

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DANIELLE CRISTINE BUZATTO SCHEMIKO

**A SEDIMENTAÇÃO DO MEMBRO MORRO PELADO, PERMIANO SUPERIOR DA
BACIA DO PARANÁ: PREENCHIMENTO DE BACIA INTERIOR POR SISTEMAS
FLUVIAIS DISTRIBUTÁRIOS**

CURITIBA

2013

DANIELLE CRISTINE BUZATTO SCHEMIKO

A SEDIMENTAÇÃO DO MEMBRO MORRO PELADO, PERMIANO SUPERIOR DA
BACIA DO PARANÁ: PREENCHIMENTO DE BACIA INTERIOR POR SISTEMAS
FLUVIAIS DISTRIBUTÁRIOS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra,
Universidade Federal do Paraná, como documento
para a obtenção do título de Mestre em Geologia
Exploratória

Orientador: Luiz Alberto Fernandes

Co-orientador: Fernando Farias Vesely

CURITIBA

2013

S323s

Schemiko, Danielle Cristine Buzatto

A sedimentação do membro Morro Pelado, permiano superior da Bacia do Paraná : preenchimento de bacia interior por sistemas fluviais distributários. / Danielle Cristine Buzatto Schemiko. – Curitiba, 2013.

184f. : il.; 30 cm.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2013.

Orientador: Luiz Alberto Fernandes. -- Coorientador: Fernando Farias Vesely

Bibliografia: p. 156-170.

1. Bacias hidrográficas. 2. Geomorfologia - Paraná - Rio do Rasto. 3. Sedimentação e depósitos. I. Universidade Federal do Paraná. II. Fernandes, Luiz Alberto. III. Vesely, Fernando Farias. IV. Título.

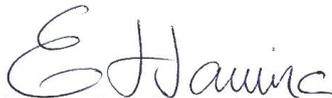
CDD: 551.756098162

TERMO DE APROVAÇÃO

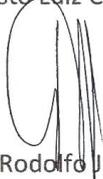
Danielle Cristine Buzatto Schemiko

“A sedimentação do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná: Preenchimento de bacia interior por sistemas fluviais distributários”

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



Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina - Unisinos



Prof. Dr. Rodolfo José Angulo - UFPR



Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR
Presidente

Curitiba, 26 de abril de 2013

A Deus.

Ao meu amado esposo Ismael.

Aos meus queridos pais Marcos e Odete.

Aos meus irmãos Luíza, Matheus e Gustavo.

Aos meus avós Maria, Leide (*in memoriam*), Gilberto (*in memoriam*) e Pedro.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à Universidade Federal do Paraná, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia pela oportunidade e infraestrutura. Ao REUNI e Capes pela bolsa. Agradeço ao Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica do Departamento de Geologia UFPR e ao projeto “Estratigrafia e Paleogeografia da Sequência Permocarbonífera da Bacia do Paraná”, da Universidade Federal do Paraná, pelo financiamento da pesquisa. Da mesma forma, ao projeto “Vertebrado e Plantas Permo-Triássicos da Porção Sul da Bacia do Paraná – Prospecção, Coleta, Preparação e Estudo”, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, financiado pelo CNPq, pela infraestrutura em uma das etapas de campo.

Agradeço também aos laboratórios LabESed (Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar - UFPR), Lamir (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas -UFPR), Lamin (Laboratório e Laminação Petrográfica - UFPR) e ao Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR, pela infraestrutura para a análises petrológicas.

Agradeço aos colegas de pós-graduação pela companhia e apoio em todas as fases deste trabalho: Bárbara Dressel, Guilherme Soweck, Christiano Ng, Macell Besser, Fábio Lima, Alessandra Faresin, Ariadne Borgo, Fernanda Gonçalves, Juliana Costa, José Becker, Márgia Carvalho, Mérolyn Rodrigues e Suzane Beraldin.

Expresso carinho e agradecimento aos diversos colegas geólogos pelo apoio e amizade: Renata Veras, Luiz Saturnino, Julia Malta, Newton Cortez, Andrea Souza, Ketlen Viana, Felipe Amaral, José Bazille e Amanda Vieira.

Gostaria de agradecer aos meus amigos e irmãos da fé, fundamentais, pelo convívio, apoio e orações: Aline Matiuci, Débora Matiuci, Oscar Matiuci, José Carlos Almeida, Sheila Almeida, Gabriela Almeida, Daniela Rodrigues, Eduardo Santos, Verônica Coutinho, Marco Coutinho, Gabriel de Brito, Amanda Azevedo, Gisele Pacheco, Sônia Faria (*in memoriam*), Heloísa Zancopé, Fabiano Pereira e Alessandra Pereira.

Agradeço a Deus, à força maior que me conduz em tudo que faço. Obrigada por Sua presença, pelos momentos difíceis que contribuem para meu crescimento, pelas pessoas ao meu redor.

Agradeço ao meu amado esposo Ismael por tudo que vivemos, pelo futuro abençoado que nos espera.

Agradeço profundamente aos meus familiares pelo apoio constante, incentivo, orações e convívio: Marcos, Odete, Luíza, Matheus, Gustavo, Maria e também, Pedro, Tônico, Inês, Gerson, Roseliane, Vanessa, Luciano, Gisnei, Francisca, Quéren e Quezia. Agradeço especialmente aos meus amados Leide, Gilberto, Cristina, Olivina e Ângela (*in memoriam*) pelo carinho e convívio durante suas vidas.

Agradeço especialmente ao Prof. Luiz Fernandes pela orientação e ao Prof. Fernando Vesely pela co-orientação em todas as etapas deste trabalho.

Não sejas sábio a teus próprios olhos...
Provérbios 3: 7.

RESUMO

A Formação Rio do Rasto registra o estágio final da continentalização da Bacia do Paraná durante o Permiano Superior, quando a subsidência da bacia esteve relacionada à colagem do terreno Patagônico com a borda do paleocontinente Gondwana, em resposta à Orogenia Sanrafaélica. O topo da Formação Rio do Rasto corresponde ao Membro Morro Pelado composto pelo empilhamento de depósitos de sistema fluvial distributário e deltaico em constante interação com acumulações eólicas. A fim de retratar os elementos deposicionais fluviais, deltaicos e eólicos presentes no Morro Pelado Membro, bem como para caracterizar o estilo de sedimentação fluvial, uma análise de fácies foi realizada no cinturão de afloramentos do leste do estado de Santa Catarina e em alguns locais do estado do Paraná. O Membro Morro Pelado é formado quatro associações litofaciológicas: A, B, C e D. A associação litofaciológica A corresponde a depósitos de canais meandantes, presente na zona intermediária de um sistema fluvial distributário (SFD) do tipo *single-thread sinuous (meandering) anabranching*. A associação litofaciológica B pertence à zona distal deste SFD, onde predominam depósitos de fluxo em lençol e canais retilíneos rasos, que em conjunto são denominados de espraiaamentos terminais fluviais. Os canais meandantes e espraiaamentos terminais fluviais são intercalados a depósitos de planície de inundação, a qual possui maiores dimensões na zona distal. A associação litofaciológica C é definida um sistema deltaico dominado por rios desenvolvido em momentos de subida do nível de base. Por fim, a associação litofaciológica D caracteriza-se por depósitos de dunas e interdunas recorrentes adjacentes a todas as porções do SFD. Os estratos desta associação tornam-se mais espessos e frequentes para o topo da unidade onde configuram *draa* de um sistema eólico úmido em direção à bacia receptora. O clima semiárido vigente durante a deposição do sistema fluvial distributário do Membro Morro Pelado é confirmado pela presença de cimentos carbonáticos e revestimentos (*cutan*) illita/illita-esmectita, esmetita, clorita e, possivelmente, esmectita ferrosa (nontronita) ao redor dos grãos no arcabouço dos arenitos da unidade, bem como pela presença de gretas de contração em depósitos da planície de inundação e calcretes em diversos intervalos relacionados aos espraiaamentos terminais fluviais. No leste de Santa Catarina, a paleodrenagem possui rumo preferencial leste com divergência para nordeste e sudeste, que corroboram o padrão distributivo do sistema fluvial, enquanto os paleoventos mostram padrão dominante para SE, com divergências para NE e SW. O azimute leste equivaleria ao mergulho do paleogradiente e o depocentro estaria mais a leste numa área já erodida. A porção proximal ou o ápice do sistema fluvial distributário ocorre a oeste em subsuperfície. No estado do Paraná, as paleocorrentes fluviais apresentam rumo preferencial sudeste, desse maneira não deve equivaler ao mesmo sistema fluvial distributário da porção sul da área estudada. Portanto, com base nos dados de paleocorrentes dessas duas regiões, pode-se afirmar que a Bacia do Paraná durante a época do desenvolvimento do Membro Morro Pelado deveria ser preenchida por diversos sistemas fluviais distributários, ou leques fluviais.

