reconhecimento de discordâncias;
- Investigar a existência de discordâncias internas à porção superior da Formação Tombador e
- Agregar conhecimento de maior detalhe a respeito do reconhecimento de discordâncias em sucessões proterozoicas no Brasil.

1.3 LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

O projeto se desenvolveu nas proximidades da cidade de Lençóis, região central do estado da Bahia, distante 300 km da capital Salvador. Um perfil colunar foi levantado ao longo do Rio Ribeirão, em uma seção-chave da Formação Tombador (Figura 1).

A Chapada Diamantina está inserida na parte central do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), compreendendo dois domínios – Ocidental e Oriental –, separados pelo lineamento Barra de Mendes-João Correia. O Domínio Ocidental é marcado por dobramentos apertados e vulcanismo intenso, já no Domínio Oriental as dobras são suaves e o magmatismo restrito principalmente a intrusões básicas (Guimarães, 2008). A Chapada

constitui um notável elemento geomorfológico, formado pelas rochas sedimentares e metassedimentares dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco, com evolução entre o Paleoproterozoico superior e o Neoproterozoico superior. O embasamento pré-Espinhaço é constituído pelos complexos Gavião e Paramirim, gnaisses migmatíticos de idades paleo-mesoarqueanas; pelas rochas metamórficas supracrustais dos complexos Meso a Neoarqueanos Brumado e Ibiajara; e ainda por granitoides paleoproterozoicos intrudidos na crosta arqueana (Guimarães, 2005).

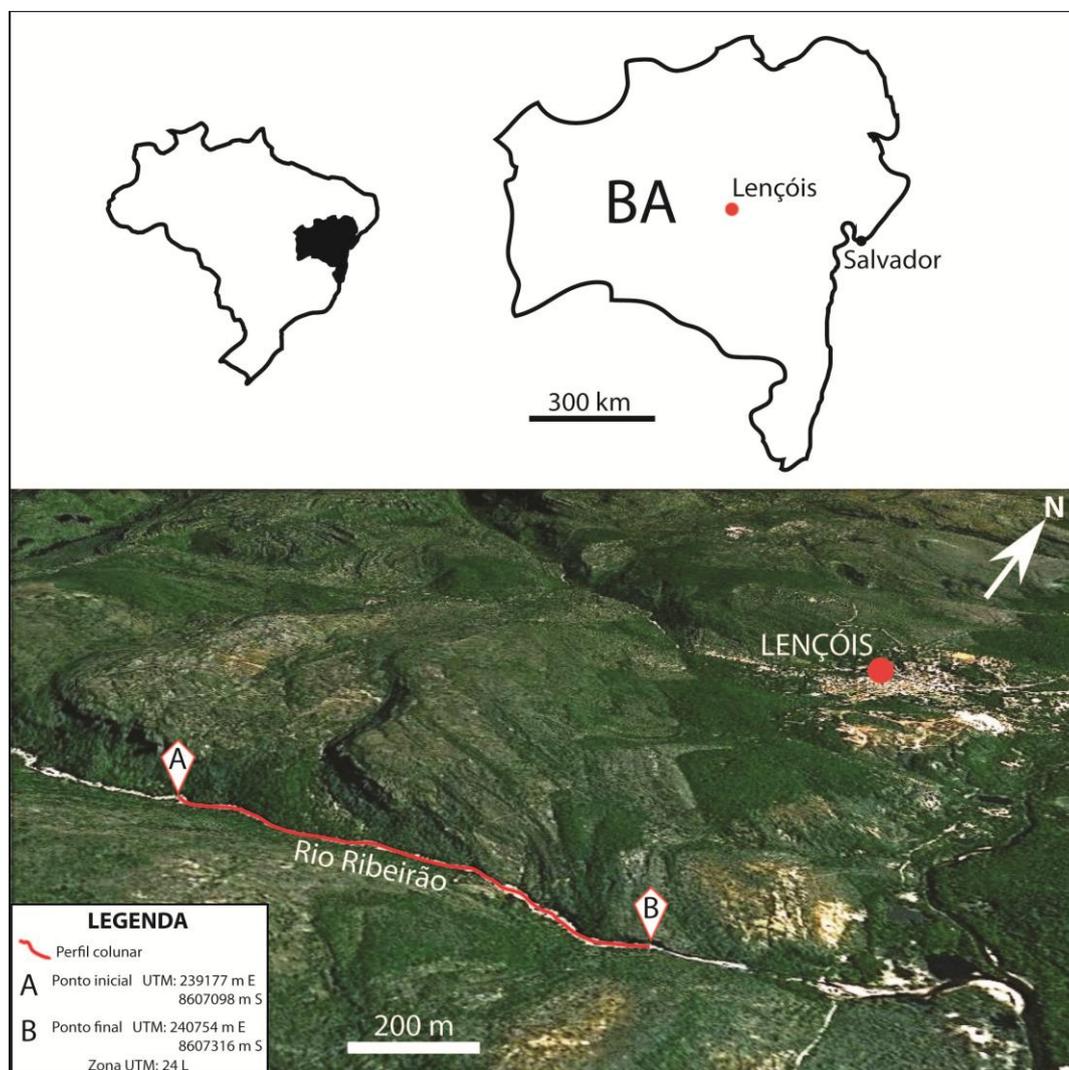


Figura 1.Localização do perfil colunar estudado em relação a cidade de Lençóis BA, em uma imagem de satélite composta com topografia pelo software Google Earth. Exagero vertical 2:1 (Copyright Cnes/Spot, 2012).

A Formação Tombador, objeto de estudo deste trabalho, foi pela primeira vez descrita por Branner (1910) como Série Tombador, composta por arenitos e quartzitos de cor rósea e amarelada, aflorantes nas escarpas da Serra do Tombador, localizada 30 km a oeste da cidade baiana de Jacobina. Desde então, tem passado por diversas adaptações a classificações (Figura 2). A mais atual, que leva em conta a evolução multicíclica das diversas bacias sobrepostas que constituem os Supergrupos Espinhaço e São Francisco, é a de Guimarães (2005). Esse autor situa a Fm. Tombador no Grupo Chapada Diamantina – composto pela Supersequência Tombador/Caboclo/Morro do Chapéu –, topo do Sg. Espinhaço, representada por depósitos continentais costeiros eólico-fluviais e marinhos rasos, preenchendo uma bacia do tipo sinéclise continental desenvolvida na parte central da Bahia chamada *Bacia Chapada Diamantina*. A porção inferior da Formação Tombador é constituída em sua maioria por depósitos flúvio-estuarinos (Magalhães *et al.*, 2012) enquanto que o intervalo superior é formado por depósitos aluviais (Bállico *et al.*, em elab.).

Alkmim & Martins-Neto (2012), ao estudarem as coberturas proterozoicas do Cráton do São Francisco do ponto de vista das sequências de 1ª ordem, situaram o Grupo Chapada Diamantina numa bacia *rifte-sag* com evolução no Mesoproterozoico, por eles denominada Espinhaço II. A Figura 3 localiza a área de estudo em relação à classificação destes autores.

Derby (1906)	Brito Neves (1968)		Schobbenhaus & Kaul (1971)	CPRM/PROSPEC/DNPM (1974)	Inda & Barbosa (1978)	Barbosa & Dominguez(1994)	Schobbenhaus (1996)	Projeto Ibitiara-Rio de Contas (2005)		
Grupo Lavras	Grupo Chapada Diamantina	Formação Morro do Chapéu	Grupo Chapada Diamantina	Grupo Lavras	Formação Morro do Chapéu	Grupo Chapada Diamantina	Grupo Chapada Diamantina	Grupo Chapada Diamantina	Grupo Chapada Diamantina	
		Formação Caboclo			Formação Caboclo					Formação Caboclo
		Formação Tombador			Formação Tombador					Formação Tombador
		Formação São Pedro			Formação Tombador					Formação Tombador
Grupo Paraguaçu	Grupo Chapada Diamantina	Formação Caboclo	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	Formação Açuruá	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	
		Formação Ipupiara			Formação Lagoa de Dentro					Formação Lagoa de Dentro
		Formação Mb. La. de Dentro Mangabeira			Formação Mangabeira					Formação Mangabeira
		Formação Ouricuri do Ouro			Formação Ouricuri do Ouro					Formação Ouricuri do Ouro
		Formação Ouricuri do Ouro			Formação Ouricuri do Ouro					Formação Ouricuri do Ouro
		Complexo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Novo Horizonte	
									Fm. Serra da Gameleira	

Figura 2. Evolução da coluna estratigráfica da Chapada Diamantina. (Extraído de Guimarães, 2005).

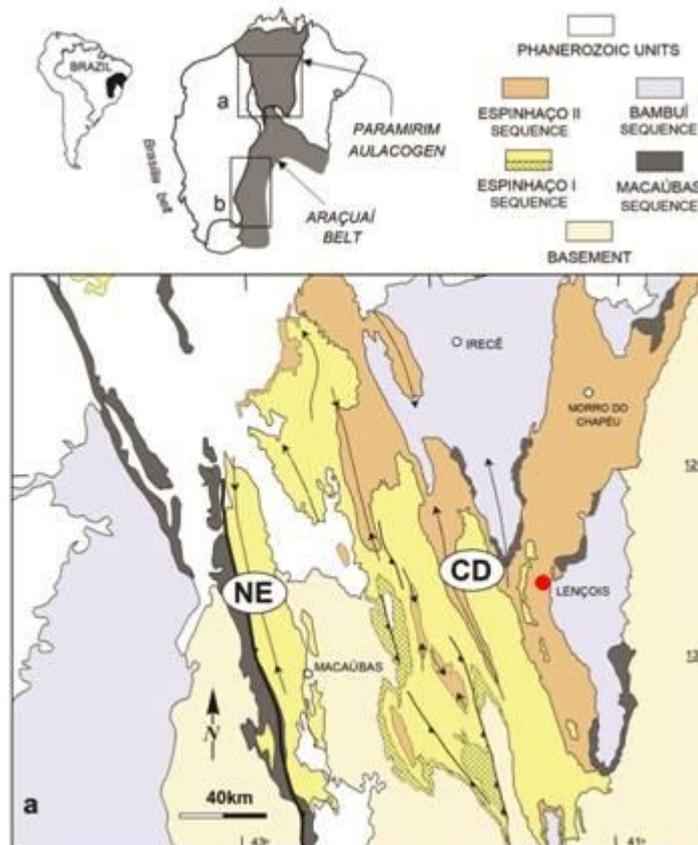


Figura 3. Localização da área de estudo no contexto das sequências de 1ª ordem do cráton do São Francisco. (Modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2012).

As mais recentes datações situam a deposição da Fm. Tombador entre 1394 ± 14 Ma (Gruber *et al.*, 2011) e 1416 ± 28 Ma (Guadagnin *et al.*, em elab.), em torno do limite dos períodos Ectasiano e Calimiano da era Mesoproterozoica (Figura 4). Guadagnin *et al.* (em elab.) incluíram a Formação Tombador numa bacia sedimentar intracratônica chamada Bacia do Espinhaço Intermediário, que em conjunto com as Bacias Espinhaço Inferior e Superior evoluíram através do Paleo-Mesoproterozoico como resposta interior aos estresses da margem da Paleoplaca Congo-São Francisco relacionados a formação e fragmentação do Supercontinente Rodínia. Através de zircões detríticos, Gruber *et al.* (2011) identificaram diversas unidades arqueanas e paleoproterozoicas do Cráton do São Francisco como áreas-fonte para os sedimentos.

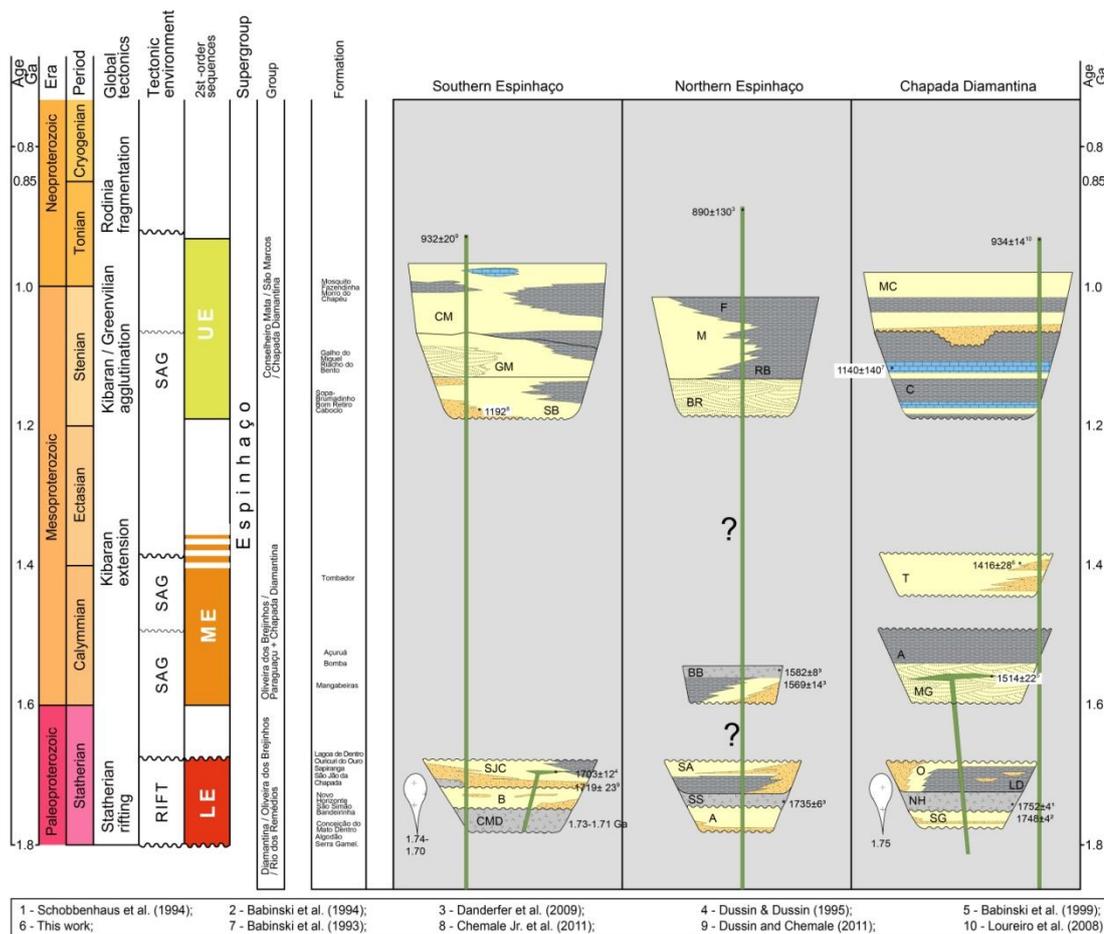


Figura 4. Carta estratigráfica composta a partir de compilação das datações mais recentes do Supergrupo Espinhaço, incluindo a idade de 1445±28 Ma para a Formação Tombador, obtida pelo mesmo trabalho. (Extraído de Guadagnin *et al.*, em elab.).

Toda a cobertura paleo-mesoproterozoica foi afetada pelo evento orogênico brasileiro gerador da Faixa Araçuaí, que propagou a deformação sobre o Cráton do São Francisco pelo corredor do Paramirim (Guimarães, 2008), deformando principalmente a parte ocidental da Chapada Diamantina, mas também afetando a parte oriental com dobras de baixa amplitude e falhamentos (Figura 5).

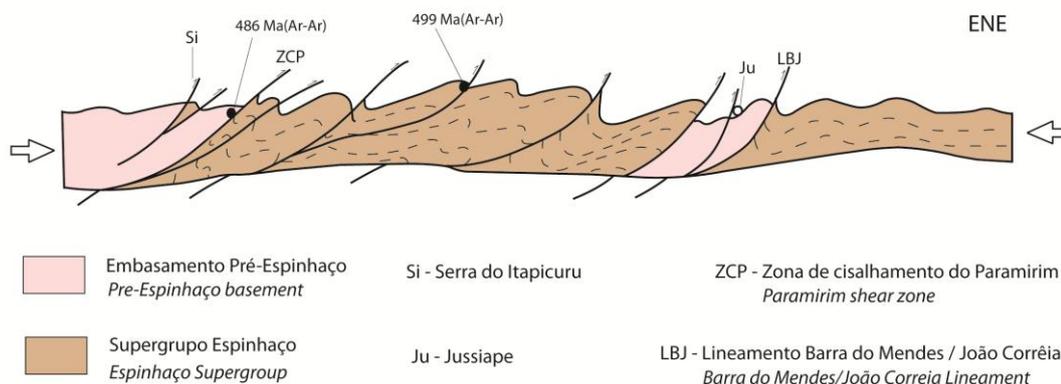


Figura 5. Chapada Diamantina pós-deformação brasileira. Porção ocidental mais deformada e porção oriental menos deformada. (Extraído de Guimarães, 2008).

1.4 ESTADO DA ARTE

Discordância (*unconformity*), como definido por Bates & Jackson (1980), é “a relação estrutural entre estratos rochosos em contato, caracterizada por uma falta de continuidade na deposição, e corresponde a um período de não deposição, intemperismo, ou especialmente erosão (seja subaérea ou subaquosa) anterior à deposição de camadas mais jovens e frequentemente marcada pela ausência de paralelismo entre os estratos”. Shanmugam (1988) usa o termo discordância para uma superfície que represente uma quebra temporal significativa no registro estratigráfico e uma mudança no ambiente, enquanto **diastemas** resultam de variações aleatórias na taxa de sedimentação sem qualquer mudança no ambiente, representando pequenas quebras no registro. Enquanto as discordâncias são registros da dinâmica alóctone de origem e evolução das bacias sedimentares, os diastemas representam processos autóctones dos depósitos sedimentares dentro de um mesmo sistema deposicional. Isto implica que discordâncias sejam superfícies de extensão regional dentro da bacia, representando um hiato temporal considerável, e que os estratos sub e sobrejacentes à superfície apresentem características que evidenciem este hiato.

Os critérios de reconhecimento de discordâncias no registro estratigráfico incluem: truncamento regional marcado por superfície erosiva, mudança abrupta de fácies, mudança no padrão de paleocorrentes, mudança na composição detrítica, mudança dos padrões diagenéticos e mudanças no conteúdo fossilífero.

No contexto da estratigrafia de sequências, tornou-se muito importante o reconhecimento de superfícies-chave, em especial discordâncias subaéreas, que separam sucessões sedimentares geneticamente relacionadas (Scherer, 2008). Discordâncias em sucessões aluviais são caracterizadas por superfícies erosivas de extensão regional. Entretanto, o desenvolvimento de superfícies erosivas em sistemas fluviais é extremamente comum, sem necessariamente implicar em hiato temporal significativo ou mudanças no padrão deposicional regional da bacia (Scherer, 2008). Em suma, a simples presença de uma superfície erosiva não é suficiente para o reconhecimento de uma discordância que represente um limite de sequências deposicionais, uma vez que ela pode representar processos erosivos dentro do próprio sistema deposicional.

Em sequências deposicionais fluviais, a distinção de superfícies discordantes pode ser bastante difícil, especialmente pela presença de diferentes superfícies erosivas, característica desses sistemas continentais. Miall & Arush (2001a) enumeram os principais critérios para o reconhecimento de limites de sequências ocultos, como mostrado na Tabela 1. Aliado a isso, o levantamento de perfis gamaespectrométricos, pode demonstrar diferentes assinaturas entre os processos sedimentares (Aigner *et al.*, 1995).

Em depósitos proterozoicos, como o objeto de estudo deste trabalho, o reconhecimento de discordâncias se torna ainda mais complicado. O conteúdo fossilífero é em geral escasso e bastante complexo, se restringindo a estruturas e bioconstruções microbiais (Eriksson *et al.*, 2004). Os processos sedimentares pré-cambrianos também diferiam bastante daqueles operantes no Fanerozoico, especialmente em magnitude, em parte devido à ausência de vegetação naquele éon. Além disso, rochas tão antigas geralmente já passaram por inúmeros ciclos sedimentares e processos

modificadores – como diagênese, compactação, metamorfismo e deformação –, impedindo que essas rochas preservem as características originais.

Tabela 1. Características de limites de sequências ocultos (modificado de Miall & Arush, 2001a).

Características de fácies

Corpos de arenito/conglomerado lateralmente amalgamados
Superfícies erosivas proeminentes e lateralmente extensas
Relevo recortado íngreme, indicando litificação precoce
Abundância incomum de fragmentos de plantas, fragmentos ósseos ou outros *lags* no limite de sequências
Oxidação pervasiva

Mudanças na arquitetura da sequência

Mudanças nos padrões de isópacas
Grandes mudanças na dispersão das direções de paleocorrentes

Características petrográficas

Indicadores pedogenéticos
Fortes mudanças na composição detrítica
Empacotamento aberto dos grãos abaixo do limite de sequências
Cimentação vadosa abaixo do limite de sequências

O reconhecimento de discordâncias e limites de sequências deposicionais em sistemas aluviais, com foco nos sistemas fluviais entrelaçados, já foi realizado em vários trabalhos. Miall & Arush (2001a) sumariza e integra alguns desses casos, que são expostos a seguir.

Na Formação Castlegate, nos EUA, Olsen *et al.* (1995) demonstraram que a base e o topo da seção tipo desta unidade fluvial eram limites de sequências. Posteriormente Miall & Arush (2001b, Figura 6) sugeriram a existência de um limite de sequência oculto dentro da seção, hipótese que acabou sendo suportada por evidências petrográficas de mudança na composição detrítica e de diagênese superficial. Os autores sugerem também que mudanças nos padrões de paleocorrentes dentro da seção indicam basculamento tectônico das encostas durante a deposição da Formação Castlegate.

