



Universidade Federal do Pará



Instituto de Geociências



Faculdade de Geologia

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC)

FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DO LIMITE PERMIANO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE LORETO (MA).

BELÉM – PA
FEVEREIRO – 2011

FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DO LIMITE
PERMIANO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA,
REGIÃO DE LORETO (MA).**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira.

Co-Orientador: Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica.

Belém

2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

A161r Abrantes Júnior, Francisco Romério

Reconstituição paleoambiental do limite Permiano-Triássico da bacia do Parnaíba, região de Loreto (MA) / Francisco Romério Abrantes Júnior; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira; Coorientador: Rômulo Simões Angélica – 2011

76 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

1. Limite Permiano-Triássico. 2. Formação Motuca. 3. Paleoambiente. 4. Formação Sambaíba. 5. Bacia do Parnaíba. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Angélica, Rômulo Simões, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 20º ed.: 551.756098121

FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DO LIMITE
PERMIANO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA,
REGIÃO DE LORETO (MA).**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

**Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
- Orientador**

Doutor em Geologia Sedimentar
Universidade Federal do Pará

Prof. Msc. José Fernando Pina Assis - Relator

Mestre em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. Luis Ercílio do Carmo Faria Jr - Avaliador

Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

À minha família.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus. Simplesmente por tudo!

Aos meus tios Delmiro Melo e Jucivaldo Nascimento, minhas tias Nelma Lúcia e Regina Nascimento, meu avô Loédio Alves (*In memoriam*) e minha avó Maria Adeilda, pelo carinho e investimento durante esses longos anos de estudo.

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira pela orientação e oportunidades durante todo o desenvolvimento desta pesquisa. Ao Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica, co-orientador deste trabalho, pelas várias discussões e valiosas sugestões apresentadas. Obrigado pela amizade e incentivo de vocês.

À Universidade Federal do Pará pelo apoio e financiamento da pesquisa, por meio da disciplina Estágio de Campo I (Turma 2009), sob a coordenação do prof. Msc. José Fernando Pina Assis, que forneceu a oportunidade para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Prof. Msc. Joelson Soares e aos geólogos Msc. Isaac Rudnitzki, Msc. Anderson Mendes e Msc. José Bandeira pelas conversas e sugestões no decorrer do trabalho.

Aos técnicos Lopes do Laboratório de Sedimentologia e Daniele do Pará-Iso, e a Cristiane Pereira, Marcus Vinicius e Leonardo Coutinho do Laboratório de raios-x por terem auxiliado nas atividades laboratoriais.

Ao Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão pela amizade e por ter me ajudado e incentivado a dar os primeiros passos na pesquisa científica.

À Prof.(a) Dr^a Rosemery Nascimento pelo apoio e motivação em diversos momentos do curso.

À minha namorada, Brenda Karoline, por todo amor, compreensão, paciência e incentivo. Sua importância em minha vida é indiscutível!

Aos colegas do GSED (Anderson Freitas, Carla Batista, Hudson Pereira, Msc. Humberto Dias, James Ratis, José Max, Joseanna Santos, Kamilla Borges, Luciana Brelaz, Maura Alessandra, Pedro Augusto, Rodrigo Santana, Thiago José e Valber Gaia) pelas conversas e por proporcionarem um ambiente de estudo e trabalho agradável. Obrigado pela amizade!

A todos os amigos e colegas que fiz durante esses anos de graduação, em especial aos meus amigos Jardel Mesquita e Cleber Eduardo, pelo companheirismo e momentos de descontração proporcionados.

“Confie no Senhor de todo o coração e não se apóie na sua própria inteligência. Lembre de Deus em tudo o que fizer, e Ele lhe mostrará o caminho certo.”

Provérbios 3:5-6

RESUMO

O limite Permiano-Triássico é marcado por mudanças globais paleoambientais, paleoclimáticas e geoquímicas em parte atribuídas a eventos catastróficos. A intensa continentalização do supercontinente Pangéia, com a implantação de extensos desertos, sucedeu os ambientes costeiros-plataformais do início do Permiano. Os registros desses eventos no norte do Brasil são encontrados nas bacias intracratônicas, particularmente na Bacia do Parnaíba, onde o limite Permiano-Triássico representa a zona de contato entre os depósitos siliciclásticos das formações Motuca e Sambaíba. O estudo faciológico, estratigráfico e geoquímico de afloramentos destas unidades, na região de Loreto, Estado do Maranhão, permitiu reconstituir o paleoambiente e inferir possíveis perturbações no ciclo geoquímico. O topo da Formação Motuca é constituído por siltitos, argilitos e arenitos finos a muito finos com estratificações plano-paralela e sigmoidal, interpretada como depósitos lacustre/deltaicos. A base da Formação Sambaíba é composta por arenitos finos a médios, com grãos bem arredondados, estratificações plano-paralela e cruzada de médio porte, laminação convoluta e falhas sinsedimentares, interpretados como depósitos de campo de dunas marginal. Os minerais pesados metaestáveis como granada, apatita e cianita predominam nos depósitos lacustre-deltaicos, enquanto zircão, turmalina, rutilo, estauroлита são freqüentes nos depósitos de campo de dunas. Os dados preliminares de proveniência sugerem retrabalhamento das unidades da própria bacia de deposição e fontes de rochas ígneas e metamórficas. Anomalias geoquímicas de elementos traços como Mn, Cr, Co, Cu e Ni no limite estudado podem indicar concentração por lixiviação ou relacionado a evento catastrófico possivelmente ligado a impacto de meteorito.

Palavras – Chave: Bacia do Parnaíba, Limite Permiano-Triássico, Formação Motuca, Formação Sambaíba, Paleoambiente, Proveniência.

ABSTRACT

The Permian-Triassic boundary is marked by paleoenvironmental, paleoclimatic and geochemical global changes, partly attributable to catastrophic events. The intense continentalization of supercontinent Pangaea with the development of extensive deserts succeeded Permian coastal to platform setting. The records of these events in the northern Brazil are found in intracratonic basins, particularly in the Parnaíba Basin, where the Permian-Triassic boundary include the contact zone between the siliciclastic deposits of Motuca and Sambaíba formations. Facies, stratigraphic and geochemical study of outcrops of these units in the Loreto region, State of Maranhão, allowed reconstructing the paleoenvironment and to infer the possible disturbances in the geochemical cycle. The upper Motuca Formation consists of siltstones, mudstones and fine-grained sandstones with even parallel stratification, sigmoidal cross bedding, interpreted as lacustrine/deltaic deposits. The basal Sambaíba Formation consists of fine to medium grained sandstones with well rounded grains, even parallel stratification, medium- scale cross-bedding, convolute lamination and sin-sedimentary faults, interpreted as marginal dune-field deposits. The metastable heavy minerals like garnet, apatite and kyanite dominated lacustrine/deltaic deposits, while zircon, tourmaline, rutile, staurolite are common in deposits of the marginal dune-field. Provenance preliminary data suggest reworking of the units of the basin and sourcelands of igneous and metamorphic rocks. Geochemical anomalies in trace elements like Mn, Cr, Co, Cu and Ni in the Permian-Triassic boundary can indicate leaching of elements or concentration related to catastrophic event triggered by meteorite impact.

Keywords: Parnaíba Basin, Permian-Triassic Boundary, Motuca Formation, Sambaíba Formation, Paleoenvironments, Provenience.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 01 -	Mapa de localização da área de estudo.....	16
FIGURA 02 -	Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba.....	17
FIGURA 03 -	Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	21
FIGURA 04 -	Mapas litológico-paleogeográficos da passagem Permiano-Triássico.....	23
FIGURA 05 -	Indicadores de influência de material extraterrestre no limite Permiano-Triássico.....	24
FIGURA 06 -	Subambientes de acumulação dos depósitos eólicos.....	26
FIGURA 07 -	Modelo da geometria dos sets e superfícies de reativação.....	27
FIGURA 08 -	Estruturas de deformação sin-deposicionais em dunas eólicas.	28
FIGURA 09 -	Modelo esquemático das etapas de uma análise de fácies.....	30
FIGURA 10 -	Principais materiais e métodos utilizados.....	32
FIGURA 11 -	Seção panorâmica P-Tr 01.....	34
FIGURA 12 -	Perfil P-Tr 01.....	35
FIGURA 13 -	Seção P-Tr 02.....	36
FIGURA 14 -	Correlação estratigráfica dos perfis.....	37
FIGURA 15 -	Litofácies Siltito laminado (Al).....	39
FIGURA 16 -	Litofácies Arenito maciço (Am) e Ritmito (R).....	40
FIGURA 17 -	Litofácies Arenito com laminação convoluta e microfalhas (Ac).	43
FIGURA 18 -	Padrões das microfalhas na Litofácies Ac.....	44
FIGURA 19 -	Litofácies Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz) e estratificação plano-paralela (Ap).....	45
FIGURA 20 -	Difratograma da litofácies Sl da formação Motuca.....	49
FIGURA 21 -	Difratograma da litofácies As da formação Motuca.....	49
FIGURA 22 -	Difratograma representativo da formação Sambaíba.....	50

FIGURA 23 -	Difratograma representativo do topo do Perfil P-Tr 01.....	50
FIGURA 24 -	Fotomicrografias de zircão.....	52
FIGURA 25 -	Fotomicrografias de turmalina.....	53
FIGURA 26 -	Fotomicrografias de rutilo.....	53
FIGURA 27 -	Fotomicrografias de estaurolita.....	54
FIGURA 28 -	Fotomicrografias de granada, apatita e cianita.....	55
FIGURA 29 -	Distribuição dos minerais pesados no Perfil P-Tr 01.....	57
FIGURA 30 -	Proposta de reconstituição paleoambiental.....	60
FIGURA 31 -	Distribuição dos óxidos SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, P ₂ O ₅ e MgO no Perfil P-Tr 01.....	63
FIGURA 32 -	Distribuição dos óxidos CaO, Na ₂ O, Fe ₂ O ₃ e TiO ₂ no Perfil P-Tr 01.....	64
FIGURA 33 -	Distribuição dos elementos Cr, Co, Cu, Y e Mn no Perfil P-Tr 01.....	66
FIGURA 34 -	Distribuição dos elementos V, Ni, Zn, As, Pb e Zr no Perfil P-Tr 01.....	67

LISTA DE TABELAS

TABELA 01 -	Características das associações de fácies das formações Motuca e Sambaíba.....	46
TABELA 02 -	Mineralogia principal do perfil P-Tr 01.....	48
TABELA 03 -	Contagem modal dos minerais pesados pertencentes às formações Motuca e Sambaíba.....	51
TABELA 04 -	Análise dos elementos maiores e menores (%) por fluorescência de raios-x.....	61
TABELA 05 -	Análise dos elementos traços (ppm) por fluorescência de raios-x.....	61

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	APRESENTAÇÃO.....	14
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	15
1.3	OBJETIVOS.....	15
2	A BACIA DO PARNAÍBA	18
2.1	ASPECTOS TECTÔNICOS E DEPOSICIONAIS.....	18
2.2	O GRUPO BALSAS E O LIMITE PERMIANO-TRIÁSSICO.....	19
3	EVENTOS GLOBAIS NO LIMITE PERMIANO-TRIÁSSICO	22
4	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	25
4.1	MODELO DE FÁCIES.....	25
4.2	DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE AMBIENTE DESÉRTICO.....	26
4.2.1	Padrões de estratificação	26
4.2.2	Padrões texturais	28
5	MATERIAIS E MÉTODOS	29
5.1	ANÁLISE DE FÁCIES.....	29
5.2	DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X.....	29
5.3	FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X.....	30
5.4	MINERAIS PESADOS.....	31
6	A SUCESSÃO PERMIANA-TRIÁSSICA NA REGIÃO DE LORETO (MA)	33
6.1	ANÁLISE DE FÁCIES.....	38
6.1.1	Descrição das litofácies	38
6.1.1.1	Litofácies SAI - Siltito/Arenito laminado.....	38
6.1.1.2	Litofácies As - Arenito com estratificação cruzada sigmoidal.....	38
6.1.1.3	Litofácies Am - Arenito maciço.....	40
6.1.1.4	Litofácies Ras - Ritmito arenito/siltito.....	40
6.1.1.5	Litofácies Ac - Arenito com laminação convoluta e microfalhas.....	41
6.1.1.6	Litofácies Acz - Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte.....	41
6.1.1.7	Litofácies Ap - Arenito com estratificação plano-paralela.....	42
6.1.2	Associação de fácies	46
6.1.2.1	Associação de fácies 1 (AF1): Lacustre/Deltáico.....	47
6.1.2.2	Associação de fácies 2 (AF2): Campo de dunas marginal.....	47
6.2	CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA.....	48

6.2.1	Caracterização mineralógica por difração de raios-x.....	48
6.2.2	Caracterização dos minerais pesados.....	51
6.2.2.1	Zircão.....	51
6.2.2.2	Turmalina.....	52
6.2.2.3	Rutilo.....	53
6.2.2.4	Estauroлита.....	54
6.2.2.5	Granada.....	55
6.2.2.6	Apatita.....	55
6.2.2.7	Cianita.....	55
6.2.2.8	Distribuição no Perfil.....	56
6.2.2.9	Interpretações e proveniência.....	56
6.3	MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL.....	59
7	ANÁLISE GEOQUÍMICA DA SUCESSÃO PERMIANA-TRIÁSSICA NA REGIÃO DE LORETO (MA).....	61
7.1	ELEMENTOS MAIORES E MENORES.....	62
7.2	ELEMENTOS TRAÇOS.....	65
7.3	INTERPRETAÇÕES.....	68
8	CONCLUSÕES.....	70
	REFERÊNCIAS.....	71

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O final do Paleozóico e início do Mesozóico no norte do Brasil foi marcado pela implantação de sistemas desérticos e de bacias evaporíticas, influenciados pelo soerguimento generalizado da região, resultante da Orogenia Gonduanide (CAPUTO, 1984; VAZ et al., 2007). Estas condições exclusivamente continentais perduraram do Permiano até o Jurássico associado ao intenso magmatismo básico relacionado a tafrogênese de separação do Gondwana. No Brasil, o registro destes eventos é encontrado principalmente nas bacias intracratônicas, destacando-se a Bacia do Parnaíba, onde as excelentes exposições permitem avaliar a história sedimentar do limite permo-triássico (Figura 01).

O conhecimento estratigráfico da Bacia do Parnaíba alavancado principalmente pelas companhias de petróleo no final do século passado, tem sido pouco revisado nos últimos anos. Isto deve-se principalmente, a falta de investimento na área do petróleo, já que até o momento a bacia não é considerada como potencialmente favorável à acumulação de hidrocarbonetos. Entretanto, trabalhos de mapeamento geológico feitos pelas instituições de ensino têm permitido desvendar particularidades da história sedimentar. Neste contexto, a presente pesquisa buscou o entendimento da sucessão sedimentar inserida no limite Permiano-Triássico da Bacia do Parnaíba. Este limite inclui a zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba pertencentes ao grupo Balsas (Figura 01). Estas unidades foram depositadas num sistema desértico, e embora sua sedimentologia seja discutida em diversos trabalhos (CUNHA, 1986; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ et al., 2007), ainda é necessário um maior detalhamento das fácies sedimentares, bem como caracterizar a mineralogia e geoquímica deste importante marco estratigráfico.

Em diversas partes do mundo o limite Permiano-Triássico é marcado por registros de mudanças paleoambientais, paleoclimáticas e anomalias geoquímicas importantes ligadas a eventos globais (BASU et al., 2003; RETALLACK et. al., 1998; YANG; SHENG; YIN, 1995). Este trabalho fornece ainda a oportunidade de se obter informações acerca dos eventos decorridos na passagem Permiano-Triássico. Outra

motivação importante é a possibilidade de estudar arenitos fluvio-eólicos, como análogos de rochas reservatórios de sistemas petrolíferos.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na região nordeste do Brasil, porção sudoeste do Estado do Maranhão, nas proximidades dos municípios de São Raimundo das Mangabeiras, Sambaíba e Loreto, inserida nos domínios da Folha São Raimundo das Mangabeiras (SB.23-Y-D-III).

O acesso à região saindo-se de Belém, capital do Estado do Pará, pode ser feito por via terrestre pela rodovia BR-316 até o município de Santa Maria do Pará. Seguindo então a rodovia BR-010 até Carolina (MA), e depois pela rodovia BR-230 até São Raimundo das Mangabeiras (MA). A partir daí segue-se até a estrada MA-374, que liga a rodovia BR-230 ao município de Loreto - MA (Figura 02).

1.3 OBJETIVOS

Esta proposta teve como principal objetivo reconstituir o paleoambiente de deposição das sucessões sedimentares no limite Permiano-Triássico na porção central da Bacia do Parnaíba. Além disso, foram feitas inferências paleoclimáticas e de proveniência, bem como, verificou-se a assinatura geoquímica da sucessão sedimentar permo-triássica.

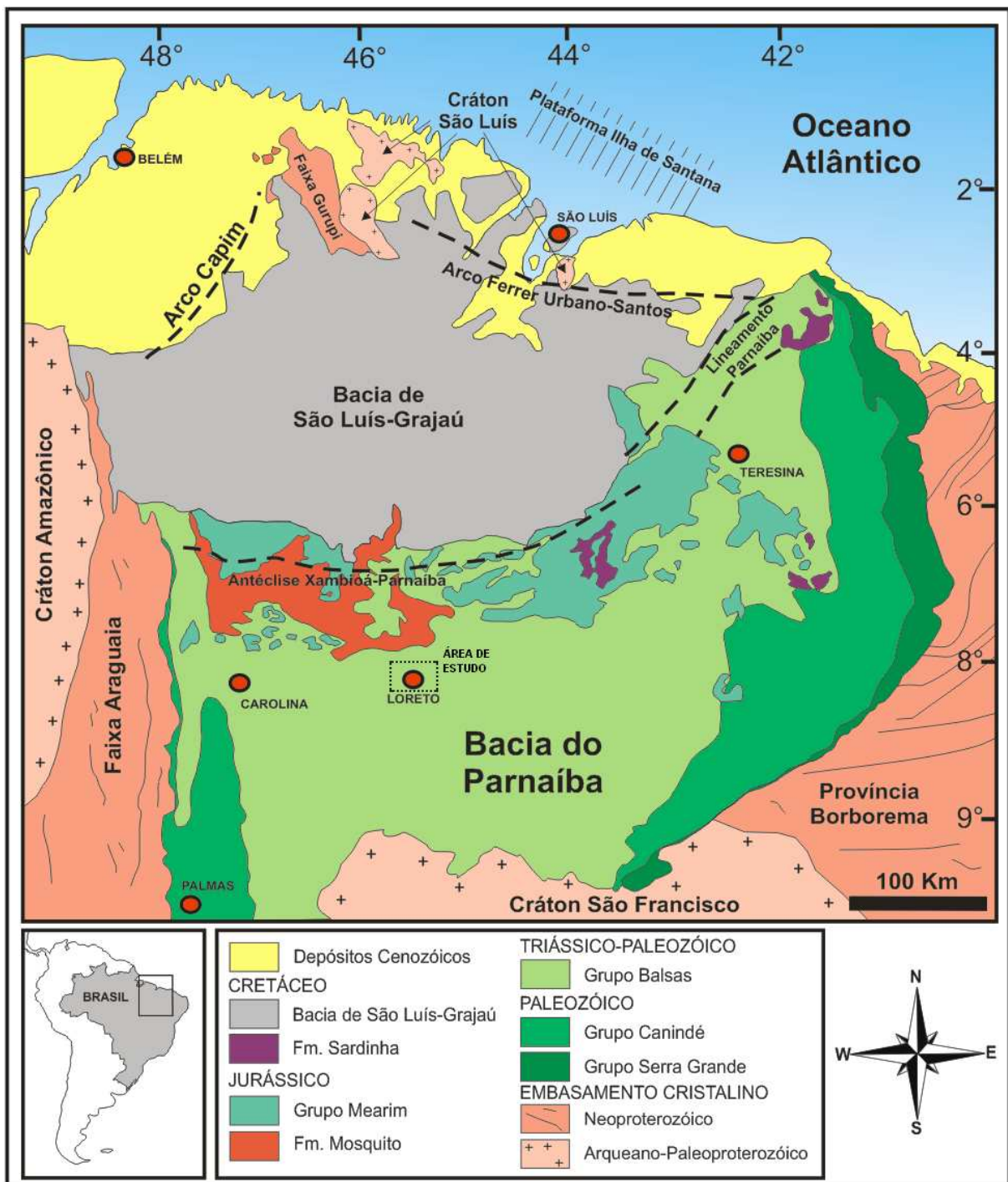


Figura 01 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba com a localização da área estudada. Fonte: Modificado de Nascimento e Góes (2007).

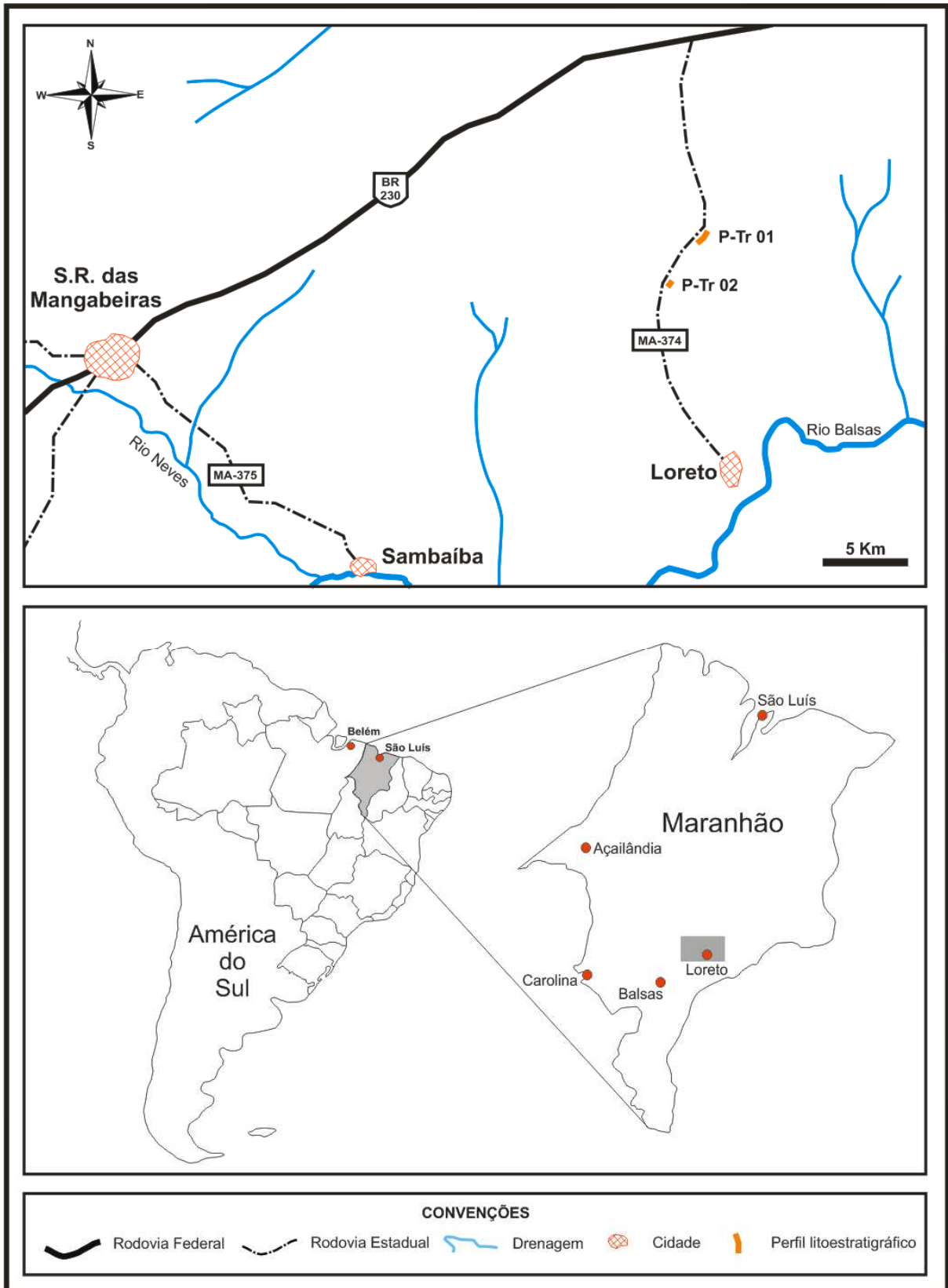


Figura 02 – Mapa de localização da área de estudo com localização dos perfis estudados.