Palavras-chave: Permiano Superior. Clima semiárido. Análise faciológica.

ABSTRACT

The Rio do Rasto Formation records the final stages of continentalization process that took place in the Paraná Basin during the Late Permian. At this time, the subsidence of the basin was related to collage of Patagonian land with Gondwana paleocontinent, in response to late stage of the Sanrafaelica Orogeny. The upper part of the Rio do Rasto Formation (Morro Pelado Member) consists of a complex interaction of fluvial and deltaic deposits in constant interaction with aeolian accumulations, with an increasing aridization vertical trend. A facies analysis approach was applied in the outcrop belt of eastern Santa Catarina state and some places of Paraná state in order to describe fluvial, deltaic and aeolian depositional elements present in the Morro Pelado Member, as well as to characterize the style of fluvial sedimentation. The Morro Pelado Member is composed of four associations of facies: *A*, *B*, *C* and *D*. The association *A* corresponds to meandering channel deposits, present at the medial zone of a fluvial distributary system (FDS), type single-thread sinuous (meandering) anabranching. The association *B* belongs to distal zone of FDS, which predominate sheet flood and shallow channels deposits, which together are called terminal splays. The association *C* is defined as river-dominated deltas, developed during the rising base level. Finally, the association *D* is characterized by sand dunes and interdunes deposits ascribed to all portions of the FDS, that become thicker and more frequent to the top of the unit where eolian dunes configures a draa of a wet aeolian system toward the receiving basin. The semi-arid climate prevailing during the deposition of fluvial distributary system of the Member Morro Pelado is confirmed by the presence of carbonate cements and coatings of illite-esmectita, smectite, chlorite and possibly ferrous smectite around the sandstones grains, as well as the presence of mud cracks in floodplain deposits and calcretes at various intervals related to terminal splays. Paleocorrente data taken from fining upward lateral accretion, deltaic channel-mouth bars and terminal splays observed on different outcrops of Santa Catarina reveal fluvial paleodrainage towards east, with divergence to northeast and southeast, which supports the distributive character of the fluvial system.

Key-words: Late Permian. Semi-arid Climate. Facies Analysis.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani <i>et al.</i> (2007), com destaque em vermelho para o intervalo da Supersequência Gondwana I.	16
FIGURA 1.2 - Geologia da área estudada e vias de acesso. As áreas I, II e III correspondem aos quadrantes visitados.	18
FIGURA 1.3 - Geologia e vias de acesso da área I correspondente à região Lages (SC).	19
FIGURA 1.4 - Geologia e vias de acesso da área II, que abrange os afloramentos da BR-116 (Serra do Espigão - SC) até o município de Inácio Martins (PR).	20
FIGURA 1.5 - Geologia e vias de acesso da área III correspondente aos três principais afloramentos descritos no estado do Paraná, próximos às cidades de Mauá da Serra e São Jerônimo da Serra.	21
FIGURA 2.1 - Hierarquia de superfícies de truncamento em depósitos eólicos baseado em Kucurek (1981, 1988).	28
FIGURA 2.2 - Elementos arquitetônicos dos depósitos fluviais. Unidades deposicionais caracterizadas por associações específicas de litofácies, forma externa e geometria (MIALL, 1996).	32
FIGURA 2.3 - Diagrama de rosetas dos depósitos subaquosos do Membro Morro Pelado.	34
FIGURA 2.4 - Quatro tipos de padrões de paleocorrentes, apresentados em diagrama de rosáceas.	34
FIGURA 2.5 - Padrões gráficos de Pettijohn <i>et al.</i> (1972) utilizados na estimativa visual de seleção das rochas.	36
FIGURA 2.6 - Fluxograma de Nichols (2009) para determinação da maturidade textural de rochas sedimentares.	36
FIGURA 2.7 - Classificação de Pettijohn (1975) para arenitos.	37
FIGURA 3.1 - Fatores de controle da sedimentação dos estratos continentais.	39
FIGURA 3.2 - Sistema fluvial idealizado por Schumm (1977).	41
FIGURA 3.3 - A) Processos de formação de canais e depósitos de transbordamentos da zona proximal à distal do sistema fluvial distributário; B)	

Características arquitetônicas das zonas proximal, média e distal do sistema fluvial distributário.....	43
FIGURA 3.4 - Tipos de estruturas geradas por ondulações eólicas cavalgantes, em função de diferentes ângulos de <i>climbing</i> , baseado em Hunter (1977a).....	51
FIGURA 4.1 - Principais classificações litoestratigráficas disponíveis para rochas permo-triássicas da Bacia do Paraná, referentes a região de Santa Catarina e Paraná.....	61
FIGURA 5.1 - Descrição sucinta das litofácies individualizadas e símbolos usados nos perfis verticais.....	67
FIGURA 5.2 - Conglomerados oligomíticos intraclásticos estratificados.....	72
FIGURA 5.3 - Arenitos estratificados..	76
FIGURA 5.4 - Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo.....	78
FIGURA 5.5 - Arenitos com laminações onduladas assimétricas..	83
FIGURA 5.6 - Rochas pelíticas do Membro Morro Pelado.....	86
FIGURA 5.7 - Litofácies fossilíferas e eodiagenéticas..	90
FIGURA 5.8 - Gretas de contração em pelitos.....	91
FIGURA 6.1 - Convenções utilizadas para os esquemas das associações litofaciológicas.....	92
FIGURA 6.2 - Barras de acreção lateral (LA) que preenchem canais escavados em planícies de inundação (FF).....	96
FIGURA 6.3 - Barras de acreção lateral (LA) em contato erosivo sobre depósitos de <i>planície de inundação</i>	97
FIGURA 6.4 - Barras de acreção lateral (LA) que preenche canal em contato definido por superfície de 5ª ordem.....	98
FIGURA 6.5 - Elemento arquitetônico LV (dique marginal).....	99
FIGURA 6.6 - Empilhamento composto da associação litofaciológica <i>B</i> : intercalação dos elementos arquitetônicos SF, FF/CS e SC.....	103
FIGURA 6.7 - Associação litofaciológica <i>B</i> com sucessões de SF intercalados a FF.....	104
FIGURA 6.8 - Associação litofaciológica <i>B</i> : intercalações entre os elementos arquitetônicos SF e FF, assim como SF e DU.....	105

FIGURA 6.9 - Elemento arquitetônico SF intercalado a FF da associação litofaciológica <i>B</i> .	106
FIGURA 6.10 - Elementos arquitetônicos FF e CS sotopostos por SF, seguido de canal tipo “ <i>ribbon</i> ”.	107
FIGURA 6.11 - Associação litofaciológica <i>C</i> : litossomas lenticulares e acunhados denominados barras de desembocaduras (MB).	110
FIGURA 6.12 - Associação litofaciológica <i>D</i> .	115
FIGURA 6.13 - Destaque para depósitos interdunas com arenitos maciços e inversamente gradados intercalados a camadas pelíticas laminadas.	116
FIGURA 6.14 - Associação <i>D</i> no topo (A) e base (B) de um conjunto de barras de acreção lateral (LA) da associação <i>A</i> .	117
FIGURA 6.15 - Elementos deposicionais DU e SS intercamadados com depósitos interdunas (<i>A</i> e <i>B</i>) comparados com sistema eólico úmido segundo Kocurek & Havholm (1993) (<i>C</i>).	118
FIGURA 7.1 - Fotomicrografias dos arenitos da associação litofaciológica <i>A</i> .	122
FIGURA 7.2 - Fotomicrografias dos arenitos da associação litofaciológica <i>A</i> .	123
FIGURA 7.3 - Fotomicrografias do arenito da associação litofaciológica <i>B</i> .	125
FIGURA 7.4 - Fotomicrografias do arenito da associação litofaciológica <i>C</i> .	128
FIGURA 7.5 - Fotomicrografias dos arenitos das litofácies <i>St</i> ₂ (<i>B</i> , <i>C</i> e <i>F</i>) e <i>Sl</i> ₂ (<i>A</i> , <i>D</i> e <i>E</i>).	132
FIGURA 7.6 - Fotomicrografias dos arenitos da litofácies <i>Sl</i> ₂ da associação litofaciológica <i>D</i> .	133
FIGURA 7.7 - Fotomicrografias dos arenitos <i>Sm</i> e <i>Si</i> da associação litofaciológica <i>D</i> .	135
FIGURA 8.1 - Paleocorrentes fluviais do Membro Morro Pelado obtidas a partir dos elementos arquitetônicos LA, SF, SC e MB.	144
FIGURA 8.2 - Dados de paleocorrentes fluviais do Membro Morro Pelado obtidos a partir das estratificações cruzadas das litofácies <i>St</i> ₂ , <i>Sl</i> ₂ e <i>Sp</i> (DU).	145
FIGURA 8.3 - Esquema de representação elementos geomórficos para um sistema fluvial distributário do tipo <i>single-thread sinuous (meandering) anabranching</i> .	149
FIGURA 8.4 - Modelo deposicional do Membro Morro Pelado.	153