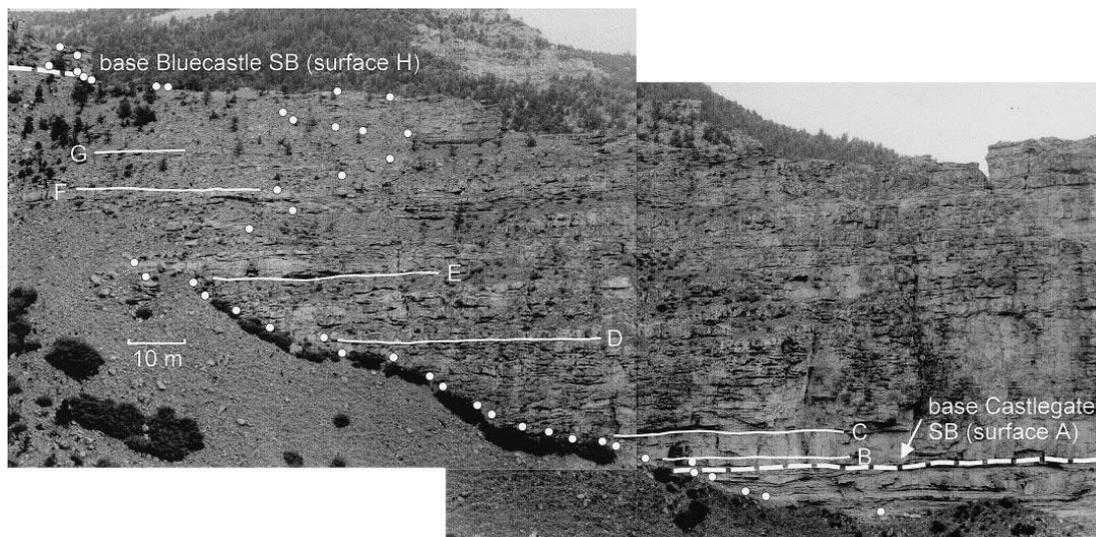


Figura 6. Seção tipo da Fm. Castlegate, com os limites de seqüência e outras superfícies erosivas importantes destacadas, de A a H. As superfícies A, D e H foram reconhecidas como limites de seqüência. (Extraído de Miall & Arush, 2001b).

Outro caso de discordância oculta em sucessões fluviais foi estudado por Bromley (1991) na Fm. Kayenta, também nos EUA. As exposições desta formação consistem majoritariamente em corpos arenosos limitados por superfícies planas a levemente curvadas, associadas a canais não confinados, num ambiente fluvial entrelaçado sob condições áridas. Foi identificada uma superfície em alto ângulo com os estratos sobrejacentes, representando um relevo íngreme gerado por erosão, só possível de ser formado caso os sedimentos erodidos já estivessem consolidados. Dados de paleocorrentes e evidências petrográficas de diagênese superficial sugeriram que a superfície representaria uma grande pausa e reorganização dos processos sedimentares fluviais (Bromley, 1991; Miall & Arush, 2001a; Figura 7).

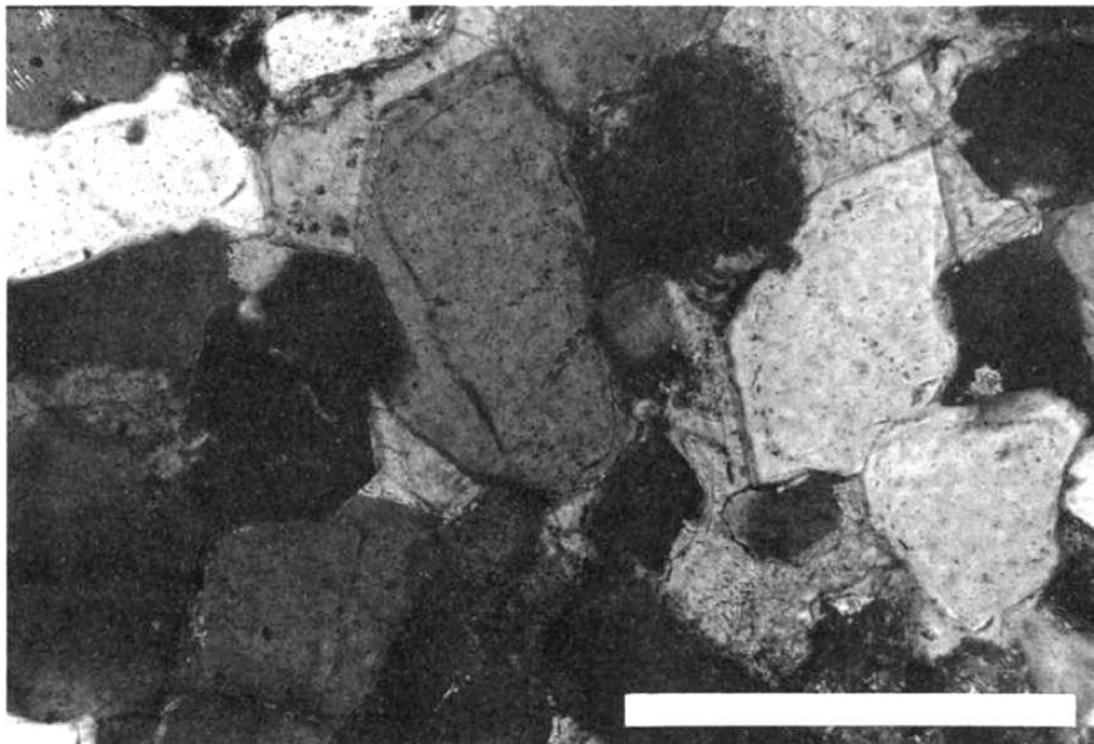


Figura 7. Arenito da Fm. Kayenta com empacotamento frouxo e crescimentos euédricos de quartzo, indicando cimentação pré-compactação logo abaixo do limite de sequência oculto. Escala gráfica = 0,25 mm (Extraído de Bromley, 1991).

2 TÉCNICAS E MÉTODOS

2.1 LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO

2.1.1 *Análise de Fácies*

Walker (1992) estabeleceu as relações entre as unidades da análise de fácies que vem sendo utilizadas até hoje pela comunidade científica (Figura 8).

O conceito de *fácies*, como citado e debatido por Walker (2006) e por tantos outros autores até então, a define como um corpo rochoso com características específicas, podendo ser uma camada apenas ou um conjunto delas. Reading (1996) conceitua de uma maneira que tem sido consagrada na Geologia Sedimentar como um corpo de rocha distinto que se formou sobre certas condições de sedimentação, refletindo um processo particular, um conjunto de condições ou um ambiente. A *fácies* é definida pelos atributos: cor, geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero.

No presente trabalho optou-se pelo conceito de *fácies* representando os processos sedimentares que a geram, não sendo usada isoladamente para definir ambiente ou sistema deposicional. A classificação de *fácies* foi feita a partir de uma adaptação do código proposto Miall (1977) para sistemas fluviais, usando letras para representar tamanho de grão e estrutura sedimentar. Originalmente, as *fácies* fluviais foram representadas por duas letras: a primeira, maiúscula, representando o tamanho de grão dominante, sendo G (*gravel*) para cascalho, S (*sand*) para areia e F (*fine-grained*) para areia muito fina, silte e argila; as seguintes, minúsculas,

representando textura e/ou estrutura da fácies, como em Sp para arenito com estratificação cruzada planar (*planar cross-bedding*). Para incluir às fácies de sistemas eólicos, que tem estruturas semelhantes, adaptamos a letra “e” entre parênteses junto ao código (seção 3.1, Quadro 1).

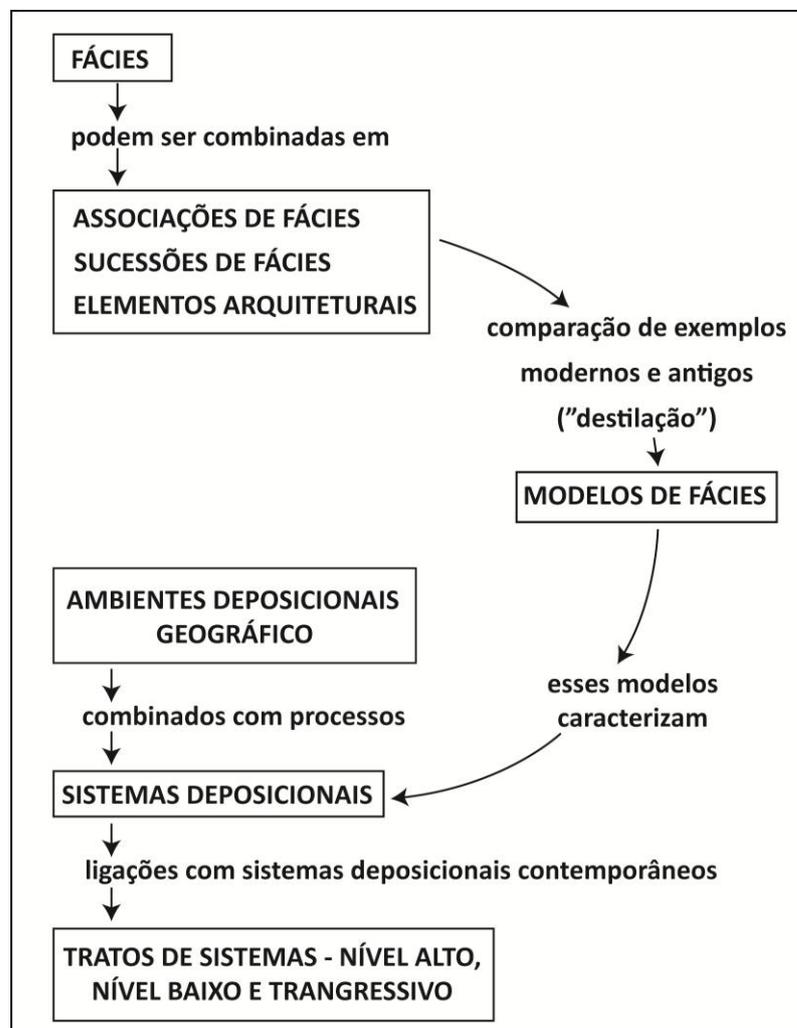


Figura 8. Hierarquia da análise de fácies. (Modificado de Walker, 1992).

Diferentes litofácies podem ser agrupadas em *associações de fácies* que caracterizam subambientes deposicionais implicando em um significado genético dentro de sistemas deposicionais definidos (Miall, 1984). Collinson (1969) introduziu o conceito de associação de fácies como um conjunto de fácies geneticamente relacionadas entre si, as quais apresentam semelhanças de ambiente deposicional. Estes conceitos de associações de fácies de caráter genético, conforme discutido por Reading (1996), serão os usados neste trabalho. Juntas, as associações de fácies constituem *sucessões de fácies* com mudanças progressivas nas propriedades das

fácies. A leitura das associações e sucessões de fácies permite a montagem do *sistema deposicional*, que é uma assembleia tridimensional de fácies sedimentológicas geneticamente associadas por processos ativos/inferidos e ambientes, representando o ambiente deposicional e os processos que atuam nele. Por sua vez, conjuntos de sistemas deposicionais contemporâneos constituem *tratos de sistemas deposicionais* (Figura 8).

2.1.2 Perfis colunares

Coe (2010) listou as vantagens do levantamento estratigráfico em perfis colunares:

- Método sucinto de sumarizar um grande volume de dados (Figura 9);
- Dá impressão imediata da sucessão vertical de fácies;
- Ajuda na identificação de repetições e mudanças importantes nas fácies sedimentares;
- Maneira conveniente de correlacionar seções de idades similares em lugares diferentes.

Neste trabalho os perfis foram levantados na escala 1:100, onde foram diagramados a espessuras das camadas e o tamanho de grão, complementados pelo código das fácies, medidas de acamamento sedimentar e paleocorrentes, descrição detalhada das fácies, incluindo geometria, tamanho de grão, cor, textura, estrutura e tipo de transporte.

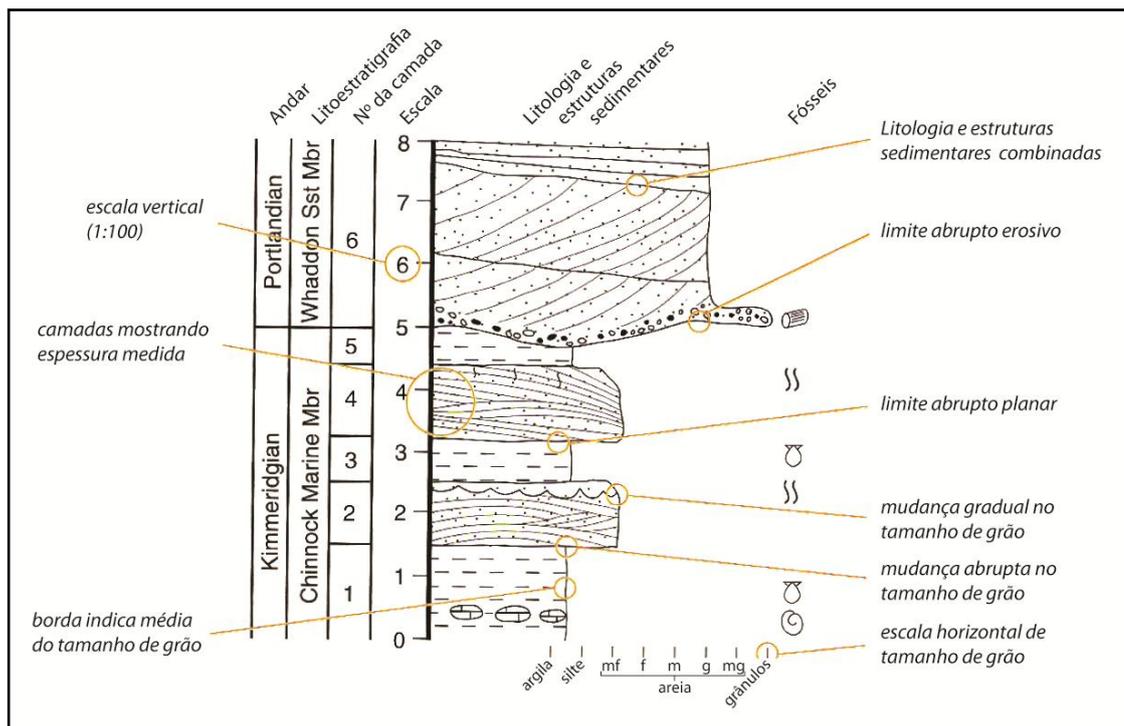


Figura 9. Exemplo de perfil colunar, sumarizando diversos dados das fácies. (Modificado de Coe, 2010).

Os dados levantados foram graficamente digitalizados através do programa *Adobe Illustrator CS4*, correlacionando-os aos perfis gamaespectrométricos, como no exemplo da Figura 11.

2.2 LEVANTAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO

O levantamento de perfis de raios gama é bastante utilizado para identificação litológica em poços não testemunhados, e em superfície para reconhecimento de diferenças entre fácies e ambientes sedimentares.

O gamaespectrômetro conta a quantidade de radiação gama total emitida pela fonte, neste caso as rochas, por unidade de tempo, em cps (contagens por segundo). Determina também, através de canais separados, os teores dos principais elementos radioativos: Potássio (K, em %), Urânio (U, em ppm) e Tório (Th, em ppm).

O equipamento utilizado é um espectrômetro portátil de raios gama, modelo RS-230 BGO Super-Spec, da *Radiation Solutions Inc.*, cedido pela Universidade Federal de Santa Catarina (Figura 6). Equipado com detector de Bismuto germanato (BGO) e com auto-estabilização por ^{137}Ce , o aparelho

capta o sinal e o distribui pelos canais de cada elemento, que utilizam os respectivos isótopos de detecção, conforme a Tabela 2.

Tabela 2. Janela de detecção dos elementos radioativos e respectivos isótopos. (Modificado de Grasty e Minty, 1995)

Janela	Isótopo usado	Energia de raio-gama (keV)	Janela de energia (keV)
Potássio	^{40}K	1460	1370 – 1570
Urânio	^{214}Bi	1760	1660 – 1860
Tório	^{208}Tl	2615	2410 – 2810
Contagem total	-	-	410 – 2810
Cósmico	-	-	3000 – ∞

As medidas foram realizadas a uma distância vertical de 30 cm, variando eventualmente no caso de haver algum obstáculo. O tempo de coleta foi de 2 minutos por medida, conforme recomendação do fabricante para obtenção de um dado confiável. Os perfis construídos foram diretamente correlacionados aos perfis estratigráficos, como no exemplo da Figura 11.



Figura 10. Espectrômetro portátil de raios gama utilizado no projeto.

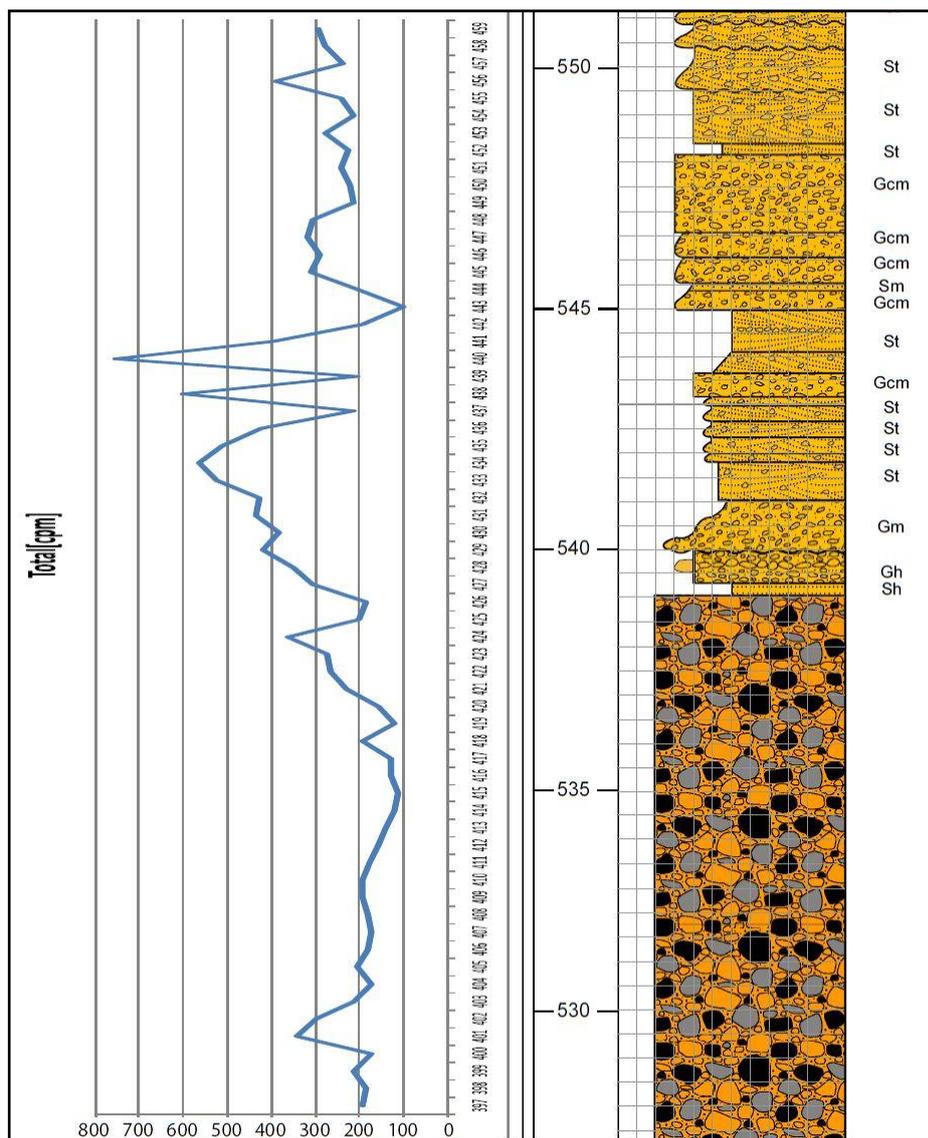


Figura 11. Exemplo de perfil colunar com dados de radiação gama associados.

2.3 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Os estudos petrográficos foram utilizados neste trabalho com o objetivo de corroborar a existência das discordâncias pelas diferenças na composição detrítica e pelas evidências diagenéticas, além de definir quais os principais minerais que contribuem nas emissões de radiação gama. Os estudos foram realizados em escalas micro e macroscópica, com descrição e análise quantitativa em lâmina delgada (Método Gazzi-Dickinson) e contagem de clastos de conglomerados em afloramento.

Foram confeccionadas 13 lâminas delgadas pela *Spectrum Petrographics Inc.*, do Canadá, através de amostras coletadas em campo.

As amostras são do arcabouço tamanho areia dos conglomerados e também dos arenitos a eles relacionados.

2.3.1 *Descrição Petrográfica*

As amostras em lâmina delgada passaram por uma descrição microscópica qualitativa dos seus principais atributos, orientadas pelo seguinte roteiro (De Ros, 2009):

A) ASPECTOS TEXTURAIS/ESTRUTURAIS

1. ESTRUTURA

- Estratificação/laminação (forma, dimensões); maciça.
- Bioturbação/fluidização/outras.

2. GRANULOMETRIA

- Moda(s) de tamanho das partículas; assimetria.
- Distribuição (%) de cada intervalo de classe.
- Seleção (numérica ou nominal)

3. FORMA DAS PARTÍCULAS

- Forma geral.
- Arredondamento (observar alterações diagenéticas).

4. FÁBRICA

- Sustentação: pelos grãos, pela matriz ou pelo cimento.
- Arranjo das partículas: paralelo, imbricado, caótico.
- Empacotamento: Análise qualitativa utilizando tabelas comparativas, nominal.
- Tipos de contatos (ordem decrescente de abundância).

B) COMPOSIÇÃO DETRÍTICA

1. QUARTZO

- Tipos (%; ordem decrescente de abundância); inclusões.

2. FELDSPATOS

- Espécies (% ou ordem de abundância).
- Alterações/modificações diagenéticas.

3. FRAGMENTOS DE ROCHA

- Tipos (%; ordem decrescente de abundância).
- Alterações/modificações diagenéticas.

4. OUTROS COMPONENTES DO ARCABOUÇO

- Extrabaciais: micas, pesados (tipos, %)
- Intrabaciais: intraclastos, oóides, bioclastos, etc. (tipos, %).

5. MATRIZ SINDEPOSICIONAL

- Argilosa, lamosa, síltica, %.

C) DIAGÊNESE

Listar os processos diagenéticos em ordem de atuação/aparecimento, com as feições produzidas. Produtos diagenéticos em % ou escala nominal de abundância.

D) POROSIDADE

Tipos de poros (% ou escala de abundância); descrição do sistema poroso (conexão, heterogeneidade).

E) CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA

Segundo Folk (1968): nome granulométrico, nome composicional, (acessórios importantes), (cimentos dominantes).

F) INTERPRETAÇÕES GENÉTICAS

1. Ambiente Depositional (baseado na textura, estrutura, processos eodiagenéticos).
2. Proveniência (da composição do arcabouço).
3. Diagênese: principais ambientes e condições diagenéticas.