2 A BACIA DO PARNAÍBA

2.1 ASPECTOS TECTÔNICOS E DEPOSICIONAIS

A Bacia Intracratônica do Parnaíba apresenta espessura máxima de 3.400m, ocupando uma área de aproximadamente 600.000 Km² que abrange os estados do Maranhão, Piauí e parte dos estados do Pará, Tocantins e Ceará (Figura 01). Desenvolveu-se sobre um embasamento continental fortemente estruturado, representado por rochas formadas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro dos cinturões Araguaia-Tocantins, da faixa Gurupi, dos crátons Amazônico e São Francisco e da Província Borborema (CUNHA, 1986). Encontra-se limitada a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, a leste pela Falha de Tauá, a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu, a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia e, a noroeste, pelo Arco Tocantins (GÓES, 1995).

A sedimentação nesta Bacia ocorreu inicialmente em consequência da atuação de um megasistema de fraturas, associado ao abatimento crustal de uma grande área cratônica que ocorreu do final da Orogenia Brasileira até a Orogenia Caledoniana da Cordilheira Andina (Siluriano-Devoniano). Esta sedimentação, que perdurou até o Neotriássico, foi interpretada na forma de três seqüências ou ciclos deposicionais limitadas por discordâncias regionais, representadas pelos Grupos Serra Grande, Canindé e Balsas (Figura 03). O primeiro grande ciclo deposicional refere-se ao Grupo Serra Grande (Ordoviciano-Devoniano Inferior), composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós, que representa uma sucessão flúvio-glacial caracterizada por eventos transgressivos-regressivos (GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1992). O segundo ciclo é representado pelo Grupo Canindé (Devoniano Superior-Carbonífero Inferior), que inclui as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1992). Essas formações representam depósitos continentais com várias incursões marinhas. O terceiro grande ciclo (Carbonífero Superior-Triássico Inferior) é constituído pelo Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Representam um complexo clástico-evaporítico de mar raso, gradando para ambiente lacustre/desértico. O final deste ciclo é marcado pelo intenso magmatismo básico

ocasionado pela ruptura do megacontinente Pangea, que levaria a abertura do Oceano Atlântico (VAZ et al., 2007).

2.2 O GRUPO BALSAS E O LIMITE PERMIANO-TRIÁSSICO

Designado por Góes e Feijó (1994), o Grupo Balsas, objeto deste estudo, corresponde ao terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba, ocorrendo sobreposto discordantemente ao Grupo Canindé. Em superfície, é observado nas regiões centro-sul e parte das regiões oeste e leste-nordeste da bacia. É constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, nestas duas últimas unidades está inserido o limite Permiano-Triássico.

Os eventos de desertificação do supercontinente Gondwana iniciaram praticamente no final do Carbonífero com a deposição da Formação Piauí. Esta unidade foi primeiramente designada de Série Piauí por Small (1914) abrangendo toda a seqüência paleozóica da bacia. Posteriormente Oliveira e Leonardos (1940) limitaram apenas para as camadas carboníferas como Formação Piauí. Lima e Leite (1978) dividiram-na em duas sucessões: a inferior, composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho vermelho; e a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Siltitos e lentes conglomeráticas também foram identificadas (CAPUTO, 1984). A deposição desta unidade ocorreu em clima semi-árido a desértico, interpretado como ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas (LIMA; LEITE, 1978). A espessura máxima em subsuperfície é de 340 m. O contato inferior com a Formação Poti é caracterizado como discordante-erosivo, enquanto que o contato superior com a Formação Pedra de Fogo é concordante.

A Formação Pedra de Fogo foi primeiramente definida por Plummer, Prince e Gomes (1948), para as camadas de arenitos, ricas em sílex e madeiras silicificadas. É caracterizada por uma considerável variedade de rochas – sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, silito, anidrita e, eventualmente, dolomito.

As madeiras fósseis são encontradas associadas aos siltitos e arenitos finos avermelhados com manchas brancas, que pertencem às partes mais superiores da formação. Segundo Góes e Feijó (1994), esta unidade foi depositada num ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob ocasional influencia de tempestades. A espessura máxima em subsuperfície é de 240 m e o contato com as Formações Piauí (subjacente) e Motuca (sobrejacente) são concordantes.

A Formação Motuca foi designada por Plummer, Prince e Gomes (1948) para os folhellhos avermelhados, com lentes de calcário e anidrita que afloram na fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite (MA). Apresenta intercalações de siltitos e argilitos vermelhos, com estratificação plano-paralela, e arenitos finos a muito finos, cinza esbranquiçados a avermelhados apresentando estratificação cruzada. Intermediariamente ocorrem níveis de calcários e lentes de gipsita e anidrita. Os sedimentos Motuca foram depositados em um sistema desértico, com lagos associados (GÓES; FEIJÓ, 1994). A espessura máxima em subsuperfície é de 280 m e o contato superior com a Formação Sambaíba é descrito como gradativo, mas localmente com contatos bruscos por discordância erosiva. Em todas as colunas estratigráficas propostas para a Bacia do Parnaíba, com exceção de Vaz *et al.* (2007), o limite Permiano-Triássico é inferido no contato entre as formações Motuca e Sambaíba. Vaz *et al.* (2007) sugere que a sedimentação Motuca talvez tenha se prolongado até o final do Eotriássico, tomando por base a datação da formação Pedra de Fogo (DINO; ANTONIOLI; BRAZ, 2002).

A Formação Sambaíba foi definida primeiramente por Plummer, Prince e Gomes (1948) para caracterizar os arenitos que constituem mesetas observadas nas adjacências da cidade homônima. Esta unidade é representada por arenitos com estratificações planares e cruzadas acanaladas de grande porte. A sucessão sedimentar é constituída essencialmente de uma repetição de arenitos finos a médios, róseos a avermelhados, quartzosos com grãos foscas, subangulares a subarredondados. São friáveis com níveis de matriz argilosa caulínica, ocorrendo localmente com cimento silicoso, dando um caráter altamente compacto a rocha. As dunas com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos caracterizam rochas de um sistema desértico, com contribuição fluvial (VAZ *et al.*, 2007). Alcança 440m de espessura máxima em subsuperfície e o contato superior se dá com os derrames básicos do EoJurássico da Formação Mosquito.

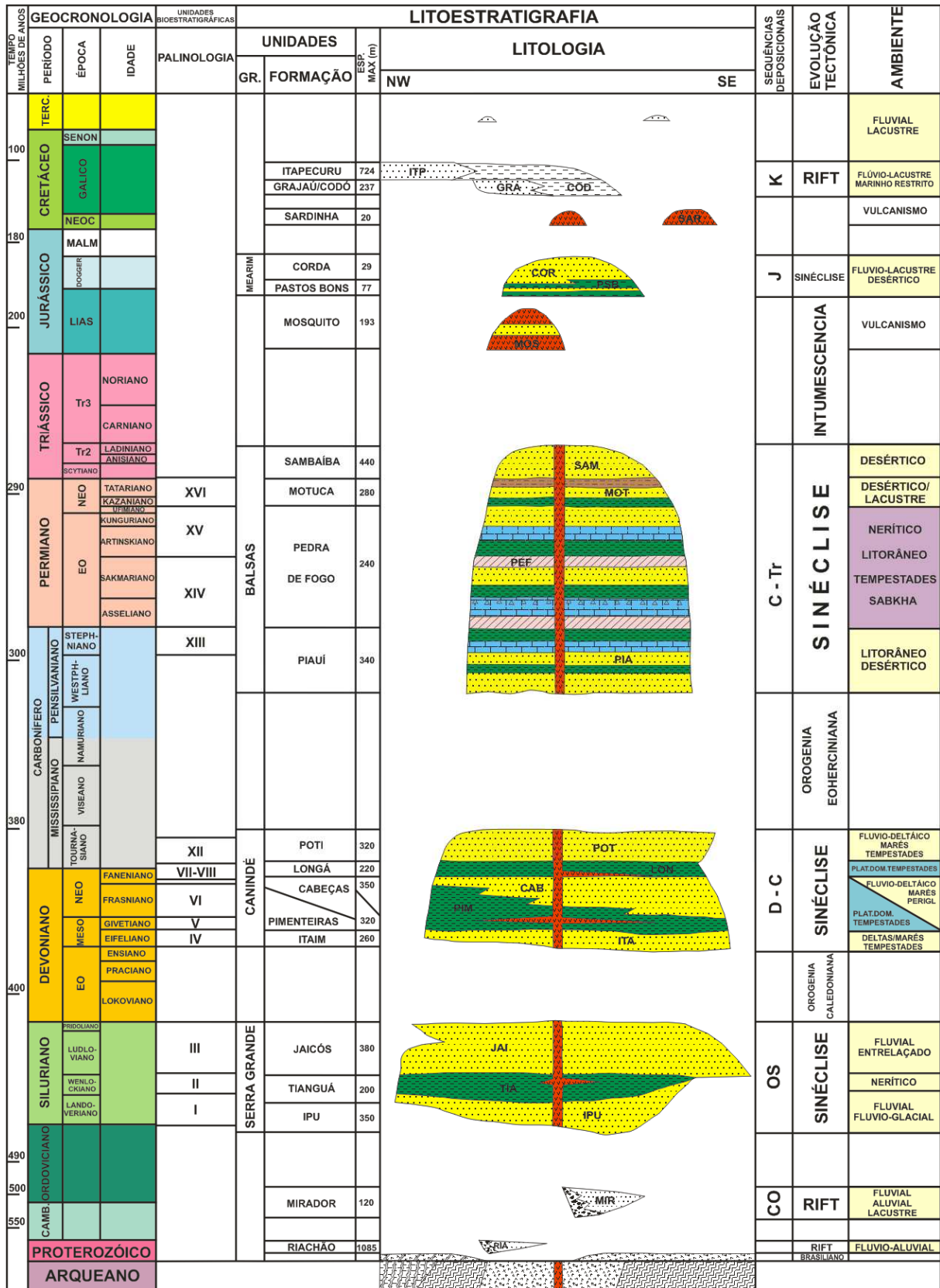


Figura 03 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.
 Fonte: Modificado de Góes e Feijó (1994).

3 EVENTOS GLOBAIS NO LIMITE PERMIANO-TRIÁSSICO

O limite Permiano-Triássico é marcado pela transição de um clima glacial para uma crescente aridez do Pangea e extinção em massa da fauna e/ou flora marinha e terrestre (Figura 04). Nesta passagem, ocorre a regressão dos mares epicontinentais, desaparecimento de áreas de sedimentação glacial, progradação das regiões áridas e semi-áridas, multiplicação de bacias fechadas e grande descarga das águas subterrâneas para os mares no entorno do megacontinente Pangea (ZHARKOV; CHUMAKOV, 2001).

As características paleogeográficas durante este período são praticamente imutáveis: O hemisfério oceânico era ocupado pelo Panthalassa e o hemisfério continental pelo megacontinente Pangea e pelos oceanos Paleotethys e Neotethys. A disposição das grandes estruturas geológicas sugere que as transformações no limite Permiano-Triássico ocorreram de maneira lenta e sucessiva. A principal tendência da evolução paleogeográfica neste limite foi à constante elevação das porções centrais do continente, ocasionando o recuo gradual do mar, que juntamente com o degelo das calotas polares, resultou na aridez crescente de zonas interiores em latitudes baixas a médias e no deslocamento do semi-árido para os pólos (ROBINSON, 1973 e PARRISH; PARRISH; ZIEGLER, 1986). Nestas regiões de árido e semi-árido desenvolveram-se depósitos eólicos, *red beds* lacustres-aluviais, lagoas salinas, planícies de *sabkhas* terrestres e costeiras, evaporitos e bacias salinas. Intermitentemente ocorreram depósitos de rios efêmeros (*Wadis*), durante as curtas estações úmidas (GLENNIE; BULLER, 1983 e SUGUIO, 2003).

Indicadores geoquímicos no limite Permiano-Triássico sugerem a influência de material extraterrestre como elementos do grupo da platina e razões de isótopos de ósmio e hélio (KOEBERL et al, 2004; RETALLACK et. al., 1998). Além destes, outros indicadores foram descritos pelos mesmos autores (Figura 05), tais como grãos de quartzo de impacto (*Shocked quartz*) e brechas intraformacionais com clastos de pelitos (*Claystones breccias*).

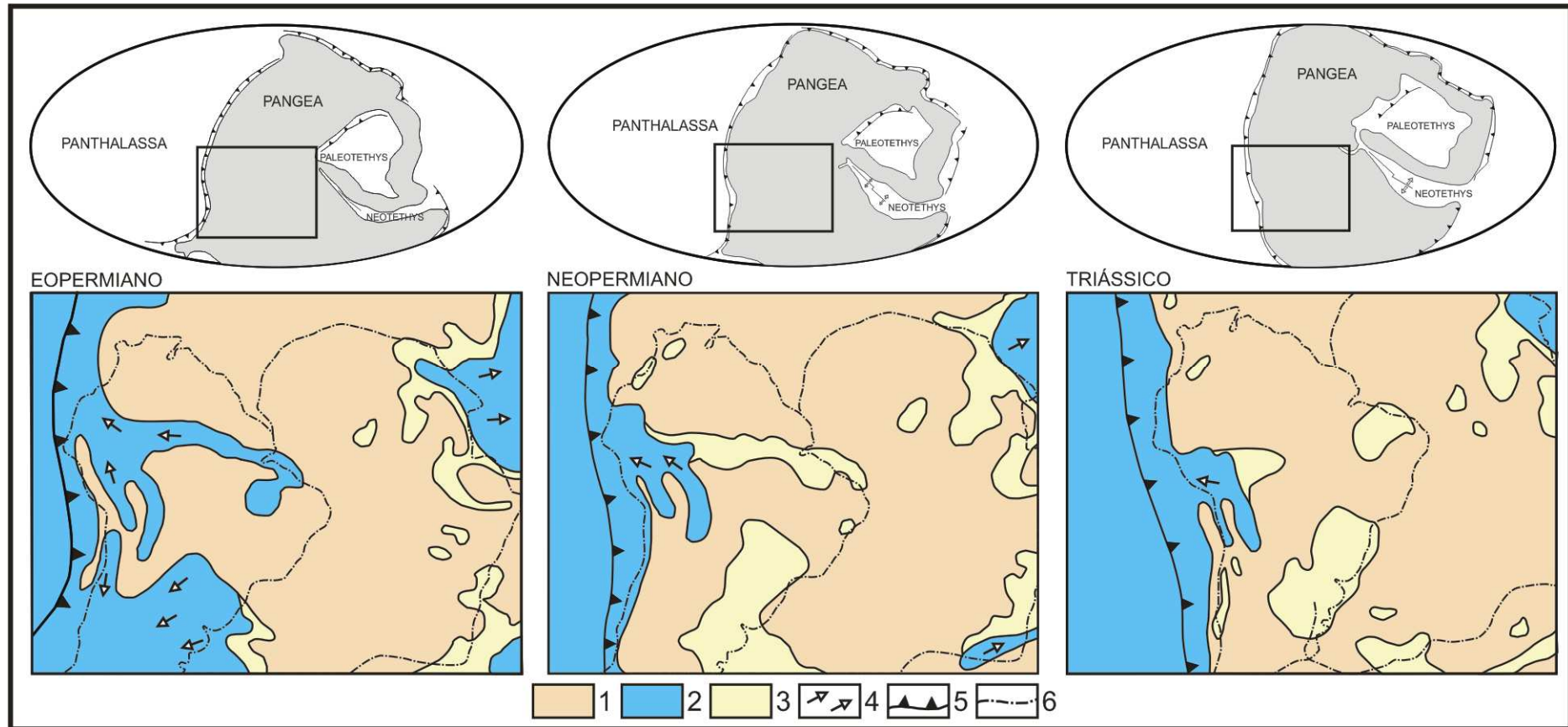


Figura 04 - Mapas litológico-paleogeográficos da passagem Permiano-Triássico. 1 - *Terras Emersas*; 2 - *Mares*; 3 - *Bacias interiores e costeiras de zonas áridas com deposição de red beds aluviais, eólicos e/ou lacustres*; 4 - *Setas indicativas da regressão marinha*; 5 - *Zonas de subducção*; 6 - *Linha de costa atual*.
 Fonte: Modificado de Zharkov e Chumakov (2001).

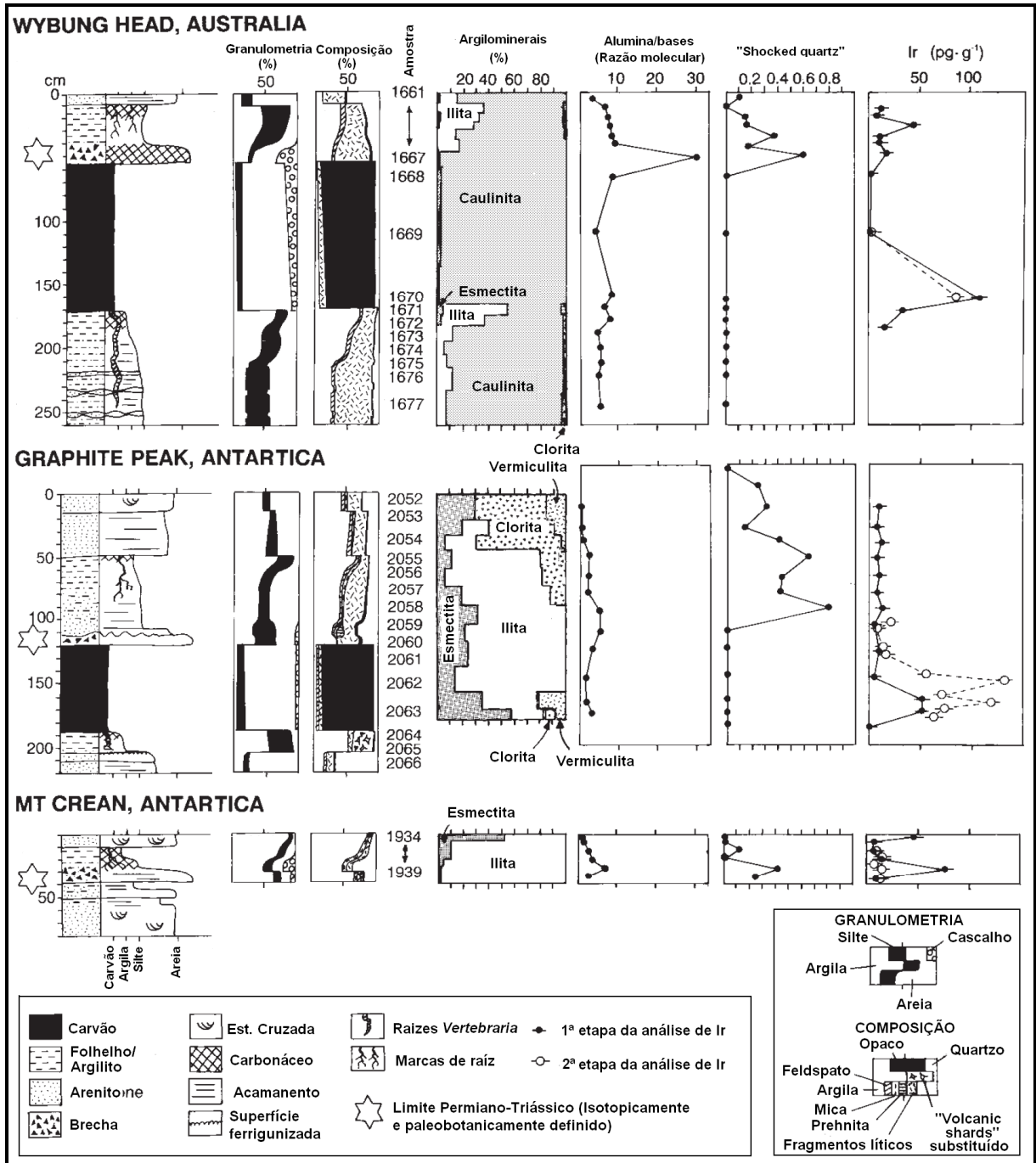


Figura 05 - Indicadores de influência de material extraterrestre no limite Permiano-Triássico.
 Fonte: Modificado de Retallack *et al.* (1998).

4 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

4.1 MODELO DE FÁCIES

Um modelo representa um ponto de comparação que servirá como guia em futuras observações. Pode ser base para interpretações, e mais importante, atuar como “prognóstico” em novas situações. Uma Fácies é caracterizada pela soma total dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica (GRESSLY, 1838). Representando o conjunto de feições que caracterizam uma rocha sedimentar, tais como cor, granulometria, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis e paleocorrentes (WALKER, 2006).

O modelo de fácies é definido como sendo a distribuição padrão ou o arranjo das unidades litológicas dentro de uma associação sedimentar. Tendo como objetivo identificar as feições que podem ser combinadas e passadas para modelos que caracterizem um ambiente em particular. Envolve uma síntese da informação deste ambiente deposicional, realizando o entendimento da natureza, escala, heterogeneidade e o controle dos processos físicos nos elementos representados em cada ambiente (WALKER, 2006).

Em muitos estudos, as fácies são definidas de forma detalhada, em pequena escala e com pequenas diferenças entre elas. Em seguida, estas fácies são combinadas em uma associação de fácies, ou "grupos de fácies geneticamente relacionados entre si e que tenham algum significado ambiental". As associações de fácies em larga escala também têm sido chamadas de *elementos arquiteturais*. Estes são fundamentais para a construção de melhores modelos de fácies em situações em que a complexidade do sistema aparece para evitar o desenvolvimento de modelos simples, devido serem componentes em larga escala de um sistema deposicional.

Portanto a interpretação geológica pode ser baseada nas associações de fácies definidas, determinando as relações das associações e suas superfícies limites.

4.2 DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE AMBIENTE DESÉRTICO

O ambiente desértico é caracterizado por uma sedimentação predominantemente eólica, sendo que localmente ocorrem depósitos subaquosos de rios efêmeros (*wadis*) e lagos temporários (*playa lakes*). Estes depósitos ocorrem em regiões de climas áridos e semi-áridos com pequenas quantidades de precipitação e vegetação escassa (SUGUIO, 2003). Resultando assim em um substrato seco, que promove a capacidade do vento de arrastar e transportar os materiais soltos na superfície.

Os sedimentos são transportados quando a velocidade do vento é suficiente para superar os efeitos da estabilização da superfície. O transporte das partículas é ocasionado, principalmente, pelo tamanho das partículas, densidade, forma, teor de umidade, mineralogia e grau de cimentação interpartículas (LANCASTER, 1995).

4.2.1 Padrões de estratificação

Em um sistema deposicional eólico os processos sedimentares desenvolvem-se basicamente em três subambientes (MORAES; GABAGLIA, 1986): Campo de dunas, zona interduna (seca ou úmida) e nos lençóis de areia, os quais circundam os campos de dunas (Figura 06).

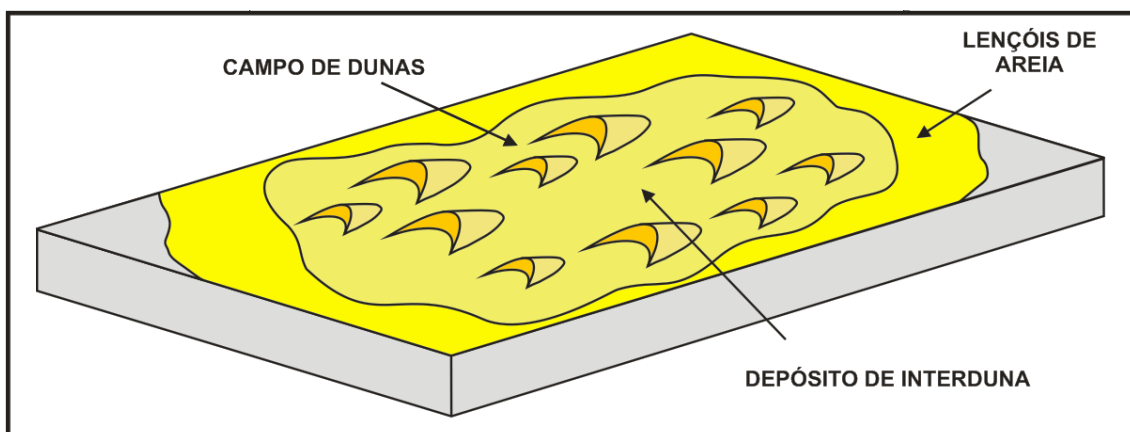


Figura 06 - Subambientes de acumulação dos depósitos eólicos.
Fonte: Modificado de Moraes e Gabaglia (1986).