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1.1 - Locais descritos: localização e posicionamento estratigráfico.	17
QUADRO 2.1 - Classificação de litofácies baseada em Miall (1978, 1996).	24
QUADRO 2.2 - Hierarquia das superfícies para depósitos fluviais/aluviais (baseado em MIALL 1978, 1996; DECELLES <i>et al.</i> , 1991).....	27
QUADRO 2.3 - Elementos arquitetônicos fluviais (baseado em MIALL 1985, 2006)	31
QUADRO 2.4 - Elemento arquitetônico eólicos (traduzido de Chrintz e Clemmensen 1993)	32
QUADRO 2.5 - Classificação utilizada nas descrições de estratificações cruzadas (Fernandes, 1992, baseado em McKee e Weir, 1953).....	37
QUADRO 5.1 - Litofácies sedimentares identificadas no Membro Morro Pelado.....	68
QUADRO 6.1 - Associação litofácies sedimentares identificadas no Membro Morro Pelado	93
QUADRO 7.1 - Eventos diagenéticos dos arenitos do Membro Morro Pelado	136

SUMÁRIO

1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS	12
1.1	INTRODUÇÃO	12
1.2	OBJETIVOS	13
1.3	ÁREA DE ESTUDADA: CONTEXTUALIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA, LOCALIZAÇÃO E ACESSO	13
2	MATERIAIS E MÉTODOS	22
2.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO E MATERIAIS	22
2.2	ANÁLISE FACIOLÓGICA	23
2.2.1	Associação de litofácies e sucessões faciológicas	26
2.2.2	Análise de Paleocorrentes	33
2.3	PETROLOGIA	35
2.4	CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DE ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS	37
3	REVISÃO CONCEITUAL DOS MODELOS DEPOSICIONAIS	38
3.1	SISTEMAS FLUVIAIS E FLÚVIO-DELTAICOS	39
3.2	DEPÓSITOS EÓLICOS	47
4	SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FORMAÇÃO RIO DO RASTO NA BACIA DO PARANÁ	52
4.1	A FORMAÇÃO RIO DO RASTO	52
4.2	O GRUPO PASSA DOIS E A FORMAÇÃO RIO DO RASTO: EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS ESTRATIGRÁFICOS	53
4.3	CONTEÚDO FOSSILÍFERO DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO	62
4.4	AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS	63
5	LITOFÁCIES DO MEMBRO MORRO PELADO	67
5.1	CONGLOMERADOS	71
5.1.1	Conglomerados intraclásticos com estratificação plano-paralela (Gh-i)	71

5.1.2	Conglomerados intraclásticos com estratificação cruzada (Gt-i)	71
5.2	ARENITOS.....	73
5.2.1	Arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (St ₁ e St ₂).....	73
5.2.2	Arenitos com estratificação cruzada tabular (Sp)	74
5.2.3	Arenitos com estratificação plano-paralela (Sh ₁ e Sh ₂)	74
5.2.4	Arenitos estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl ₁ e Sl ₂).....	77
5.2.5	Arenito com laminações onduladas de corrente e <i>megaripples</i> (Sr ₁ , Sr ₂ e Sr ₃).....	79
5.2.6	Arenito maciço (Sm)	81
5.2.7	Arenitos com gradação inversa (Si).....	82
5.2.8	Arenitos com laminação plano- paralela (Shl)	82
5.3	ROCHAS PELÍTICAS	84
5.3.1	Pelitos laminados e maciços (Fl e Fm)	84
5.3.2	Pelitos com laminações heterolíticas (Fhr)	84
5.4	ROCHAS PELÍTICAS FOSSILÍFERAS.....	87
5.4.1	Camadas de restos de peixes, bivalves e tetrápodes (Fb)	87
5.4.2	Pelitos fossilíferos (Ff)	87
5.5	LITOFÁCIES EODIAGENÉTICAS	88
5.5.1	Intervalos com manchas e nódulos carbonáticos (P)	88
5.5.2	Pelitos com gretas de contração (Fr).....	89
6	ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS	92
6.1	ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA A – SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE	93
6.2	ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA B – SISTEMA FLUVIAL DISTAL.....	99
6.3	ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA C – SISTEMA DELTAICO DOMINADO POR RIOS.....	108
6.4	ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA D – SISTEMA EÓLICO ÚMIDO	111
7	PETROLOGIA	119
7.1	ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA A	119

7.2	ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA B.....	124
7.3	ARENITOS E SILTITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA C.....	126
7.4	ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA D.....	129
7.4.1	Arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo e acanaladas tipo 2 (St ₂ e Sl ₂).....	129
7.4.2	Arenitos maciços e inversamente gradado (Sm e Si).....	133
7.5	ASPECTOS DIAGENÉTICOS	136
8	PALEOCORRENTES E PALEOGEOGRAFIA.....	141
8.1	PALEOCORRENTES	141
8.1.1	Paleocorrentes fluviais e flúvio-deltaicas	141
8.1.2	Paleocorrentes eólicas.....	142
8.2	MODELO DEPOSICIONAL E PALEOGEOGRÁFICO	146
9	CONSIDERAÇÕES FINAIS	154
	REFERÊNCIAS.....	156
	ANEXO I - ANÁLISE MODAL DOS ARENITOS DO MEMBRO MORRO PELADO.....	171
	ANEXO II - ILLITA EM ARENITO FLUVIAL VERIFICADA POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA.....	172
	ANEXO III - ARGILAS ESMECTÍICAS EM ARENITO FLUVIAL VERIFICADAS POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA	175
	ANEXO IV - ESMECTITA FERROSA EM ARENITO DELTAICO VERIFICADA POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA.....	178
	ANEXO V - ESMECTITA EM ARENITO EÓLICO VERIFICADA POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA.....	181
	ANEXO VI - POSSÍVEL Palygorskita em arenito eólico verificada por meio de análise por microscopia eletrônica.....	183

1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 INTRODUÇÃO

O Membro Morro Pelado pertence à Formação Rio do Rasto, unidade essencialmente siliciclástica, acumulada no período Eopermiano na Bacia do Paraná. Corresponde à fase final de continentalização da bacia, resultante do progressivo fechamento do mar epicontinental associado à colagem do terreno Patagônico ao paleocontinente Gondwana, durante os estágios tardios da Orogenia Sanrafaélica (LAVINA, 1991).

Em resposta aos processos orogênicos vigentes durante sua deposição, a porção superior da Formação Rio do Rasto, o Membro Morro Pelado, apresenta tendência vertical de crescente aridização, demonstrada por complexa interação de depósitos lacustres, fluviais e eólicos, os quais se espessam para o topo. A partir da interação destes diferentes depósitos resultaram diversas interpretações paleoambientais: ambiente de planície de inundações e canais (GORDON Jr, 1947; NORTHFLEET *et al.*, 1969); lagoas isoladas e temporárias (BEURLEN, 1955); ambiente de planície de inundações, canais e lagos (MENDES, 1967); fluvial meandrante em planície deltaica e dunas eólicas (SCHNEIDER *et al.* 1974; GAMA Jr, 1979); pequenos corpos d'água contornados por áreas emersas com rios efêmeros e predominância de dunas eólicas (LAVINA, 1991; ROHN, 1994); lago raso (preenchido por barras de desembocaduras) e sistema eólico, com rios efêmeros e interdunas (ROHN; RÖSLER, 2000); sistema deltaico dominado por rios em interação com dunas eólicas (WARREN *et al.*, 2008).

A variedade de interpretações paleoambientais para o Membro Morro Pelado deve-se a certa homogeneidade dos estratos areníticos avermelhados, tabulares, acunhados e lenticulares, que se intercalam a pelitos avermelhados, que podem corresponder a diferentes elementos deposicionais. Dessa maneira, o estudo proposto consiste da análise faciológica de detalhe que visa contribuir para o avanço no entendimento do contexto deposicional da unidade, a qual oferece oportunidade de aplicar modelos alternativos de sedimentação fluvial. Para tanto foi descrita e estudada uma faixa de afloramentos considerados eopermianos (neotriássicos), na

região leste do estado de Santa Catarina, sul do Brasil. E com menor detalhe no estado do Paraná.

A caracterização do contexto deposicional do Membro Morro Pelado foi realizada a partir da análise vertical de fácies e definição de elementos arquitetônicos. Estes possibilitaram a determinação da forma dos estratos e indicaram variações locais, como, por exemplo, a migração de formas de leito. O estudo da arquitetura de sistemas deposicionais continentais visa contribuir para a prospecção bens minerais e energéticos, tais como petróleo, carvão, água subterrânea, urânio, entre outros. Desse modo, o ambiente deposicional proposto para a unidade, com suas particularidades, poderá servir de análogo de superfície para rochas reservatório de subsuperfície de ambientes deposicionais semelhantes.