2.3.2 *Análises Quantitativas da Composição Detrítica*

Para identificar diferenças composicionais entre as sequências, foram realizadas análises composicionais quantitativas em lâminas delgadas, com as amostras de arenito, e em afloramentos, nos clastos de conglomerado.

2.3.2.1 **Contagem de Pontos em Lâmina Delgada**

Utilizando o programa *Petroledge*® (De Ros *et al.*, 2007) é feita a contagem de 300 pontos por lâmina, com a utilização de um *charriot* que permite as contagens em distâncias iguais sobre a lâmina. O programa permite o tratamento direto dos dados segundo os diagramas de classificação de Folk (1968) e de proveniência de Dickinson (1985, Figura 12), além de histogramas de tamanho de grão, caso se faça as medidas dos eixos curtos e longos de 100 grãos por lâmina.

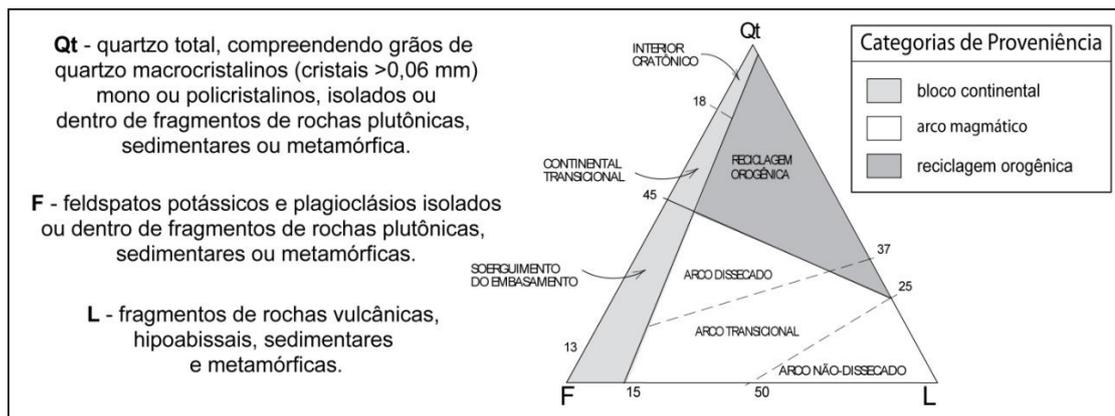


Figura 12. Diagrama de proveniência tectônica de Dickinson (1985). (Extraído de Rodrigues, 2012).

2.3.2.2 *Contagem de Clastos*

A contagem de clastos em conglomerados é uma importante ferramenta para os estudos de proveniência detrítica destas rochas sedimentares. A proveniência é evidenciada essencialmente pela composição detrítica dos sedimentos, segundo o que Dickinson (1985) chamou de *modas detríticas*. Portanto estudos de proveniência como a contagem de clastos quantificam acima de tudo as modas detríticas, e mesmo sedimentos com áreas fonte semelhantes pela determinação de Dickinson (1985), podem ter composições detríticas bastante diferentes, mesmo na razão entre os constituintes, bem como diferentes modas granulométricas para composições semelhantes, que podem auxiliar no reconhecimento de discordâncias. Da mesma forma, discordâncias que marcam eventos alóctones à bacia podem não implicar mudança de proveniência, mesmo com uma sutil mudança da composição detrítica.

Os conglomerados da Formação Tombador ocorrem em dois pacotes distintos. O tamanho de grão é evidentemente distinto entre os dois, tendo o pacote basal clastos variando de 1 a 15 cm, predominando o tamanho entre 10 e 13 cm, enquanto no segundo pacote predominam matacões com até 70 cm, com a maioria entre 20 e 40 cm. Para minimizar essa influência do tamanho de grão na composição detrítica, foi construída uma malha com equidistância de 10 cm (como recomendam Edgington & Harbury, 1993, Figura 13), para contagem dos clastos do primeiro pacote, que foi adaptada

para uma equidistância de 20 cm nos conglomerados do segundo pacote (Figura 14). Para evitar erros foi tomado especial cuidado para não repetir a contagem de um mesmo clasto, caso ele abrangesse mais de um ponto da malha.



Figura 13. Malha para contagem de clastos com equidistância de 10 cm.



Figura 14. Malha para contagem de clastos com equidistância de 20 cm.

Bridgland¹ (1986, *apud* Edington & Harbury, 1993) estabelecem que para contagens com intenção de determinar uma ampla distribuição litológica é recomendada a contagem de 250 a 300 clastos.

A precisão do método pode ser demonstrada pelo cálculo do “erro padrão”, com 95% de confiança, onde é vista variando de acordo com o tamanho de grão, empregando a seguinte equação:

$$ERRO\ PADR\tilde{A}O\ (95\% \text{ de } \textit{confian\c{c}a}) = 2 \sqrt{\frac{pq}{n}}$$

onde: $p = \textit{frequ\ec{e}ncia\ observada}$

$q = 100 - p$

$n = \textit{n\umero\ contado}$

As curvas do chamado “erro provável” foram plotadas para várias frequências em função do total de clastos contados (Figura 15).

¹BRIDGLAND, D. R. (ed.) 1986. **Clast Lithological Analysis**. Quaternary Research Association Technical Guide nº 3, Cambridge.

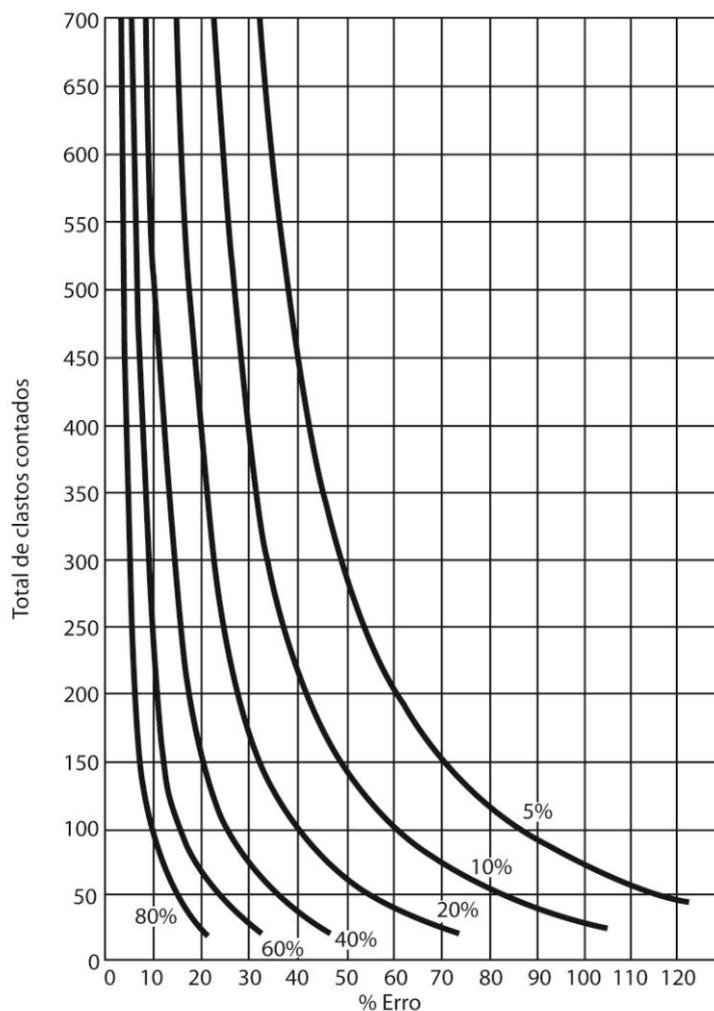


Figura 15. Diagrama com erro padrão calculado para 95% de confiança. (Extraído de Dryden², 1931 *apud* Edgington & Harbury, 1993).

O gráfico mostra que a precisão aumenta tanto mais devagar quanto maior o número de clastos contados. O número mínimo de clastos necessários é dependente da precisão desejada. Para uma curva de 5% de erro, o número de 250 a 300 clastos é necessário. Contudo não se pode considerar que essa precisão consiga representar a proporção de constituintes mais raros numa contagem de clastos. Por exemplo, o erro padrão calculado (95% de confiança) para uma litologia com uma frequência de 1% numa contagem de 300 pontos é de 1,4. Isso significa que a amostra é muito pequena para se ter 95% de certeza que um elemento que

²DRYDEN, A. L. 1931. **Accuracy in percentage representation of heavy mineral frequencies.** Proceedings National Academy of Science USA, v. 17, p. 233-238.

represente 1% será encontrado (Bridgland³, 1986 *apud* Edgington & Harbury, 1983).

Para este trabalho foram realizadas as contagens de cerca de 300 pontos em cada um dos pacotes conglomeráticos. Acredita-se que essa amostragem seja suficiente, uma vez que os afloramentos de conglomerados são contínuos ao longo da seção, e aparentemente maciços. Para evitar distorções, a contagem foi distribuída da base até o topo, cobrindo aleatoriamente toda a espessura dos pacotes.

2.4 MÉTODOS AUXILIARES

Com o objetivo de identificar fases minerais da fração mais fina, em especial os minerais diagenéticos e metamórficos, foram utilizadas a difração de raios X e a microscopia eletrônica de varredura de forma complementar à petrografia.

2.4.1 *Difração de Raios X*

As amostras de arenito selecionadas para análises de difração de raios X foram separadas na fração abaixo de 10 μ , para selecionar especialmente o material microcristalino diagenético.

O método utilizado para a separação de diferentes frações de minerais está baseado no comportamento das partículas em solução a partir da Lei de Stokes. Inicialmente, as amostras são desagregadas através de um gral de porcelana, até a amostra atingir tamanho areia média. Em seguida, é feita a pesagem do material, separando-se 50 g da amostra em um recipiente com cerca de 300 ml de água destilada. Estes frascos são colocados em um aparelho agitador durante 12 horas, para proporcionar uma desagregação natural dos minerais, sem que isto pulverize completamente a amostra.

³BRIDGLAND, D. R. (ed.) 1986. **Clast Lithological Analysis**. Quaternary Research Association Technical Guide nº 3, Cambridge.

Após a agitação, as amostras são transferidas para um copo de Becker e passam por um processo de desagregação por meio de um ultra-som de ponteira, para evitar que a amostra sofra floculação.

Ao término da fase de desagregação, as amostras passam para um recipiente onde é iniciada a etapa de decantação por processos de sedimentação, de acordo com a Lei de Stokes. Esse método é baseado nas mudanças na velocidade de decantação de diferentes partículas em uma suspensão formada a partir de um fluido com viscosidade conhecida. A partir da densidade média das partículas e profundidade de decantação, são calculados intervalos de tempo para a separação dos materiais com dimensão pré-estabelecida.

Para a realização desta etapa, cada amostra é transferida para uma proveta com acréscimo de água deionizada, até o volume de dois litros. Após isto, a amostra é deixada para decantar naturalmente por um período de tempo condizente com a temperatura da sala e com o tamanho médio das partículas que serão separadas. Após o período de tempo necessário, utiliza-se um sifão especialmente configurado para coletar a camada superior da proveta, aproximadamente um litro e meio de água deionizada em conjunto com o material com diâmetro da partícula desejado.

A difratometria de raios X é utilizada para a identificação das fases minerais não determinadas por microscopia óptica. A técnica consiste em utilizar raios X que, ao atingirem um material, espalham-se elasticamente, sem perda de energia. O fóton de raios X, após atingir o material, muda sua trajetória sem perda de energia ou mudança de fase. Se os átomos do material analisado estiverem ordenados em uma estrutura cristalina, e a distância entre seus planos cristalinos forem próximas ao comprimento de onda da radiação incidente, a difração dos fótons formará um padrão, que será comparado a um banco de dados de minerais. Como cada substância tem um conjunto de distâncias diferentes e características, é possível diferenciar e identificar todas as substâncias cristalinas por este método.

Para as análises foram confeccionadas quatro lâminas não orientadas, que foram analisadas no Laboratório de Difratometria de Raios X do Instituto

de Geociências da UFRGS em um difratômetro SIEMENS modelo D5000 com tubo de cobre.

2.4.2 *Microscopia Eletônica de Varredura (MEV) com EDS acoplado*

Para as análises de microscopia eletrônica, foram escolhidas duas amostras que possuíam maiores quantidades de fases minerais que não puderam ser plenamente reconhecidas na microscopia ótica. As análises foram realizadas utilizando os equipamentos analíticos do CENPES/PETROBRAS, no Rio de Janeiro.

Cada lâmina foi lavada com água, detergente e álcool e, após secagem, foi recoberta por uma delgada camada de carbono, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-la também condutora. Foi, então, aderida em suporte condutor de alumínio e analisada ao microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM6490LV, em imagens por elétrons retroespalhados, operando em alto vácuo a 20 kV e com distância de trabalho de 10mm. As microanálises por EDS foram obtidas através do Sistema de Microanálises OXFORD Inca, acoplado ao MEV.

A imagem por elétrons retroespalhados (*Backscattered Electron Image*), também conhecida por imagem composicional, representa em seus tons de cinza a variação da composição atômica média da feição imageada, isto significa que materiais de peso atômico maior produzirão imagens em tons de cinza mais claros, enquanto materiais de baixo peso atômico produzirão imagens mais escuras.

As tabelas composicionais (semi-quantitativas) mostram os percentuais de peso atômico (*weight %*); de proporção atômica (*atom %*) e dos elementos na forma de óxidos (calculados estequiometricamente) e normalizados para 100 % (*compound %*). O detector de SiLi do EDS não detecta os elementos H, He, Li e Be. Os elementos B, C, N, O, F e Ne são detectáveis por EDS mas não são bem quantificados; entretanto, suas presenças podem ser observadas no espectro. Valores menores que 1% não são significativos, servem apenas como indicação qualitativa dos elementos.

A microanálise por EDS é pontual, resulta da penetração do feixe numa profundidade que varia entre 1 e 5 micra; portanto, não se deve inferir a composição obtida em cada ponto como representativa de todo o volume da partícula analisada. Além disso, trata-se de uma análise indicada para amostras planas e polidas. Devido ao caráter tridimensional da amostra

pode ocorrer desvio de sinal e os resultados perdem resolução, mas podem sugerir caminhos analíticos mais eficientes, pois indicam os possíveis elementos presentes na amostra.

3 RESULTADOS

3.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A seção levantada foi construída com base nos critérios da análise de fácies propostos por Walker (1992). A partir da construção de perfis colunares detalhados foram identificadas as fácies sedimentares apresentadas no Quadro 1.

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gcm	Conglomerado clasto suportado	Maciço	Fluxos de detritos pseudo-plástico (fluxos turbulentos)
Gh	Conglomerado clasto suportado	Estratificação horizontal, imbricação dos clastos	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Conglomerado clasto suportado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais menores, migração de dunas transversais 3D
Sh	Arenito fino a muito grosso, pode ser conglomerático	Estratificação horizontal	Formas de leito planas. Regime de fluxo superior
Sl	Arenito fino a muito grosso, pode ser conglomerático	Estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°)	Preenchimento de suaves depressões, formas de leito atenuadas. Regime de fluxo transicional
St	Arenito fino a muito grosso, pode ser conglomerático	Estratificação cruzada acanalada	Migração de dunas subaquosas de crista sinuosa (3D), migração de barras longitudinais nos canais. Regime de fluxo inferior
Sm	Arenito fino a muito grosso, pode ser conglomerático	Maciço	Fluxos hiperconcentrados, fluidizações, intensa bioturbação
Sr	Arenito muito fino a grosso	Laminação cruzada de marcas onduladas	Migração de marcas onduladas subaquosas, subcrítica a supercrítica em fluxo trativo uni-

			ou bidirecional. Regime de fluxo inferior
Ht	Arenito muito fino a médio intercalado com argilito e siltito	Estratificação horizontal e/ou laminação cruzada de marcas onduladas intercalado com pelitos maciços e/ou laminados	Alternância na deposição, por correntes trativas e suspensão, abandono de canais ou depósitos externos aos canais
Sh(e)	Arenito fino - grosso (bimodal)	Laminação horizontal gerada pela migração de marcas onduladas eólicas com gradação inversa nas lâminas	Migração subaérea de marcas onduladas eólicas em leitos planos
Sl(e)	Arenito fino - grosso (bimodal)	Estratificação cruzada de baixo ângulo composta por marcas onduladas eólicas	Depósitos residuais de dunas eólicas, lençóis de areia eólicos com formas de leito atenuadas
St(e)	Arenito fino - grosso (bimodal)	Estratificação cruzada acanalada composta por laminações cruzadas de marcas onduladas, fluxos de grãos e queda livre de grãos	Depósitos residuais de dunas eólicas, cunhas de fluxos de grãos representam face frontal bem desenvolvida
Sa(e)	Arenitos finos a muito finos, pode conter intercalações de pelitos	Estruturas de adesão eólica, como domos, laminação crenulada/contorcida	Depósitos de interdunas úmidas ou lençóis de areia úmidos, onde a areia fina carregada pelo vento adere ao substrato úmido

Quadro 1. Fácies sedimentares adaptadas a partir de Miall (1977). A letra “e” entre parêntesis identifica as fácies do sistema eólico.

As fácies foram agrupadas em associações de fácies, que representam depósitos geneticamente relacionados dentro do sistema deposicional. As relações entre estas associações de fácies permitiram a interpretação de sistemas deposicionais e, por consequência, do conjunto de processos sedimentares atuantes na área à época da deposição. A descrição das associações de fácies e suas interpretações estão agrupadas na Quadro 2, e a representação gráfica delas estão no perfil colunar do Anexo 1.

A associação de fácies de lençóis de areia eólicos constitui a base (primeiros 5 m) do perfil colunar e faz parte de um sistema deposicional eólico que não foi plenamente abrangido por este trabalho (Anexo 1).

A associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC) corresponde a 45 m de espessura do perfil levantado, sendo constituída por corpos amalgamados com bases erosivas de conglomerados

bloco-suportados maciços (Gcm) ou com laminação horizontal incipiente (Gh). A parte central desse pacote não pode ser levantada em detalhe devido ao difícil acesso, contudo, mesmo a certa distância, pôde-se verificar que nesses 45 m não havia nenhuma mudança significativa nas fácies sedimentares (Anexo 1).

Correspondendo a pouco mais de 70 m no perfil, a associação de lençóis de areia e dunas éólicas (LD) em conjunto com a de inundações em lençol distais (ID) representam um sistema flúvio-eólico (Anexo 1).

A associação de fácies de inundações em lençol proximais (IP) fazem parte de um sistema fluvial efêmero desconfinado, correspondendo a aproximadamente 10 m no perfil colunar (Anexo 1).

O restante das associações de fácies – depósitos de fluxos de detritos (FD), canais fluviais distributários rasos (CD), planícies de inundação (PI) – foram interpretadas representando um sistema de leques aluviais. Esse sistema corresponde aos aprox. 65 metros finais do perfil colunar (Anexo 1).

Os sistemas fluvial e eólico aparecem associados (Anexo 1). Os depósitos do sistema fluvial ocorrem no perfil sotopostos às associações do sistema eólico e são representadas por canais fluviais entrelaçados com forte aporte cascalhoso, sendo posteriormente sucedidos pelo sistema flúvio-eólico, onde dunas e lençóis de areia se intercalam com inundações efêmeras distais. Quando a associação de fácies de inundações em lençol proximais cobre a associação de inundações distais, o sistema novamente evolui para um ambiente fluvial mais proximal. Essa sucessão vertical de fácies resulta primeiro numa estrato e granodescrescência ascendente, possivelmente retrogradante que passa a ser estrato e granocrescente ascendente, associada a uma progradação.

O sistema de leques aluviais se sobrepõe ao sistema fluvial efêmero, com a entrada abrupta e erosiva da associação de fácies de depósitos de fluxo de detritos. Segue-se nova retrogradação do sistema, com as associações de fácies de canais fluviais distributários e planícies de inundação que representam as porções mais distais desses leques (Anexo 1).

Sistema Depositional	Associação de Fácies	Descrição	Interpretação
EÓLICO	Lençóis de areia (LA)	Quartzarenitos médios a grossos, moderadamente a bem selecionados com estratificação cruzada de baixo ângulo [SI(e)].	Estratos de baixo ângulo representando lençóis de areia eólicos.
FLUVIAL	Canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC)	Conglomerados clasto-suportados maciços (Gcm) ou com estratificação horizontal (Gh), com grânulos a blocos de arenito e quartzitos, subarredondados a arredondados. Fração areia variando de média a grossa, sem estruturas. Intercalados por vezes com arenitos médios a muito grossos, com estratificação cruzada tangencial (St) ou horizontal (Sh).	Barras cascalhosas longitudinais sucedidas por formas de leito arenosas planas em regime de fluxo superior e dunas de crista curva em regime de fluxo inferior.
FLÚVIO-EÓLICO	Lençóis de areia e dunas eólicas (LD)	Arenitos finos a grossos, moderadamente a bem selecionados com estratos horizontais ou sub-horizontais formados por lâminas milimétricas e inversamente gradadas de marcas onduladas eólicas [Sh(e)] ou com estratificações cruzadas tangenciais [St(e)], compostas por fluxos de grãos e estratos tabulares gerados por marcas onduladas eólicas. Raramente ocorrem marcas de adesão eólica [Sa(e)].	Estratos sub-horizontais representando lençóis de areia eólicos enquanto estratos cruzados representam dunas eólicas de baixa sinuosidade, indicado por padrão unimodal de paleocorrentes.
	Inundações em lençol distais (ID)	Arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados, com estratificação cruzada de baixo ângulo (SI) e horizontal (Sh) e arenitos finos com laminações cruzadas de marcas onduladas. Heterolitos (Ht) com intercalação de lutitos e arenitos laminados ocorrem mais raramente.	Inundações em lençóis desconfinadas capturadas em regiões de interdunas. Pacotes amalgamados gradando de estratificação cruzada de baixo ângulo até laminação de marcas onduladas demonstram a redução do regime de fluxo em cada evento de inundação sucessivo.
FLUVIAL EFÊMERO	Inundações em lençol proximais (IP)	Arenitos médios a muito grossos, com grânulos dispersos ou na base dos sets, com estratificações cruzadas acanaladas (St) e de baixo ângulo (SI), raramente ocorrendo estratificação horizontal (Sh) e laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr). Heterolitos siltito/arenito muito fino ocorrendo com menor frequência.	Correntes efêmeras de alta energia, desconfinadas a fracamente canalizadas, em eventos de inundações sucessivas gerando pacotes arenosos amalgamados. Os heterolitos representam o estágio de desaceleração do fluxo na fase final das inundações
LEQUES ALUVIAIS	Depósitos de fluxos de detritos (FD)	Conglomerados clasto-suportados maciços (Gcm) com imbricação incipiente de clastos, que variam de grânulo a matacão, de quartzitos verde e branco e arenitos, com clastos de arenitos muito predominantes. Megaclastos de arenito de até 1 m. Sem matriz singenética (finos) entre os clastos.	Fluxos de detritos não coesivos, com transporte por interação e fricção entre os grãos.
	Canais fluviais distributários rasos (CD)	Arenitos médios a conglomerados arenosos com estratificação cruzada tangencial (St ou Gt) ou horizontal (Sh ou Gh), com lags conglomeráticos sobre bases erosivas ou por vezes sobrepostos a camadas de conglomerados clasto-suportados (Gcm). Sucessões de granodecrescência ascendente. Sobrepostos à associação de fácies de fluxos de detritos.	Canais fluviais distributários formados a partir da bifurcação do canal principal do leque aluvial.
	Planícies de inundação (PI)	Heterolitos de siltito/arenito muito fino/arenito fino, maciços, com laminação cruzada de marcas onduladas ou laminação horizontal (Ht). Seixos e blocos dispersos. Intercalam-se arenitos médios a grossos estratificados (St) e conglomerados, entre as camadas de finos. Gretas de contração e marcas de pingos de chuva.	Depósitos de planície de inundação relacionados à porção distal de leques aluviais.