A feição mais característica de um depósito de campo de dunas é a estratificação cruzada, acanalada ou tabular, de médio a grande porte e muitas vezes de alto ângulo. Esta estrutura é originada pela migração das formas de leito,

originando *sets* a cada “superfície de reativação” (Figura 07). Segundo Hunter (1977) as dunas possuem três feições internas características: Laminação por queda de grãos, estratificação cruzada por fluxo de grãos e estratificação cavalgante transladante.

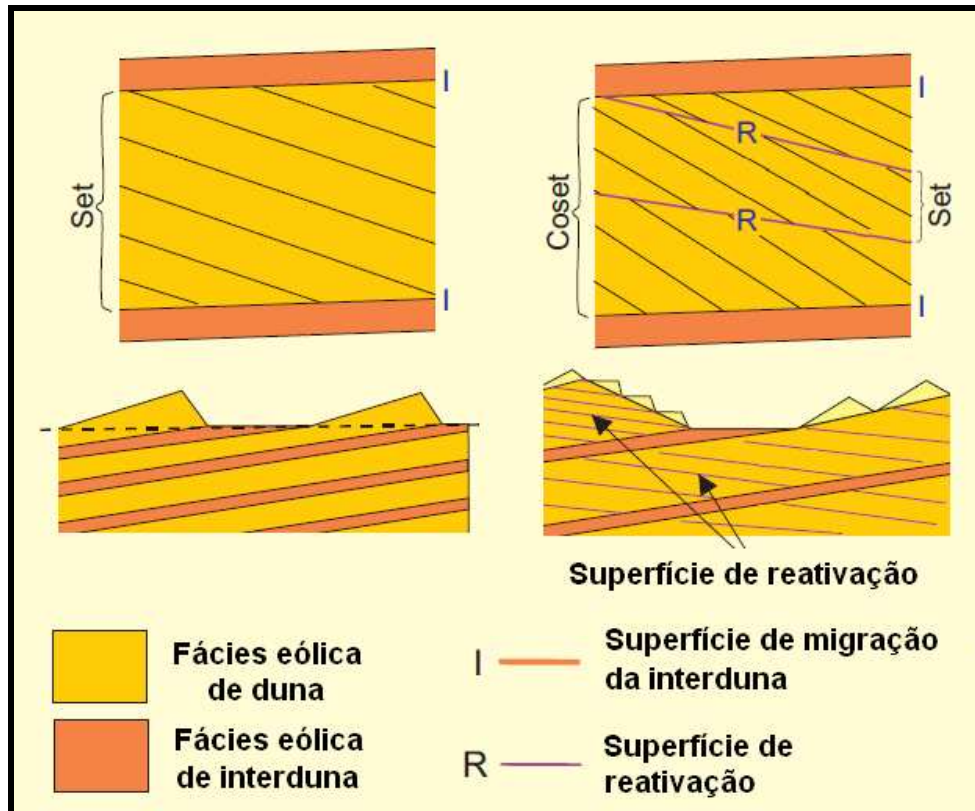


Figura 07 - Modelo ilustrando a geometria dos *sets* e das superfícies de reativação associados às fácies de duna e interduna.
Fonte: Modificado de Mountney (2006).

Segundo Mountney (2006), estruturas de deformação podem ser formadas quando as dunas entram em contato com água. Esta deformação ocorre devido à umidificação da duna, originando superfícies moderadamente coesas (coesão aparente) e o posterior o colapso de “pacotes de grãos” (Figura 08A) na frente da duna (*slipface*). A liberação dos pacotes de grãos resultará na formação de falhas lísticas (Figura 08B).

Os depósitos de interduna e de lençóis de areia, por serem produtos de uma mesma dinâmica sedimentar, podem ser reunidos em um único grupo, denominado de “depósitos eólicos de baixo ângulo” (MORAES; GABAGLIA, 1986). Estes

depósitos correspondem a largas faixas de sedimentação eólica nas quais as formas de leito são tipicamente baixas, tais como estratificação plano-paralela.

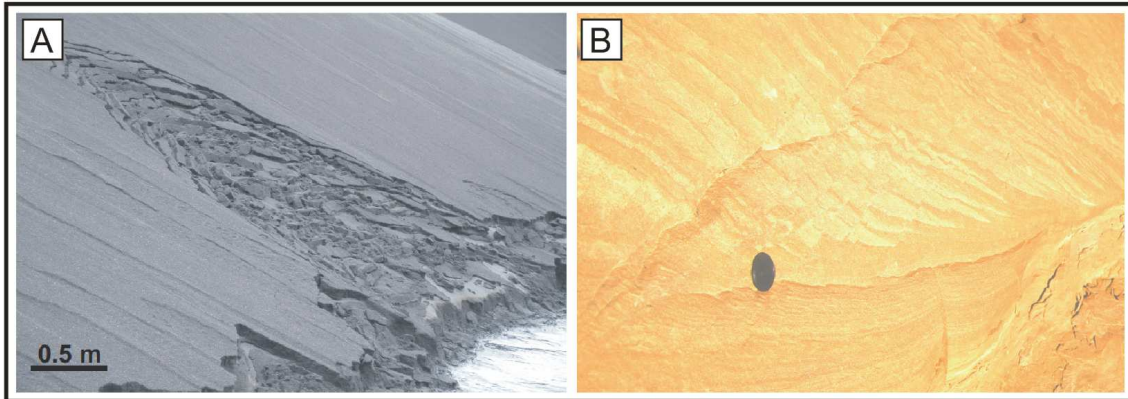


Figura 08 - Estruturas de deformação sin-deposicionais em dunas eólicas. **(A)** Detalhe do colapso de “pacotes de grãos” na frente da duna em Askja, Iceland; **(B)** Falhas lítricas originadas pelo colapso de “pacotes de grãos”, Cedar Mesa Sandstone, Utah, U.S.A. Fonte: Moutney (2006).

4.2.2 Padrões texturais

Os arenitos eólicos, classicamente, são descritos como formados por areia fina a média, muito bem selecionada e bem arredondada. Porém, em areias dos depósitos de baixo ângulo e algumas dunas, cuja fonte de suprimento tenha sido sedimentos mal selecionados, os sedimentos poderão ter granulometria média variável (BIGARELLA, 1972).

O vento seleciona muito bem a carga de saltação, mas os sedimentos transportados mudam de tamanho médio a cada mudança de velocidade do seu agente transportador (MORAES; GABAGLIA, 1986). Produz-se assim a textura de lâminas bem selecionadas com padrão bimodal, relacionadas às velocidades do vento de máximas e mínimas intensidades (FRYBERGER; AHLBRANDT; ANDREWS, 1979).

O impacto sucessivo por transporte eólico prolongado dos grãos, além de selecionar e arredondar os grãos, causa um efeito óptico de difusão intensa da luz, em detrimento da reflexão e refração da luz, originando um aspecto superficial fosco nos mesmos (SHEPARD; YOUNG, 1961).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 ANÁLISE DE FÁCIES

O estudo de análise de fácies foi realizado ao longo de um corte de estrada na rodovia MA-374, próximo a Loreto (MA). Consistiu na descrição de fácies sedimentares segundo a técnica de modelamento de fácies proposta por Walker (1990 e 1992) e Miall (1991 e 1994), que envolveu (Figura 09):

- i) a individualização e descrição de fácies, caracterizando composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares e padrões de paleocorrente;
- ii) a compreensão dos processos sedimentares, revelando como a fácies foi gerada;
- iii) a associação de fácies, agrupando fácies contemporâneas e cogenéticas, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais.

A descrição de fácies, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos, foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991).

5.2 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

Para análise por Difração de Raio-X (DRX) foram selecionadas e pulverizadas (Método do Pó) nove amostras do perfil P1 (Figura 10A). Posteriormente utilizou-se o difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical (Figura 10B), equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), pertencente ao Laboratório de Raio-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para identificação da assembléia de minerais presentes em cada amostra. Esta identificação foi efetuada com o auxílio do *software* X'Pert HighScore Plus, que compara os resultados com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

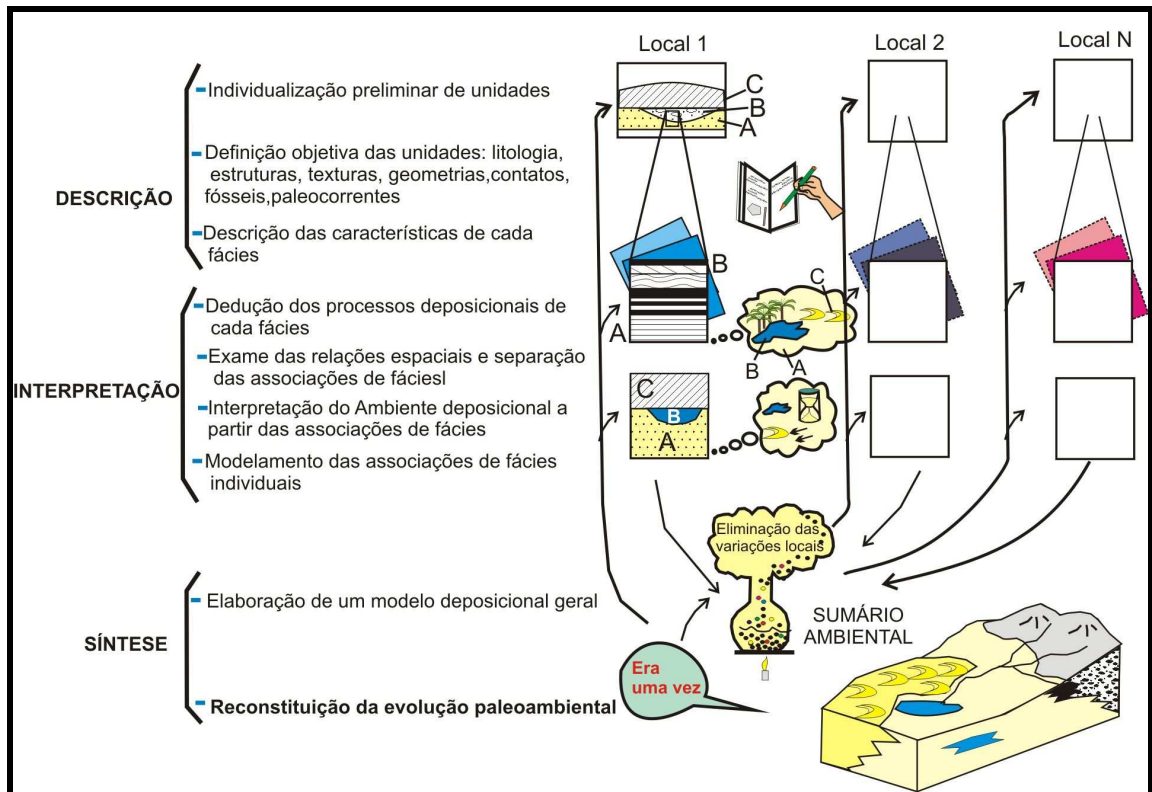


Figura 09 - Modelo esquemático das etapas de uma análise de fácies.

5.3 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

As análises por Fluorescência de Raios-X foram determinadas no programa IQ+ Semiquant, em pastilha prensada para elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , K_2O , SO_3 , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2) e traços (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, BA, Pb e Mn), utilizando o espectrômetro seqüencial *Axios Minerals* (Figura 10C), tubo de raios-x cerâmico anodo de Rh de 2,4kW, PANalytical. A aquisição de dados foi feita com o software *SuperQ Manager*, e o tratamento dos dados com o software *IQ+*, também da PANalytical.

Na preparação da pastilha prensada foi utilizado 3 gramas de amostra para 0,600 gramas de parafina. Os dados de perda ao fogo (PF) foram obtidos por calcinação de 1g de amostra a 1000°C.

5.4 MINERAIS PESADOS

A determinação de assembléias de minerais pesados seguiu as técnicas clássicas descrita em Morton (1985). Primeiramente as amostras foram desagregadas, lavadas, secadas em estufas e peneiradas nas frações 0,062-0,125mm e 0,125-0,250mm no Laboratório de Sedimentologia. Os minerais pesados foram concentrados por decantação em bromofórmio (Figura 10D) e posteriormente colocados em lâminas de vidro para a avaliação sob microscópio óptico. Estes foram avaliados de modo semi-quantitativo, com base na contagem de 100 grãos por lâmina, excluindo as micas, utilizando um microscópio petrográfico da marca Zeiss, modelo AXIOLAB, com capturador de imagem acoplado.

No estudo morfológico as partículas foram avaliadas em função do seu tamanho, esfericidade, arredondamento e resistência à abrasão (MORTON, 1985). Além deste, foram usados os índices ΣZTR (zircão+turmalina+rutilo) e O/T (opacos/transparentes), os quais medem a maturidade do sedimento e podem ser utilizados na separação de unidades.

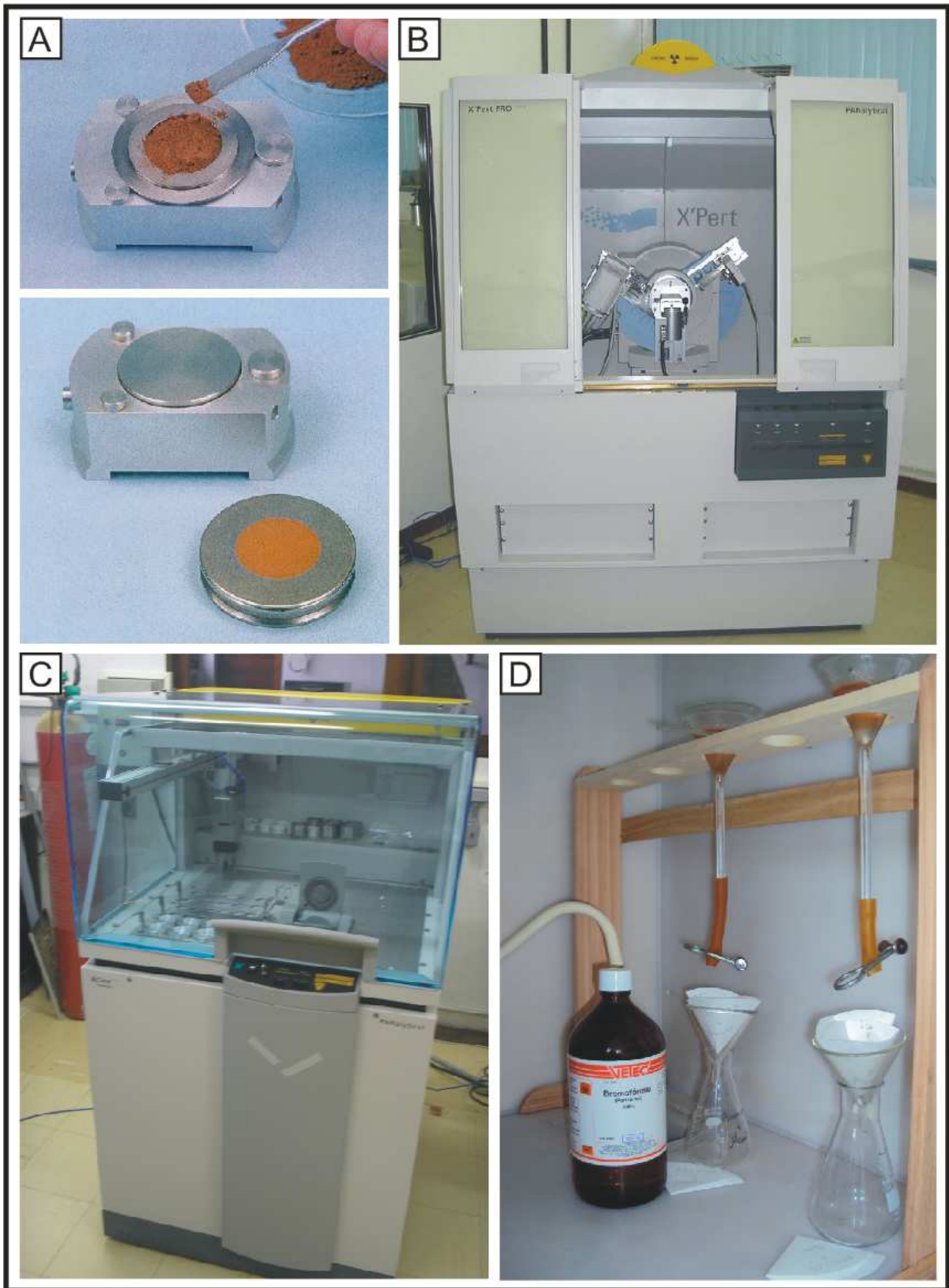


Figura 10 - Materiais e métodos. **(A)** Preparação das amostras para DRX (Método do pó); **(B)** Difratorômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical; **(C)** Espectrômetro seqüencial *Axios Minerals*; **(D)** Separação de minerais pesados utilizando bromofórmio.

6 A SUCESSÃO PERMIANA-TRIÁSSICA NA REGIÃO DE LORETO (MA)

A zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, adotada neste trabalho como o limite Permiano-Triássico, ocorre em afloramentos lateralmente contínuos em cortes de estrada localizados as margens da rodovia estadual MA-374 na região Loreto (Figura 02). As seções mais representativas são as P-Tr 01 e P-Tr 02. O afloramento da seção P-Tr 01 apresenta 17m de espessura e 80m de extensão, destacando o contato aparentemente abrupto entre as formações Motuca e Sambaíba (Figuras 11 e 12). Enquanto a seção P-Tr 02 é um corte de estrada de 20 metros de extensão e 8m de altura da Formação Sambaíba (Figura 13). A coleta de amostras para análises de laboratório foi feita somente na seção P-Tr 01 devido apresentar a sucessão mais completa da área estudada.

A Formação Motuca consiste em pelitos laminados vermelhos com arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e a Formação Sambaíba consiste em arenitos creme com estratificação plano-paralela e estratificação cruzada de médio porte (Figura 12). Feições de intemperismo como textura *blocky* são comuns aos pelitos, enquanto que esfoliação esferoidal é comum aos arenitos maciços. Em geral, o contato entre as unidades é marcado por um limite litológico brusco, onde os pelitos vermelhos da Formação Motuca são abruptamente recobertos por arenitos finos a médios da Formação Sambaíba, como observado no perfil P-Tr 01. Feições de deformação sin-sedimentar como falhas e laminações convolutas marcam a base das primeiras camadas de arenito da Formação Sambaíba, o que permite correlacionar e posicionar a seção P-Tr 02 que possui as mesmas feições deformacionais (Figura 14).

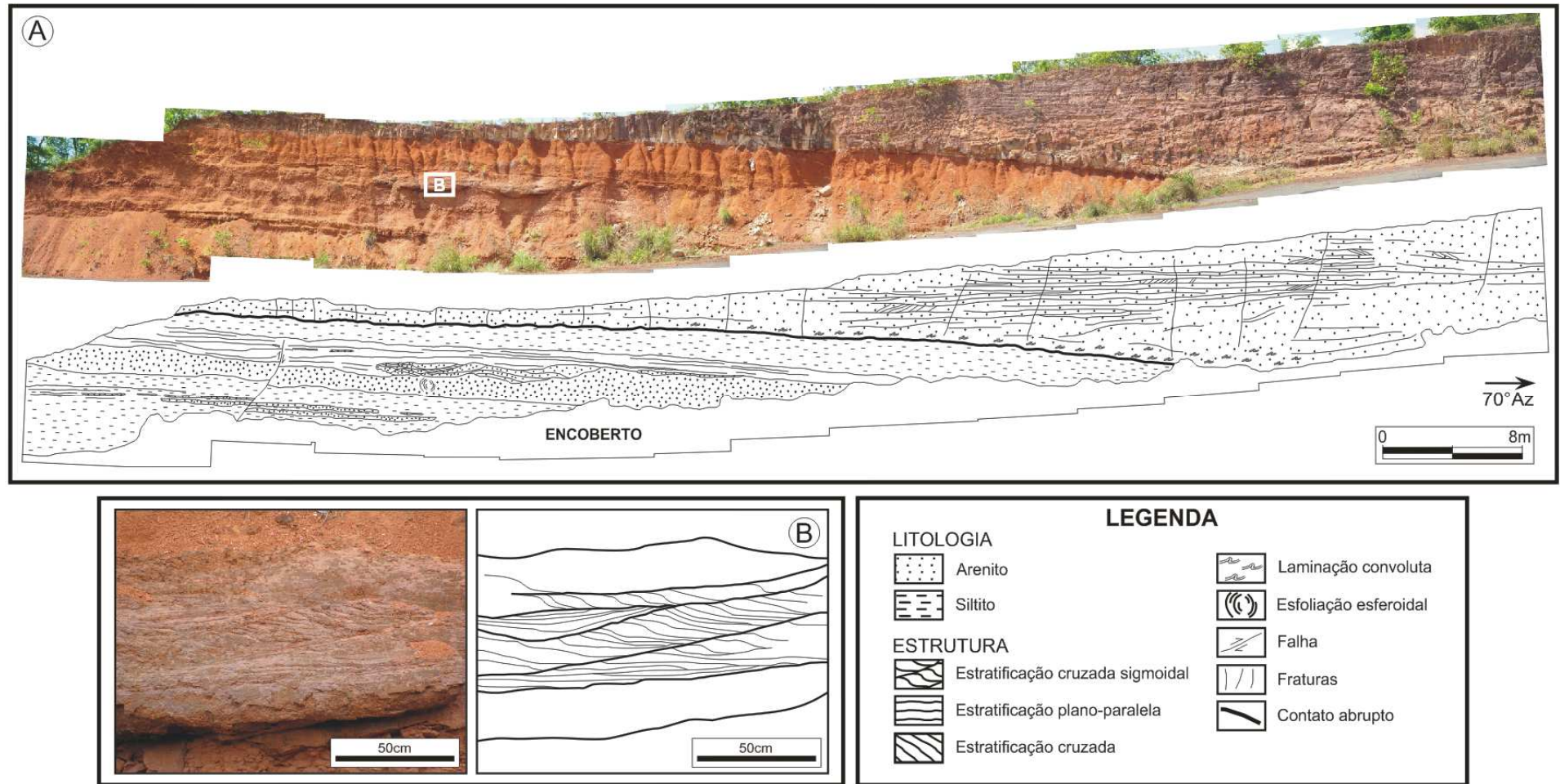


Figura 11 – Seção panorâmica do afloramento P-Tr 01. **(A)** Aspectos gerais do afloramento estudado com destaque para as litologias, estruturas sedimentares e o contato abrupto entre as formações Motuca e Sambaíba. **(B)** Sets de estratificação cruzada sigmoidal.