1.2 OBJETIVOS

A pesquisa tem como objetivo geral definir o modelo deposicional do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto no estado de Santa Catarina. Com a finalidade de atingí-lo, os objetivos específicos são: a) definir associações de litofácies (elementos arquitetônicos) a partir de levantamentos de campo e análises de laboratório (petrologia); b) interpretar a gênese das associações litofaciológicas, com base em modelos de sedimentação fluvial, lacustre e eólica; c) discutir a distribuição espacial das associações de litofácies na área estudada no contexto deposicional, climático e geográfico.

1.3 ÁREA DE ESTUDADA: CONTEXTUALIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA, LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Formação Rio do Rasto, unidade objeto de estudo, faz parte da Bacia do Paraná, uma bacia intracratônica de idade paleo-mesozoica. Segundo Milani *et al.* (2007) a bacia totaliza área de cerca de 1,5 milhão de km² e constitui o substrato das porções meridionais do Brasil, oriental do Paraguai, nordeste da Argentina e norte

do Uruguai. Possui forma ovalada com eixo maior N-S cujos atuais contornos refletem a evolução geotectônica meso-cenozoica, que se inicia com o rompimento do paleocontinente Gondwana. Milani *et al.* (2007) postulam que a borda norte-nordeste da bacia pode ser considerada como a localização do limite deposicional original, apoiados na natureza arenosa persistente dos depósitos sedimentares. O limite ocidental apresenta importante feição estrutural positiva, orientada a norte-sul, definida como amplo bulge flexural, relacionado ao cinturão orogênico andino (SHIRAIWA, 1994).

Adotou-se a carta estratigráfica da Bacia do Paraná de Milani *et al.* (2007), baseada em Milani (1997), para o estudo da Formação Rio do Rasto no sentido de classificação litoestratigráfica (FIGURA 1.1). Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis supersequências distinguidas em Rio Ivaí (ordovício-siluriana), Paraná (devoniana), Gondwana I (carbonífera à eotriássica), Gondwana II (meso a neotriássica), Gondwana III (neojurásica e eocretácea) e Bauru (neocretácea). Excetuando-se a Supersequência Bauru, as demais são consequentes de ciclos de criação de espaço de acomodação na área intracratônica ligados aos episódios orogênicos, sobretudo paleozoicos, na borda ativa a sudoeste do paleocontinente. Conforme Milani (1997) as orogenias são relacionadas à convergência entre o Gondwana e a litosfera oceânica do Pantalassa e a implantação da bacia obedeceu à trama do substrato pré-cambriano, formando depressões alongadas a NE-SW. Outros autores defendem de maneira diferente a gênese e evolução para a Bacia do Paraná: segundo Zalán *et al.* (1990), a contração térmica, derivada dos eventos tectono-magmáticos brasileiros, teria influenciado na implantação da sinéclise; enquanto Fúlfaro *et al.* (1982) afirmaram que um conjunto de calhas aulacogênicas orientadas a NW-SE, seriam as percussoras da sedimentação na bacia.

A maior parte de carga sedimentar da Bacia do Paraná, que pode chegar a 7000 m de espessura na calha da bacia, foi depositada durante a era paleozoica sobre o paleocontinente Gondwana. O Grupo Passa Dois compõe a Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná, em conjunto com os Grupos Itararé e Guatá. Tal supersequência corresponde à sedimentação no intervalo Neocarbonífero ao Eotriássico, referente a um ciclo de subsidência que acompanhou os movimentos da Orogenia Sanrafaélica. Essa movimentação, associada à colagem do terreno Patagônico, afetou o paleocontinente Gondwana, de tal forma que proporcionou um

ciclo transgressivo-regressivo completo do oceano Panthalassa, segundo Milani *et al.* (2007). A sua porção inferior consiste da sedimentação relacionada ao degelo (Grupo Itararé), seguida de acúmulo de depósitos correspondentes à fase de maior inundação no Artinskiano e concluída com sistemas deposicionais marinhos restritos a continentais com início próximo ao Neopermiano e Eotriássico. Os estágios finais da Supersequência Gondwana I correspondem às formações Rio do Rasto e Pirambóia. Nesse contexto, a Formação Rio do Rasto possui tendência geral de continentalização dos seus sistemas deposicionais (LAVINA 1991; ROHN 1994).

As melhores exposições da Formação Rio do Rasto ocorrem na porção leste da bacia, devido à flexura do Arco de Ponta Grossa, numa faixa aflorante nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. A área estuda compreende a extensão da borda leste da bacia nos estados de Santa Catarina e Paraná (FIGURA 1.2). No estado de Santa Catarina, é seccionada pelas rodovias BR-470, entre os municípios de Rio do Sul e Curitibanos, e BR-116, entre as localidades de Monte Castelo e Santa Cecília. Nesta região, também foram analisadas exposições rochosas nas rodovias BR-282, SC-438 e em ferrovia situada nas proximidades de Lages (SC). Localmente, na região de Lages (SC), as exposições do Grupo Passa Dois são distribuídas concêntricamente, efeito proporcionado pela estrutura dômica braqui-anticlinal com gênese relacionada ao alojamento de rochas alcalinas sub-vulcânicas de idade cretácea-paleógena (SCHEIBE, 1986). Adicionalmente, afloramentos da unidade no estado do Paraná foram incluídos ao estudo. As três principais exposições, próximas às cidades de Mauá da Serra (PR) e São Jerônimo da Serra (PR), foram analisadas numa excursão de campo em conjunto com o grupo de pesquisa “Paleontologia de Vertebrados”, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). O acesso à porção norte e sul da área pode ser feito a partir de Curitiba (PR), respectivamente, pelas rodovias PR-090 e BR-116.

Em toda a pesquisa, os locais descritos foram nomeados com a sigla PD, referente ao termo “Passa Dois” (QUADRO 1.1). Os principais locais descritos estão indicados nas figuras 1.3, 1.4 e 1.5. Os locais analisados que apresentam as unidades adjacentes ao Membro Morro Pelado serviram para controle estratigráfico. Quando referenciadas no texto, as porções inferior, intermediária e superior da unidade estudada significam a proximidade com o Membro Serrinha na base (inferior) e com as formações Botucatu ou Pirambóia no topo (superior). Esse conjunto de afloramentos foi considerado suficiente para os objetivos previstos.