Quadro 2. Associações de fácies e sistemas deposicionais.

3.2 ANÁLISES COMPOSICIONAIS

As análises petrológicas foram realizadas em afloramento, especificamente nos pacotes de conglomerado, e em laboratório, em lâmina delgada.

Foram coletadas 13 amostras, distribuídas próximas aos possíveis limites de sequência (Tabela 3, Anexo 1).

Tabela 3. Amostras relacionadas à espessura no perfil colunar, fácies e associação de fácies.

AMOSTRA	PERFIL (m)	FÁCIES	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES
01-RB08	1,2	Sl(e)	Lençóis de areia eólicas (LA)
02-RB09	2,3	Sl(e)	Lençóis de areia eólicas (LA)
03-RB10	5,3	Gh	Canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC)
04-RB04	42,5	Gcm	Canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC)
05-RB05	47,4	Gh	Canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC)
06-RB06	50,8	Sl	Inundações em lençol distais (ID)
07-RB07	52,6	Sl(e)	Lençóis de areia e dunas eólicas (LD)
08-RB11	124,5	St	Inundações em lençol proximais (IP)
09-RB12	127,6	St	Inundações em lençol proximais (IP)
10-RB13	131,2	Gcm	Depósitos de fluxos de detritos (FD)
11-RB15	146	Gcm	Depósitos de fluxos de detritos (FD)
12-RB16	150,9	St/Gt	Canais fluviais distributários (CD)
13-RB17	158	St	Canais fluviais distributários (CD)

Os resultados destas análises estão divididas em: (a) petrografia descritiva, que abrange as observações obtidas através da descrição qualitativa das amostras em lâmina delgada; (b) métodos auxiliares de difração de raios X e MEV-EDS, que contribuíram especialmente na identificação de minerais; e (c) petrografia quantitativa, agrupando a quantificação em lâmina delgada pelo método Gazzi-Dickinson e a contagem de clastos em conglomerado.

3.2.1 *Petrografia Descritiva*

As descrições detalhadas das lâminas delgadas, acompanhada por fotomicrografias das feições características das rochas, estão no Anexo 2.

A estrutura e a textura dos arenitos variam diretamente de acordo com as fácies amostradas.

Os arenitos eólicos são maciços ou com laminações paralelas milimétricas marcados por variações no tamanho de grão. Variam de pobremente a bem selecionados, podendo ser tanto arenitos grossos quanto bimodais entre areia média e areia muito fina (Figura 16 a, b). Em geral os grãos são subarredondados e com boa esfericidade. O suporte é dado pelos grãos e o empacotamento varia de normal a frouxo, com contatos longos a pontuais.

Nos arenitos de origem fluvial a estrutura parece variar, sendo aparentemente maciça nas amostras das associações de fácies de inundações em lençol tanto distais quanto proximais, e estratificada nas amostras da associação de canais fluviais distributários. O tamanho de grão varia de arenitos médios a grossos até conglomerados arenosos, de pobremente a muito pobremente selecionados (Figura 16 c, d). Os grãos são em geral subarredondados e com esfericidade pobre. O empacotamento é de frouxo a normal e o suporte dado pelos grãos, com contatos pontuais e longos.

Nas amostras retiradas da fração areia, entre os clastos de cascalho dos pacotes conglomeráticos, a estrutura é maciça e a seleção muito pobre, com grãos variando desde areia fina até areia muito grossa (Figura 16 e, f). Os grãos variam de subarredondados a subangulosos, com esfericidade de boa a muito pobre. O empacotamento varia de frouxo a apertado, se mostrando heterogêneo mesmo dentro da mesma amostra, e os contatos entre os grãos variam desde pontuais até suturados.

Quanto à composição primária essencial, as variações se concentram nos tipos de quartzo que aparecem nas diferentes fácies.

O constituinte primário predominante (aprox. 60 %) é o quartzo monocristalino com feições deformacionais como lamelas de Boehm e extinção ondulante (Figura 17 a, b). De maneira subordinada (aprox. 10%) ocorre o quartzo policristalino, com extinção ondulante dentro dos subgrãos (Figura 17 a, b). Constituindo, em média, menos de 5% das amostras ocorrem litoclastos de quartzito, siltito, arenito e chert (Figura 17 a, b). Nos arenitos e conglomerados fluviais e no conglomerado originado por fluxo de detritos,

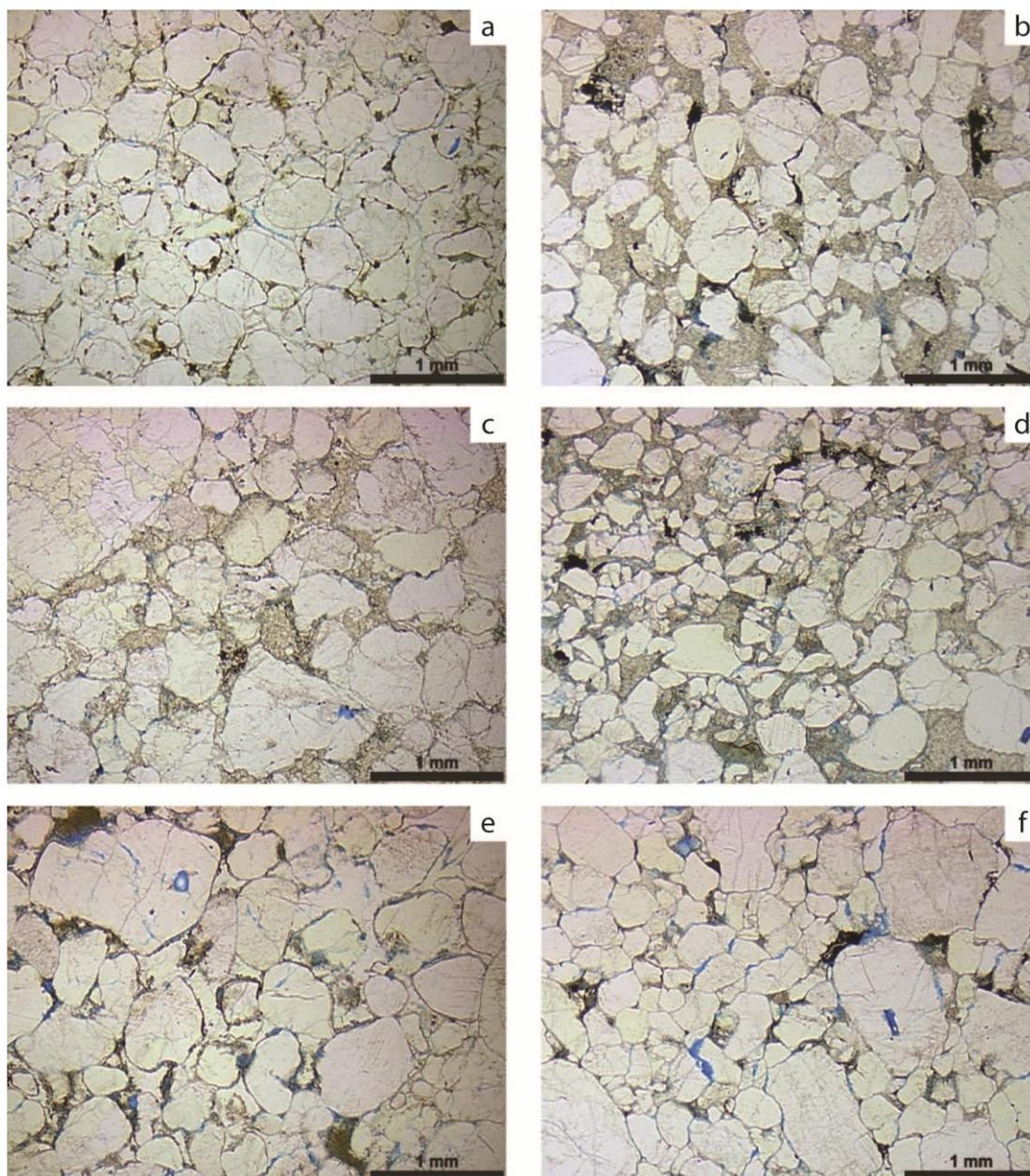


Figura 16. Fotomicrografias de estrutura e textura das amostras analisadas. (a) arenito grosso, maciço, moderadamente selecionado, fácies SI(e), 01-RB08. (b) arenito grosso com laminação incipiente, moderadamente selecionado, fácies SI(e), 07-RB07. (c) arenito conglomerático, maciço, mal selecionado, fácies St, 08-RB11. (d) arenito médio a grosso, laminado, mal selecionado, fácies SI, 06-RB06. (e) fração areia muito grossa de conglomerado, maciço, fácies Gcm, 11-RB15. (f) fração areia muito grossa de conglomerado, maciço, fácies Gcm, 10-RB13.

ocorrem intraclastos lamosos dissolvidos e substituídos, bem como intraclastos de silcrete (Figura 17 c,d). Ficam evidentes nessas rochas de granulometria mais grossa, que os litoclastos – de arenitos, siltitos e quartzitos – se concentram em clastos do tamanho areia grossa a grânulo. Uma vez que a desagregação desses litoclastos gera principalmente grãos

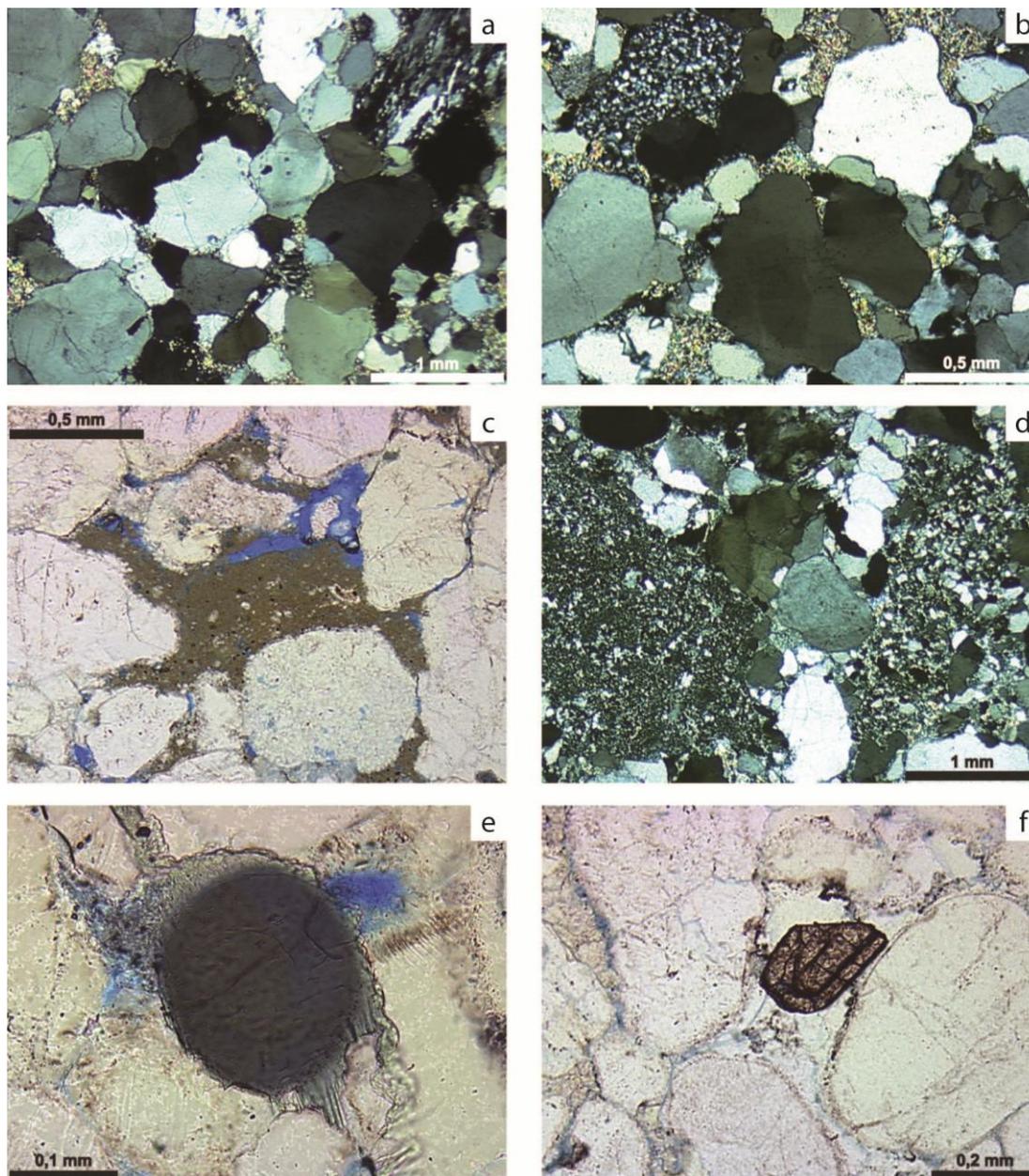


Figura 17. Fotomicrografias ilustrando a composição detrítica das amostras analisadas. (a) quartzo monocristalino, quartzo policristalino e fragmento de quartzito, 09-RB12. (b) quartzo monocristalino deformado, quartzo policristalino e fragmento de chert, 04-RB04. (c) intraclasto lamoso deformado formando pseudomatriz, 13-RB17. (d) intraclastos de silcrete, 12-RB16. (e) turmalina detrítica com crescimentos epitaxiais, 11-RB15. (f) zircão detrítico engolfado por crescimentos de quartzo, 08-RB11.

de quartzo monocristalino e policristalino, o reconhecimento deles só é possível nos clastos mais grossos. Minerais pesados – especialmente zircões, mas também turmalinas – ocorrem como traços nas fácies mais grossas (Figura 17 e, f), e concentrados na estratificação dos arenitos de origem fluvial. Micas também ocorrem raramente, ligeiramente deformadas e

substituídas por pirofilita ou outro mineral de menor cristalinidade do grupo das micas.

Os processos autigênicos nas rochas da Fm. Tombador descritas mostram que essas rochas avançaram o limite superior da diagênese, chegando a sofrer um metamorfismo de muito baixo grau, ou anquimetamorfismo. A rigor, as rochas deveriam ser classificadas com o prefixo *meta* (metarenitos e metaconglomerados), contudo, pelo fato de preservarem quase totalmente as estruturas sedimentares macroscópicas e microscópicas, neste trabalho optou-se por manter a classificação sedimentar. Por conta disso, os processos autigênicos serão descritos diferenciando, quando possível, a diagênese do metamorfismo, bem como de processos hidrotermais, quando ocorrerem.

Como processos eodiagênicos destacam-se a precipitação de coberturas contínuas de hematita sobre os grãos de quartzo, seguidas por crescimentos de quartzo contínuos (Figura 18 a). Algumas vezes notou-se uma segunda fase de precipitação de óxidos seguida por nova fase de crescimentos. Em alguns arenitos ocorreu a cimentação por sílica microcristalina preenchendo poros intercrescimentos (Figura 19 c).

Na mesodiagênese destacam-se novamente os crescimentos de quartzo, dessa vez descontínuos (Figura 18 b). Em apenas uma amostra, registrou-se a ocorrência de agregados microcristalinos de fosfato preenchendo poros intergranulares, que foram identificados por MEV-EDS como tendo a composição semelhante a um fosfato hidratado de alumínio e estrôncio, a goyazita (Figura 18 c, Figura 26). É possível que outros constituintes mesodiagênicos tenham precipitado nas rochas estudadas, mas estes não foram identificados porque possivelmente foram substituídos pelos minerais metamórficos.

O mineral metamórfico mais abundante nas rochas estudadas é a pirofilita (Figura 19 a, b, c). Ela ocorre com hábito em feixe, substituindo principalmente grãos indiferenciados, mas também cimentos eo e mesodiagênicos. A presença de pirofilita é um indicador de metamorfismo de muito baixo grau (Winkler, 1979). A ocorrência desse mineral aparece

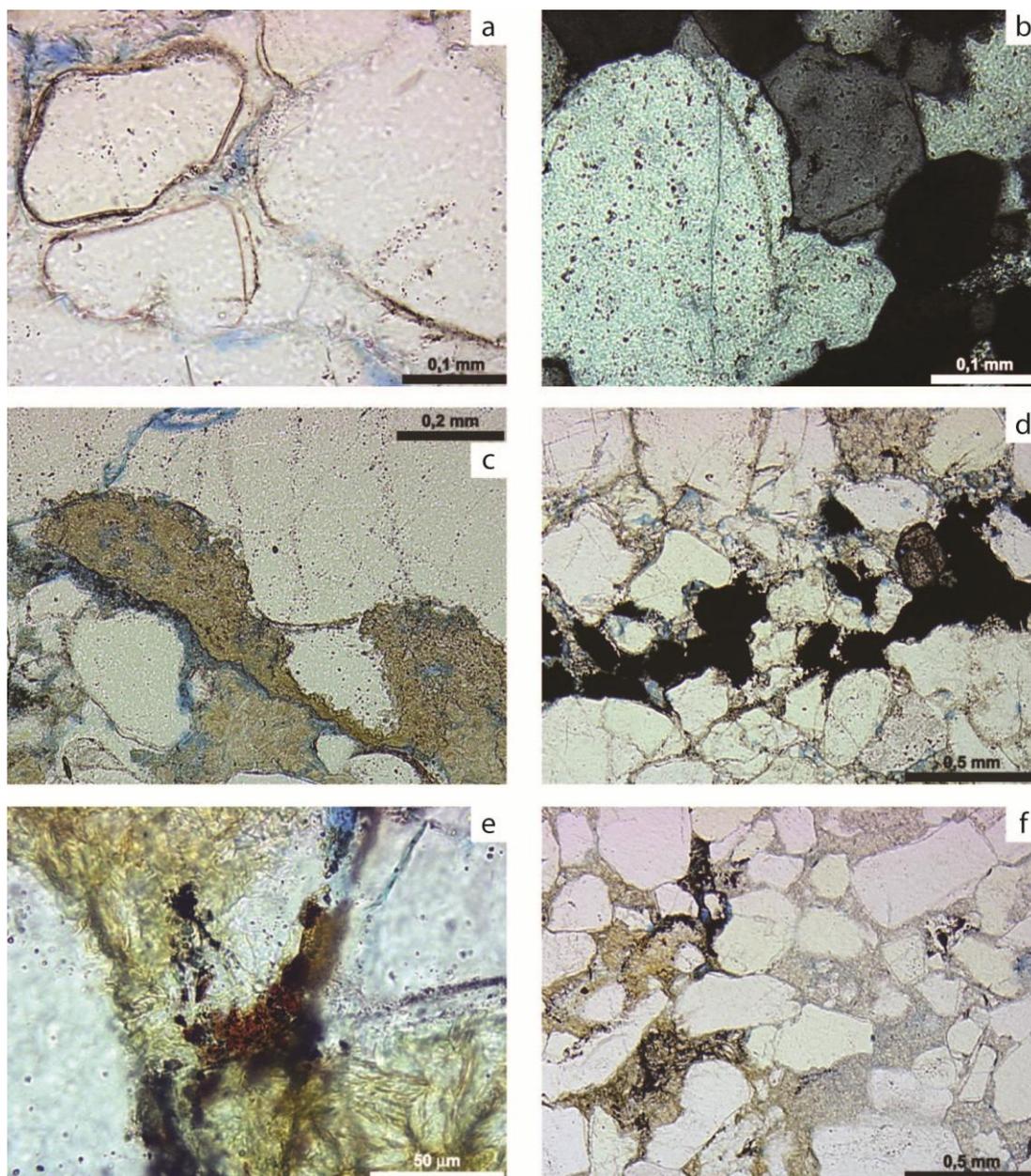


Figura 18. Fotomicrografias de constituintes diagenéticos nas amostras analisadas. (a) crescimentos de quartzo marcados por cutículas de óxidos de ferro, 11-RB15. (b) crescimentos de quartzo descontínuos, 11-RB15. (c) fosfato mesodiagenético (goyazita), substituindo grãos e cimento de quartzo. (d) minerais opacos substituindo pesados e marcando estratificação. (e) goethita sobre pirofilita. (f) goethita, associada a óxidos de ferro, “tingindo” a pirofilita.

limitada entre as amostras 01-RB08 e 09-RB12, não ocorrendo a partir das sobrejacentes (Tabela 3, Figura 35, Anexo 1). A única exceção é a amostra 12-RB16 em que a pirofilita aparece muito limitada (<1%). Esse comportamento pode refletir algum controle da composição detrítica ou diagenética na precipitação desse mineral, implicando que rochas com pirofilita tenham tido