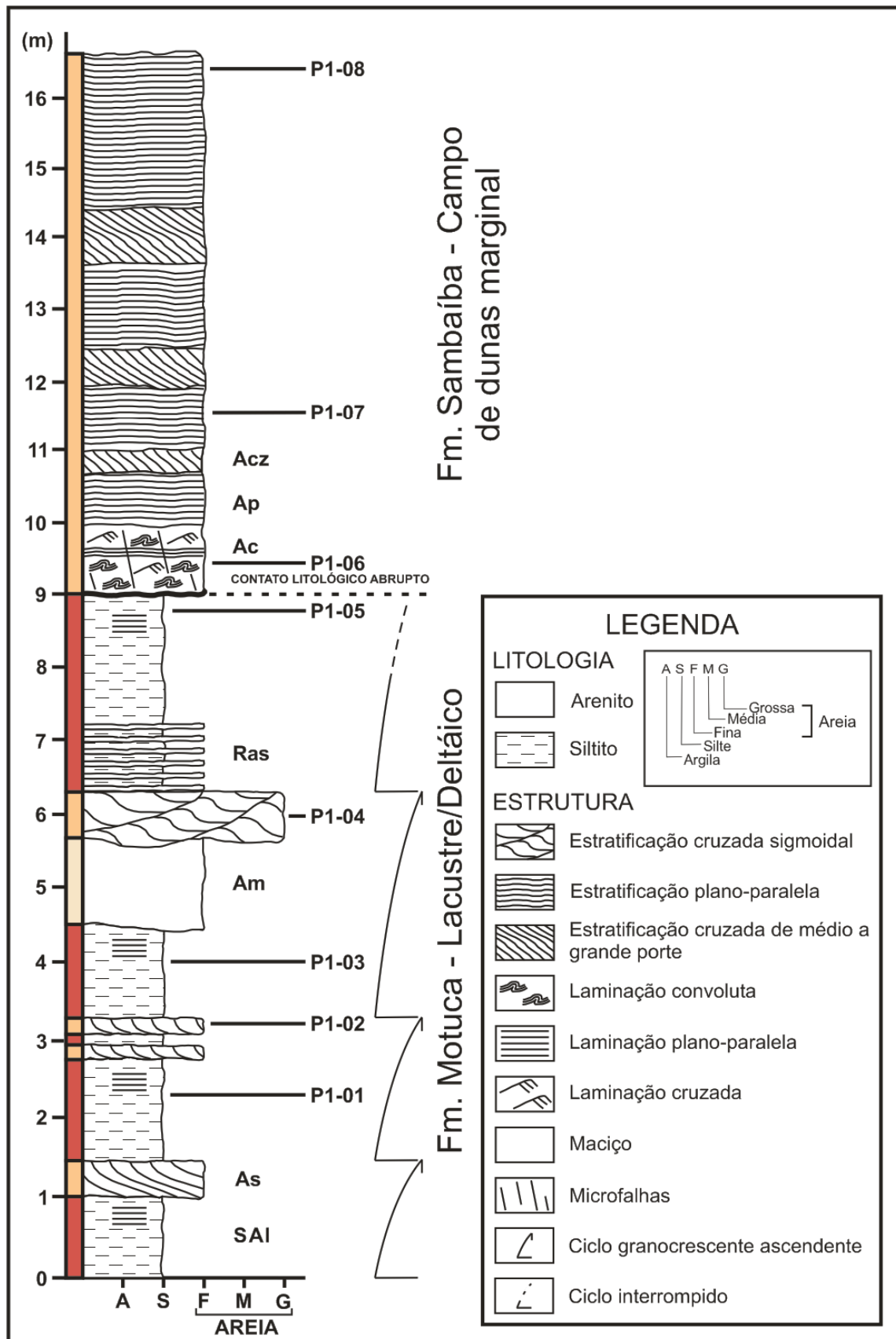


Figura 12 – Perfil estratigráfico P-Tr 01 do contato entre as formações Motuca e Sambaíba, com a localização da amostragem. Litofácies: Litofácies: Am – Arenito maciço; As – Arenito com estratificação cruzada sigmoidal; Ras – Ritmito arenito/siltito; SAI – Siltito/Arenito laminado; Ac - Arenito com laminação convoluta e microfalhas; Acz - Arenito com estratificação cruzada de médio porte; Ap - Arenito com estratificação plano-paralela.

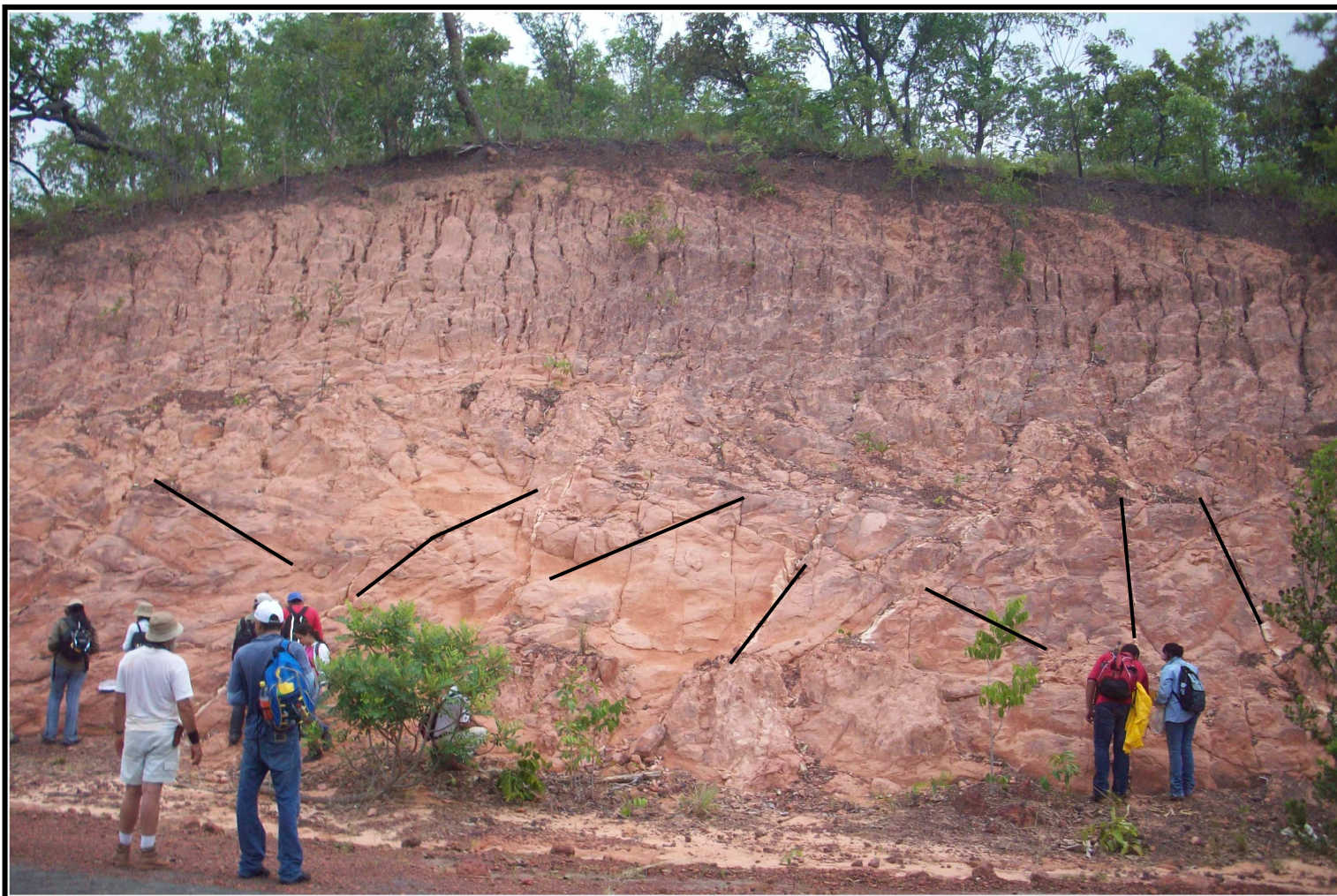


Figura 13 – Aspecto geral da seção P-Tr 02 com destaque para os planos de falhas nos arenitos.

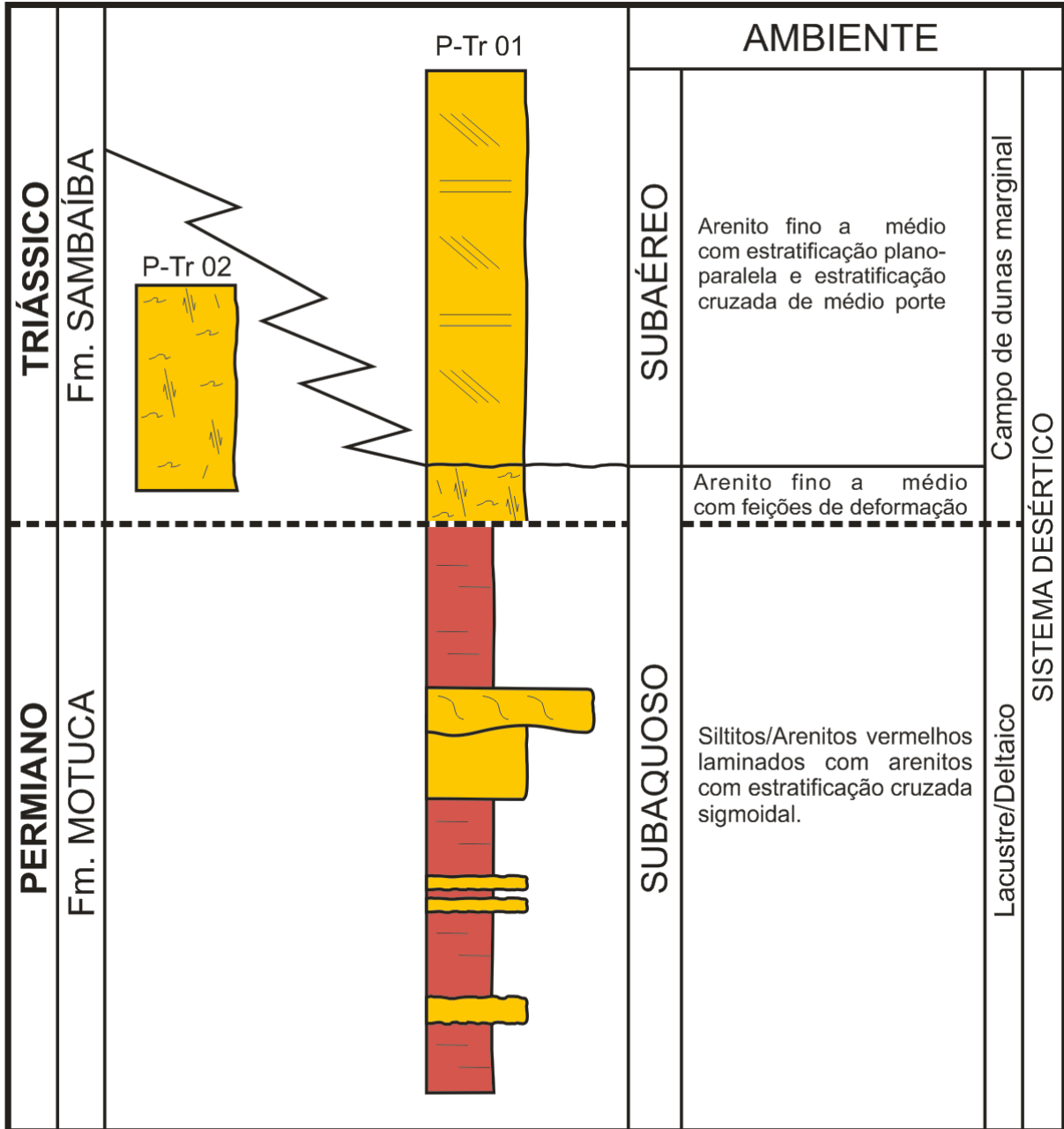


Figura 14 – Correlação estratigráfica entre os perfis estudados.

6.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A Formação Motuca foi subdividida em quatro fácies sedimentares e a Formação Sambaíba em três, totalizando sete fácies da sucessão estudada. A designação destas levou em consideração o código de Miall (1977), utilizando letras maiúsculas para identificar a litologia principal, ao lado de letras minúsculas para indicar a estrutura principal da fácies.

6.1.1 Descrição das litofácies

6.1.1.1 Litofácies SAI - Siltito/Arenito laminado

Esta fácies é a dominante na Formação Motuca, consistindo predominantemente de siltito vermelho, e em menor proporção, arenito muito fino. A fácies é micácea com laminação plano-paralela (Figura 15A e 15B). As camadas tabulares são contínuas e apresentam espessura média de 2m. Na porção superior, são observados níveis arenosos de coloração esverdeada em contato abrupto com os depósitos da Formação Sambaíba (Figura 15C).

Esta litofácies foi depositada por processos de suspensão em ambiente de baixa energia, com influxos esporádicos de terrígenos.

6.1.1.2 Litofácies As - Arenito com estratificação cruzada sigmoidal

Esta fácies é representada por arenitos finos a grossos de coloração avermelhada com estratificação cruzada sigmoidal, localmente micáceo. Apresenta grãos moderadamente selecionados, sub-angulosos a arredondados com alta esfericidade. São observados predominantemente grãos incolores e rosados, e em menor proporção, foscos e opacos. Os sets de estratificação cruzada variam de 10 a 30 cm de espessura e são lateralmente contínuos por até 12 m. Ocorrem formando ciclos granocrescentes ascendentes com a fácies SAI (Figura 15D e 15E).

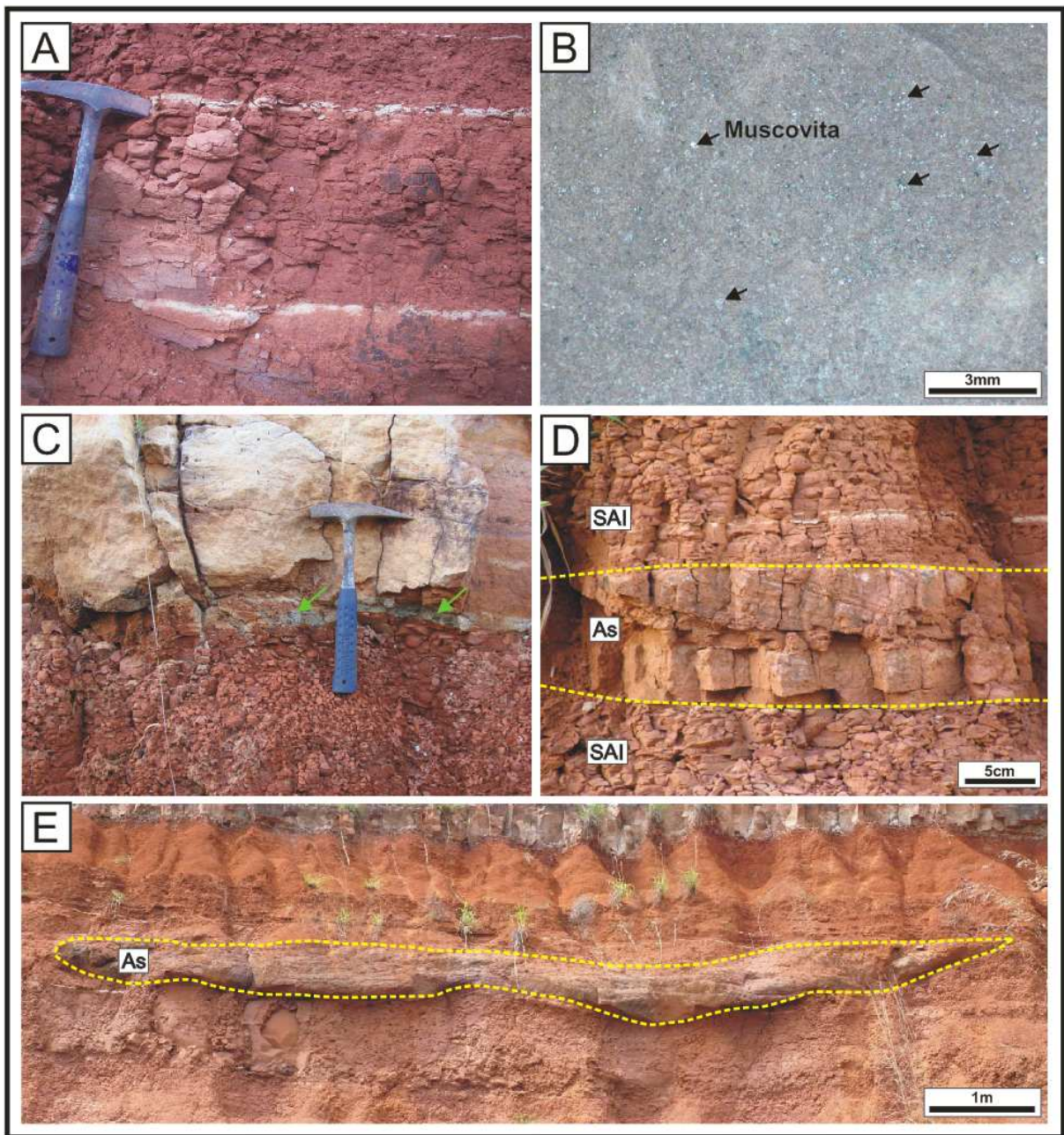


Figura 15 – *Litofácies SAI*: **(A)** Siltito vermelho com laminação plano-paralela e textura intempérica tipo *blocky*; **(B)** Muscovita presente na litofácies; **(C)** Níveis de arenitos esverdeados (setas) na porção superior da litofácies SAI. *Litofácies As*: **(D)** Arenito fino com estratificação cruzada sigmoideal concordante ao siltito laminado; **(E)** Sigmóide de arenito grosso

A ocorrência de estratificação cruzada sigmoidal sugere processo de desaceleração do fluxo sobre uma bacia de baixa energia, formando feições lobadas.

6.1.1.3 Litofácies Am - Arenito maciço

Esta fácies é constituída por arenito fino maciço de coloração rosada (Figura 16), com grãos moderadamente selecionados, sub-angulosos a arredondados com alta esfericidade em matriz siltosa. Ocorre na forma de uma camada contínua sobre a porção inferior da litofácies SAI, com espessura média de 1m.

A presença de acamamento maciço sugere deposição contínua de sedimentos, posteriormente modificada por processos de liquefação, que implicou na ausência de estruturas sedimentares (LINDHOLM, 1987).

6.1.1.4 Litofácies Ras - Ritmito Arenito/Siltito

Esta fácies de coloração rosa avermelhado consiste da alternância de finas lâminas de siltito e arenito fino, formando laminação plano-paralela, com espessura média de 1m (Figura 16A).

Esta mudança rítmica está ligada a alternância de suspensão e tração em ambiente de baixa energia.

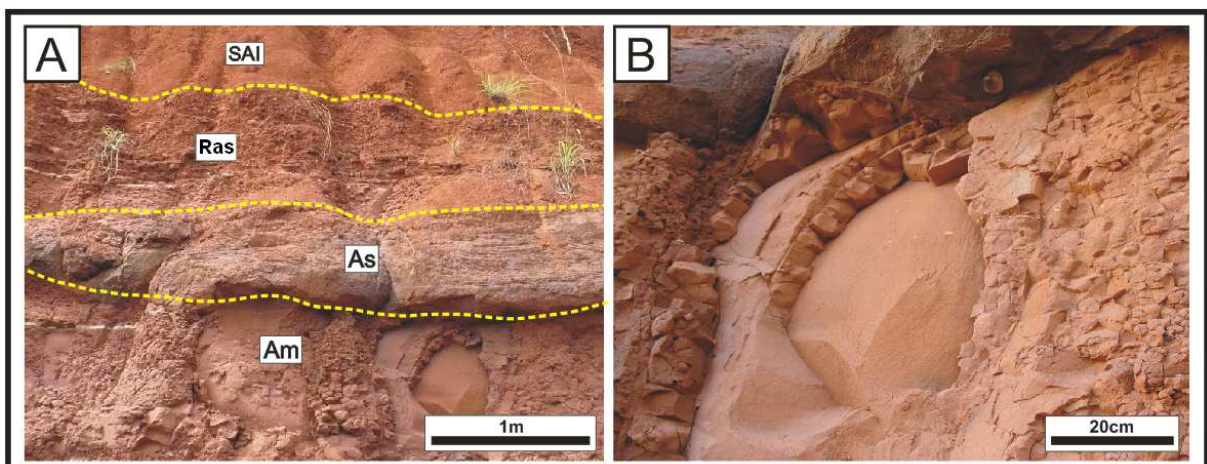


Figura 16 – *Litofácies Am e Ras*: **(A)** Relação entre as litofácies da Formação Motuca; **(B)** Detalhe de esfoliação esferoidal na litofácies Am.

6.1.1.5 Litofácies Ac - Arenito com laminação convoluta e microfalhas

Esta fácies é representada por arenitos finos de coloração creme a esbranquiçada, grãos bem selecionados, sub-arredondados a arredondados com alta esfericidade em matriz caulínica. São observados predominantemente grãos incolores e brancos (caulinizados), e em menor proporção, foscos e opacos. As principais estruturas são laminação convoluta e falhas sin-sedimentares (Figura 17). Dois padrões de falhas sin-sedimentares foram observados: um mais antigo com orientação preferencial para NW-SE e mergulhos subverticais em média 80° para ENE, e um segundo mais novo formando um par conjugado NWN e ENE. Ambas falhas mostram planos curvados e crenulados com deslocamentos normais e oblíquos de alto ângulo, localmente com preenchimento de caulinita. As crenulações são causadas por planos cegos de microfalhas, seja nos planos de falha ou nas camadas/lâminas do depósito (Figura 18).

Os padrões de falhas sin-sedimentares geralmente com planos curvados formando pares conjugados ou deslocando camadas e lâminas em movimentações verticais oblíquas, sugere o colapso de pacotes úmidos de areia próximo ou no ambiente subaquoso. O sentido dos mergulhos das falhas coaduna com um colapso sucessivo direcionado para ENE. Feições semelhantes têm sido descritas para dunas eólicas que colapsam sobre corpos de água (Ver item 4.2.1, figura 08). As laminações convolutas indicam processos de liquefação associada a esses eventos de colapso. Sedimentos finos liquefeitos podem ser injetados nos planos de falhas durante a deformação.

6.1.1.6 Litofácies Acz - Arenito com estratificação cruzada de médio porte

Esta fácies é a dominante na formação, consistindo predominantemente de arenito fino a médio de coloração avermelhada com estratificações cruzadas de médio porte (Figura 19A). Apresenta grãos bem selecionados, bimodais, bem arredondados com alta esfericidade. São observados predominantemente grãos brancos (caulinizados), foscos e incolores, e em menor proporção, opacos (Figura 19B). Normalmente os grãos são envoltos por uma fina película de óxido/hidróxido de ferro. Os sets de estratificação cruzada variam de 0,5 a 2m de espessura (Figura 19C e 19D).

A ocorrência de estratificação cruzada em arenitos finos com grãos bem arredondados e esféricos sugere a migração de formas de leito em ambiente subaéreo induzido pelo vento ou dunas eólicas.

6.1.1.7 Litofácies Ap - Arenito com estratificação plano-paralela

Esta fácies ocorre sempre associada com a litofácies Acz (Figura 19C e 19D), sendo representada por arenitos finos a médios de coloração avermelhada com estratificação plano-paralela. Apresenta grãos bem selecionados e bimodais. Os grãos maiores são arredondados a bem arredondados com alta esfericidade, enquanto os menores são mais angulosos. São observados predominantemente grãos foscos, brancos (caulinizados) e incolores. Alguns grãos são envoltos por uma fina película de óxido/hidróxido de ferro.

Esta fácies sugere a formação de leitos planos induzidos por alta velocidade do vento. Interpreta-se a deposição em extensa planície favorável aos processos de deflação.