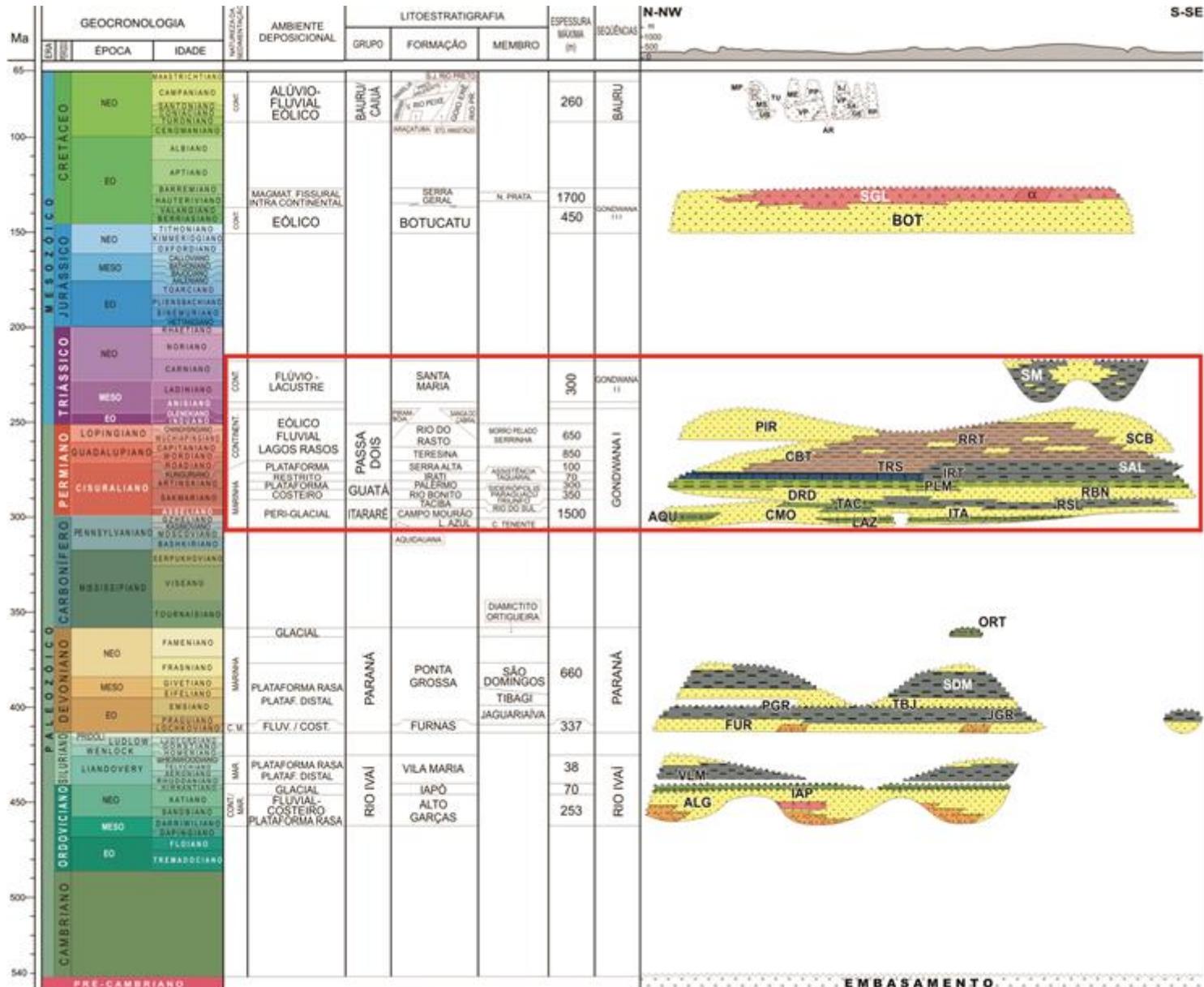


FIGURA 1.1 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al. (2007), com destaque em vermelho para o intervalo da Supersequência Gondwana I.

QUADRO 1.1 - Locais descritos: localização e posicionamento estratigráfico.

Local	Localização	Coordenadas geográficas	Posição estratigráfica
PD01	SC 438	27°50'S/50°13'W	Formação Boucatu
PD02	SC 438	27°50'S/50°14'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD03	SC 438	27°48'S/50°14'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD04	SC 438	27°47'S/50°14'W	Membro Morro Pelado (porção intermediária à superior)
PD05	BR 282 (SC)	27°44'S/49°55'W	Membro Morro Pelado (porção superior à intermediária)
PD06	BR 282 (SC)	27°45'S/50°07'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD07	BR 470 (SC)	27°18'S/50°41'W	Membro Serrinha
PD08	BR 470 (SC)	27°17'S/50°09'W	Membro Morro Pelado (porção inferior)
PD09	BR 470 (SC)	27°17'S/50°00'W	Membro Morro Pelado (porção intermediária e superior)/Formação Botucatu
PD10	BR 116 (SC)	26°45'S/50°20'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD11	BR 116 (SC)	26°45'S/50°19'W	Membro Morro Pelado (porção intermediária à inferior)
PD12	BR 116 (SC)	26°45'S/50°19'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD13	PR 090	23°50'S/50°37'W	Membro Morro Pelado (porção superior)/Formação Pirambóia
PD14	Ferrovia (PR)	24°00'S/51°06'W	Membro Morro Pelado (porção superior)/Formação Pirambóia
PD15	BR 376 (PR)	23°59'S/51°05'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD16	Ferrovia (SC)	27°51'S/50°19'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD17	BR 476 (PR)	26°11'S/51°01'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD18	BR 153 (PR)	26°05'S/50°46'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD19	Próximo à BR 153 (PR)	26°00'S/50°50'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD20	BR 153 (PR)	25°59'S/50°50'W	Membro Morro Pelado (porção superior)
PD21	PR 364	25°34'S/50°58'W	Formações Pirabóia
PD22	PR 364	25°34'S/50°41'W	Formações Pirabóia e Botucatu

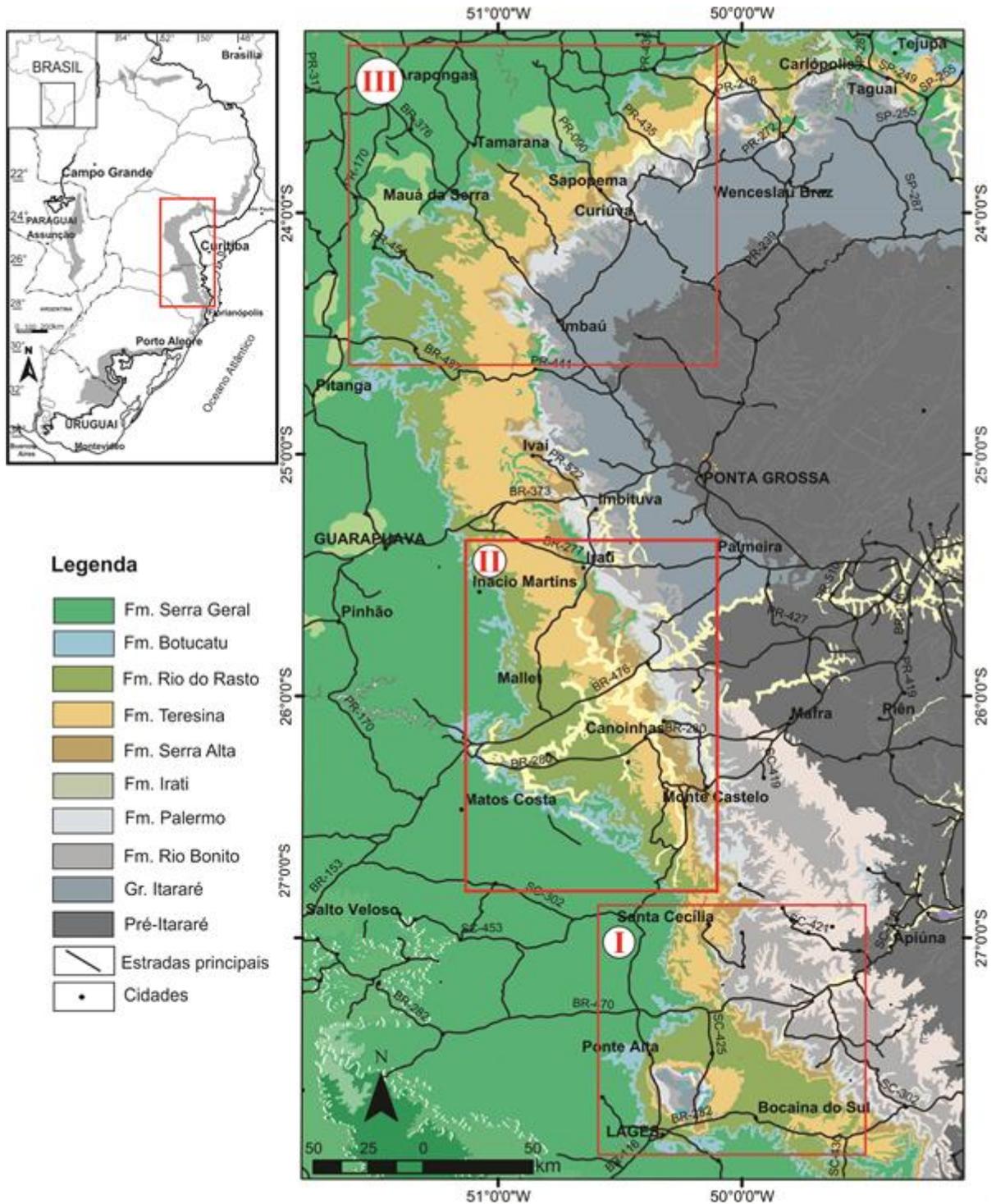


FIGURA 1.2 - Geologia da área estudada e vias de acesso. As áreas I, II e III correspondem aos quadrantes visitados. Fonte: BRASIL (2004) - mapa geológico base.