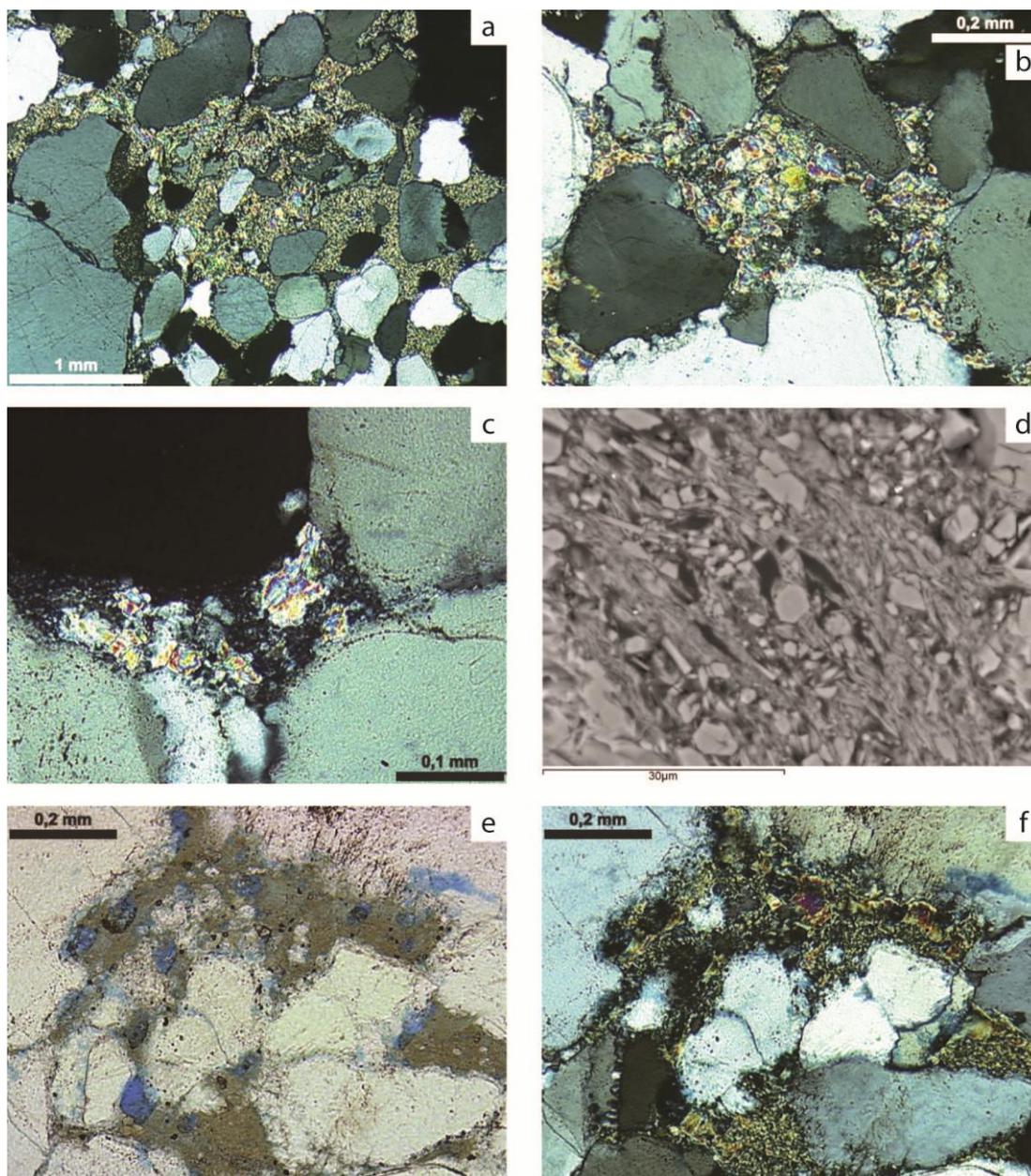


Figura 19. Fotomicrografias de constituintes metamórficos de muito baixo grau nas amostras analisadas. (a) pirofilita com hábito microcristalino e em feixe, substituindo grãos, fosfato e cimentos de quartzo, 05-RB05. (b) pirofilita substituindo grão indiferenciado e crescimentos de quartzo, 08-RB11. (c) pirofilita substituindo sílica microcristalina, 08-RB12. (d) imagem de MEV (BSE) de mica em textura microlamelar (sericítica) parcialmente substituída por turmalina hidrotermal, 11-RB15. (e) e (f) mineral micáceo com pleocroísmo verde a incolor substituindo intraclastos, 13-RB17.

composição primária (pré-metamórfica) diferente da composição das rochas onde a pirofilita não se formou.

Associando-se a microscopia ótica com os métodos auxiliares (MEV-EDS e difração de raios X) foram identificadas pelo menos três filossilicatos da fase de metamorfismo de muito baixo grau. O primeiro deles é um

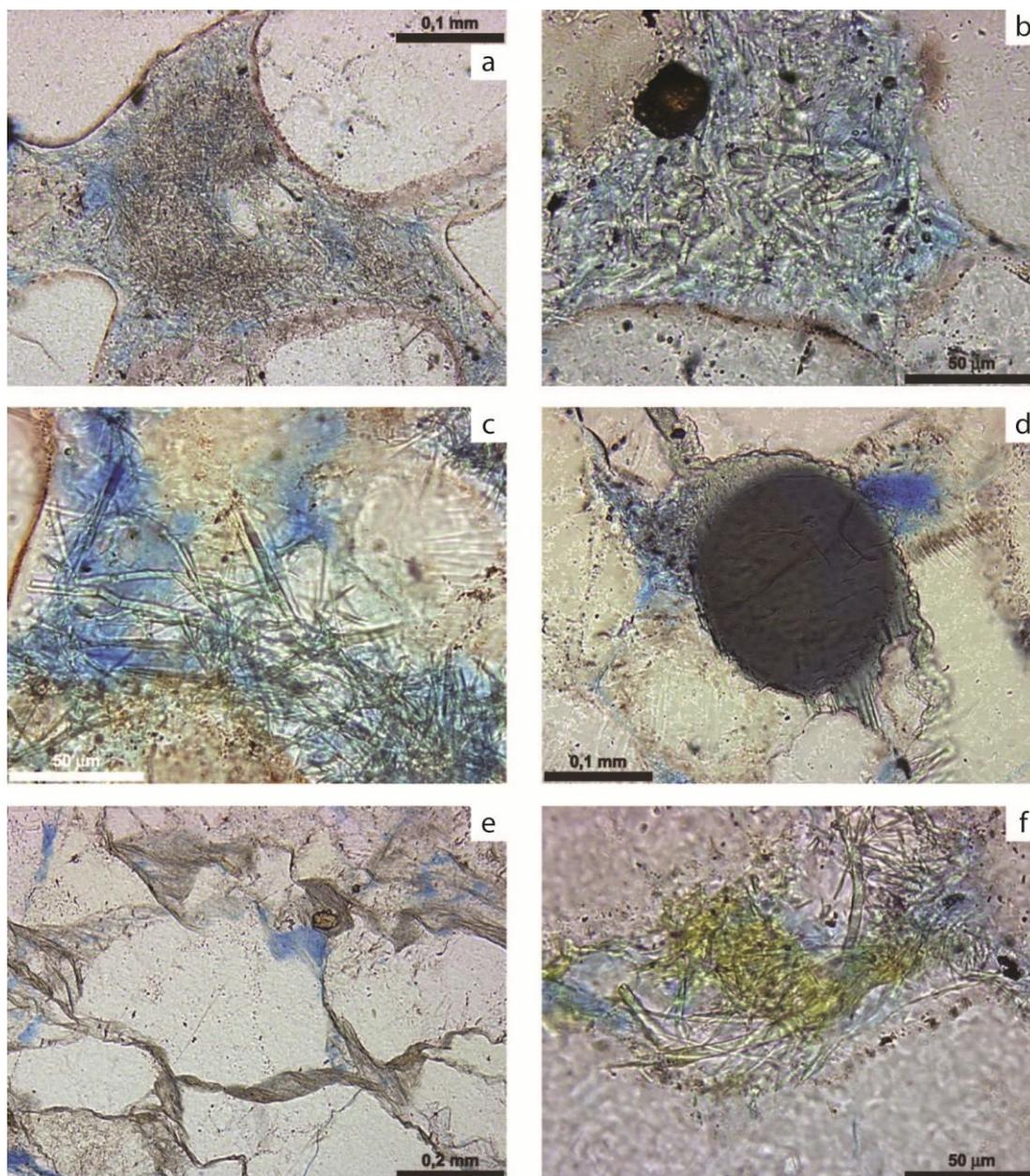


Figura 20. Fotomicrografias de constituintes e feições hidrotermais em amostras analisadas. (a) turmalina em hábito acicular precipitada sobre grão indiferenciado, 10-RB13. (b) e (c) turmalina acicular precipitada em poros de dissolução, 10-RB13 e 11-RB15. (d) crescimento epitaxial de turmalina sobre turmalina detrítica, 11-RB15. (e) veios de turmalina orientada, 10-RB13. (f) epidoto associado a turmalina hidrotermal, 10-RB13.

não identificado que ocorre associado diretamente com a pirofilita, tendo também características óticas muito semelhantes à ela, sendo indicado apenas pela difração de raios X (Figura 22 e Figura 23). O segundo filossilicato foi identificado por MEV-EDS e difração de raios X (Figura 19 d, Figura 24, Figura 27 e Figura 28) na amostra 11-RB15, com textura sericítica e composição de fengita (*sensu* Yardley, 1994), sendo

parcialmente substituída por turmalina hidrotermal. Na lâmina petrográfica da amostra 13-RB17 (Figura 19 e, f), bem como na difração de raios X (Figura 25) ainda foi encontrado um terceiro filossilicato, com pleocroísmo do incolor ao verde claro e hábito em feixe.

Nas amostras 01-RB08, 10-RB13 e 11-RB15 (Figura 20) foram registradas ocorrências de um mineral incolor a azul claro com hábito microacicular caótico ou orientado, que através das análises de MEV-EDS e difração de raios X foi identificado como turmalina, com composição intermediária entre a dravita e a shorlita (Figura 24, Figura 27, Figura 28, Figura 29). Este mineral aparece principalmente precipitado de maneira orientada ao longo de fraturas e por vezes desorientado substituindo fengita em textura sericítica (Figura 19 d). Nas amostras 11-R15 e 12-RB16 pode-se notar crescimentos de turmalina sobre grãos detríticos desse mesmo mineral (Figura 20 e). Estas turmalinas estão associadas a percolação de fluidos hidrotermais através de fraturas e poros nos arenitos (Figura 20). Batillani (1999) já havia descrito a ocorrência de turmalina hidrotermal nos arenitos da Formação Tombador, tendo identificado em campo inclusive corpos tabulares de turmalinito de até 20 cm de espessura cortando os arenitos. Associado à turmalina, em quantidade traço, ocorre também a precipitação de epidoto (Figura 20 f).

Como minerais telodiagenéticos destacam-se óxidos de ferro substituindo minerais pesados e grãos indiferenciados e goethita substituindo principalmente óxidos de ferro e precipitando sobre a pirofilita e os crescimentos de quartzo (Figura 18 d, e). A goethita parece ser responsável pela cor alaranjada anômala da pirofilita em algumas amostras (Figura 18 f). Não se descarta a possibilidade de que este hidróxido de ferro esteja associado também a fluidos hidrotermais.

A porosidade em todas as rochas estudadas é muito baixa (<3%), sendo principalmente intragranular e intergranular por dissolução de grãos e cimentos (Figura 21 b). Como exceção destaca-se a amostra 02-RB09 que possui 9 % de porosidade lamelar por descompactação (Figura 21 a).

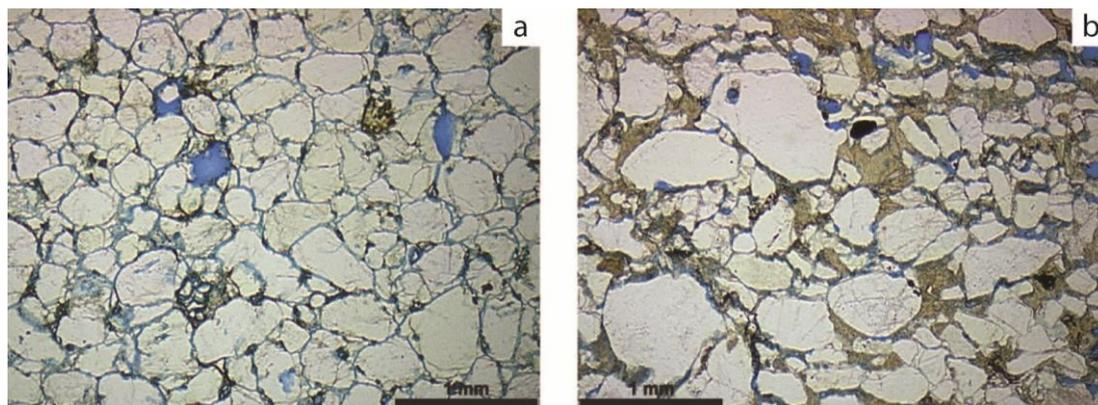


Figura 21. Fotomicrografias de porosidade nas amostras analisadas. (a) porosidade lamelar por descompactação, 02-RB09. (b) porosidade intragranular e intergranular por dissolução de grãos e cimentos.

3.2.2 Difração de Raios X

As análises de difração de raios X foram realizadas em quatro amostras de associações de fácies diferentes – amostras 07, 08, 11 e 13 (Tabela 3) – como objetivo de identificar as fases minerais diagenéticas e metamórficas. Na interpretação dos difratogramas, foram utilizadas as bases de dados JCPDS e WWW-MINCRYST.

Pelos difratogramas foi possível identificar três fases minerais distintas: quartzo, pirofilita e turmalina, bem como minerais indiferenciados dentro do grupo das micas (Figura 22, Figura 23, Figura 24 e Figura 25). O quartzo aparece de forma abundante em todas as amostras, o que pode se dever tanto a ocorrência do mineral como fases diagenéticas (crescimentos e sílica microcristalina) quanto a fragmentos detríticos de quartzo menores que 10 μ que resistiram ao processamento das amostras.

A pirofilita foi registrada nas amostras 07-RB07 e 08-RB11 (Figura 22 e Figura 23), sendo mais abundante na primeira e ocorrendo sempre associada à mica indiferenciada. Pelas análises petrográficas não foi possível diferenciar pirofilita desta mica, o que leva a pensar que ela possui características óticas semelhantes às da pirofilita. A pirofilita está ausente nas amostras 11-RB15 e 13-RB16 (Figura 24 e Figura 25).

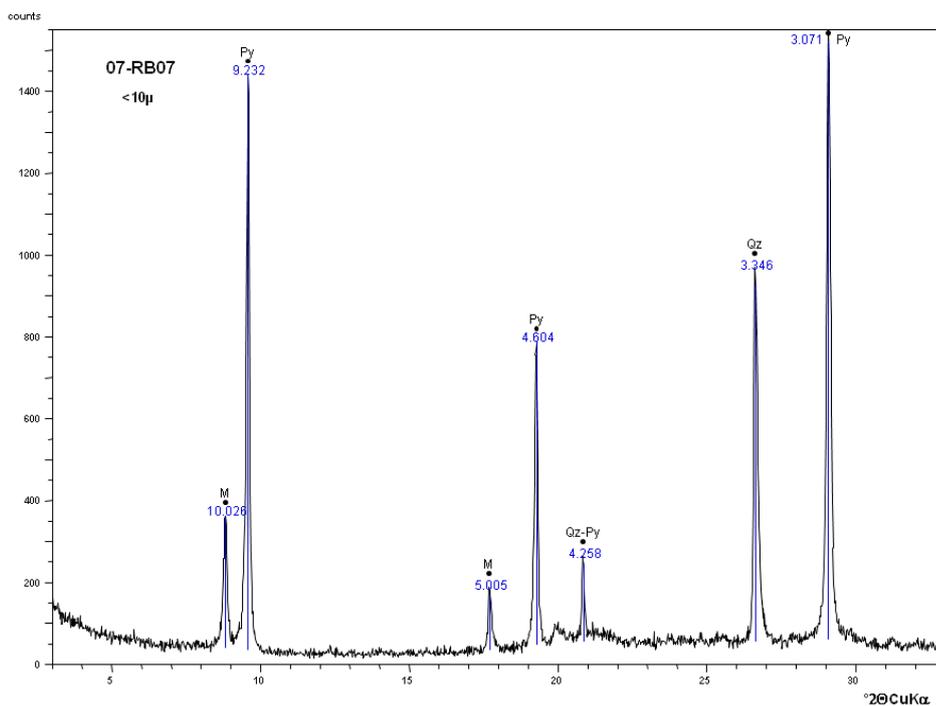


Figura 22. Difratoograma da amostra 07-RB07, fração abaixo de 10 μ . M = mica indiferenciada; Py = pirofilita; Qz = quartzo.

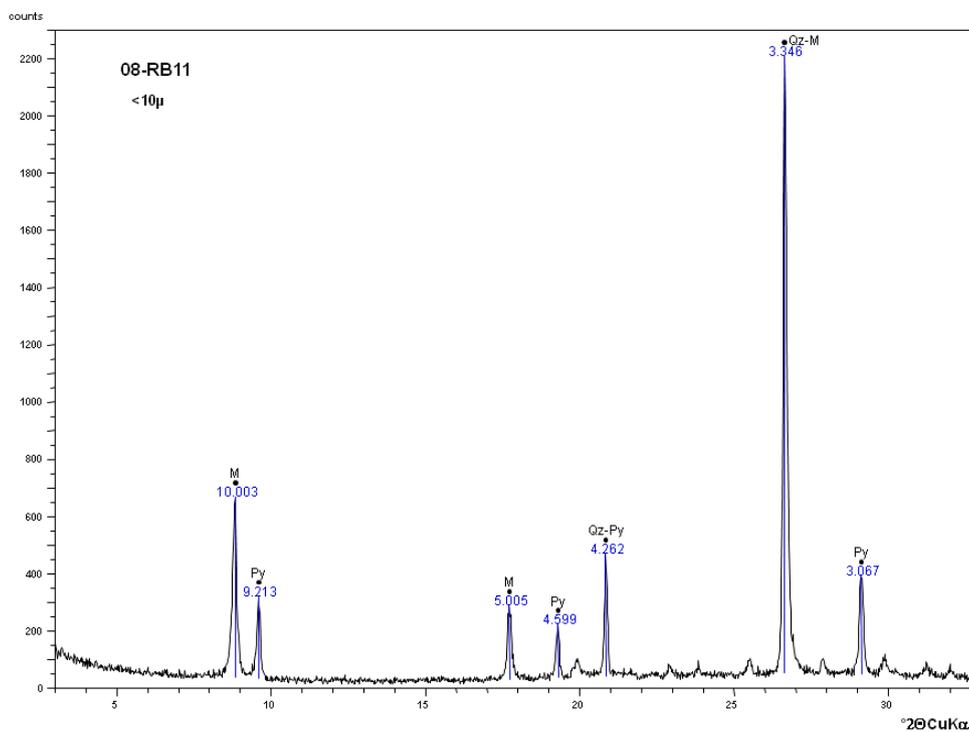


Figura 23. Difratoograma da amostra 08-RB11, fração abaixo de 10 μ . M = mica indiferenciada; Py = pirofilita; Qz = quartzo.

Na amostra 11-RB15 (Figura 24) foi identificada a presença de turmalina, que na amostra corresponde a prismas alongados microcristalinos, precipitados em veios e substituindo outros minerais, ligada a percolação de fluídos hidrotermais nos arenitos.

Os minerais do grupo da mica foram identificados em todas as amostras, com abundâncias variáveis (Figura 22, Figura 23, Figura 24 e Figura 25). Pelas análises petrográficas e de MEV foi possível notar que mesmo semelhantes no difratograma, esses minerais micáceos são de espécies diferentes. A mica que aparece nas amostras 07-RB07 e 08-RB11 é incolor e tem birrefringência alta, se confundindo com a pirofilita; a mica na amostra 11-RB15 é microcristalina (textura sericítica), de cor castanha, identificada por MEV-EDS como fengita; já o mineral micáceo presente na amostra 13-RB16 possui hábito em feixe e pleocroísmo do incolor ao verde claro.

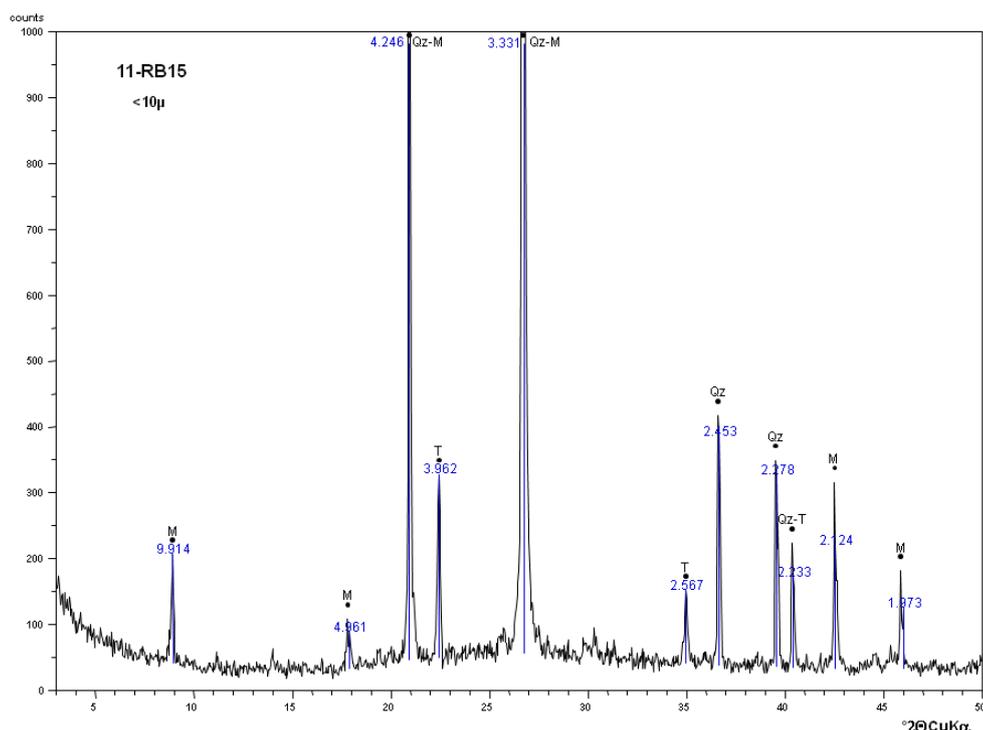


Figura 24. Difratograma da amostra 11-RB15, fração abaixo de 10µ. M = mica indiferenciada; Qz = quartzo; T = turmalina.