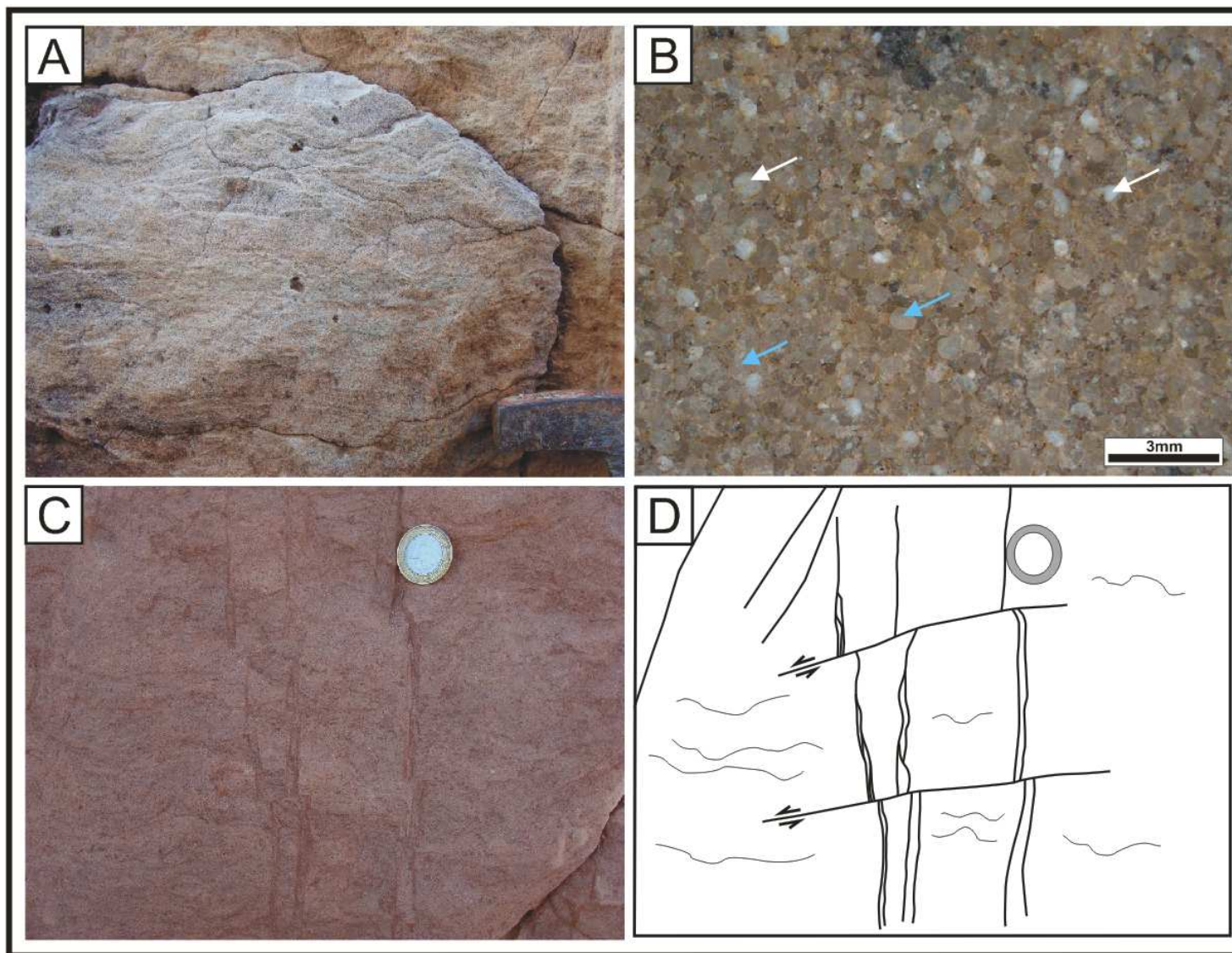


Figura 17 – *Litofácies Ac*: **(A)** Arenito fino apresentando laminação convoluta; **(B)** Grãos incolores (seta azul) e esbranquiçados (seta branca) bem selecionados, sub-arredondados a arredondados com alta esfericidade em matriz caulínica; **(C)** e **(D)** Microfalhas.

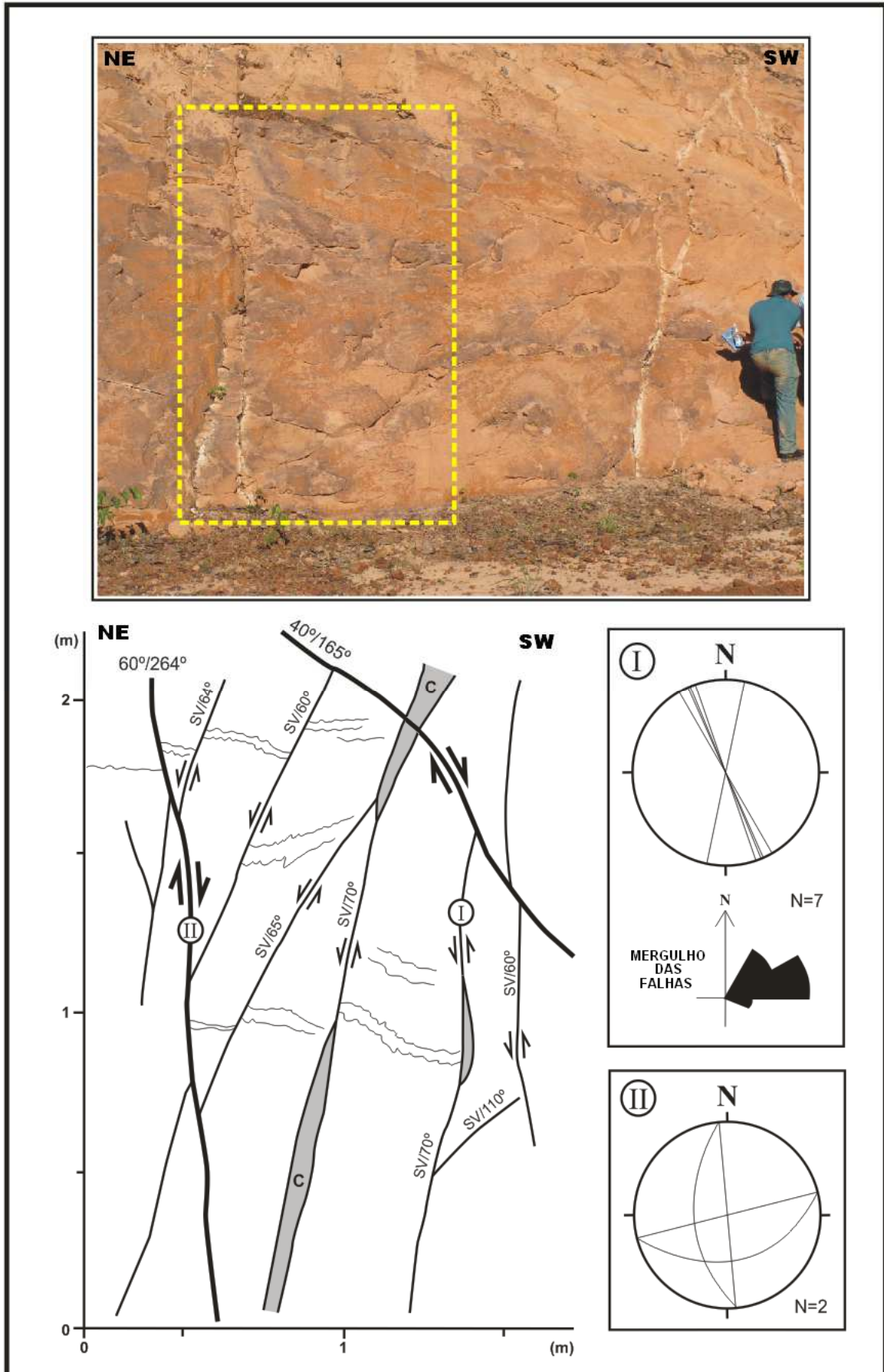


Figura 18 – Padrões das falhas sin-sedimentares na Litofácies Ac na Seção P-Tr 02. c - *Caulinita*.

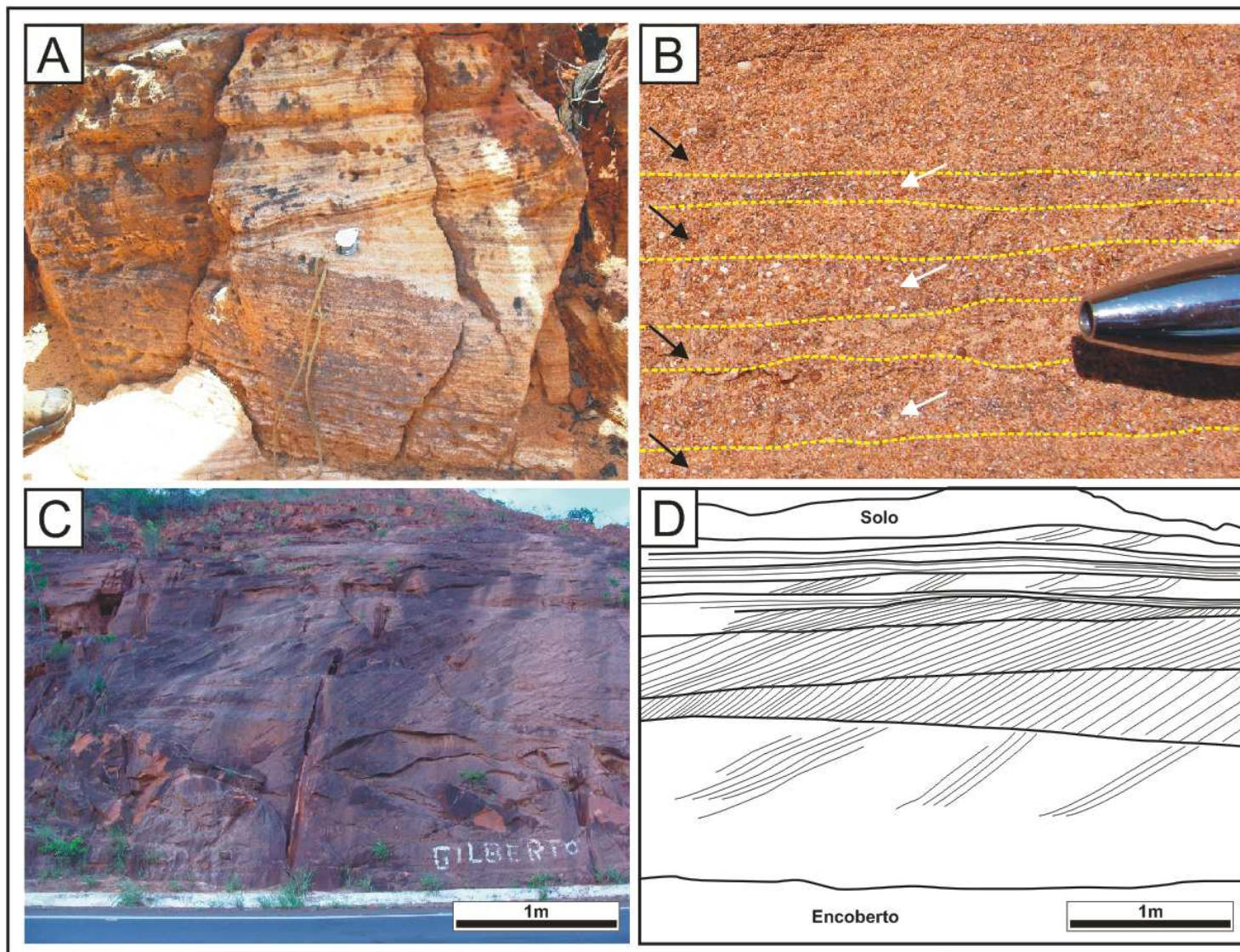


Figura 19 – *Litofácies Acz e Ap*: **(A)** Truncamento entre *sets* de estratificações cruzadas; **(B)** Textura bimodal marcada pela alternância de camada de grãos finos (seta preta) e médios (seta branca); **(C)** e **(D)** Alternância de estratificações plano-paralelas e cruzadas de médio porte.

6.1.2 Associação de fácies

As fácies sedimentares identificadas foram agrupadas em duas associações faciológicas (Tabela 01): Lacustre/Deltáico (AF1) e campo de dunas marginal (AF2), associados a um sistema deposicional desértico semelhante em parte aquele descrito por Fryberger, Ahlbrandt e Andrews (1979).

Tabela 01 – Sumário das características das associações de fácies da sucessão Permiana-Triássica na região de Loreto (MA).

Fm	Associação de fácies	Fácies	Processo	Interpretação
SAMBAÍBA	AF1	Ap - Arenito com estratificação plano-paralela	Migração das formas de leito planas a levemente onduladas induzidas pela alta velocidade do vento.	Campo de dunas marginal
		Acz - Arenito com estratificação cruzada de médio porte	Migração de formas de leito em ambiente subaéreo induzido pelo vento ou dunas eólicas.	
		Ac - Arenito com laminação convoluta e microfalhas	Colapso de pacotes úmidos de areia próximo ou no ambiente subaquoso com processos de liquefação associados.	
MOTUCA	AF2	Ras - Ritmito arenito/siltito	Alternância rítmica de suspensão e tração em ambiente de baixa energia.	Lacustre/Deltáico
		Am - Arenito maciço	Deposição contínua de sedimentos, posteriormente modificada por processos de liquefação.	
		As - Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Desaceleração do fluxo sobre uma bacia de baixa energia, formando feições lobadas.	
		SAI - Siltito laminado	Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia, com influxos esporádicos de terrígenos.	

SISTEMA DESÉRTICO

6.1.2.1 Associação de fácies 1 (AF1): Lacustre/Deltaico

Esta associação é constituída pelas litofácies SAI, As, Am e Ras. Está organizada em ciclos granocrescentes ascendentes, que são caracterizados por siltito/arenito laminado e arenito com estratificação cruzada sigmoidal. Estas fácies são condizentes com areias relacionadas a barras de desembocadura em ambiente deltaico (POSTMA, 1990). O espessamento ascendente destes ciclos, que tornam-se mais arenosos e com maior granulometria para o topo da sucessão, sugere o aumento do influxo de terrígeno para dentro do lago (Figura 12).

A deposição de material em suspensão nos lagos era esporadicamente interrompido por influxos de terrígenos na forma de lobos sigmoidais formando pequenos deltas. O sistema alimentador dos deltas seria provavelmente rios efêmeros (*Wadis*) com predominância de fluxo hiperpicnal e o soterramento progressivo das areias gera processos de liquefação.

6.1.2.2 Associação de fácies 2 (AF2): Campo de dunas marginal

Esta associação é constituída pelas litofácies Ac, Acz e Ap. É caracterizada por uma sucessão lateralmente continua de arenitos interpretados como pertencentes a porção marginal do campo de dunas. Esta interpretação é sugerida pela predominância de estratos planos, relacionados muito mais a lençóis de areia do que ao campo de dunas que é indicado por estratificação cruzada de grande porte. As formas de leito ou dunas de médio porte têm similaridade geométrica com aquelas descritas por Kocurek e Dott Jr. (1981), relacionada a zonas de intensa deflação de uma planície marginal.

A entrada dessas dunas ou lençóis arenosos em lagos rasos de planície ou lençóis de areia origina superfícies moderadamente coesas (coesão aparente) que posteriormente são colapsadas para dentro dos lagos (Motuca) formando falhas lísticas.

6.2 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA

6.2.1 Caracterização mineralógica por difração de raios-x

As análises por difração de raios-x permitiram a caracterização dos principais minerais que ocorrem nas amostras pertencentes à seção P-Tr 01 (Tabela 02). Essa técnica instrumental se mostra bastante adequada, por utilizar material pulverizado, visto que não foi possível confeccionar lâminas petrográficas devido às amostras serem bastante friáveis.

Tabela 02 – Mineralogia principal do perfil P-Tr 01.

Formação	Amostra	Qtz	Kf	Ms	Cal	Esm	Cau
SAMBAÍBA	P1-08	XXX	XX	-	-	-	XX
	P1-07	XXX	XXX	-	-	-	-
	P1-06	XXX	XXX	-	-	-	-
	P1-05B	XXX	XXX	-	-	X	-
MOTUCA	P1-05A	XX	XX	X	-	XXX	-
	P1-04	XXX	XX	-	XXX	X	-
	P1-03	XXX	XXX	XX	XX	XXX	-
	P1-02	XXX	XX	X	XXX	X	-
	P1-01	XX	XX	XXX	XX	XXX	-

Cal - *Calcita*; Cau - *Caulinita*; Esm - *Esmectita*; Kf - *K-feldspato*; Ms - *Muscovita*; Qtz - *Quartzo*. Ocorrência: XXX - *Abundante*; XX - *Presente*; X - *Traço*; - - *Não detectado*.

Na formação Motuca, as análises foram realizadas nas amostras das litofácies Sl e As, que indicaram predomínio de quartzo, calcita e K-feldspato, e menor proporção de esmectita e muscovita (Figuras 20 e 21). A calcita encontrada é interpretada como sendo de origem diagenética, sendo que na porção superior, próximo ao contato, não foi identificada.

Na formação Sambaíba (Litofácies Ac, Acz e Ap), foi identificado o predomínio de quartzo e K-feldspato (Figura 22). Na amostra mais superior foi identificada caulinita, provavelmente secundária, proveniente do intemperismo do K-feldspato (Figura 23).

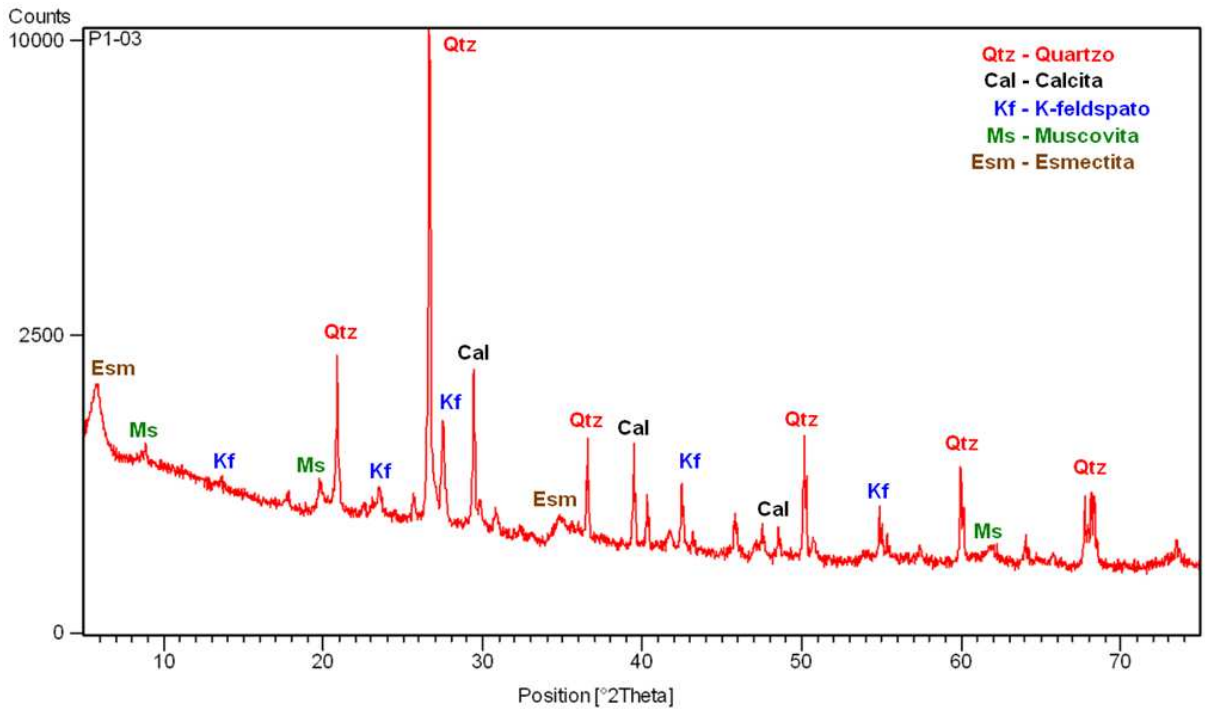


Figura 20 – Difratoograma representativo da litofácies SI da formação Motuca no Perfil P-Tr 01, mostrando mineralogia principal encontrada.

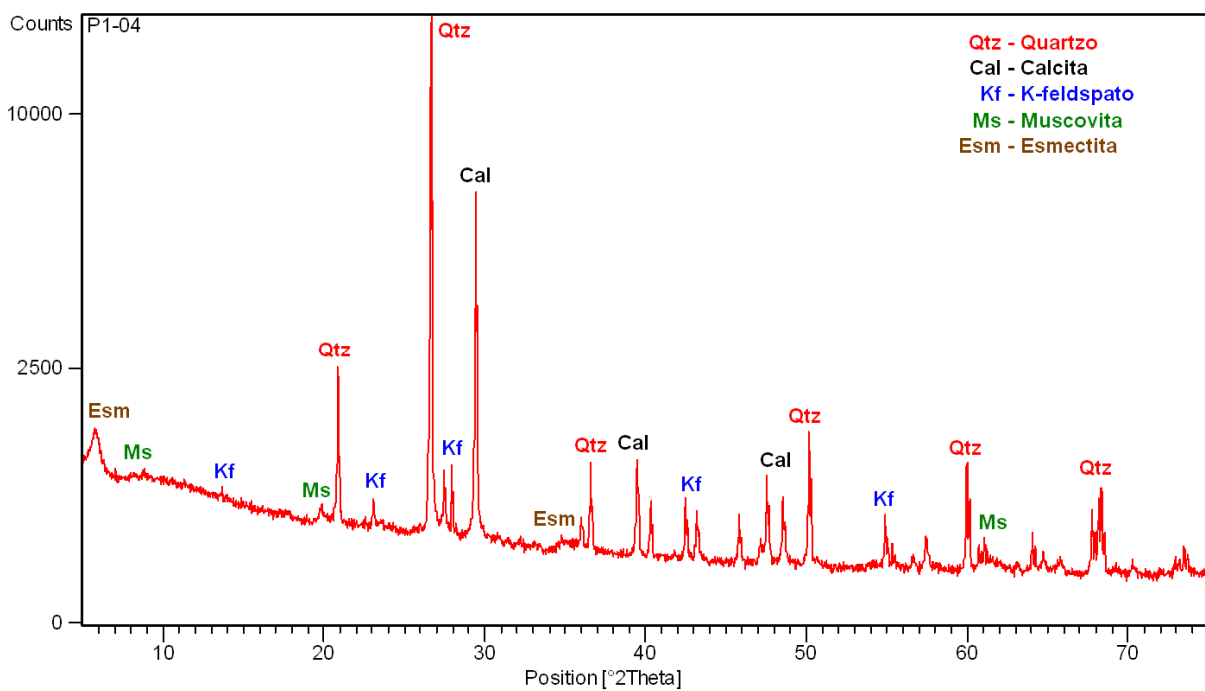


Figura 21 – Difratoograma representativo da litofácies As da formação Motuca no Perfil P-Tr 01, mostrando mineralogia principal encontrada.

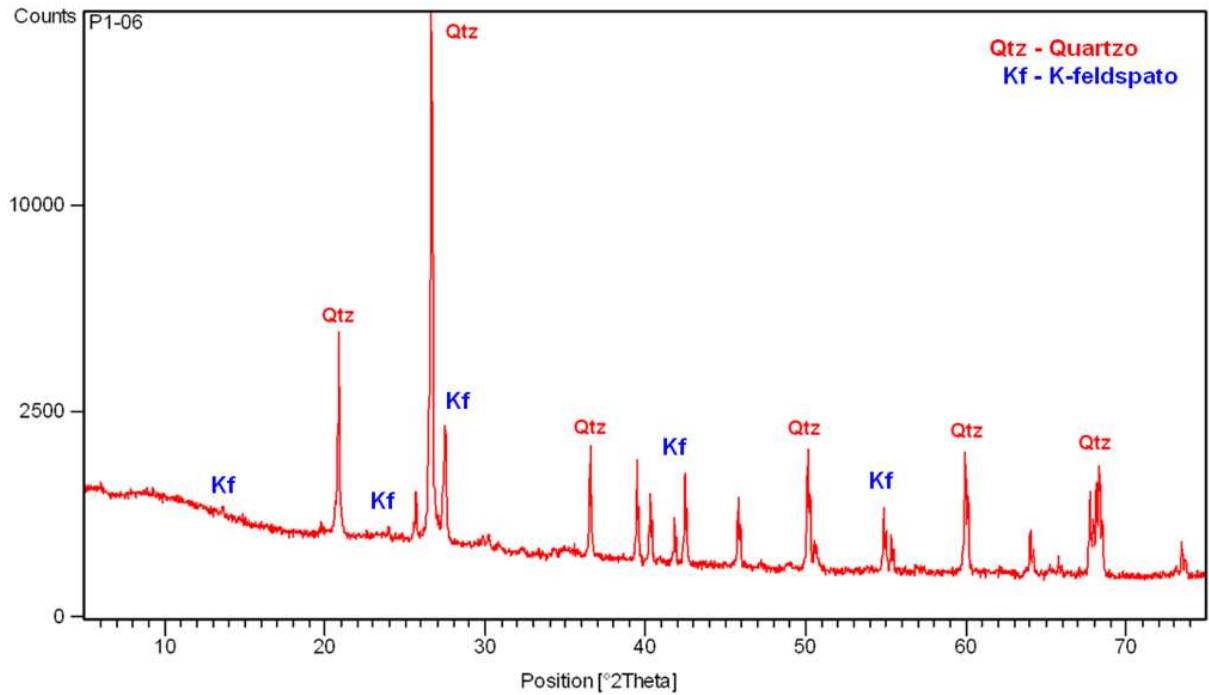


Figura 22 – Difratoograma representativo da formação Sambaíba no Perfil P-Tr 01, mostrando mineralogia principal encontrada.