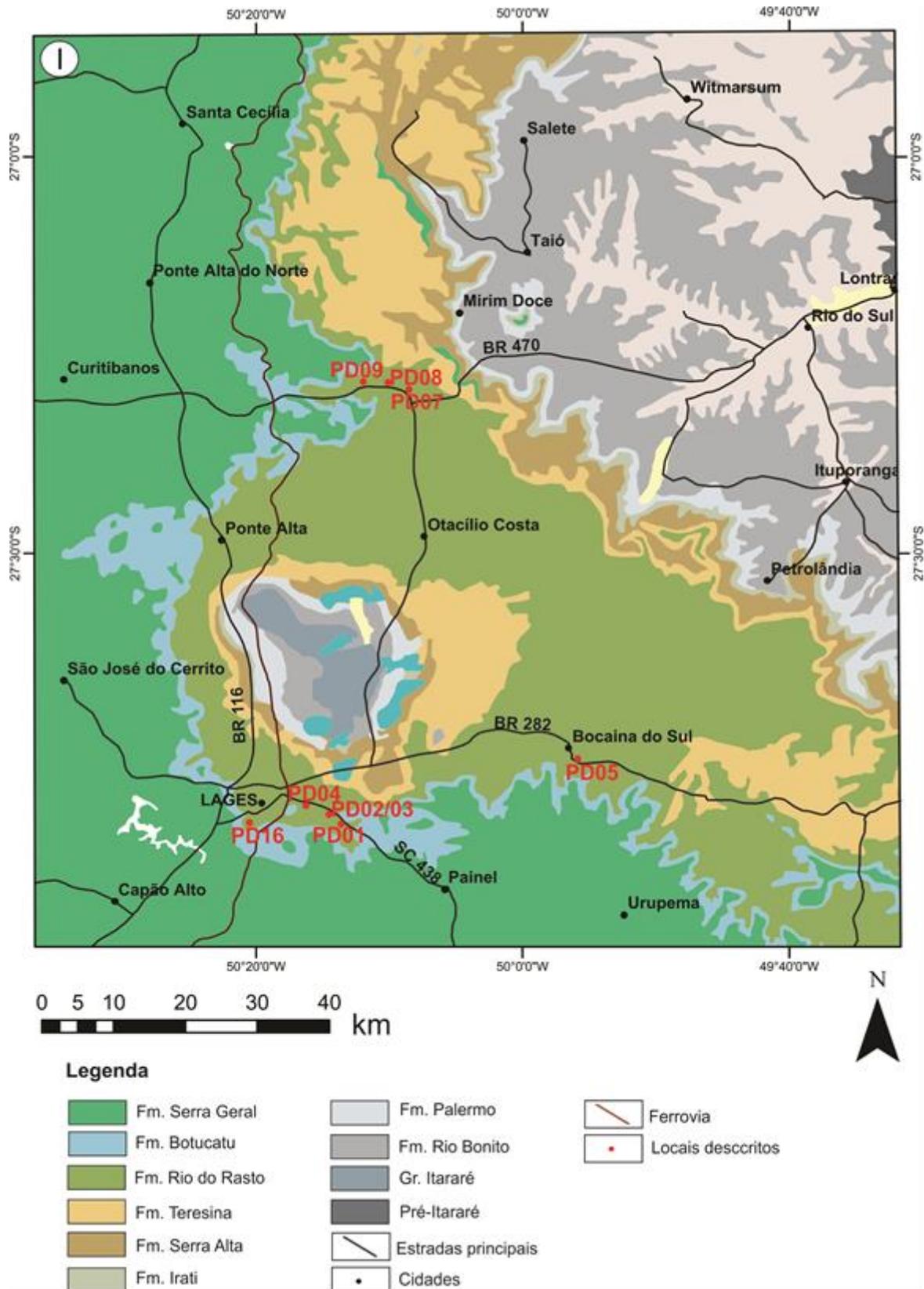


FIGURA 1.3 - Geologia e vias de acesso da área I correspondente à região Lages (SC). Fonte: BRASIL (2004) - mapa geológico base.

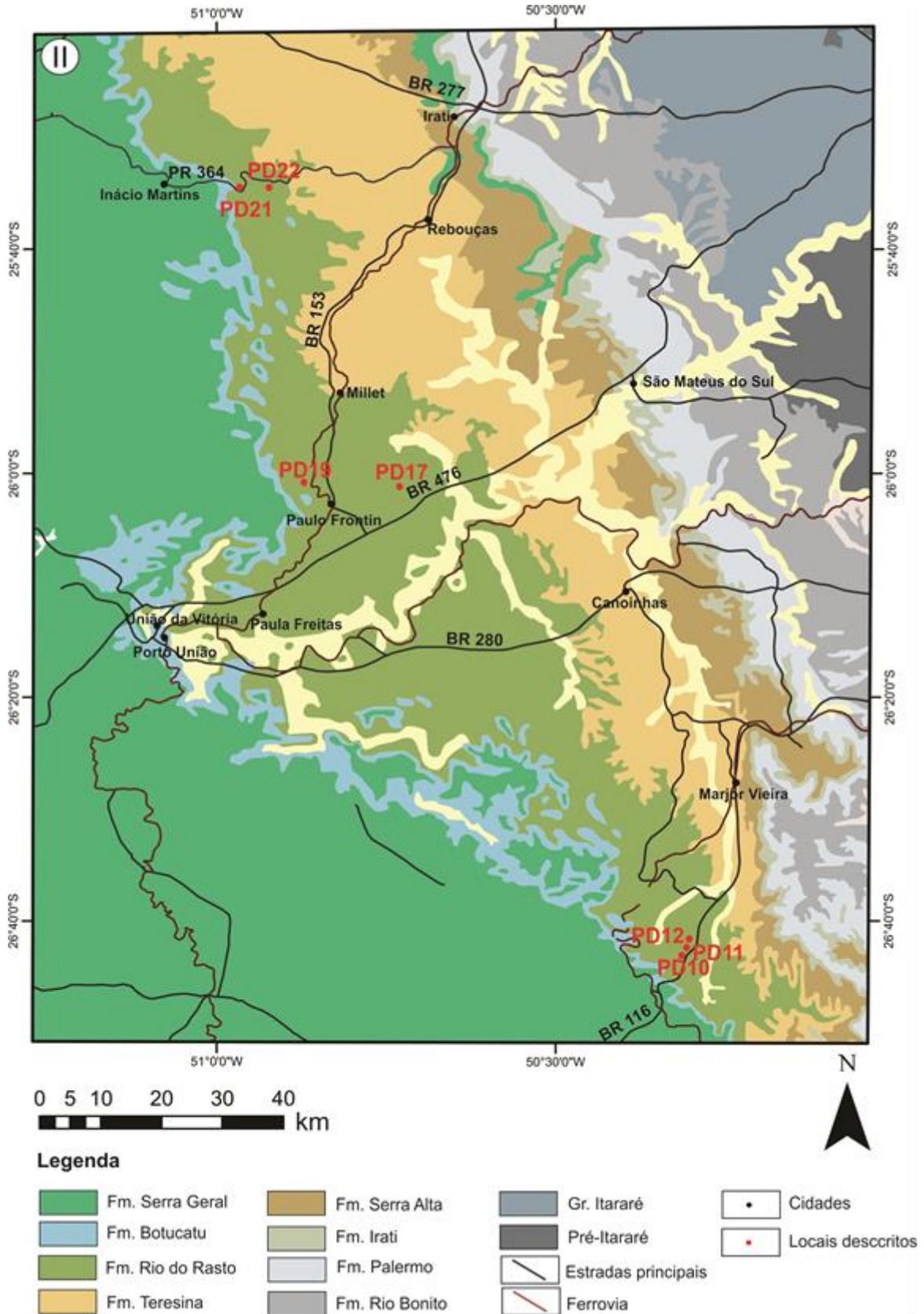


FIGURA 1.4 - Geologia e vias de acesso da área II, que abrange os afloramentos da BR-116 (Serra do Espigão - SC) até o município de Inácio Martins (PR). Fonte: BRASIL (2004) - mapa geológico base.