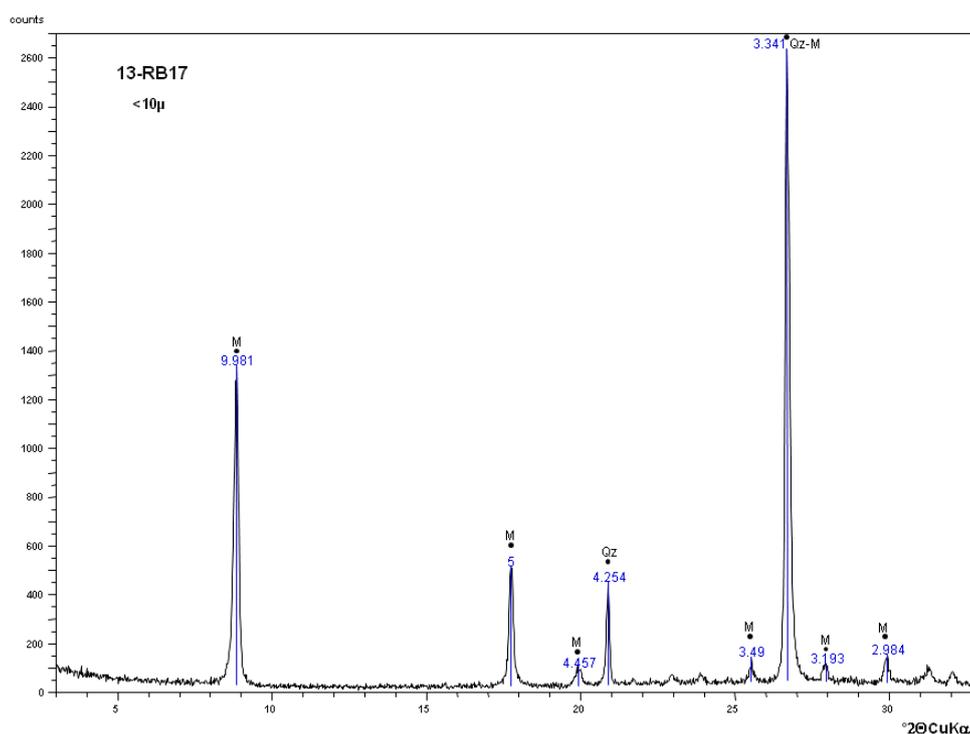


Figura 25. Difratoograma da amostra 13-RB17, fração abaixo de 10 μ . M = mica indiferenciada; Qz = quartzo.

3.2.3 Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS Acoplado (MEV-EDS)

As imagens de microscopia eletrônica de varredura por elétrons retroespalhados (*backscattering electrons*, BSE) foram obtidas em uma área na amostra 05-RB05 e em três áreas na amostra 11-RB15, nas quais foram realizadas análises por EDS (*energy dispersive x-ray detector*), totalizando dez análises, com o objetivo de identificar minerais diagenéticos e anquimetamórficos. Para inferências das espécies minerais foram utilizados como referência os bancos de dados WEBMINERAL e WWW-MINCRYST.

Todas as imagens obtidas associadas às respectivas análises estão no Anexo 3.

A amostra 05-RB05 contém um mineral com hábito em feixe e composição compatível com a da pirofilita (Figura 26, *spectrum 1*). A outra leitura de EDS (Figura 26, *spectrum 2*), feita em um agregado de minerais microcristalinos parcialmente substituído pela pirofilita, mostra composição compatível a de um fosfato, possivelmente goyazita, que é um fosfato hidratado de estrôncio. Contudo, a leitura também mostra um conteúdo

significativo de enxofre, que não é esperado caso o mineral realmente seja a goyazita.

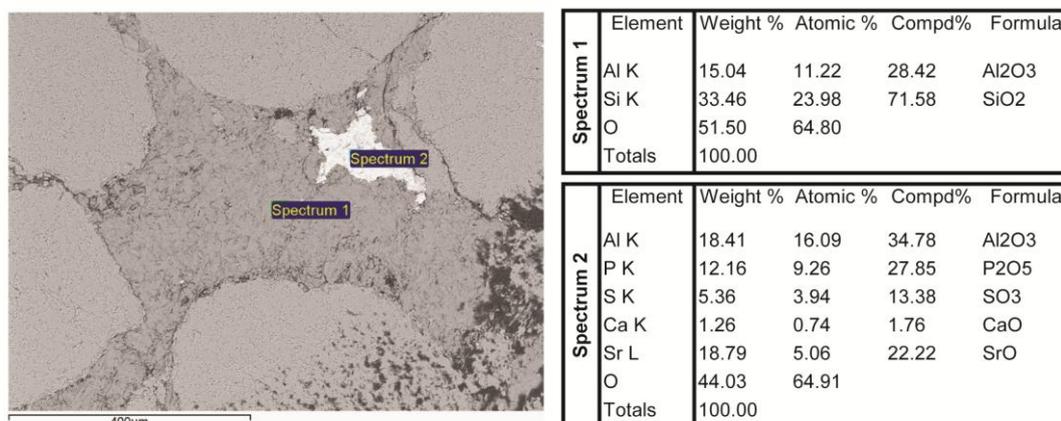


Figura 26. Imagem de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS da amostra 05-RB05.

Na amostra 11-RB15 foram realizadas 8 leituras por EDS, distribuídas em três áreas diferentes da amostra.

Na área 1 (Figura 27), a primeira leitura (*spectrum 1*) foi realizada num mineral de hábito aparentemente hexagonal, que demonstrou uma composição compatível com a de uma turmalina na solução sólida entre shorlita (extremo com ferro) e dravita (extremo com magnésio). Nesse caso o hábito seria o ditrigonal característico da turmalina, facilmente confundido com o hábito hexagonal. O boro, elemento característico em turmalinas, pode não ter aparecido por ter número atômico abaixo do limite de detecção do EDS. A segunda e a terceira leituras (*spectrum 2* e 3) foram realizadas em agregados microlamelares e indicaram composições para minerais do grupo das micas – possivelmente muscovita – com impurezas de flúor, cloro e enxofre, mas com a espécie mineral ainda por determinar.

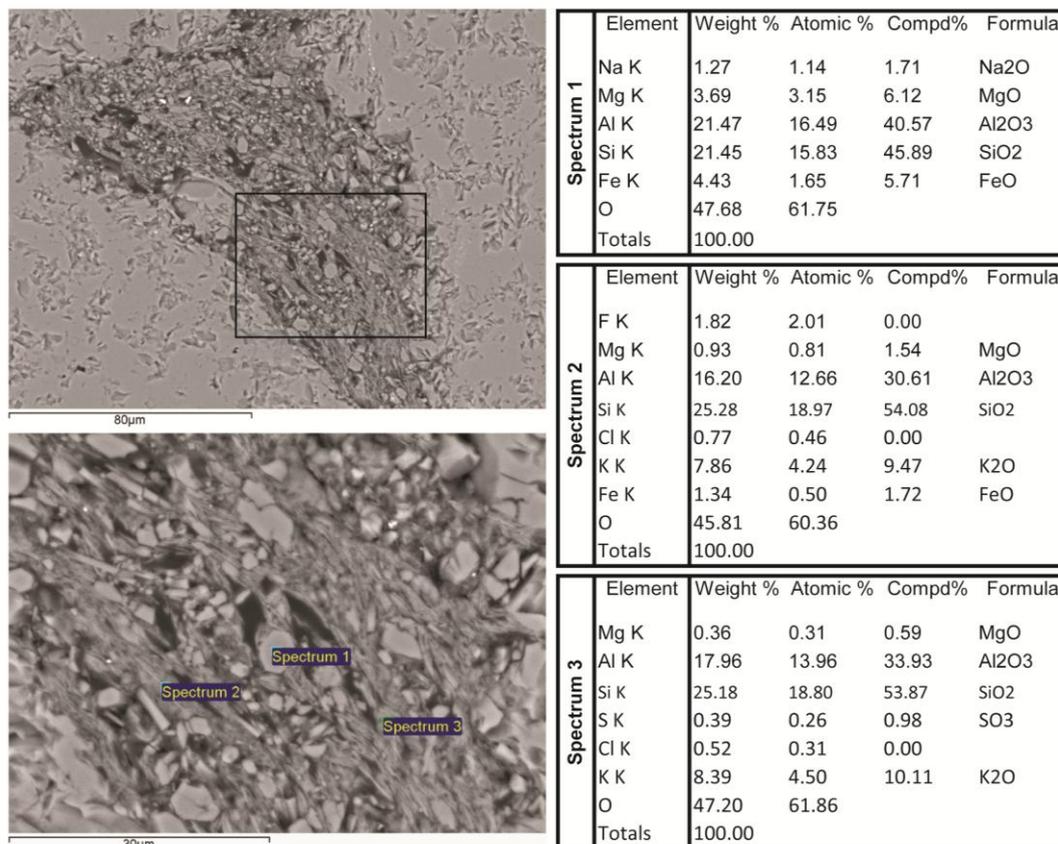


Figura 27. Imagens de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS na área 1 da amostra 11-RB15.

Em uma segunda área da amostra 11-RB15 (Figura 28), as leituras dos *spectrum 1* e 2, em agregados de hábito lamelar, indicam minerais com composições próximas a da moscovita, com pequenas quantidades de Mg e Fe. Yardley (1994) classifica a moscovita com substituição de Al por Si e Fe (ou Mg) como fengita, ocorrendo em agregados microcristalinos que o autor chama de sericita. As leituras 3 e 4 (*spectrum 3* e 4) foram realizadas em cristais prismáticos com hábitos pseudo-hexagonais, que repetem a composição compatível com a turmalina (entre shorlita e dravita). Neste caso, a imagem de MEV mostra inclusive a partição paralela à base dos prismas, característica das turmalinas.

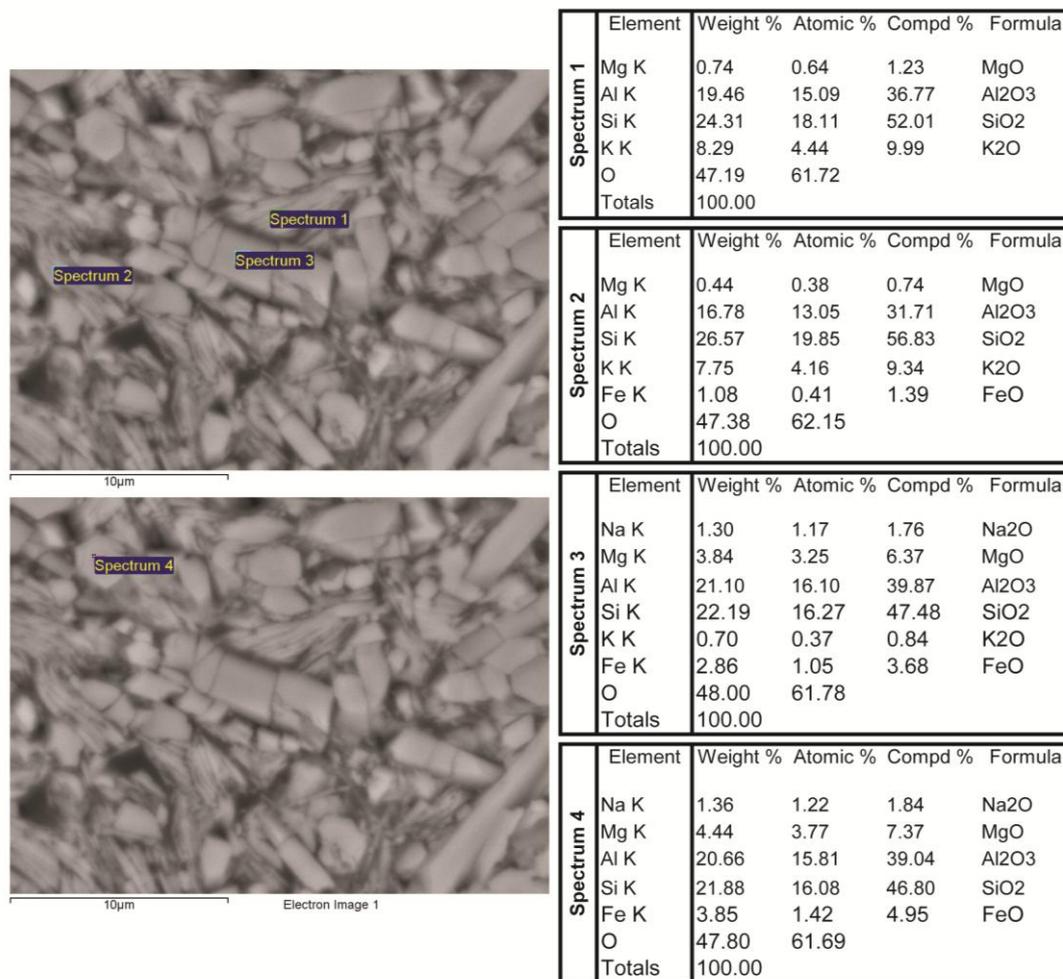


Figura 28. Imagens de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS na área 2 da amostra 11-RB15.

A análise na área 3 (Figura 29) da amostra 11-RB15, foi feita em um prisma alongado, onde se repetiu a composição compatível com as turmalinas ferro-magnesianas encontradas nas áreas 1 e 2 da amostra. O hábito quase acicular desse cristal indica que na mesma amostra existe uma variação nos hábitos prismáticos das turmalinas, entre alongados quase aciculares até prismas mais achatados.

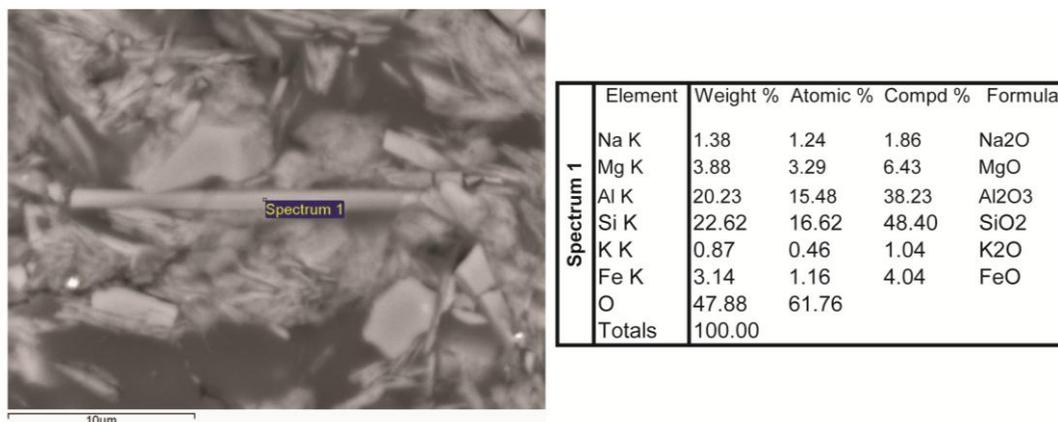


Figura 29. Imagem de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas por EDS na área 3 da amostra 11-RB15.

3.2.4 PETROGRAFIA QUANTITATIVA

Buscando identificar diferenças de composição e proveniência detríticas na fração areia dos conglomerados e também nos pacotes de arenito, foram realizadas quantificações pelo método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985) nas lâminas delgadas. O método foi aplicado apenas nas amostras de arenitos, conglomerados arenosos e na fração areia dos conglomerados mais grossos, em amostras onde os fragmentos de rocha tamanho grânulo eram minoria, para evitar a confusão entre fragmentos de arenito – constituintes primários mais importantes dos conglomerados da Formação Tombador – e a fração areia “matriz” (*latu sensu*) dos conglomerados. As 8 amostras quantificadas foram: 01-RB08, 02-RB09, 04-RB04, 05-RB05, 06-RB06, 07-RB07, 08-RB08 e 09-RB11.

A quantificação mostrou grande semelhança entre todas as amostras, pela classificação de Folk (1968), sendo definidas como quartzarenitos e sublarenitos pela composição primária original (Figura 30, diagrama Original). Com minerais diagenéticos e anquimetamórficos substituindo em boa parte os litoclastos, o diagrama da composição atual mostra uma composição ainda mais quartzosa, classificando as amostras como quartzarenitos “diagenéticos” (Figura 30, diagrama Atual).

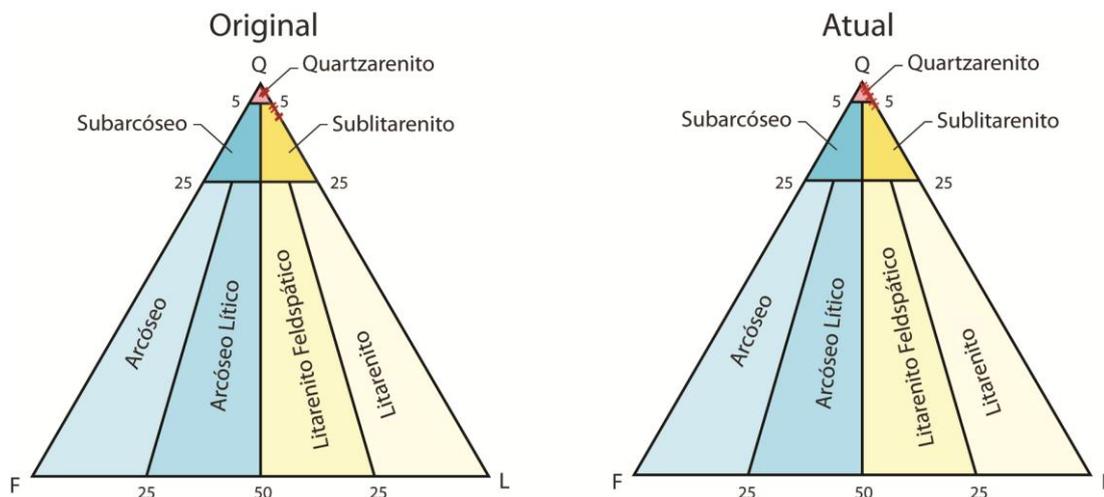


Figura 30. Diagramas das amostras da Fm. Tombador segundo a classificação composicional de Folk (1968).

Pela classificação de proveniência de Dickinson (1985) todas as amostras se situam entre os campos de interior cratônico e reciclagem orogênica pela composição original (Figura 31, diagrama Original), enquanto a classificação pós-diagênese situa todas no campo de interior cratônico (Figura 31, diagrama Atual).

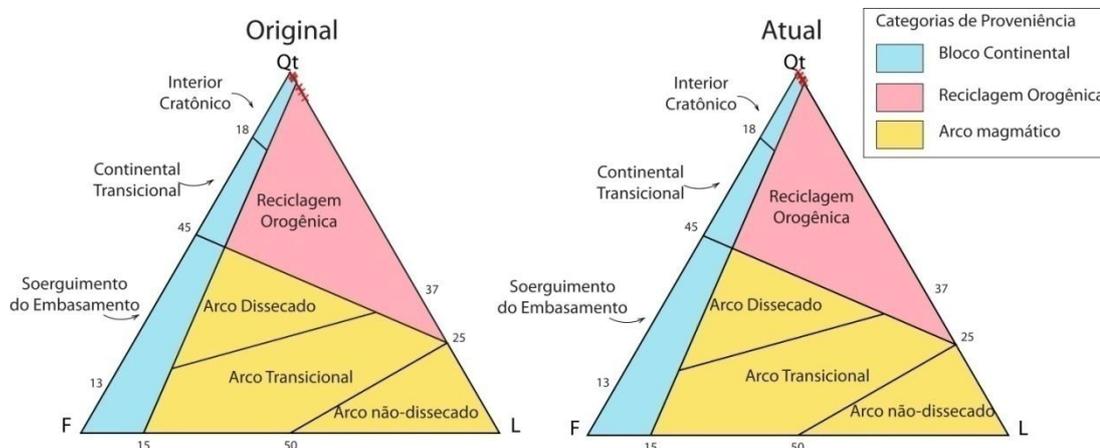


Figura 31. Diagramas das amostras da Fm. Tombador segundo a classificação de proveniência tectônica segundo Dickinson (1985).

Com o objetivo de caracterizar os pacotes conglomeráticos da Formação Tombador, buscando diferenças composicionais, foi realizada a quantificação dos clastos das frações de cascalho de cada um deles. Esses conglomerados correspondem à associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC) e à associação de fácies de fluxos de detritos (FD). Além da caracterização litológica, cada um dos clastos foi

classificado por tamanho (eixo longo e eixo curto) e por forma (arredondamento e esfericidade). As medidas de eixo longo foram consideradas para agrupar os clastos por fração granulométrica; o arredondamento foi classificado num escala 1 a 5, onde 1 corresponde a anguloso e 5 corresponde a bem arredondado (Tabela 4); a esfericidade foi classificada pela razão eixo curto sobre eixo longo de cada clasto, numa escala de 0,1 a 1,0, onde 0,1 corresponde á esfericidade muito pobre e 1,0 a esfericidade muito boa (Tabela 4). As planilhas com os dados levantados na contagem de clastos estão no Anexo 4.

Tabela 4. Escalas de arredondamento e esfericidade, a partir de Krumbein (1931) e Rittenhouse (1943).

Arredondamento		Esfericidade	
1	anguloso	0,0 a 0,1	muito pobre
2	subanguloso	>0,1 a 0,3	pobre
3	subarredondado	>0,3 a 0,5	média
4	arredondado	>0,5 a 0,7	boa
5	bem arredondado	>0,7 a 1,0	muito boa

No pacote conglomerático mais basal (Anexo 1 e Figura 32), correspondente à associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC), foram caracterizados 308 clastos. Destes 47,4% são fragmentos de arenito médio, predominantes na fração bloco, bem arredondados e com esfericidade boa a muito boa; 44,9% são fragmentos de quartzito branco, predominantes na fração seixo, arredondados e com esfericidade boa a muito boa; 7,1% são fragmentos de quartzito verde, predominantes na fração bloco, bem arredondados e com esfericidade boa; e 0,6%, correspondendo a apenas dois fragmentos, um de basalto e um de riolito. Numa comparação entre tipos de rochas, 47,4% dos fragmentos provém de rochas sedimentares, 51,8% de rochas metamórficas e apenas 0,6% de rochas ígneas vulcânicas.