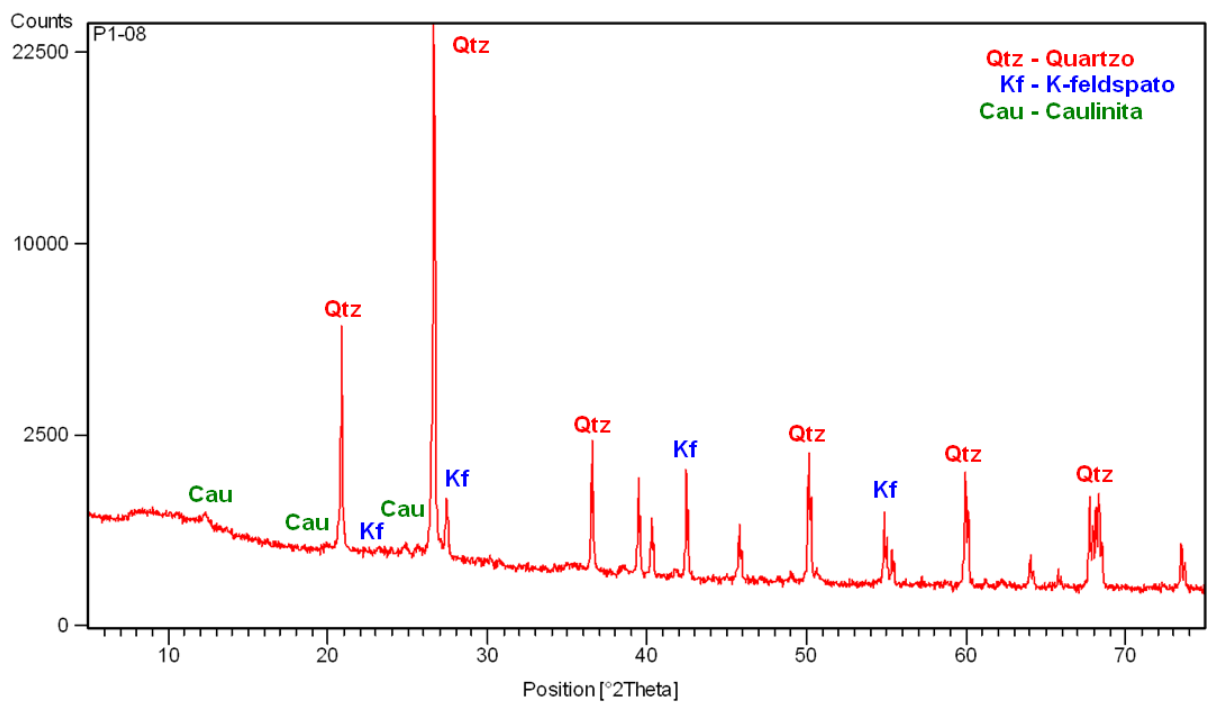


Figura 23 – Difratoograma representativo do topo do Perfil P-Tr 01, mostrando mineralogia principal encontrada com destaque para a presença de caulinita.

6.2.2 Caracterização dos minerais pesados

A assembléia de minerais pesados dos arenitos do perfil P-Tr 01 é constituída de zircão, turmalina, rutilo, estauroлита, granada, apatita, cianita e minerais opacos, cujos percentuais relativos estão listados na tabela 03. O índice ZTR possui valores elevados, variando de 74 a 99, indicando alta maturidade mineralógica destes arenitos. Além disso, a abundância de formas bem arredondadas e texturas superficiais de natureza mecânica põem em evidência esta maturidade.

Tabela 03 – Contagem modal dos minerais pesados não micáceos dos arenitos pertencentes às formações Motuca (MOT) e Sambaíba (SAM).

Fm	Amostra	Zir	Tur	Rut	Est	Gra	Ap	Cia	Tot	ZTR	Op	Tra	Tot*	O/T
SAM	P1-08	57	29	9	5	0	0	0	100	95	67	33	100	2,0
	P1-07	73	20	6	1	0	0	0	100	99	63	37	100	1,7
	P1-06	56	29	5	8	1	1	0	100	90	61	39	100	1,6
MOT	P1-04	44	38	6	1	4	7	0	100	88	74	26	100	2,8
	P1-02	55	17	2	7	6	8	5	100	74	60	40	100	1,5

Fração 0,062-0,125. Zir - Zircão; Tur - Turmalina; Rut - Rutilo; Est - Estauroлита; Gra - Granada; Ap - Apatita; Cia - Cianita; Tot - Total de minerais pesados contados; ZTR - Somatória de zircão, turmalina e rutilo; Op - Minerais opacos; Tra - Minerais Transparentes; Tot* - Total de minerais pesados opacos e transparentes contados; O/T - Razão Opacos/Transparentes.

6.2.2.1 Zircão [ZrSiO₄]

É o mineral mais abundante nas assembléias mineralógicas, com concentrações variando entre 44 e 73%. Dominantemente os grãos são arredondados a bem arredondados com baixa a alta esfericidade, apresentando-se incolores, rosados e castanhos. Alguns grãos subédricos com arestas brandamente retrabalhadas também ocorrem. Na superfície dos grãos são observadas feições de origem mecânicas como fraturas conchoidais com bordas de abrasão. Internamente é constatada a presença de zoneamento concêntrico e inclusões (Figura 24).

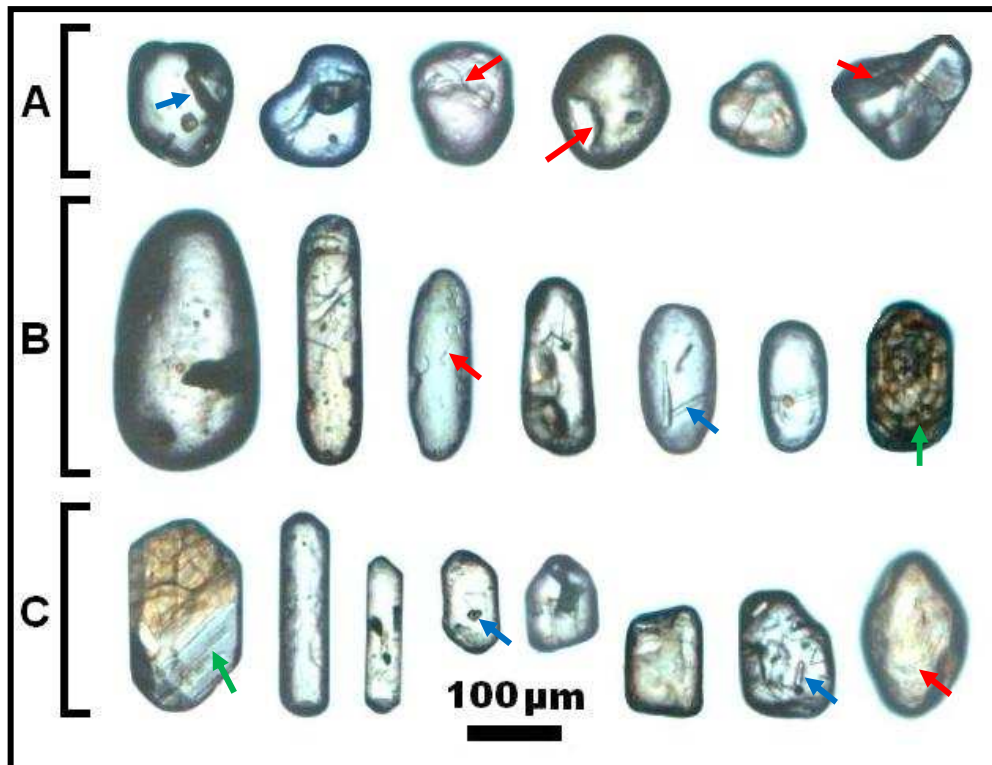


Figura 24 – Fotomicrografias de zircão à luz natural: **(A)** Grãos bem arredondados com alta esfericidade; **(B)** Grãos bem arredondados com baixa esfericidade; **(C)** Grãos subédricos com arestas brandamente retrabalhadas. Seta vermelha - Fraturas conchoidais com bordas de abrasão; Seta verde - Zoneamento concêntrico; Seta azul - Inclusões.

6.2.2.2 Turmalina [$\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH},\text{F})_4$]

Ocorre com concentrações que variam de 17 a 38%, exibindo formas arredondadas com baixa a alta esfericidade. Os grãos arredondados com baixa esfericidade apresentam-se incolores, verde amarronzado e vermelho acastanhado, contendo inclusões fluidas e de minerais opacos. Enquanto que os grãos arredondados com alta esfericidade possuem colorações marrons e verdes, e raramente, azuis. De modo geral estes não apresentam inclusões, porém inclusões aciculares de rutilo são observadas. Na superfície de alguns grãos são encontradas fraturas conchoidais com bordas de abrasão (Figura 25).

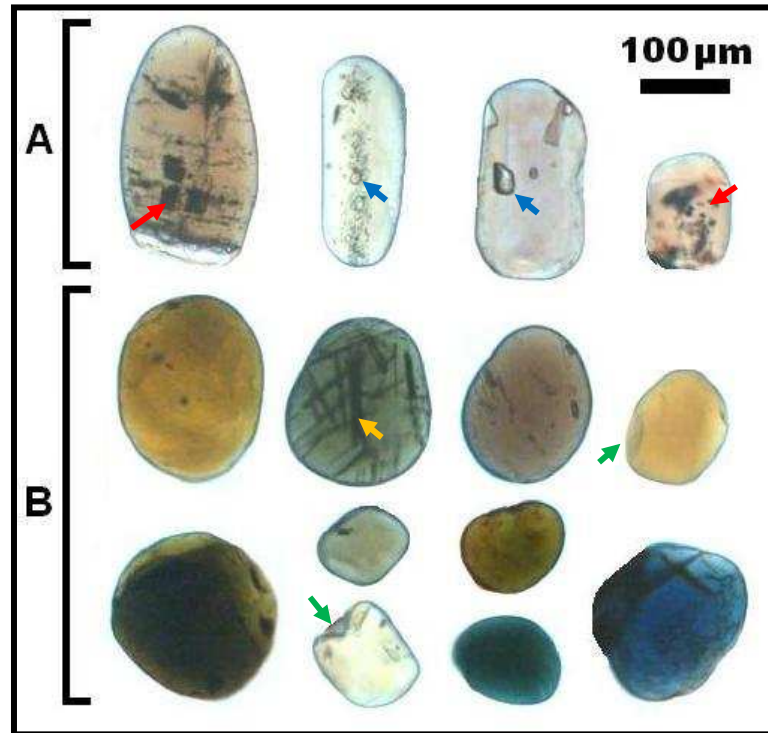


Figura 25 - Fotomicrografias de turmalina à luz natural: **(A)** Grãos arredondados com baixa esfericidade; **(B)** Grãos arredondados com alta esfericidade. Seta vermelha - Inclusões de minerais opacos; Seta azul - Inclusões fluidas; Seta laranja - Inclusões aciculares de rutilo; Seta verde - Fraturas conchoidais com bordas de abrasão.

6.2.2.3 Rutilo [TiO₂]

Possui concentração variando de 2 a 9% nas assembléias de minerais pesados, apresentando-se na forma de grãos arredondados a bem arredondados com baixa a alta esfericidade. Exibe colorações de marrom a amarelo avermelhado (Figura 26).

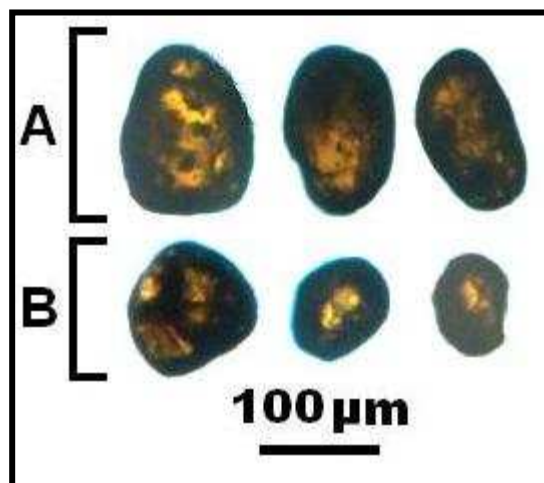


Figura 26 - Fotomicrografias de rutilo à luz natural: **(A)** Grãos arredondados com baixa esfericidade; **(B)** Grãos arredondados com alta esfericidade.

6.2.2.4 Estauroлита $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_9\text{Si}_4\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$

Ocorre com concentrações que variam de 1 a 8%, apresentando-se predominantemente nas formas arredondadas com baixa esfericidade e angulosas, e esporadicamente, prismáticos. Exibe pleocroísmo variando de amarelo pálido a avermelhado. Os grãos arredondados com baixa esfericidade mostram abundantes feições superficiais provocadas por dissolução intraestratal como “cristas de galo”. Os grãos angulosos são caracterizados pela forte dissolução controlada pelo retículo cristalino, proporcionando assim, esta forma. Além disso, cavidades lenticulares orientadas são observadas (Figura 27).

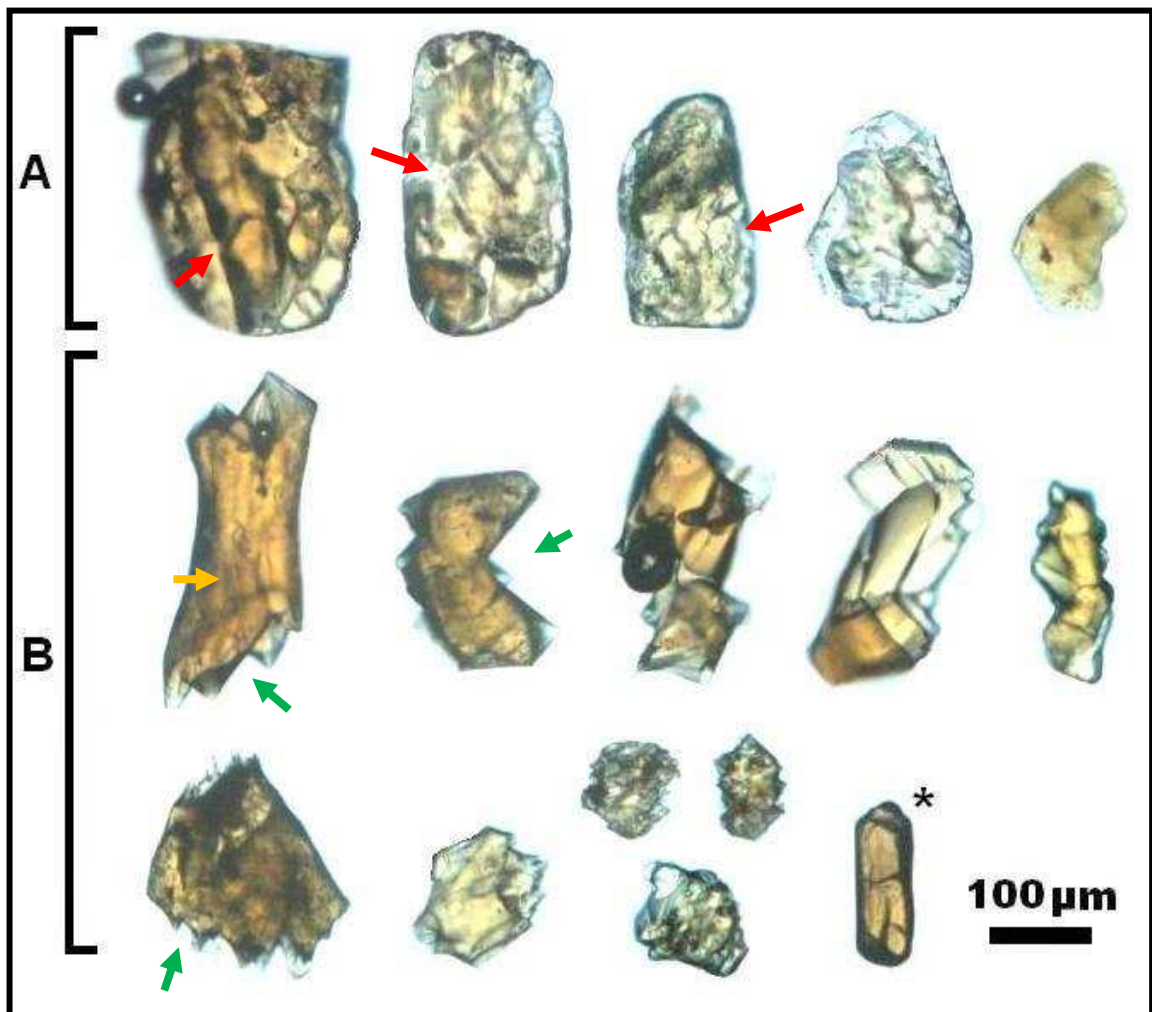


Figura 27 - Fotomicrografias de estauroilita à luz natural: **(A)** Grãos arredondados com baixa esfericidade pertencentes à fácies As (Fm. Motuca); **(B)** Grãos angulosos pertencentes as diversas fácies da Fm. Sambaíba; * Grão prismático. *Seta vermelha* - “Cristas de galo”; *Seta verde* - Feição de dissolução controlada pelo retículo cristalino; *Seta laranja* - Cavidades lenticulares orientadas.

6.2.2.5 Granada $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{SiO}_4)_3] - [\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Cr})_2(\text{SiO}_4)_3]$

Possui concentração variando de 1 a 6% nas assembléias de minerais pesados. Os grãos são arredondados com alta esfericidade, apresentando-se incolores a castanhos. Na superfície dos grãos são observadas marcas mamilares características de dissolução (Figura 28A).

6.2.2.6 Apatita $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})]$

Ocorre com concentração variando de 1 a 8% nas assembléias de minerais pesados, é incolor e apresenta-se na forma de grãos bem arredondados com baixa a alta esfericidade. Na superfície dos grãos são observadas feições de origem mecânica como fraturas conchoidais com bordas de abrasão (Figura 28B).

6.2.2.7 Cianita $[\text{Al}_2(\text{SiO}_5)]$

Possui concentração de 5% em uma assembléia de minerais pesados. Os grãos são prismáticos, incolores com clivagem retangular e feições de dissolução (Figura 28C).

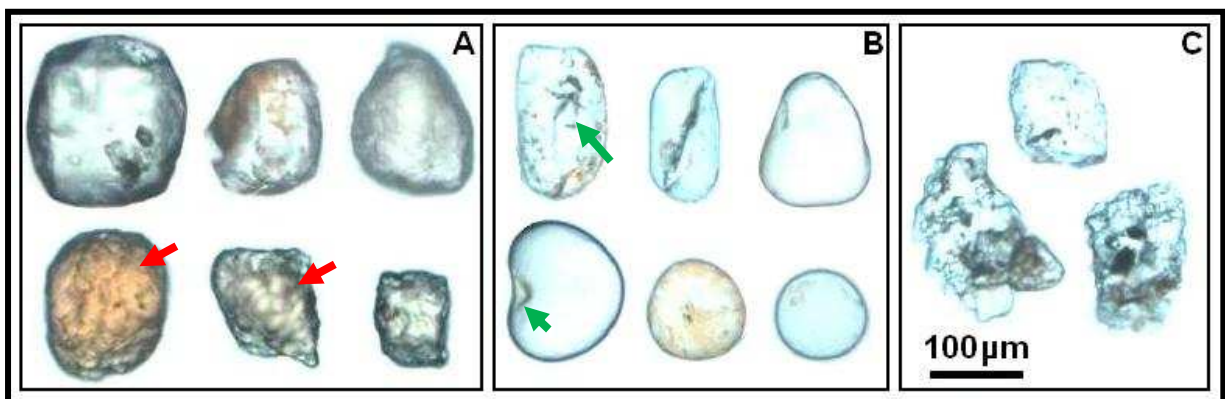


Figura 28 - Fotomicrografias de minerais pesados à luz natural: **(A)** Granada; **(B)** Apatita; **(C)** Cianita. Seta verde - Fraturas conchoidais com bordas de abrasão; Seta vermelha - Marcas mamilares.

6.2.2.8 Distribuição no Perfil

Os minerais pesados demonstram grande similaridade mineralógica no perfil estudado. Porém foi possível subdividir a sucessão sedimentar em dois intervalos distintos, denominados de A e B (Figura 29). O intervalo A é representado pelos arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (Litofácies As) da Formação Motuca e pelos arenitos com laminação convoluta e microfalhas (Litofácies Ac) da Formação Sambaíba. Este intervalo é enriquecido em minerais metaestáveis (estauroлита, apatita, granada e cianita), sendo que na porção superior estes ocorrem como traços. O índice ZTR cresce ascendentemente de valores em torno de 74 para 90 e a quantidade de minerais opacos aumenta consideravelmente na amostra P1-04.

O intervalo B é representado pelos arenitos com estratificação plano-paralela (Litofácies Ap) e estratificação cruzada de médio a grande porte (Litofácies Acz) da Formação Sambaíba. É representado predominantemente por zircão e turmalina, e em menor proporção, rutilo e estauroлита. O índice ZTR apresenta valores elevados de 95 e 99, mostrando o aumento da maturidade mineralógica para o topo do perfil. As feições de dissolução na estauroлита ocorrem neste intervalo com maior intensidade.

6.2.2.9 Interpretações e proveniência

A assembléia de minerais pesados do perfil P-Tr 01 é representada predominantemente por zircão e turmalina. A abundância destes minerais pode indicar: a) abrasão prolongada e/ou intenso ataque químico ou b) retrabalhamento de sedimentos antigos.

A predominância de grãos arredondados a bem arredondados dos minerais ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) e as associações de texturas superficiais de origem mecânica, tais como as sucessivas fraturas conchoidais retrabalhadas e as bordas de abrasão, confirmam um caráter multicíclico para os sedimentos (alto grau de retrabalhamento mecânico). Estas texturas indicam estágios prolongados de abrasão eólica (impactos subaéreos), originando superfícies polidas através do constante choque mecânico entre os grãos. Provavelmente grande parte dos grãos, geralmente de granulometria fina, foi jogada pelo vento no ambiente lacustre.