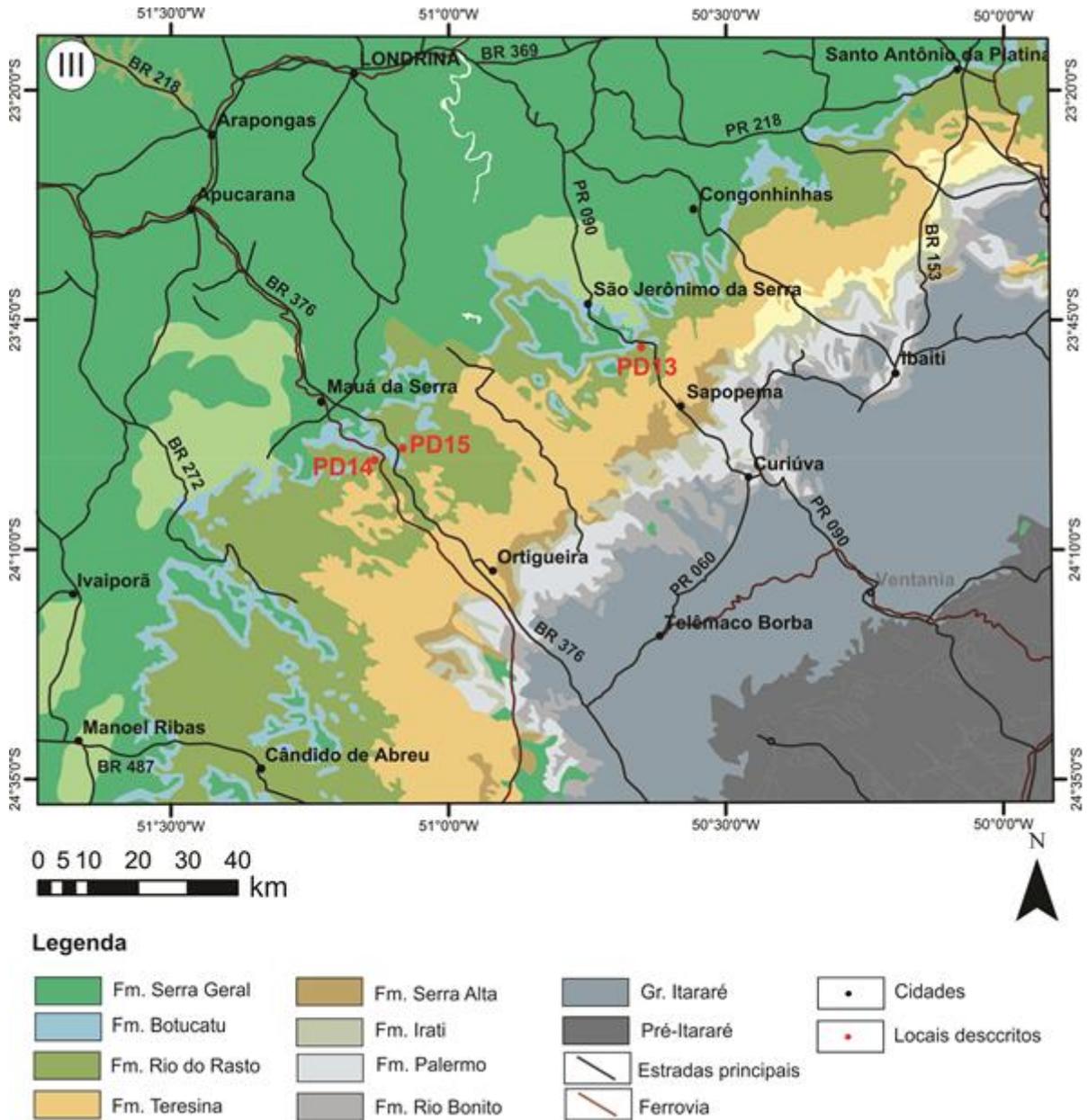


FIGURA 1.5 - Geologia e vias de acesso da área III correspondente aos três principais afloramentos descritos no estado do Paraná, próximos às cidades de Mauá da Serra e São Jerônimo da Serra. Fonte: BRASIL (2004) - mapa geológico base.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO E MATERIAIS

Todas as fases do desenvolvimento da pesquisa foram acompanhadas de análise bibliográfica sobre a geologia da área e temas estudados. Para tanto, consultaram-se periódicos, livros e teses no Portal de Periódicos da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) e na biblioteca de Ciência e Tecnologia da UFPR¹.

Além dos trabalhos sobre conhecimento prévio da Formação Rio do Rasto consultou-se também sobre modelos deposicionais continentais de leques aluviais e sistemas fluviais, bem como sobre arquitetura de depósitos fluviais, deltaicos, eólicos e lacustres.

Nos levantamentos de campo foram utilizadas bússolas, do tipo *Brunton* e *Clar*, dispositivo de sistema de posicionamento global (GPS) marca *Garmim*, e mapa base, preparado especificamente para a área a partir do mapa geológico da CPRM² (BRASIL, 2004).

As descrições petrográficas seções delgadas foram feitas com microscópio petrográfico Leica DMLP, de luz transmitida do Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed - UFPR) e do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (Lamir -UFPR). As seções delgadas foram confeccionadas no Laboratório e Laminação Petrográfica (Lamin - UFPR). As análises com Microscópio Eletrônico de Varredura Jeol (JSM – 6360 LV) foram realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR.

Para tratamento e interpretação dos dados obtidos, assim como para produção do texto e ilustrações, foram utilizados os seguintes *softwares*: *Stereonet* 3.2, *Rockwork* 14, *ArcGIS* 9.3 e *CorelDRAW* versão X5.

¹ Universidade Federal do Paraná

² CPRM - Serviço Geológico do Brasil

2.2 ANÁLISE FACIOLÓGICA

O objetivo do estudo faciológico em sedimentologia é deduzir os processos deposicionais e seus ambientes. A litofácies sedimentar é definida por um conjunto de atributos: características litológicas, texturas, suíte de estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, cor, forma, padrão de paleocorrentes (TUCKER, 1996). Corresponde, segundo Walker (1984) a “blocos” de menor escala na construção do registro sedimentar.

Definição de litofácies semelhante é fornecida por Walker e James (1992), como correspondente a um corpo de rocha caracterizado por combinação particular de litotipos, estruturas físicas e biológicas, que outorgam um aspecto a esse corpo rochoso, diferenciado dos estratos acima e abaixo, e lateralmente adjacentes. Stow (2005) afirma que a maioria das características das rochas sedimentares pode ser observada diretamente em campo e fornece diferentes informações do processo e condições de deposição, tais como energia envolvida e tipo de processo, tipo de corrente e direção de fluxo. Em conjunto, esses parâmetros são igualmente usados para definir litofácies sedimentares ou litofácies, ou simplesmente fácies (STOW, 2005).

A descrição detalhada de litofácies associada a dados de paleocorrentes (conforme os métodos de MIALL, 1990) permitiu a interpretação prévia de elementos arquitetônicos em exposições lateralmente contínuas (no sentido de MIALL 1985, 1996, 2006). Para todas as litofácies foram deduzidos os processos físicos supostos para sua formação. A partir desta análise definiram-se associações de litofácies, encerradas em elementos arquitetônicos. A definição de elementos arquitetônicos constituiu a expressão tridimensional e forma das diferentes associações litofaciológicas.

A análise de litofácies sedimentares seguiu os princípios de análise faciológica propostos por Reading (1986), Walker e James (1992), Posamentier e Walker (2006) e Miall (1978, 1990, 1996 e 2006).

Como destacou Miall (1990), a escala de uma litofácies depende do nível de detalhe incorporado à sua definição. Podem ser definidas de modo amplo para abranger unidades estratigráficas mapeáveis ou pode ser definida, por exemplo, para acomodar escala de detalhe centimétrica em trabalhos com testemunhos de

furos de sondagens. Posamentier e Walker (2006), semelhantemente, afirmaram que a escala da divisão das litofácies de uma seção estratigráfica depende: a) do propósito do estudo, b) do tempo disponível para fazer as medições, e c) da abundância das características descritivas das rochas.

Neste trabalho, além dos códigos, as litofácies foram denominadas a partir de seus termos descritivos, como: ‘arenito grosso com estratificação cruzada’, ‘siltito com laminação plano-paralela’. Os códigos para rochas siliciclásticas, aqui aplicados com adaptações, baseiam-se na tabela original de Miall (1978) e sua ampliação (MIALL, 1996) (QUADRO 2.1). A letra maiúscula no código de litofácies representa a granulação dominante (G = *gravel*; S = *sand*; F = *fine*, inclui areia muito fina, silte e argila); as letras minúsculas servem para indicar a textura ou estrutura características específicas (ex. p = *planar cross-bedding*; ms = *matrix supported*).

QUADRO 2.1 - Classificação de litofácies baseada em Miall (1978, 1996).

LITOFÁCIES SEDIMENTARES			
Código	Textura	Estruturas sedimentares	Possíveis interpretações
Gmm	cascalho maciço sustentado por matriz	gradação mal definida	fluxos de detritos de alta energia e viscosidade
Gmg	cascalho sustentado por matriz	gradação normal ou inversa	fluxos de detritos de baixa energia
Gci	cascalho sustentado por matriz	gradação inversa	fluxo de detritos de alta energia rico em clastos ou fluxo de detritos
Gcm	cascalho maciço sustentado por matriz	-----	fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	cascalho sustentado pelo arcabouço com estratificação horizontal	acamamento horizontal mal definido, imbricação	depósitos residuais de talvegue (<i>lag</i>) e de lixiviação da matriz
Gt	cascalho estratificado	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais menores
Gp	cascalho estratificado	estratificação cruzada tabular	formas de leitos transversais, migração e/ou crescimento longitudinal a jusante de barras

(continua)

LITOFÁCIES SEDIMENTARES			
Código	Constituição	Estruturas sedimentares	Interpretações
St	areia fina a muito grossa, pode conter seixos	estratificações cruzadas acanaladas	migração de formas de leito tridimensionais sinuosas ou linguoides
Sp	areia média a muito grossa pode conter seixos	estratificações cruzadas tabulares	migração de formas de leito bidimensionais
Sr	areia muito fina a grossa	marcas onduladas e laminações cruzadas	migração marcas de onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	laminação horizontal de partição ou lineação de corrente	formas de leito plano (fluxo superior)
Sl	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°)	estruturas de corte e preenchimento, dunas subaquosas atenuadas (<i>humpback</i> ou <i>washed-out dunes</i>), antidunas
Ss	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	amplas e suaves depressões	depósitos de preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>)
Sm	areia fina a grossa	maciça ou laminação plano-paralela incipiente	depósitos de fluxos gravitacionais
Fl	areia, silte, lama	laminação fina, marcas onduladas muito pequenas	depósitos de inundações durante estágios de baixa energia
Fsm	silte, lama	maciça	depósitos de pântanos ou canais abandonados
Fm	lama, silte	maciça	depósitos de inundação, canais abandonados, depósitos de <i>drapes</i>
Fr	lama, silte	maciça, marcas de raízes, bioturbação	rizólitos, paleossolos incipientes
C	carvão, lama carbonosa	restos vegetais, lâminas de lama	depósitos de pântanos vegetados
P	paleossolo carbonáticos (calcita, siderita)	características pedogenéticas, nódulos, filamentos	solos com precipitação química.