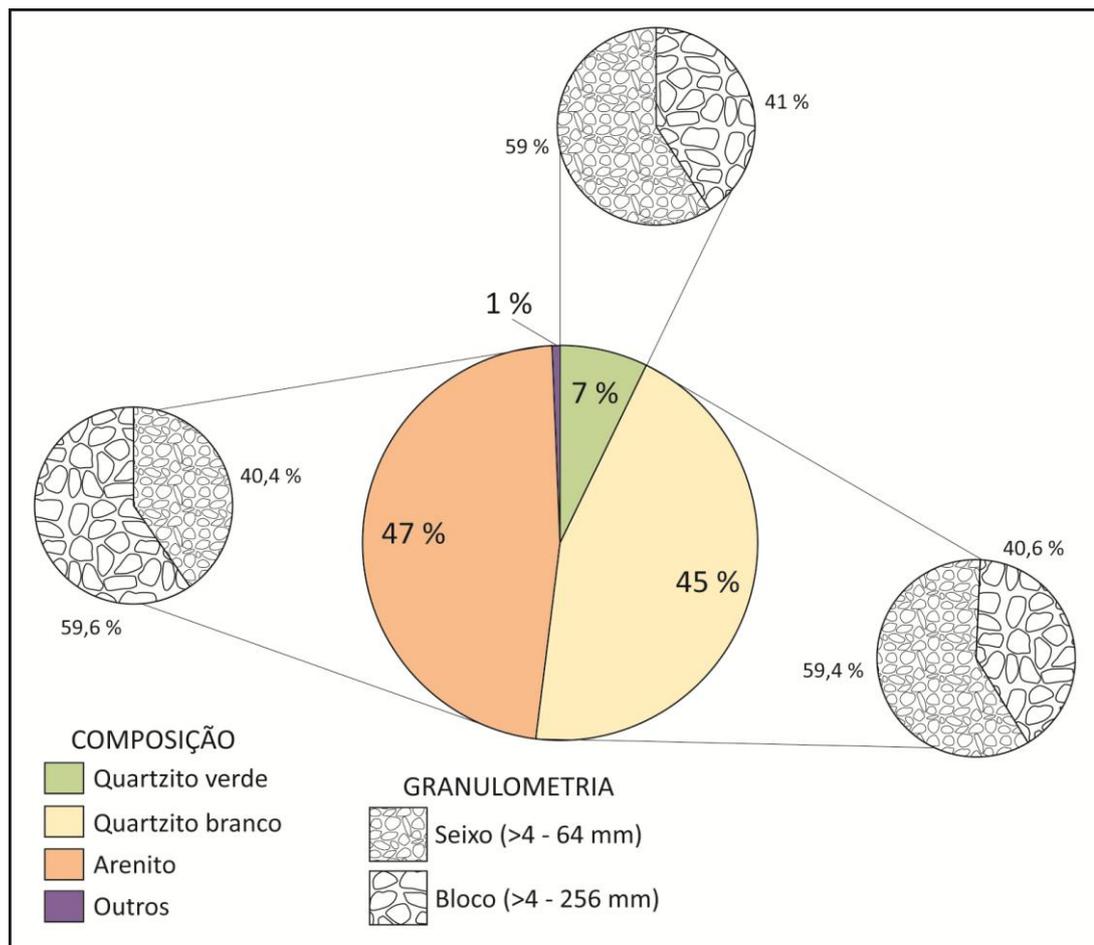


Figura 32. Distribuição composicional e granulométrica dos clastos tamanho cascalho nos conglomerados da associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC). n = 308.

O pacote conglomerático superior (Anexo 1 e Figura 33), correspondente à associação de fácies de depósitos de fluxos de detritos (FD), teve 293 clastos caracterizados. Os resultados mostraram que 68,6% dos clastos são fragmentos de arenito médio, que predominam na fração matacão, subangulosos a subarredondados e com esfericidade média; os fragmentos de quartzito branco são 27%, predominando na fração seixo, bem arredondados e com esfericidade muito boa; 4,4% são fragmentos de quartzito verde, predominantes na fração bloco, bem arredondados e com boa esfericidade. Neste pacote há o domínio dos fragmentos de rochas sedimentares, com 68,6% contra 31,4% dos fragmentos de rochas metamórficas.

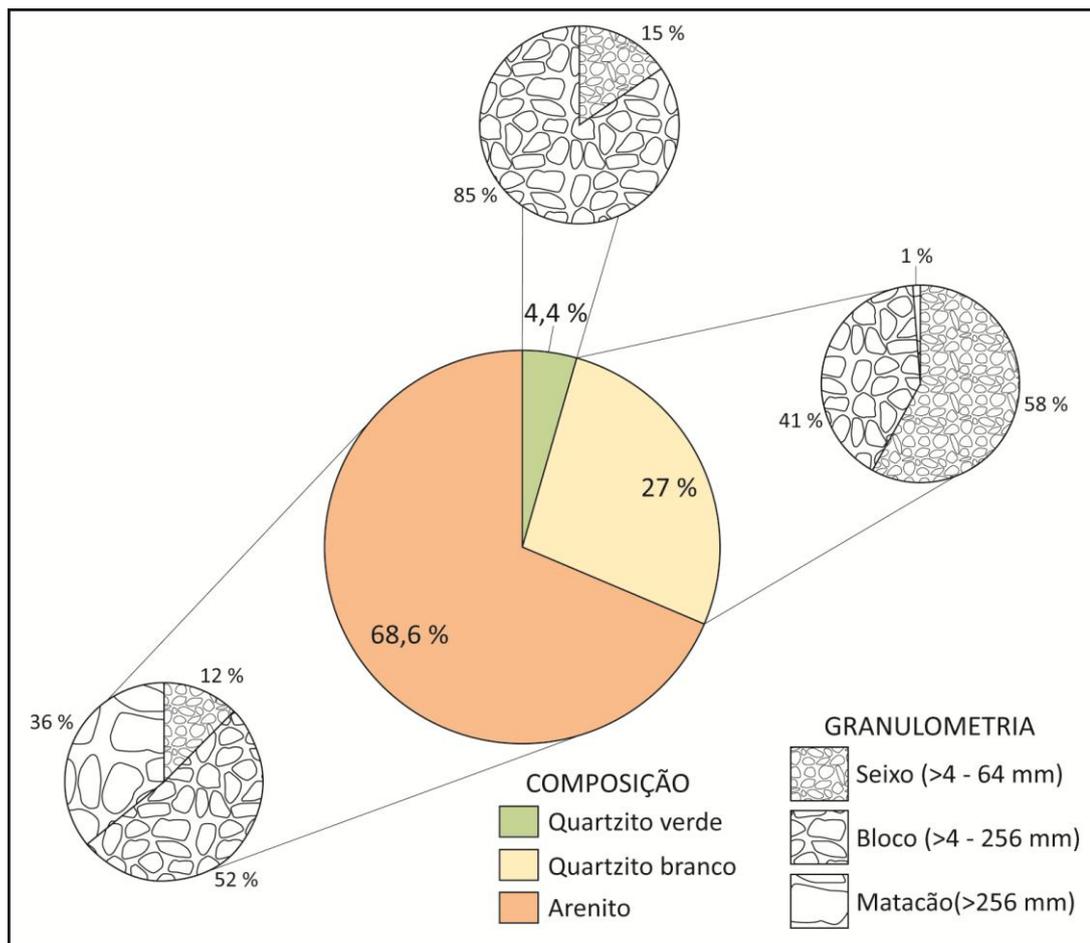


Figura 33. Distribuição composicional e granulométrica dos clastos tamanho cascalho nos conglomerados da associação de fácies de depósitos de fluxos de detritos (FD). n = 293.

3.3 GAMAESPECTROMETRIA

O perfil de raio gama foi levantado buscando uma equidistância de 30 cm de espessura entre as medidas, para obtenção de uma boa resolução. Esta equidistância nem sempre foi possível, devido a variações diversas na preservação dos afloramentos e do difícil acesso a alguns estratos ao longo do perfil. Os níveis encobertos inferiores a 1 m foram omitidos, após verificar-se que não influenciavam significativamente a construção do perfil. Por esse critério apenas dois intervalos no perfil não estão registrados. O primeiro aparece da espessura de 8 m até a espessura de 41 m, não levantado devido ao difícil acesso a essa parte do pacote; o segundo da espessura de 102,5 m até 111,5 m levantado mas omitido pois as medidas

foram distorcidas pela temperatura muito alta do gamaespectrômetro no momento da leitura (Anexo 1).

As tabelas com os dados de raio gama levantados estão no Anexo 5.

O perfil colunar apresenta três padrões diferentes no comportamento da radiação gama na contagem total (Anexo 1).

Da base do perfil até à espessura de 90 m os valores se mantêm constantemente baixos, com pequenas variações, exceto por um pico logo na passagem dos conglomerados de CE para os arenitos fluvio-eólicos. Em seguida ocorre um pico, associado aos heterolitos e o padrão passa a ser ligeiramente mais alto e serrilhado até os 135 m, acompanhando a maior ocorrência de fácies fluviais e o início do depósito de fluxo de detritos. A partir daí até o topo, os padrões de gama se mostram muito mais altos e com picos mais bruscamente agudos.

A comparação do comportamento das diferentes associações de fácies, permite também notar algumas diferenças.

A associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC) mostra um comportamento de gama constante, com leituras relativamente baixas. A relação entre U e Th corrobora esse padrão constante e baixo, com máximos de 2,5 ppm de U e 10 ppm de Th.

As medidas nas associações de fácies de lençóis de areia e dunas eólicas (LD) e de inundações em lençol distais (ID) foram analisadas em conjunto, porque estas aparecem de forma finamente alternada no perfil e também por apresentarem padrões de raio gama muito semelhantes. O comportamento dessa associação de fácies também é constantemente baixo, excetuando-se na porção mais basal, no contato com os conglomerados da associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos (CC), onde aparecem alguns picos com pequenas anomalias de tório; e o pico na porção de topo, anômalo em todos os canais de radiação, que representa a ocorrência de sedimentos finos em um heterolito que intercala pelitos com arenitos muito finos (Anexo 1).

Para a associação de fácies de inundações em lençol proximais (IP) o comportamento foi muito semelhante às inundações distais, com urânio e tório relativamente baixos quando comparados. Entretanto, no perfil colunar,

a transição entre as duas associações está marcada por um sutil aumento na radiação gama, além de o padrão se tornar mais serrilhado do que o anterior (Anexo 1).

A transição da associação de inundações em lençol proximais (IP) para a associação de fluxos de detritos (FD) está bem marcada por um aumento brusco na quantidade de U e uma diminuição brusca do Th, comportamentos contrários que acabam por se anular, fazendo com que essas mudanças não apareçam no perfil de gama total (Ctotal). Fica bem clara a alta quantidade de U registrada nessa associação de fácies (Anexo 1).

Na associação de fácies de canais fluviais distributários (CD), nota-se um comportamento de gama total bastante alto, especialmente na base, influenciado principalmente pelo conteúdo de Th. Aqui também se pode notar mais uma vez os comportamentos opostos de Th e U, especialmente no intervalo de 151 a 153 m (Anexo 1).

A associação de fácies que constitui o topo do perfil colunar (PI), onde ocorrem heterolitos lutito/arenito/conglomerado, tem um comportamento serrilhado com picos bastante agudos, com o gama total influenciado especialmente pelo conteúdo de K (Anexo 1).

4 DISCUSSÕES

A partir da integração dos dados levantados foi possível identificar duas sequências deposicionais (Anexo 1). A definição das sequências e de suas discordâncias limítrofes levou em conta critérios sedimentológicos, petrográficos e gamaespectométricos.

4.1 CRITÉRIOS SEDIMENTOLÓGICOS

A Sequência I é composta pela associação de fácies de canais fluviais cascalhosos rasos, que representam depósitos fluviais possivelmente distais a um sistema de leques aluviais, sotoposta por associações de fácies de lençóis de areia e dunas eólicas e de inundações em lençol distais de um sistema fluvio-eólico. Por sua vez, neste sistema fluvio-eólico vai gradualmente passando a predominar as inundações em lençol distais, que por fim evoluem para um sistema fluvial efêmero com aporte de sedimento mais grosso, representado pela associação de fácies de inundações em lençol proximais (Anexo 1). A sucessão vertical de fácies da Sequência I constitui uma sucessão granodecrescente ascendente, com padrão retrogradacional, com depósitos distais se sobrepondo aos proximais à área fonte, que passa a ser progradacional, com estrato e granocrescência ascendente representando depósitos proximais avançados sobre os distais. O registro da Sequência I aparece com 110 m de espessura no perfil. A base desta sequência é definida pela discordância erosiva do limite de sequência 1 (LS1), que nesse caso representa a superposição de conglomerados clasto-suportados relacionados a sistemas fluviais entrelaçados sobre arenitos médios a grossos de um sistema eólico (Anexo 1).

A Sequência II é caracterizada por um conjunto de associações de fácies vinculadas a um sistema de leques aluviais (Anexo 1). Esta sequência é caracterizada na base por fácies conglomeráticas clasto-suportadas dos depósitos de fluxos de detritos (FD) seguidas pela associação de fácies de canais fluviais distributários rasos (CD), que representam as bifurcações do canal principal do leque aluvial. A superfície erosiva basal da associação de fácies de depósitos de fluxos de detritos foi reconhecida como o limite de sequências 2 (LS2) (Anexo 1). Intercalados aos depósitos de canais fluviais distributários (CD) ocorrem heterolitos de arenito/lamito que fazem parte da associação de fácies de planície de inundação (PI), representando às fácies mais distais e de deposição final de eventos de enxurradas no sistema de leques. A Sequência II, diferente da Sequência I, apresenta um padrão geral retrogradante, com depósitos distais sucedendo os proximais no perfil vertical (Anexo 1).

As superfícies LS1 e LS2 foram correlacionadas regionalmente pelo trabalho de Bállico *et al.* (em elab., Figura 34), em um levantamento estratigráfico realizado em 6 perfis colunares de norte a sul da Chapada Diamantina Oriental.

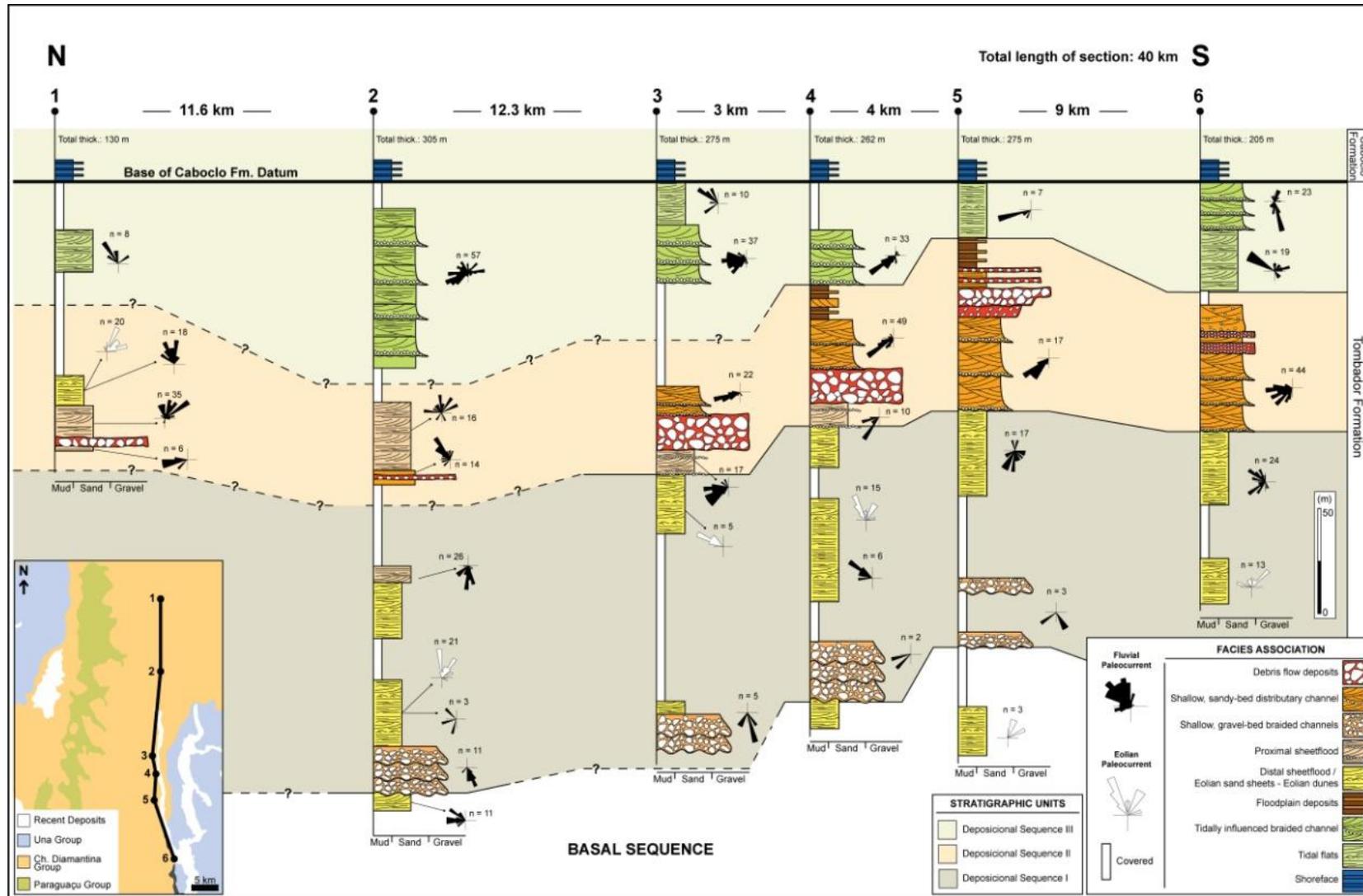


Figura 34. Correlação regional entre perfis colunares, com interpretação das seqüências deposicionais (extraído de Bállico *et al.*, em elab.). O perfil colunar levantado neste trabalho é correlato ao perfil 4 da figura.

O trabalho de Bállico *et al.* (em elab., Figura 34) posicionou o aqui denominado LS2 na base da associação de fácies de inundações em lençol proximais (IP) argumentando que estes depósitos já constituem um salto granulométrico na sucessão vertical de fácies e que eles representam o primeiro pulso sedimentar após um evento tectônico onde passaram a ser disponibilizados sedimentos mais grossos para a bacia, antes que a carga sedimentar mais grossa fosse disponibilizada para o sistema. Entretanto essa interpretação pode ser discutida quando se nota que as fácies do sistema flúvio-eólico já vinham evoluindo para um predomínio das inundações em lençol distais, até que passam a fácies de inundações em lençol proximais.

Neste sentido, os dados petrográficos e gamaespectrométricos levantados neste trabalho e discutido a seguir, tendem a reforçar a hipótese de que o LS2 esteja entre a associação de fácies de inundações em lençol proximais (IP) e a associação de fácies de depósitos de fluxos de detritos (FD). Entretanto, para se ter certeza quanto ao posicionamento do limite de seqüências 2 (LS2) em outros pontos da bacia, seria interessante que trabalhos semelhantes fossem realizados em outros perfis.

4.2 CRITÉRIOS PETROGRÁFICOS

Comparando-se as composições dos conglomerados de cada uma das seqüências, podem-se notar inúmeras diferenças entre eles (Figura 32 e Figura 33, Tabela 5). Enquanto os conglomerados da Sequência I (associação de fácies CC) têm distribuições muito semelhantes de fragmentos de arenitos e de quartzitos, os conglomerados da Sequência II (associação de fácies FD) constituem-se em quase 70% de clastos de arenitos. Fazendo uma comparação por tipo de litoclastos, os conglomerados da Sequência I têm a razão de litoclastos sedimentares sobre litoclastos metamórficos de 0,9, enquanto os conglomerados da Sequência II têm essa razão em 2,2.

Tabela 5. Contagem de clastos nos conglomerados das Sequências deposicionais I e II. Lts = Litoclastos sedimentares; Ltm = Litoclastos metamórficos.

	Sequência I		Sequência II	
	<i>clastos</i>	%	<i>clastos</i>	%
<i>Quartzito verde</i>	22	7,1	13	4,4
<i>Quartzito branco</i>	138	44,8	79	27,0
<i>Arenito</i>	146	47,4	201	68,6
<i>Outros</i>	2	0,6		
TOTAL	308		293	
Lts/Ltm	0,9		2,2	

Além das variações composicionais, existem diferenças texturais entre os conglomerados das sequências I e II. Os conglomerados da Sequência II são constituídos por clastos predominantemente do tamanho matacão, anguloso a subanguloso, enquanto nos conglomerados da Sequência I predomina a fração bloco, arredondado, praticamente inexistindo clastos do tamanho matacão. Essas diferenças parecem indicar um contexto mais proximal para os depósitos da Sequência II. Os matações que aparecem e predominam na associação de fácies FD são eminentemente proximais, uma vez que clastos de arenitos tão grandes e angulosos não teriam resistido desta forma a um transporte fluvial. Isso demonstra que entre as Sequências I e II deve ter ocorrido um evento tectônico que soergueu a área fonte (Guadagnin *et al.*, em elab.; Bállico *et al.* em elab), passando a ser muito mais proximal do que era no período de deposição da Sequência I e disponibilizando sedimentos bastante imaturos para a bacia.

A quantificação pelo método Gazzi-Dickinson nas lâminas delgadas não se mostrou eficiente para a determinação das discordâncias nesse caso. Diversos fatores complicadores influenciaram para a ineficácia do método. Em primeiro lugar, as características peculiares desses sedimentos, reciclados por diversos ciclos sedimentares, são um fator complicador importante nas análises de composição detrítica. Mack *et al.* (1981) e Mack (1984) verificaram que em algumas sequências, areias recicladas derivadas de rochas quartzosas soerguidas não podem ser composicionalmente distinguidas de areias derivadas da erosão cratônica, especialmente quando

o intemperismo e o retrabalhamento intenso aumentam o conteúdo de quartzo dessas areias.