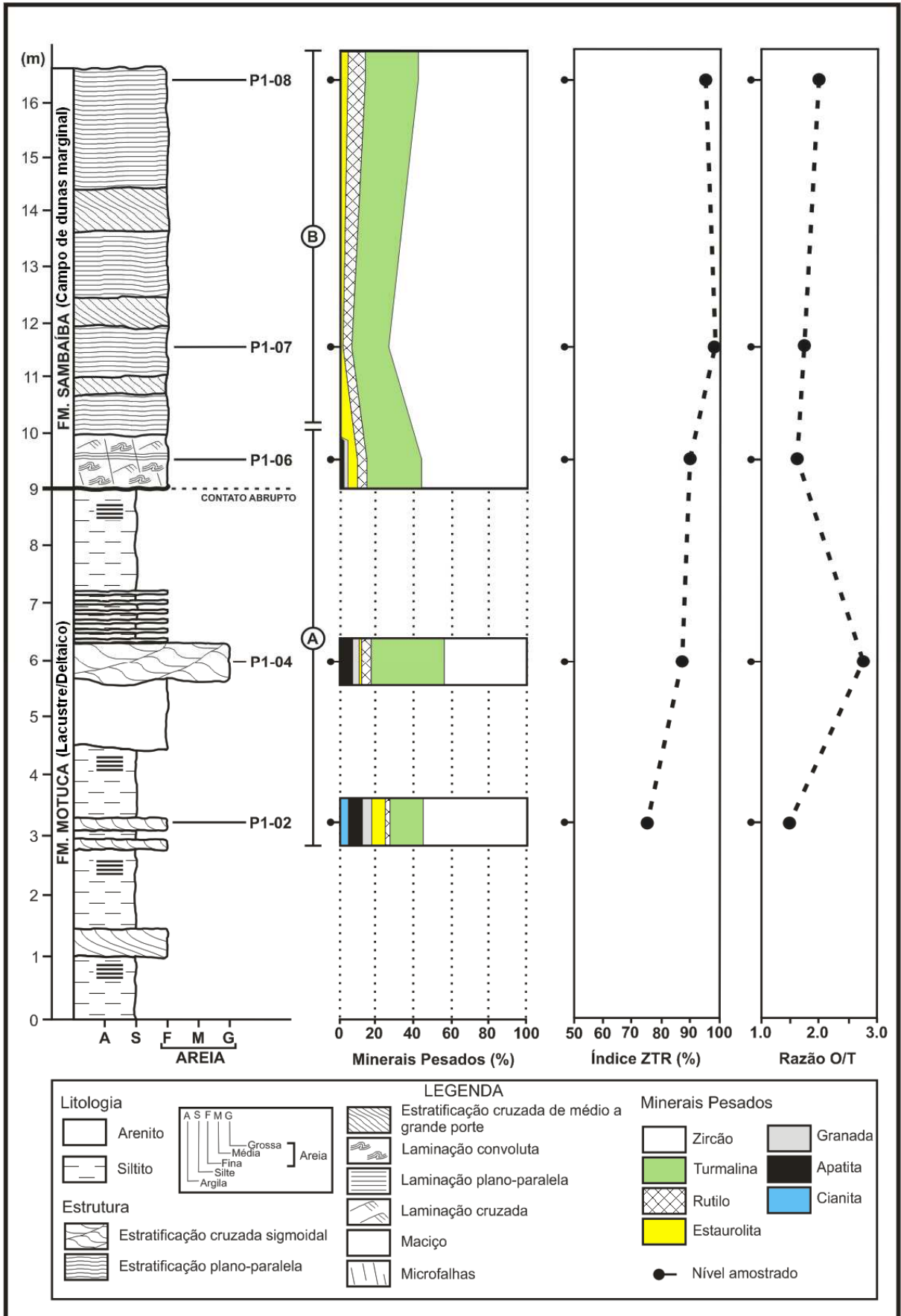


Figura 29 - Distribuição dos percentuais relativos dos minerais pesados, índice ZTR e razão O/T no Perfil P-Tr 01. ZTR - Zircão+Turmalina+Rutilo; O/T - Opacos/Transparentes.

Nos minerais ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) e na apatita as feições texturais de origem mecânica foram pouco afetadas pelos processos de dissolução. Enquanto que na estauroлита, cianita e granada as feições de dissolução são abundantes, tornando-se mais pronunciadas em direção ao topo do perfil. Segundo Mange e Maurer (1992) e Morton (1984) a granada e a apatita são mais resistentes em condições de soterramento (*deep burial*) em meio alcalino ($\text{pH} > 7$), do que em condições intempéricas ($\text{pH} < 7$). Podendo indicar que a eliminação dos minerais metaestáveis no intervalo B está atribuída à intensa dissolução intraestratal (HSÜ, 1989). Outras características importantes para reconhecer um perfil influenciado pelo intemperismo é o aumento da razão opacos/transparentes para o topo do perfil e a relação sem mudança mineralógica entre os minerais estáveis. Esta subdivisão indica fortemente a ambiência subaquosa das fácies inseridas no sistema lacustre/deltaico em contato com o campo de dunas marginal. A maior frequência de instáveis coaduna com um ambiente livre do intemperismo. A assembléia de minerais pesados independe do limite litoestratigráfico, sugerindo uma transição entre as formações Motuca e Sambaíba e indicando controle faciológico.

Rutilo, estauroлита, granada e cianita são minerais típicos de rochas metamórficas de médio a alto grau, enquanto que apatita e zircão com zoneamento concêntrico são característicos de rochas ígneas ácidas. A alta maturidade textural e mineralógica, destacando a pouca diversidade morfológica nas assembléias minerais, sugere uma fonte semelhante para estas, originada a partir de sedimentos retrabalhados. A presença de granada e apatita podem indicar proximidade com a área fonte e/ou condições climáticas propícias (clima árido) para sua preservação. Os grãos prismáticos de estauroлита juntamente com grãos subédricos de zircão podem indicar transporte diretamente de áreas-fonte.

Para um estudo mais detalhado de proveniência há a necessidade de análises geoquímicas nos minerais pesados, principalmente em zircão, turmalina e granada. Devido estes apresentarem grande estabilidade química aos processos geológicos superficiais, guardando a assinatura geoquímica de sua área fonte (ANANI, 1999; HENRY; GUIDOTTI, 1985; MORTON; HALLSWORTH, 1999).

6.3 MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL

Os depósitos da região de Loreto fazem parte de um ciclo maior, iniciado no Pensilvaniano e encerrado no final do Triássico (ALMEIDA, 1969; SOARES; LANDIM; FÚLFARO, 1974; MESNER; WOOLDRIDGE, 1964). Este ciclo representa um complexo clástico-evaporítico de mar raso representado pelas formações Piauí e Pedra de Fogo, que grada para um ambiente lacustre/desértico (Formações Motuca e Sambaíba).

Segundo Caldaso (1978), o início da seqüência Permo-Triássica ocorre sobre continente arrasado, com processos erosivos de mínima intensidade. Com o início da fase de epirogênese, ocorreu também o início dos processos erosivos e recuo do mar permiano, iniciando-se a deposição da formação Motuca em mares residuais ou lagos internos continentais. Com o rejuvenescimento do relevo e início da fase de denudação, teve o aumento do suprimento de detritos, favorecendo a sedimentação de clásticos das formações Motuca e Sambaíba.

O aumento de clásticos na fase final de deposição da formação Motuca e início da deposição da formação Sambaíba está registrado nos perfis estudados. Foram identificados dois momentos principais de sedimentação (Figura 30): O primeiro é caracterizado predominantemente pela deposição de material em suspensão contido nos lagos (Fácies SI), com contribuição de sedimentos trazidos, muito provavelmente, por rios efêmeros (Wadis); e o segundo é caracterizado pelo avanço das dunas que colapsaram em parte sobre os lagos Motuca. Com a progressiva desertificação foi implantado o amplo deserto Sambaíba.

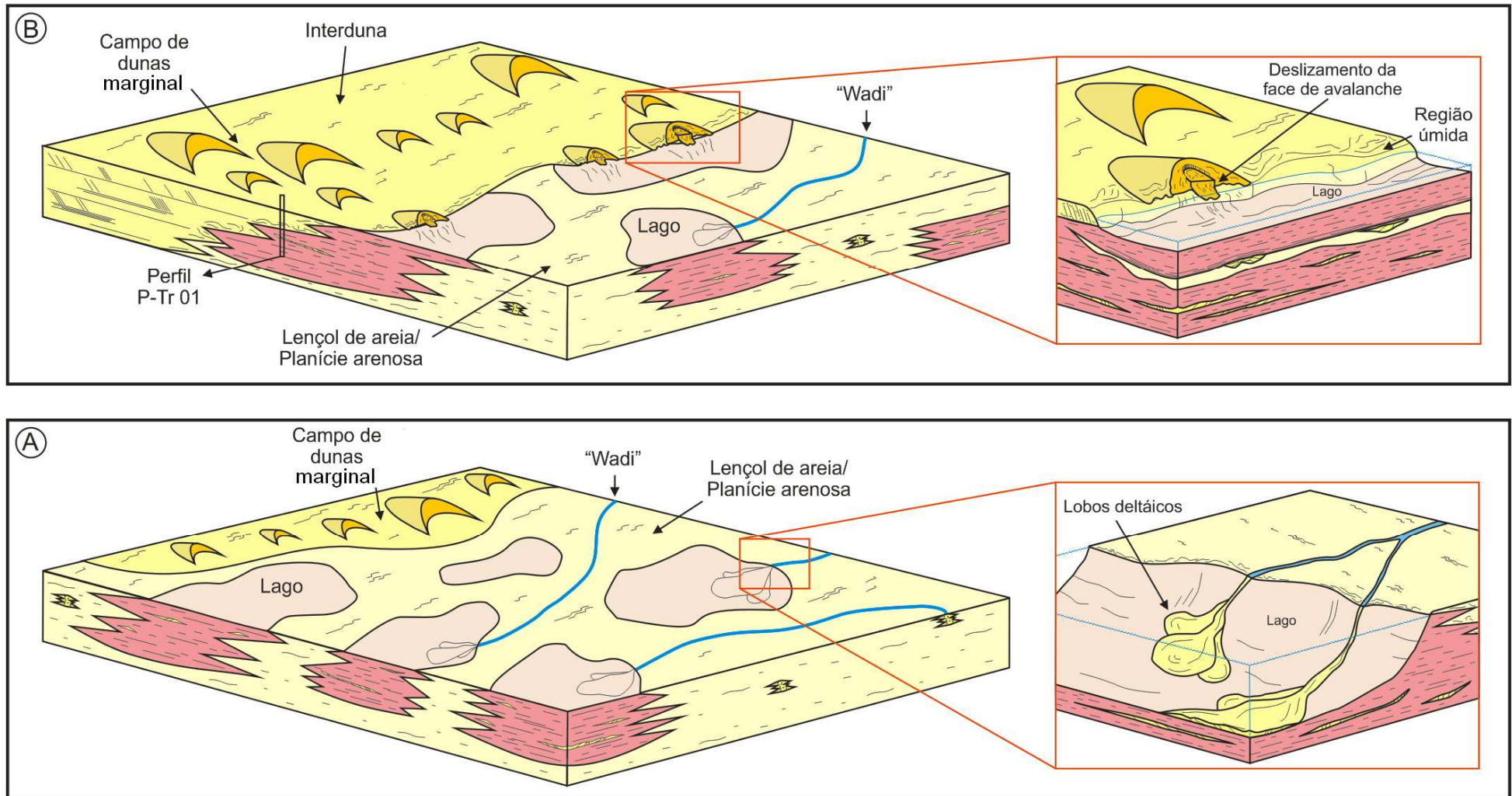


Figura 30 – Proposta de reconstituição paleoambiental para a passagem da formação Motuca para Sambaíba (Limite Permiano-Triássico). **(A)** Domínio de lagos em planície arenosa/lençóis de areia com a progradação de wadis nos lagos formando deltas; **(B)** Avanço do campo de dunas da formação Sambaíba sobre lagos rasos da formação Motuca; no detalhe, o avanço das dunas causa colapso da face de avalanche (Slipface) gerando falhas listricas.

7 ANÁLISE GEOQUÍMICA DA SUCESSÃO PERMIANA-TRIÁSSICA NA REGIÃO DE LORETO (MA)

A análise por fluorescência de raios-x da sucessão estudada possibilitou determinar a composição química em óxidos dos elementos maiores e menores (Tabela 04) e traços (Tabela 05) da rocha total.

Tabela 04 – Análise dos elementos maiores e menores (%) por fluorescência de raios-x.

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	PF
P1-08	89,62	6,55	0,39	0,09	-	0,06	1,58	0,06	0,02	-	1,59
P1-07	85,66	7,43	0,87	0,67	0,08	0,08	2,62	0,21	0,04	-	2,31
P1-06	86,31	7,66	0,41	0,65	0,18	0,12	2,45	0,14	0,04	-	2
P1-05B	84,91	7,01	0,46	0,97	0,27	0,08	2,97	0,24	0,03	-	2,82
P1-05A	68,31	13,45	3,33	2,07	0,63	0,09	4,01	0,56	0,09	-	7,44
P1-04	58,87	6,33	0,81	1,12	17,26	0,25	1,3	0,11	0,07	0,01	13,81
P1-03	65,59	11,83	1,55	2,22	5,55	0,09	3,39	0,28	0,16	-	9,29
P1-02	58,99	9,65	1,52	1,86	12,49	0,21	2,94	0,23	0,14	0,03	11,91
P1-01	62,73	14,68	4,24	2,61	1,67	0,13	4,68	0,67	0,21	-	8,32

Tabela 05 – Análise dos elementos traços (ppm) por fluorescência de raios-x.

Amostra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Y	Zr	Nb	Ba	Pb	Mn
P1-08	8	26	-	4	18	11	84	74	146	104	2	458	132	545
P1-07	10	28	5	11	25	14	82	96	161	323	4	570	138	382
P1-06	19	31	7	5	14	18	80	92	147	273	3	445	136	407
P1-05B	34	722	25	13	57	22	71	106	154	309	2	532	139	621
P1-05A	59	123	13	39	89	42	97	151	176	334	10	622	132	309
P1-04	7	25	-	27	7	20	82	85	140	92	3	246	129	280
P1-03	52	42	-	38	9	32	78	130	149	252	5	535	133	280
P1-02	67	38	2	34	17	34	75	126	146	124	3	957	133	382
P1-01	85	69	7	43	20	53	96	194	159	239	11	611	141	534
Clark ¹	98	126	24	56	25	65	1,7	78	24	203	19	584	14,8	716
Arenitos ²	20	35	0,3	2	2	20	0,5	40	15	250	10	300	10	100

¹ (Wedepohl, 1995 *in* Reimann; Caritat, 1998)

² (Koljonen, 1992 *in* Reimann; Caritat, 1998)

7.1 ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Os elementos maiores e menores analisados foram: Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , SO_3 , MgO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2 . A distribuição destes óxidos ao longo do perfil, são apresentadas nas figuras 31 e 32. Os resultados mostram que SiO_2 e Al_2O_3 são os elementos mais abundantes nas amostras estudadas. As composições químicas variam para cada tipo litológico, refletindo a mineralogia principal presente.

O SiO_2 é o elemento mais abundante, com teor médio na formação Motuca de 58,93% nos arenitos sigmoidais e de 65,54% nos siltitos laminados. Na formação Sambaíba esses valores aumentam consideravelmente, variando de 84,91% a 89,62%. Este aumento está relacionado diretamente à grande quantidade de quartzo nos arenitos no topo do perfil.

O Al_2O_3 é o segundo elemento mais abundante, chegando a apresentar teores de 14,68% nos siltitos laminados da formação Motuca. Está relacionado à presença de k-feldspato, muscovita e esmectita. O óxido de K também pode estar relacionado a esses minerais. Os teores baixos de Na_2O estão ligados ao intemperismo das rochas analisadas.

O CaO concentra-se principalmente nos arenitos sigmoidais da formação Motuca, com valores de 12,49% e 17,26%, apresentando-se totalmente empobrecido na formação Sambaíba. A grande quantidade de calcita presente nos arenitos é a principal responsável por estes valores.

O MgO apresenta teores mais elevados no siltito laminado da formação Motuca, com média de 2,3%. Esse teor relaciona-se principalmente às proporções elevadas de esmectita, que adsorve cátions hidratados no espaço interlamelar (BIESEKI et al., 2008).

De um modo geral, os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO e P_2O_5 apresentam comportamento semelhante na formação Motuca, com maiores proporções no siltito laminado e menores nos arenitos sigmoidais. Porém na formação Sambaíba o comportamento destes elementos muda: a proporção de SiO_2 cresce ascendentemente no perfil, enquanto que as de Al_2O_3 , K_2O , MgO e P_2O_5 diminui. Os valores de Fe_2O_3 e TiO_2 decrescem ascendentemente até o contato entre as formações. Neste eles apresentam valores bastante elevados (anômalos). A partir daí, os valores decaem bruscamente.

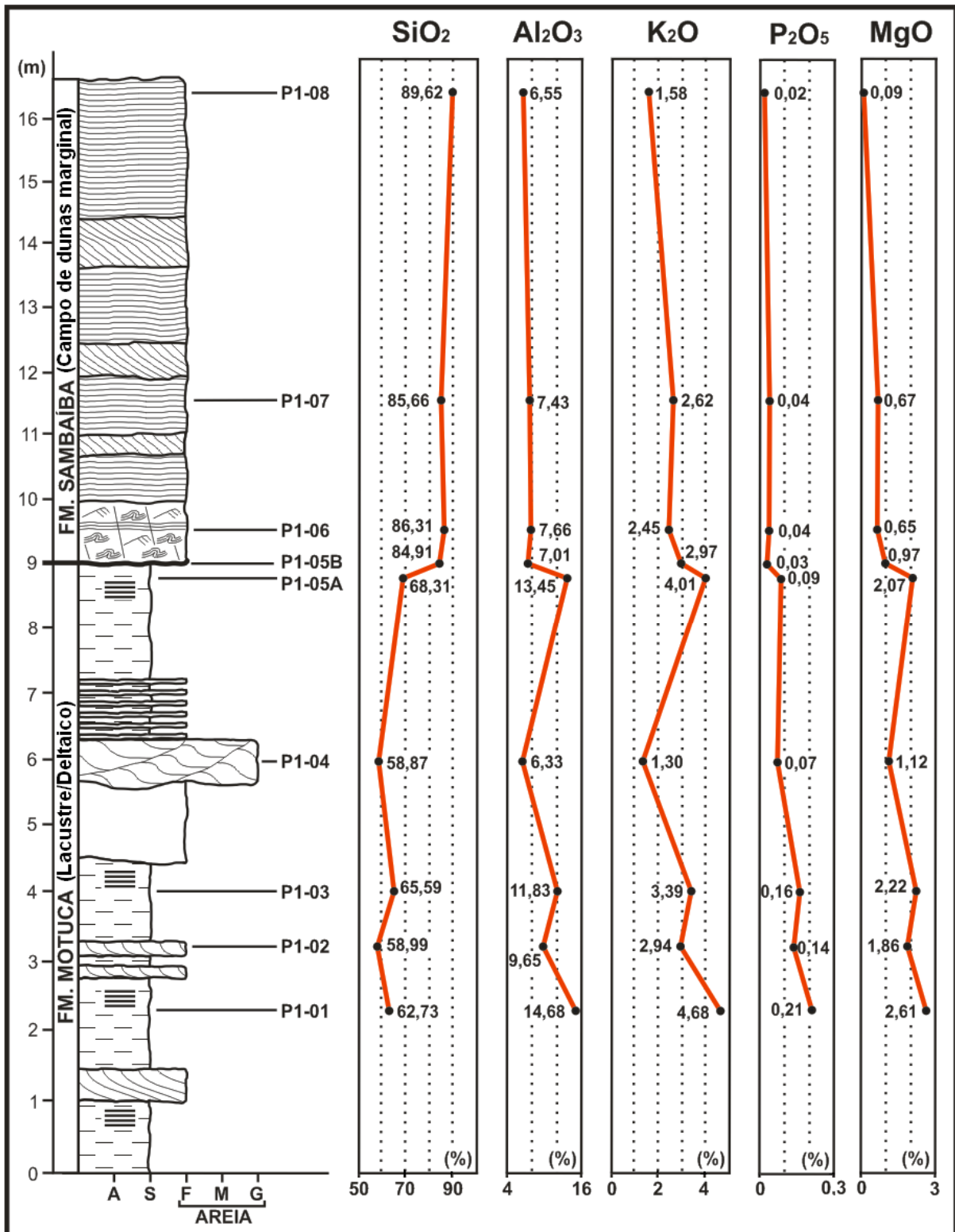


Figura 31 – Distribuição dos óxidos SiO₂, Al₂O₃, K₂O, P₂O₅ e MgO no Perfil P-Tr 01. Símbolos e convenções estão na Fig. 12.

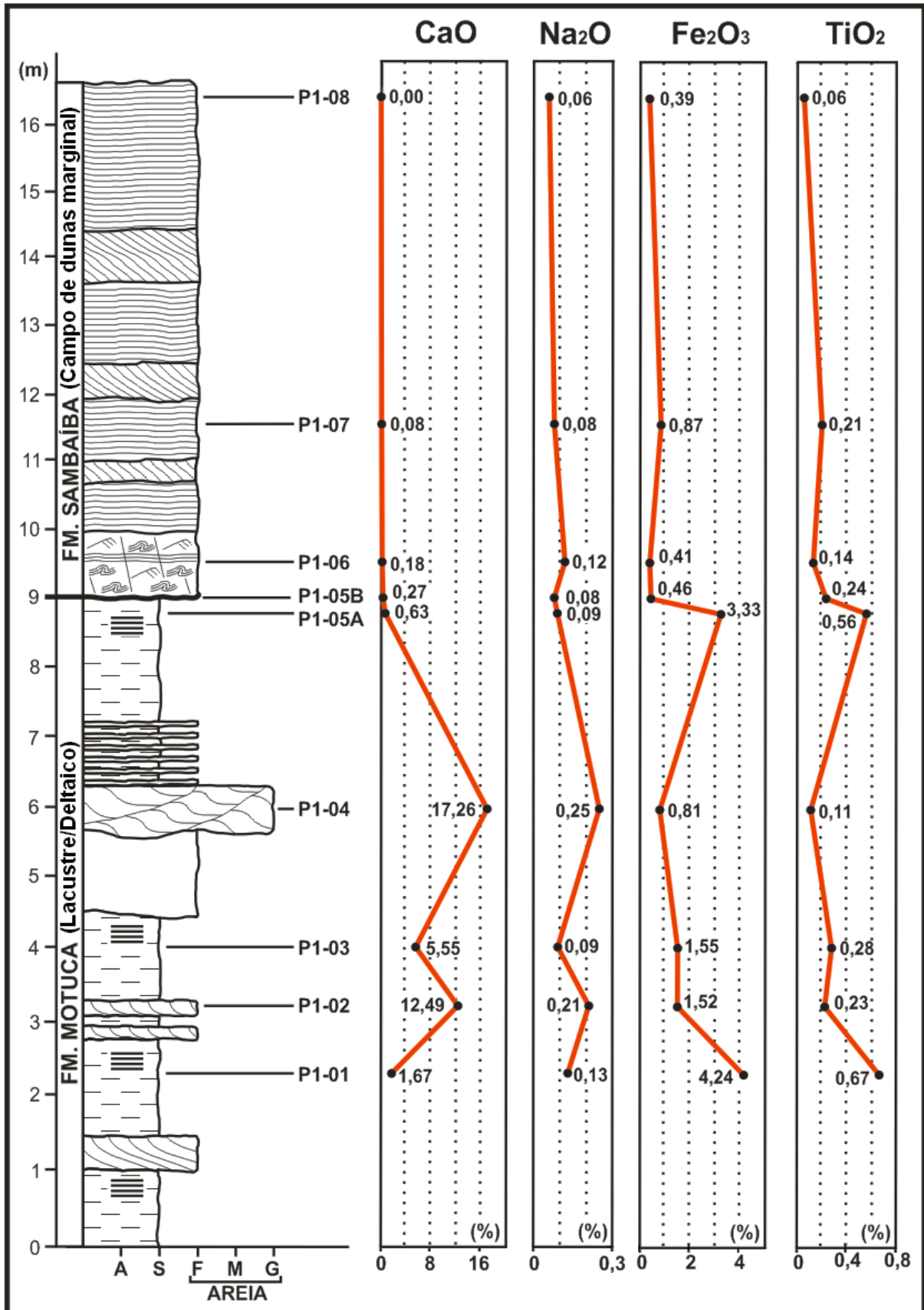


Figura 32 – Distribuição dos óxidos CaO, Na₂O, Fe₂O₃ e TiO₂ no Perfil P-Tr 01. Símbolos e convenções estão na Fig. 12.

7.2 ELEMENTOS TRAÇOS

Os elementos traços analisados foram: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb e Mn. A distribuição vertical desses elementos e a associação com o perfil litológico estão apresentadas nas figuras 33 e 34. O ponto mais marcante nessa distribuição é a presença de uma pronunciada anomalia de alguns elementos traços no contato entre as duas unidades principais, o que será descrito e discutido com maior detalhe ao final desse capítulo. Inicialmente é interessante avaliar as variações gerais no comportamento dos elementos traços no perfil como um todo.

De um modo geral (com exceção das amostras anômalas), os teores da maioria dos elementos traços estão abaixo da média crustal (Clarke de concentração) e próximo da média global de arenitos, como apresentado nas tabelas 03 e 04.