A fração cascalho dos sedimentos aluviais estudados é composta por fragmentos de quartzitos foliados, quartzarenitos e quartzo hidrotermal. Na fração cascalho, essa composição litarenítica fica bastante evidente, sendo os diversos fragmentos de rocha facilmente identificados e diferenciados, assim como ficam evidentes as diferentes proporções entre esses fragmentos, fator determinante na distinção entre as sequências. Na fração areia, que mistura grãos de quartzo que podem ser resultado do retrabalhamento de todas as litologias quartzosas supracitadas, bem como de outras rochas fonte não identificadas, leva à classificação de sublarenitos muito quartzosos (Figura 30) ao que na verdade são litarenitos, impossibilitando que se reconheçam as diferentes origens dos grãos de quartzo. Soma-se às dificuldades sedimentológicas, o fato de que essas rochas foram submetidas a pelo menos cinco processos modificadores da composição primária – compactação, eo e mesodiagenese, anquimetamorfismo e telodiagenese – que tornam ainda mais difícil a preservação dos constituintes primários, bem como a identificação de sua origem.

As características de diagenese vadosa logo abaixo dos limites de sequência não foram reconhecidas neste trabalho. Entretanto é possível que os minerais secundários constituam evidências indiretas de diferenças de composição entre as sequências deposicionais I e II, mesmo sendo alguns de origem metamórfica.

É notável a quase inexistência de pirofilita nas amostras a partir da espessura 130 m do perfil (Figura 35, Anexo 1). A ausência de pirofilita, bem como a predominância de outros minerais anquimetamórficos, pode ser uma resposta a composições detríticas e/ou diagenéticas, que podem ser essencialmente diferentes entre as sequências.

A pirofilita parece dominar especialmente na Sequência I (Figura 35, Anexo 1). Isso pode significar que os constituintes que serviram de “protólito” para a cristalização da pirofilita ocorriam principalmente nesta sequência,

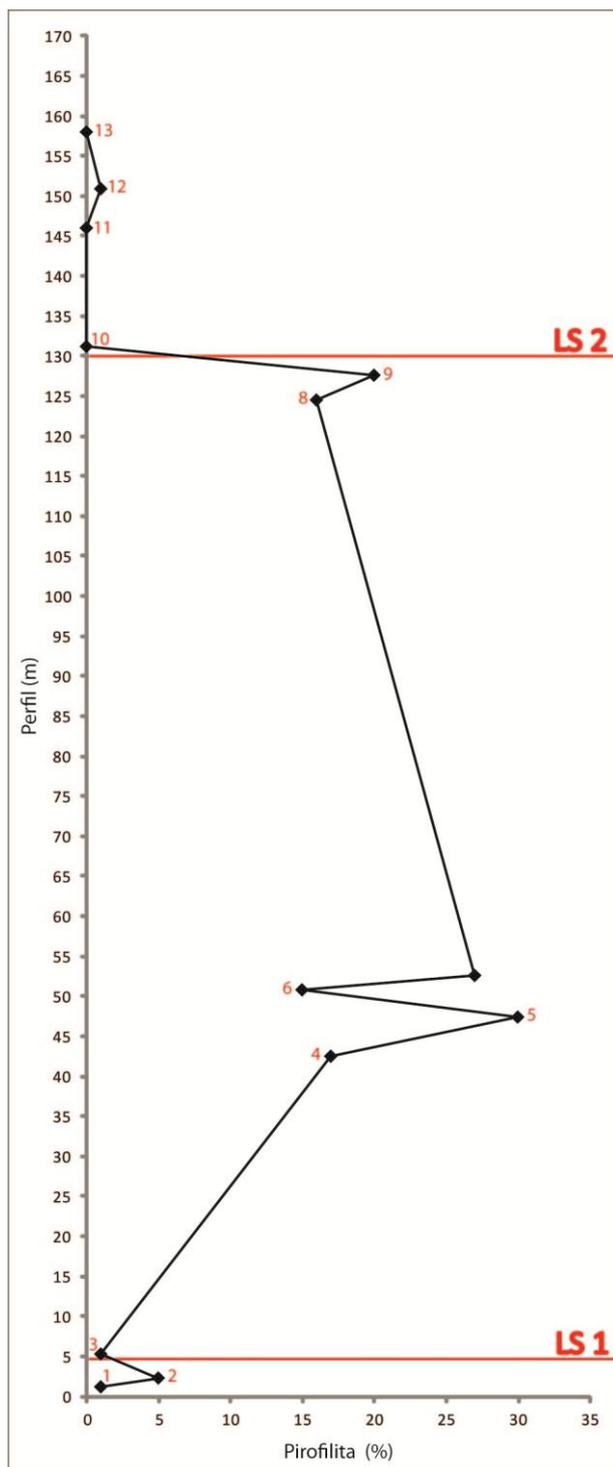


Figura 35. Conteúdo de pirofilita nas rochas amostradas ao longo do perfil colunar.

podendo ser detriticos (feldspatos, micas, litoclastos, intraclastos lamosos, etc.) ou ainda argilas diagenéticas.

O comportamento da pirofilita foi um dos critérios utilizados para incluir a associação de fácies de inundações em lençol proximais (IP) na Sequência I, e marcar o limite de sequências 2 (LS2) na base dos conglomerados da associação de fácies de fluxo de detritos (FD), na espessura de 130 m no perfil.

A presença de pirofilita como indicador de anqui-metamorfismo já havia sido reconhecida nos arenitos da Fm. Tombador por Battilani (1999), que identificou esse mineral substituindo argilo-minerais diagenéticos.

É importante ressaltar que o comportamento de minerais metamórficos é uma evidência bastante indireta para o reconhecimento dos limites de sequência, e por isso deve ser

considerada com prudência. Para um entendimento completo desses processos, seriam necessários estudos especificamente dos minerais metamórficos da Formação Tombador e sua relação com a estratigrafia, que fogem da abrangência deste trabalho.

4.3 CRITÉRIOS GAMAESPECTROMÉTRICOS

Os resultados gamaespectrométricos demonstraram comportamentos bastante distintos entre as sequências estudadas. Enquanto a Sequência I apresenta um comportamento baixo em todos os canais, a Sequência II já apresenta padrões muito mais altos e variações mais bruscas entre as associações de fácies (Anexo 1).

Para o reconhecimento do limite basal da Sequência I (LS1), o levantamento gamaespectrométrico pouco contribuiu, uma vez que o comportamento das fácies do sistema eólico (LA) e dos depósitos fluviais (CC) não diferiu abruptamente.

Por sua vez, o limite basal da Sequência II (LS2), é caracterizado por uma variação brusca no comportamento de urânio e tório. No perfil de urânio (Anexo 1) nota-se um pico brusco logo na entrada dos conglomerados da associação de fácies de fluxo de detritos (FD), acompanhada por uma queda abrupta do conteúdo de tório. Essa alta no U e depleção no Th é contínua em todo o pacote de conglomerados. O comportamento de tório e urânio deve estar relacionado a teores de minerais detríticos pesados que contenham esses elementos. Assim, uma análise de proveniência por minerais pesados poderia contribuir com a melhor definição das sequências deposicionais.

O comportamento do potássio também pode ser diferenciado entre as sequências. Esse elemento sofreu uma depleção semelhante à que ocorreu com o tório na associação de fácies de depósitos de fluxo de detritos (FD) da base da Sequência II. Desse ponto em diante esse elemento apresenta um padrão ligeiramente mais alto (1%) em relação à Sequência I (aprox. 0,1%). Esse comportamento do potássio pode estar ligado à presença de minerais anquimetamórficos com composição fengítica na Sequência II, como foi discutido nos resultados de MEV-EDS e difração de raios X (seções 3.2.2 e 3.2.3).

4.4. SÍNTESE COMPARATIVA

Os critérios utilizados para o reconhecimento das sequências deposicionais (I e II) e dos seus respectivos limites basais (LS1 e LS2) são comparados e sintetizados no Quadro 3.

	Critérios sedimentológicos	Critérios petrográficos	Critérios gamaespectrométricos
Sequência I e LS1	<ul style="list-style-type: none"> - superfície erosiva de correlação regional -mudança abrupta de fácies -mudança de sistema deposicional (passagem de um sistema eólico para um sistema fluvial) 	<ul style="list-style-type: none"> - conglomerados Lts/Ltm= 0,9 - pirofilita abundante 	<ul style="list-style-type: none"> - Ctotal baixa - K ~0,1% - U baixo - Th baixo
Sequência II e LS2	<ul style="list-style-type: none"> - superfície erosiva de correlação regional -mudança abrupta de fácies - Implementação de sistema de leques aluviais 	<ul style="list-style-type: none"> - conglomerados Lts/Ltm = 2,2 - megaclastos de arenito - pirofilita muito rara - mica anquimetamórfica 	<ul style="list-style-type: none"> - Ctotal alta - K ~1% - U muito alto na FD, alto no restante - Th baixo na FD, alto no restante

Quadro 3. Síntese comparativa dos critérios usados para reconhecer os limites de sequências e diferenciar as sequências deposicionais. Ctotal = contagem total de radiação gama; FD = associação de fácies de depósitos de fluxo de detritos; K = potássio; LS1 = limite de sequência 1; LS2 = limite de sequências 2; Ltm = litoclastos metamórficos; Lts = Litoclastos sedimentares. Th = tório; U = urânio.

5 CONCLUSÕES

- Foram reconhecidas duas sequências deposicionais: Sequência I e Sequência II, no intervalo superior da Formação Tombador.
- Foram reconhecidos dois limites de sequências: limite de sequência 1 (LS1) e limite de sequência 2 (LS2).
- A Sequência I é constituída pela associação de fácies de canais fluviais entrelaçados cascalhosos rasos, lençóis de areia e dunas eólicas,

inundações em lençol distais e inundações em lençol proximais, empilhadas em um padrão retrogradacional-progradacional.

- A Sequência II é caracterizada pelas associações de fácies de depósitos de fluxo de detritos, canais fluviais distributários rasos e planícies de inundação, empilhadas em um padrão retrogradacional.

- O levantamento estratigráfico aliado aos perfis gamaespectrométricos se provaram eficientes para o reconhecimento de discordâncias.

- As associações de fácies conglomeráticas da Formação Tombador mostram diferenças faciológicas, composicionais e texturais que permitem separá-las em sequências distintas.

- Os arenitos da Formação Tombador analisados foram classificados desublitarenitos a quartzarenitos, com proveniência tectônica mal definida entre interior cratônico e reciclagem orogênica.

- A presença de minerais metamórficos substituindo constituintes indica que a Fm. Tombador foi submetida a anquimetamorfismo.

- Os altos teores de urânio e tório na Sequência II devem estar relacionados a presença de minerais pesados.

- Estudos semelhantes a este realizados em outros perfis da Formação Tombador são recomendados, para correlacionar as Sequências pelos mesmos critérios.

- Estudos sobre petrologia metamórfica na Formação Tombador são recomendados, para reconhecer a relação entre os minerais metamórficos e a estratigrafia.

- Apesar da semelhança composicional e das modificações devido ao anquimetamorfismo das rochas, as técnicas utilizadas de maneira integrada foram eficazes no reconhecimento de discordâncias na Formação Tombador.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AIGNER, T.; SCHAUER, M.; JUNGHANS, W.-D., REINHARDT, L. Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. **Sedimentary Geology**, v. 100, p. 47-61, 1995.

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127-139, 2012.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

BÁLLICO, M. B.; SCHERER, C. M. S.; MAGALHÃES, A. J.; ZANATTA, A. S. C. Depositional Sequences na Facies Analysis in Continental and Estuarine Systems of the Upper Tombador Formation, Mesoproterozoic, Chapada Diamantina, Brazil. **Em elaboração**.

BATES, R. L.; JACKSON, J. A. (Ed.) **Glossary of Geology**. Falls Church, Virginia: American Geological Institute, 1980. 749 p.

BATTILANI, G. A. **Contribuição à petrologia da Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Bahia**. 1999. 188 f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

BRANNER, J. C. The Tombador Escarpment in the State of Bahia, Brazil. **American Journal of Sciences**, v. 30(179), p. 335-343, 1910.

BROMLEY, M. H. Architectural features of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Colorado Plateau, USA: relationship to salt tectonics in the Paradox Basin. **Sedimentary Geology**, v. 73, p. 77-99, 1991.

COE, A. L. Recording features of sedimentary rocks and constructing graphic logs. In: COE, A. L. (Ed). **Geological Field Techniques**. United Kingdom: Open University. 2010, 323p.

COLLINSON, J.D. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 39, p. 194-221, 1969.

DE ROS, L. F. **Petrologia Sedimentar: Notas de Aula**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2009.

DE ROS, L. F. & GOLDBERG, K. Advanced Acquisition and Management of Petrographic from Reservoir Rocks using PETROLEDGE System. **AAPG Annual Convention and Exhibition**, Long Beach, USA. 2007, p. 1-4.

DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed.). **Provenance of arenites**. Germany: NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co. 1985, p. 333-361.

EDGINGTON, L. & HARBURY, N. Provenance of braided alluvial deposits of the Thari Formation, Rhodes, SE Aegean: evidence for major erosion of an ophiolite-bearing thrust sheet. In: BEST, J. L. & BRISTOW, C. S. (Ed). **Braided Rivers**. Geological Society Special Publication, v. 75, p. 389-403, 1993.

ERIKSSON, P. G.; ALTERMANN, W.; NELSON, D. R.; MUELLER, W. U.; CATUNEANU, O. (Ed) **The Precambrian Earth: tempos and events**. Amsterdam: Elsevier B.V., 2004. 941 p.

FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Austin, Texas: Hemphill's Pub. 1968, 107p.

GRASTY, R.L. & MINTY, B.R.S. **A guide to the technical specifications for airborne gamma-ray surveys**. Australia: Australian Geological Survey Organisation. 1995, 89p.

GRUBER, L.; PIMENTEL, M. M.; NEVES, B. B. B.; ARMSTRONG, R.; FUCK, R. A. Proveniência U-Pb em Zircão (SHRIMP) da Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, BA. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA E III SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2011, Gramado, **Anais...** Gramado: Sociedade Brasileira de Geoquímica. 2011.1 CD-ROM.

GUADAGNIN, F.; CHEMALE JR., F.; MAGALHÃES, A. J. C.; SANTANA, A.; DUSSIN, I.; TAKEHARA, L. Age constrains on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup – Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the São Francisco Craton. **Em elaboração**.

GUIMARÃES, J. T. (Org.). **Projeto Ibitiara – Rio de Contas**. Programa Recurso Minerais do Brasil. Salvador, BA: CPRM /CBPM. 2005, 182p.

GUIMARÃES, J. T. (Org.). **Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara – Rio de Contas)**. Salvador, BA: CPRM /CBPM. 2008, 64p.

KRUMBEIN, W. C. Size frequency distribution of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 4, p. 65-77. 1934.

MAGALHÃES, A. J. C.; RAJA-GABAGLIA, G. P.; BÁLLICO, M. B.; SCHERER, C. M. S.; GUADAGNIN, F.; CATUNEANU, O. Estratigrafia da Formação Tombador, Mesoproterozóico, Chapada Diamantina, Bahia. In: 46º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2012, Santos, **Anais...**Santos: SBG, 2012. 1 CD-ROM.

MACK, G. H. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.54, p. 212-220, 1984.

MACK, G. H.; JAMES, W. C.; THOMAS, W. A. Orogenic provenance of Mississippian sandstones associated southern Appalachian-Ouachita Orogen. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 65, p. 1444-1456, 1981.

MIALL, A. D. A Review of the Braided-River Depositional Environment. **Earth-Science Reviews**, v. 13, n. 1, p. 1-62, 1977.

MIALL, A. D. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Review**, v. 22, p. 261-308, 1984.

MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies. **Basin Analysis and Petroleum Geology**. New York: Springer-Verlag. 1996, 582 p.

MIALL, A. D.; ARUSH, M. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. **Sedimentology**, v. 48, p. 971-985, 2001.

MIALL, A. D.; ARUSH, M. The Castlegate Sandstone of the Book Cliffs, Utah: sequence stratigraphy, paleogeography, and tectonic controls. **Journal of Sedimentary Research**, v. 71, n. 4, p. 537-548, 2001.

OLSEN, T.; STEEL, R.; HOGSETH, K.; SKAR, T.; ROE, S.-L. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. **Journal of Sedimentary Research**, v. B65, n. 2, p. 265-280, 1995.

READING, H. G. **Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science. 1996, 688p.

RITTENHOUSE, G. A. A visual method of estimating two dimensional sphericity. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.13, n. 2, p. 79-81, 1943.

RODRIGUES, A. G. 2012. **Padrões composicionais e diagenéticos da seção rifte no Campo de Caioba, Bacia de Sergipe-Alagoas**. Trabalho de conclusão de curso de graduação em Geologia. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SCHERER, C. M. S. Ambientes fluviais. In: PEDREIRA da Silva, A. J. C. L.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (Ed). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca/BAAL, 2008, p. 102-130.

SHANMUGAM, G. Origin, Recognition and Importance of Erosional Unconformities in Sedimentary Basins. In: KLEINSPEHN, K. L.; PAOLA, C.

(Ed). **New perspectives in Basin Analysis**. New York: Springer-Verlag. 1988, p. 83-108.

WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G. & James, N. P. (Ed). **Facies models: response to sea level change**. Canadá: Geological Association of Canada. 1992, 409p.

WALKER, R.G. Facies Models Revisited. In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (eds.). **Facies Models Revisited**. Tulsa: SEPM Special Publication. 2006, v. 84, p. 19-84.

WEBMINERAL. Disponível em: <<http://webmineral.com>>. Acesso em: 25 nov. 2012.

WINKLER, H. G. F. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. New York: Springer-Verlag. 1979, 348 p.

WWW-MINCRYST. Crystallographic and Crystallochemical Database for minerals and their structural analogues. Disponível em: <<http://database.iem.ac.ru/mincryst>>. Acesso em: 23 dez. 2012

YARDLEY, B. W. D. **Introdução à Petrologia Metamórfica**. Brasília: Editora Universidade de Brasília. 1994, 340 p.

ZUFFA, G. G. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. **Provenance of arenites**. Germany: NATO-ASI Series C.D. Reidel Pub. Co. 1985, p. 165-189.

7 ANEXOS

ANEXO 1 – PERFIL COLUNAR (IMPRESSO)

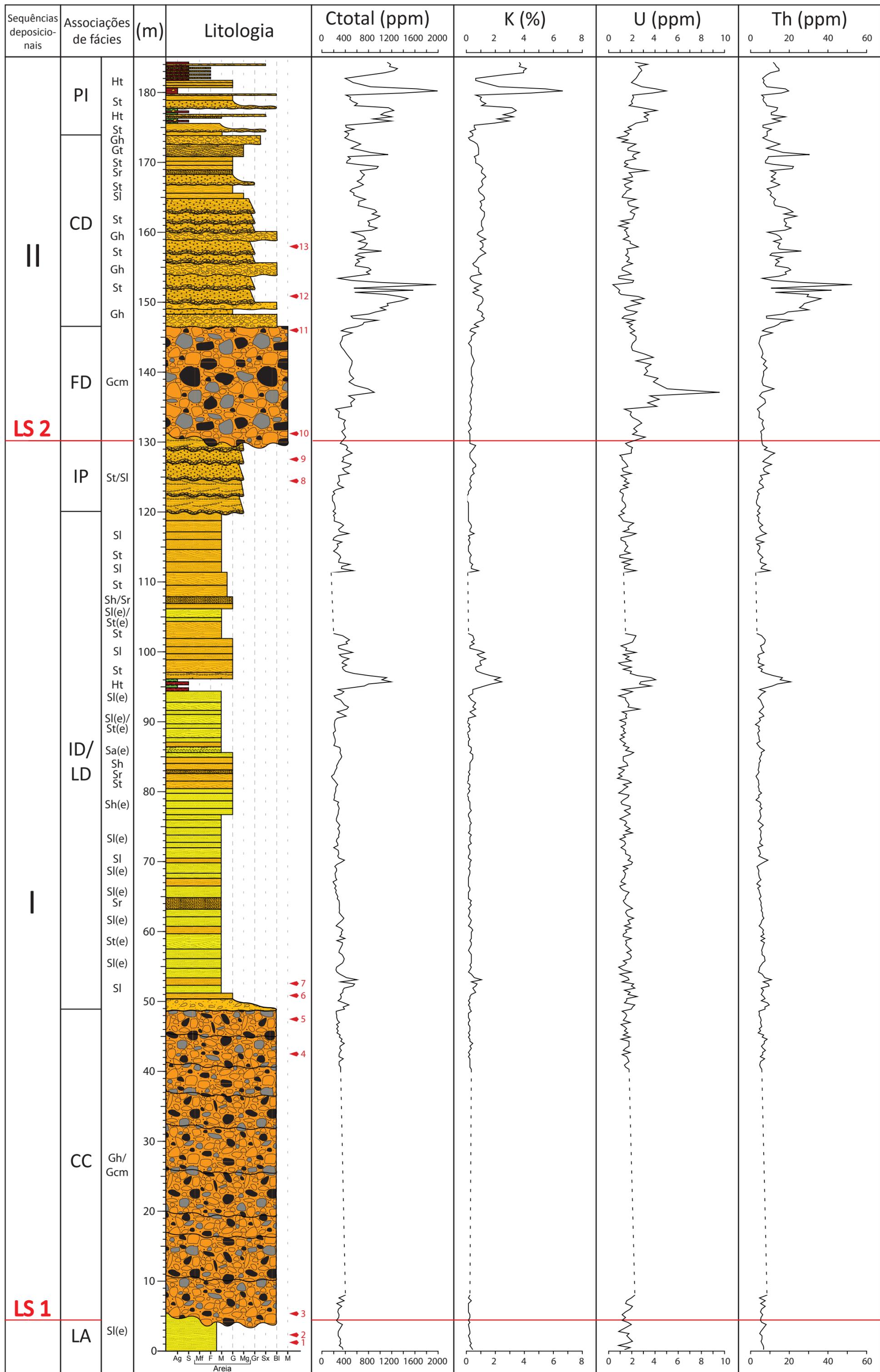
ANEXO 2 – DESCRIÇÕES DAS LÂMINAS PETROGRÁFICAS (CD-ROM)

ANEXO 3 – ANÁLISES DE MEV-EDS (CD-ROM)

ANEXO 4 – PLANILHAS DA CONTAGEM DE CLASTOS (CD-ROM)

ANEXO 5 – DADOS DE RAIOS GAMA (CD-ROM)

ANEXO 1 – PERFIL COLUNAR



Anexo 1. Perfil colunar com correlação entre os dados da análise de fácies e do levantamento gamaespectrométrico, com interpretação das associações de fácies, limites de sequências (LS1 e LS2) e sequências deposicionais (I e II). (►) localização de coleta das amostras petrográficas.