Os teores de Zr ao longo do perfil variam de 92 ppm a 334 ppm, com teor médio na formação Motuca de 108 ppm nos arenitos sigmoidais e de 245,5 ppm nos siltitos laminados. Na formação Sambaíba apresenta média de 233,3 ppm e no contato de 321,5 ppm. Estes valores estão relacionados a concentrações de zircão. Entretanto é curioso seus valores mais elevados estarem na litofácies Sl.

Os elementos Rb, Y, Ba e Pb não possuem variações significativas nas amostras analisadas. Os teores elevados de Mn no topo do perfil refletem concentrações de óxidos-hidróxidos de Mn em perfil de solo recente.

Os elementos de filiação máfica-ultramáfica, V, Cr, Co e Ni, apresentam comportamento semelhante, com valores mais elevados nos pelitos do que nos arenitos. Podemos citar como exemplo o Cr, que possui teor médio na formação Motuca de 31,5 ppm nos arenitos sigmoidais e de 78 ppm nos siltitos laminados. Na formação Sambaíba esses valores diminuem para uma média de aproximadamente 28 ppm. No contato entre as formações este valor atinge 722 ppm, superando consideravelmente a média crustal.

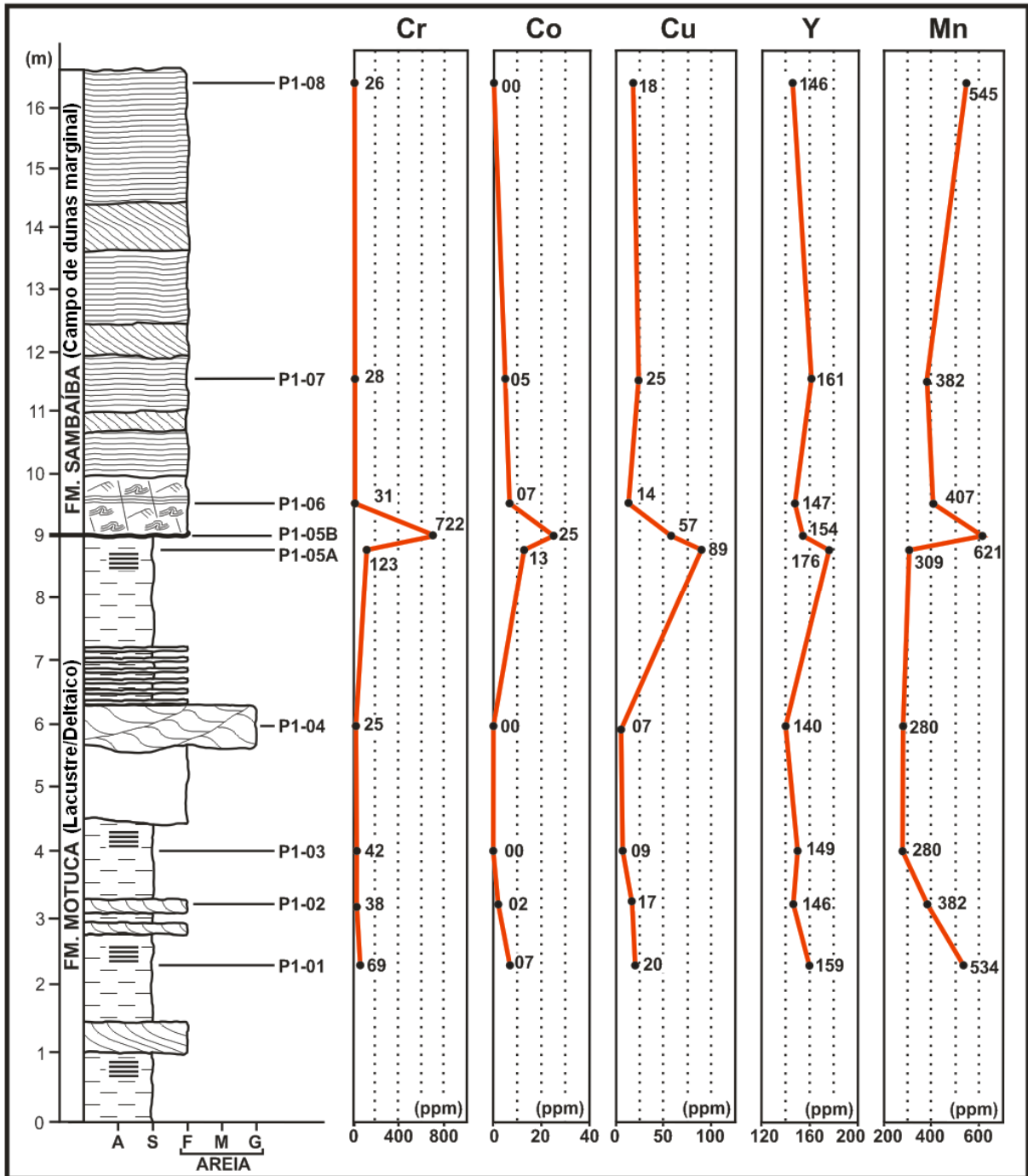


Figura 33 – Distribuição dos elementos Cr, Co, Cu, Y e Mn no Perfil P-Tr 01. Símbolos e convenções estão na Fig. 12.

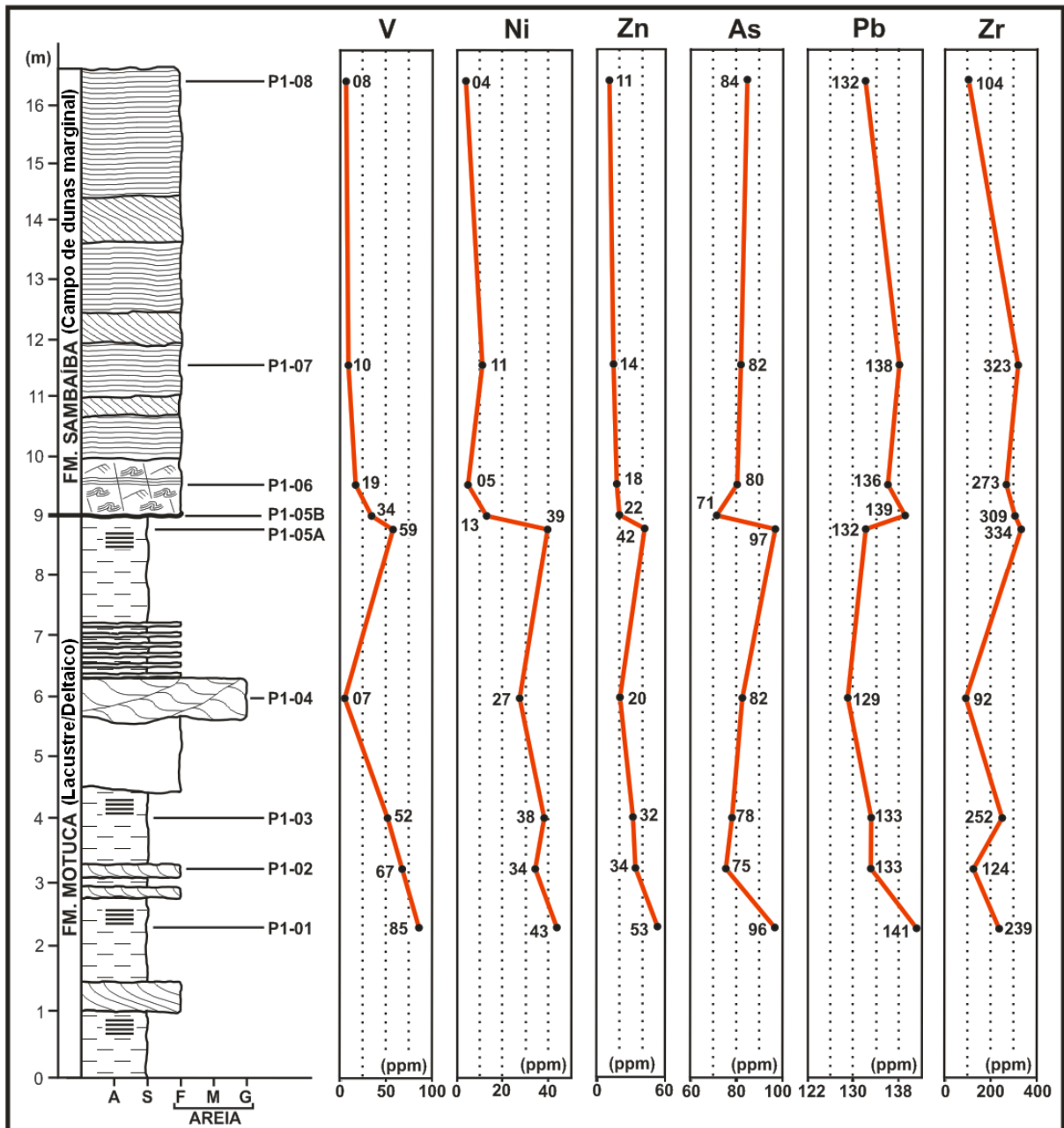


Figura 34 – Distribuição dos elementos V, Ni, Zn, As, Pb e Zr no Perfil P-Tr 01. Símbolos e convenções estão na Fig. 12.

7.3 INTERPRETAÇÕES

As análises por fluorescência de raios-x além de determinarem a composição química dos elementos maiores, menores e traços, podem assessorar na identificação da mineralogia principal e indicar processos geológicos.

A Formação Motuca é composta mineralogicamente por quartzo (SiO_2), K-feldspato (KAlSi_3O_8), muscovita [$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$], esmectita (Grupo de argilominerais hidratados contendo Si, O, Al, Mg, Na e Ca) e calcita (CaCO_3). Estes são distribuídos de maneira diferente nas litofácies Siltito laminado (Sl) e Arenito sigmoidal (As). A maior proporção de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e MgO no Sl reflete a concentração mais elevada de muscovita e esmectita. O CaO concentra-se principalmente nos arenitos, estando relacionada a presença de calcita.

A Formação Sambaíba não possui grande diversidade mineralógica, sendo composta basicamente por quartzo, e em menor proporção, K-feldspato e caulinita [$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$]. A quantidade de quartzo aumenta para o topo do perfil (depósitos de campo de dunas) e a de K-feldspato diminui, ocasionando assim, a elevação dos teores de SiO_2 e redução de alguns óxidos. Esta redução também é ocasionada pelo intemperismo do K-feldspato, gerando caulinita. A caulinita é produto comum da hidrólise, ocorrendo de maneira abundante onde a drenagem é livre. Esta reação química separa progressivamente a sílica em solução aquosa do alumínio, que permanece na fase sólida (WIDDOWSON, 2007).

Para explicar as anomalias observadas no contato, podemos citar três hipóteses: 1) Intemperismo; 2) Concentração diferencial de minerais pesados em lâmina d'água; 3) Lixiviação e 4) Impacto de meteorito.

A primeira hipótese explica a formação de paleossolo provocada pela exposição subaérea dos siltitos do topo da formação Motuca. Ocasionalmente a retenção de alguns elementos, tais como Zr, Ti, Cr e Cu, durante o intemperismo.

A segunda hipótese está relacionada à concentração diferencial de minerais pesados no topo da formação Motuca. Com a entrada constante de sedimentos enriquecidos em minerais pesados nos lagos, por diferenciação, originou-se uma superfície concentrada nos mesmos. Dentre estes poderiam estar presentes minerais opacos como ilmenita e cromita, que oxidaram e deram origem a algumas anomalias encontradas no contato. Zircão (ZrSiO_4) e rutilo (TiO_2) também estariam presentes em abundância, sendo caracterizados pelas distribuições de Zr e Ti no

perfil, devido estes elementos serem considerados imóveis durante o processo de intemperismo (BUTT; LINTERN; ANAND, 2000).

A terceira hipótese refere-se à lixiviação relacionada ao fluxo de água nos arenitos da formação Sambaíba. Estes apresentam grande porosidade e permeabilidade, o que favorece a percolação de água. O fluxo lateral contínuo de água em subsuperfície pode ter remobilizado alguns elementos para o limite entre as formações Motuca e Sambaíba.

A última hipótese relaciona-se ao provável impacto de meteorito durante o limite Permiano-Triássico (BASU et al. 2003; RETALLACK et. al., 1998; YANG; SHENG; YIN, 1995). As concentrações anômalas de elementos traços como Mn, Cr, Co, Cu e Ni, podem estar relacionadas a rochas máficas e ultramáficas, no caso, meteoritos. Porém as técnicas utilizadas não constataram outras feições características de impactos, como presença de Ir, grãos de quartzo de impacto (*Shocked quartz*), fragmentos de condritos e brechas intraformacionais com clastos de pelitos (*Claystones breccias*) produzidos pela erosão do solo formada pela extinção da vegetação após o impacto de meteorito.

O desenvolvimento de um paleossolo (hipótese 1) no topo da Formação Motuca é improvável em função dos depósitos estarem relacionados a um ambiente subaquoso sem evidência de exposição subaérea. Além disso, o registro de minerais instáveis na sucessão ultrapassa o limite estratigráfico entre as formações coadunando com a ausência de exposição subaérea. A segunda hipótese cogita a deposição de sedimentos com alta concentração de minerais pesados, o que é incompatível com a proporção encontrada na sucessão estudada (1-2%). A hipótese da lixiviação pode ser considerada, já que o próprio limite entre as unidades (pelito/arenito) representa uma barreira geoquímica onde os elementos poderiam se concentrar. Retallack et. al. (1998) demonstram esta hipótese para a anomalia de irídio observada abaixo do limite permo-triássico em seus perfis estudados. A última hipótese parece ser viável, entretanto ainda é necessário averiguar se estas anomalias geoquímicas ocorrem em outras localidades da Bacia do Parnaíba, para ter uma relação mais regional. Além disso, é necessário obter datações para confirmar o limite Permiano-Triássico e assim inferir interpretações mais globais, como a de impacto de meteoro.

8 CONCLUSÕES

O limite Permiano-Triássico é marcado pela crescente aridez do Pangea e extinção em massa da fauna e/ou flora marinha e terrestre. Na Bacia do Parnaíba esta passagem é representada pelos depósitos das formações Motuca e Sambaíba.

Os dados de campo mostraram que a Formação Motuca apresenta, pelo menos, quatro fácies sedimentares: Siltito/Arenito laminado (SAI), Arenito sigmoidal (As), Arenito maciço (Am) e Ritmito arenito/siltito (Ras). Enquanto que a Formação Sambaíba possui três fácies: Ac (Arenito com laminação convoluta e microfalhas), Acz (Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte) e Ap (Arenito com estratificação plano-paralela). Estas fácies foram agrupadas em duas associações faciológicas: entes: Lacustre/Deltaico (AF1) e Campo de dunas marginal (AF2).

O aumento de clásticos na fase final de deposição da Formação Motuca e início da deposição da Formação Sambaíba está registrado nos perfis estudados, sendo identificados dois momentos principais de sedimentação: O primeiro é caracterizado predominantemente pela deposição de material em suspensão contido nos lagos (Fácies SI), com contribuição de sedimentos trazidos, muito provavelmente, por rios efêmeros (Wadis); e o segundo é caracterizado pelo avanço das dunas que colapsaram em parte sobre os lagos Motuca. Com a progressiva desertificação foi implantado o amplo deserto Sambaíba.

Os minerais pesados metaestáveis como granada, apatita e cianita predominam nos depósitos lacustre-deltaicos, enquanto zircão, turmalina, rutilo, estaurolita são frequentes nos depósitos de campo de dunas. Os dados preliminares de proveniência sugerem retrabalhamento da própria bacia de deposição e fontes de rochas ígneas e metamórficas.

Anomalias geoquímicas de elementos traços como Mn, Cr, Co, Cu e Ni no limite estudado podem indicar concentração por lixiviação ou relacionado a evento catastrófico possivelmente ligado a impacto de meteorito.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1969, v. 2. p. 29 - 46.

ANANI, C. Y. Sandstone petrology and provenance of the Neoproterozoic Voltaian Group in the southeastern Voltaian Basin, Ghana. **Sedimentary Geology**, 128: 83 - 98. 1999.

BASU, A. R.; PETAEV, M. I.; POREDA, R. J.; JACOBSEN, S. B.; BECKER, L. Chondritic Meteorite Fragments Associated with the Permian- Triassic Boundary in Antarctica. **Science**, v. 302. p. 1388 - 1392. 2003.

BIESEKI, L.; ACORSI, M.; BERTELLA, F.; SCHERER, R. P.; PERGHER, S. B. C.; PENHA, F. G.; LENGLER, H. C. M. Caracterização de argilas esmectitas: estudo da temperatura desecagem. In: ENCONTRO DE QUÍMICA DA REGIÃO SUL., 16., 2008, Pelotas. FURB. 2008.

BIGARELLA, J. J. Eolian environments: their characteristics, recognition, and importance. In: RIGBY, J. K.; HANBLIN, W. K. (Eds.). **Recognition of Ancient Sedimentary Environments**. SEPM, Spec. Publ., 16. Tulsa, Ok., p. 12 - 62. 1972.

BOGGS, S. **Principles of sedimentology and stratigraphy**. Columbus: Merrill Publishing Co., 784 p. 1987.

BUTT, C. R. M.; LINTERN, M. J.; ANAND, R. R. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain – implications for geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, 16, p. 167 - 183. 2000.

CALDASSO, A. L. S. A sedimentação Mesozóica e seu relacionamento com a evolução geomorfológica na Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978., Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978, v. 2. p. 784 - 792.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara. 586 p. 1984.

CUNHA, F. M. B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. 1986.** Dissertação (Mestrado em geologia) - Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro.. 1986.

DINO, R.; ANTONIOLI, L.; BRAZ, S. M. N. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, São Leopoldo, n. 3, p. 24-35, jan./ jun. 2002.

FRYBERGER, S. G.; AHLBRANDT, T. S.; ANDREWS, S. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. **Jour. Sed. Pet.**, 49 (3): 440 - 460. 1979.

GLENNIE, K. W.; BULLER, A. T. The Permian Weisslied of N.W. Europe: the Partial Deformation of Aeolian Dune Sand caused by the Zechstein Transgression. **Sediment. Geol.**, vol. 35, p. 43 - 81. 1983.

GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba.** Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo - São Paulo. 171 p. 1995.

GÓES, A. M.; TRAVASSOS, W. A.; NUNES, K. C. **Projeto Parnaíba: Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias.** PETROBRÁS (relatório interno), Belém. 1992.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. **Bacia do Parnaíba.** Rio de Janeiro, Bol. Geoc. PETROBRÁS. Rel. interno. v. 8, n. 1. 1994.

GRESSLY, A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois: Neue Denksch. allg. schweiz., **Ges. ges. Naturw.**, v. 2, p. 1 - 112. 1838.

HENRY, D. J.; GUIDOTTI, C. V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. **American Mineralogist**, 70: 1 - 15. 1985.

HSÜ, K. J. **Physical principles of sedimentology.** A readable textbook for beginners and experts. Springer-Verlag, 233 p. 1989.

HUNTER, R. E. Basic types of stratification in small eolian dunes. **Sedimentology**, v. 24, n. 3, p. 361 – 387, 1977.

KOEBERL, C.; FARLEY, K. A.; PEUCKER-EHRENBRINK, B.; SEPHTON, M. A. Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: No evidence for an extraterrestrial component. **Geology**. v. 32. n. 12. p. 1053-1056. 2004.

KOCUREK, G.; DOTT JR., R. H. Distinctions and Uses of Stratification Types In the Interpretation of Eolian Sand. **J. Sed. Petr.** 51(2), 579-595. 1981.

LANCASTER, N. **Geomorphology of Desert Dunes**. New York, Routledge. 1995. 290 p.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética - Relatório final da etapa III**. Recife - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 212 p. 1978.

LINDHOLM, R. C. A practical approach to sedimentology. London, **Allen & Unwin**, 276 p. 1987.

MANGE, M. A.; MAURER, H. F. W. **Heavy mineral in colour**. Chapman & Hall., 147 p. 1992.

MESNER, J. G.; WOOLDRIDGE, L. C. **Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão**. Bol. Téc. PETROBRÁS. 7 (2): 137 - 164. 1964.

MIALL, A. D. A review of the braided river depositional environment. **Earth Science Reviews**, 13:1-62. 1977.

_____. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. eds. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. **Society for Sedimentary Geology/SEPM**, p. 6 - 12 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3). 1991.

_____. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. **Journal of Sedimentary Research**, B64:146 - 158. 1994.

MORAES, M. A. S.; GABAGLIA, G. P. R. Arenitos eólicos intercalados em sequências fluviais: Critérios para o reconhecimento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986, v.1. p. 256 - 261.

MORTON, A. C. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea Basin. **Clay Minerals**, 19: 287 - 308. 1984.

_____. Heavy minerals in provenance studies. In: ZUFFA, G. G. (ed.). **Provenance of Arenites**. Dordrecht, Reidel Publishing Company, 1985. p. 249 - 277.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sed. Geology**, 124:3 - 29.1999.

MOUNTNEY, N. P. Eolian facies models. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Facies models revisited. Tulsa, Oklahoma, U.S.A: **SEPM**. p. 19 - 83. 2006.

NASCIMENTO, M. S.; GÓES, A. M. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís Luís-Grajaú, norte do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. 37(1): 50 - 63. 2007.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil**. 1ª edição, 472 p. XXXVI Estampas. 1940.

PARRISH, J. M.; PARRISH, J.T.; ZIEGLER, A. M. **Permian-Triassic Paleogeography and Paleoclimatology and Implications for the Rapsid Distributions**. Eds., Washington: Smithsonian Press, p. 109 - 132. 1986.

PLUMMER, F. B.; PRINCE, L. I.; GOMES, F. A. **Estados do Maranhão e Piauí**. In: Relatório do Conselho Nacional do Petróleo. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo. p. 87 - 134. 1948.

POSTMA, G. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella A. & Prior D.B. (eds.) *Coarser-grained deltas*. Special Publication n° 10 of **International Association of Sedimentologists**, Blackwell Scientific Publication, p. 29-74. 1990.

REIMANN, C.; CARITAT, R. **Chemical Elements in the Environment: Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist**. Germany. Springer. 398 p. 1998.

RETALLACK, G. J.; SEYEDOLALI, A.; KRULL, E. S.; HOLSER, W. T.; AMBERS, C. P.; KYTE, F. T. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia. **Geology**, v. 26: n. 11: p. 979 - 982. 1998.

ROBINSON, P. L. **Paleoclimatology and Continental Drift**: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Tarling, D. H. and Runcorn, S. K. Eds. New York: Academic, v. 1, p. 449 - 476. 1973.

SHEPARD, F. P.; YOUNG, R. Distinguishing between beach and dune sands. **Journal of Sedimentary Petrology**, 31: 196-214. 1961.

SMALL, H. L. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará**. Rio de Janeiro. 146p. (Brasil, insp. obr. Contra-secas, 1.D. publ. 32). 1914.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLVARO, V. J. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, Porto Alegre, 1974, v. 4. p. 61-83.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. 400 p. Ed. Blücher, São Paulo. 2003.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; FILHO, J. R. W.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. B. Geoci. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 253-263. 2007.

WALKER, R.G. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. **Journal of Sedimentary Petrology**, 60:777 - 786. 1990.

_____. **Facies, facies models and modern stratigraphic concepts**. In: R.G. Walker, e N.P. James. Eds. Facies Models - Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, 1 - 14 p. 1992.

_____. **Facies models revisited**. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Facies models revisited. Tulsa, Oklahoma, U.S.A: SEPM. p. 1 - 17. 2006.

WIDDOWSON, M. **Laterite and ferricrete**. In: NASH, D. J.; MCLAREN, S. J. Geochemical sediments and landscapes. Australia. Blackwell. p. 70 - 118. 2007

WIZEVIC, M.C. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. eds. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Tulsa, **Society for Sedimentary Geology/SEPM**. p.22 - 24 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3). 1991.

YANG, Z. Y.; SHENG, J. Z.; YIN, H. F. The Permian-Triassic boundary: The global stratotype section and point. **GSSP: Episodes**, v. 18. p. 49 - 53. 1995.

ZHARKOV, M. A.; CHUMAKOV, N. M. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 9, n. 4, 2001, p. 340 - 363. 2001.