2.2.1 Associação de litofácies e sucessões faciológicas

Associação de litofácies é um grupo de litofácies geneticamente relacionadas entre si e que possui significado ambiental (COLLINSON, 1969). Essas associações podem ser encerradas em elementos arquitetônicos (ALLEN, 1983), que configuram os blocos (elementos deposicionais) que compõem vários sistemas deposicionais.

O termo “sucessões de litofácies” implica que as propriedades das litofácies mudam progressivamente e sistematicamente tanto na horizontal como na vertical. Muitas litofácies podem ocorrer em diferentes contextos ambientais; a chave para resolver o impasse é correlacioná-las às sucessões faciológicas posicionadas vertical e lateralmente a ela, conforme os princípios de Walther (1894, *apud* MIDDLETON, 1973).

A análise de elementos arquitetônicos utilizada nesta pesquisa, conceito introduzido por Allen (1983), foi baseada no mapeamento bi e tridimensional, usando perfis e fotomosaicos de afloramentos, segundo a metodologia de Miall (2006). Entretanto, para a aplicação deste método e identificação dos elementos arquitetônicos possíveis necessitou-se caracterizar a natureza das superfícies internas e externas dos elementos. Como apontado por Walker (1990), elementos arquitetônicos são associações de litofácies, ou litofácies individuais, separadas por superfícies limitantes; o autor afirma ainda que essa análise pode ser denominada ‘relações horizontais e verticais entre fácies’, considerada como característica extremamente necessária da estratigrafia e sedimentologia.

Diante do exposto, adotou-se o método de classificação de superfícies limitantes para depósitos fluviais de Miall (1978, 1985 e 1996), (QUADRO 2.2). Para depósitos aluviais considerou-se a classificação de superfícies limitantes de DeCelles *et al.* (1991), quadro 2.2, que foi baseada nos trabalhos de A. D. Miall. Para depósitos eólicos foi aplicada a classificação de superfícies de truncamento de KOCUREK (1981, 1988) (FIGURA 2.1).

Para os sistemas eólicos, superfícies de primeira ordem correspondem a superfícies de migração de interdunas ou dunas simples, superfícies de 2ª ordem resultam da superposição de formas de leito e as de 3ª ordem são superfícies de reativação, que serão descritas em mais detalhe no Capítulo 3.

QUADRO 2.2 - Hierarquia das superfícies para depósitos fluviais/aluviais (baseado em MIALL 1978, 1996; DECELLES *et al.*, 1991)

ORDEM	CARACTERÍSTICAS	SIGNIFICADO	EXEMPLO DE UNIDADE LIMITADA
1 ^a	limita estratos individuais de mesma natureza, sem ou com pequena erosão interna	corresponde a intervalos de sedimentação contínua	unidade (<i>set</i>) de estratos cruzados
2 ^a	limita conjunto de estratos cogenéticos (<i>cosets</i>) feições erosiva ou com discreta erosão	indica variações nas condições ou na orientação do fluxo	<i>coset</i> de estratos cruzados
3 ^a	secciona superfícies de 1 ^a e 2 ^a ordem, com baixo ângulo (<15°), separando associações de fácies semelhantes, podem estar de acima lamitos e/ou abaixo de brechas intraformacionais	indica mudança de nível d'água ou de orientação da forma de leito, decorrentes da variação em escala de bacia	incremento da macroforma
4 ^a	secciona superfícies de 1 ^a ordem, de baixo ângulo (<15°), separando associações de fácies distintas, forma topo convexo pra cima e a base pode ser erosiva	indica migração de canal e barra (separa elementos arquitetônicos)	macroforma
5 ^a	limita lençóis arenosos principais; são extensas, planas e levemente côncavas para cima; forma topo plano a convexo para cima; podem associar-se a brechas intraformacionais, feições de corte e preenchimento de canais ou depósitos residuais (<i>lag</i>)	individualiza complexos de preenchimento de canais	canal
6 ^a	limita unidades estratigráficas cartografáveis, erosiva, irregular	individualiza cinturões de canais ou paleovales	cinturões de canais
7 ^a	limita unidades mapeáveis, encerra o litossoma correspondente a eventos alogênicos discretos	corpos de leques discretos e lateralmente equivalentes	corpos de leques
8 ^a	discordâncias, não conformidades, regionais	eventos de escala continental ou global	superfícies transgressivas

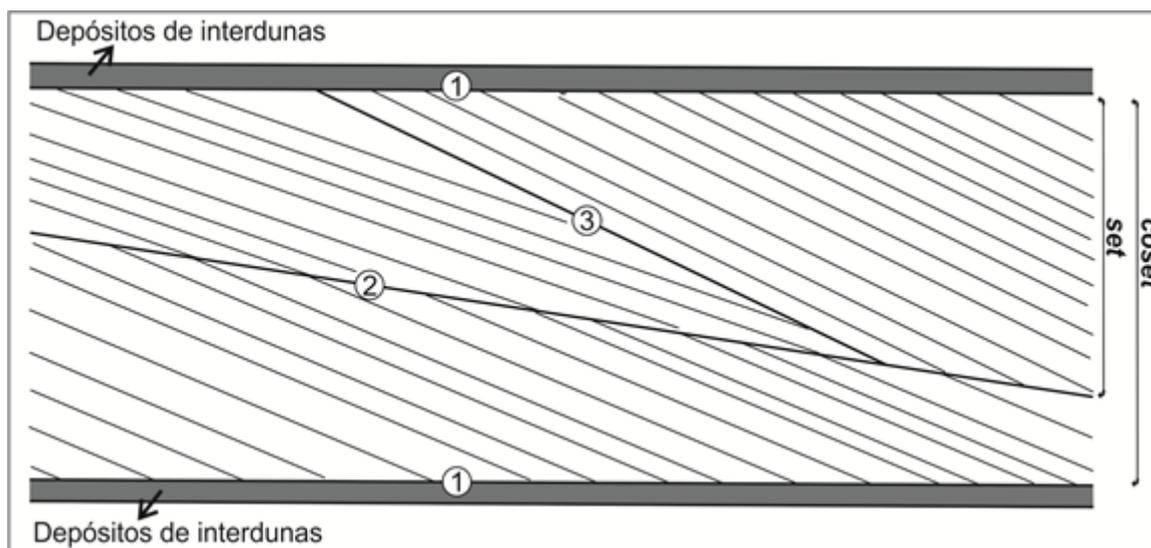


FIGURA 2.1 - Hierarquia de superfícies de truncamento em depósitos eólicos baseado em Kucurek (1981, 1988).

Em sistemas fluviais, superfícies de primeira e segunda ordem correspondem aos depósitos do tipo micro e mesoformas (MIALL, 1985). A definição de primeira ordem permanece inalterada de Allen (1983). Corresponde às superfícies que limitam um *set* de estratificações cruzadas. Pequenas feições de erosão ou superfícies não erosivas quase não existem no interior destes *sets*, e correspondem à continuação da sedimentação de formas de leito do mesmo tipo. Súbita modificação na atitude, com menor erosão, pode ser causada por reativação do fluxo em estágios de mudanças (COLLINSON, 1970 *apud* MIALL, 2006), ou podem ser o resultado de mudanças na orientação do leito (HASZELDINE, 1983). Superfícies de segunda ordem são superfícies limitadoras de *cosets*, indicam mudanças nas condições do fluxo, ou a mudança na direção do fluxo, mas não significam interrupções temporais. Litofácies abaixo e acima desta superfície são diferentes, mas ela não é marcada por truncamentos significantes ou outra evidência de erosão, exceto por alguns tipos de modificações menores que ocorrem nas superfícies de primeira ordem (MIALL, 2006).

Superfícies de terceira ordem são superfícies de erosão transversal (*cross-cutting erosion*), com mudanças de mergulho das macroformas em baixo ângulo (normalmente $< 15^\circ$). Podem cortar mais de um *set* de estratificações cruzadas. São comumente encobertas por camadas de argila ou seguida por brecha de intraclastos. Associações faciológicas abaixo e acima destas superfícies são

similares. Tais superfícies são equivalentes às estratificações “em épsilon” de Allen (1963). Essas características indicam mudanças de estágio, mas não significam mudanças no estilo da sedimentação ou da orientação do leito dentro da macroforma, trata-se de uma “reativação” em larga escala. Superfícies de quarta ordem correspondem a superfícies maiores limitantes de macroformas, conforme descrito por MIALL (1988).

Superfícies de quinta ordem são os limites maiores, como as que limitam complexos de preenchimento de canais ou feições de corte-e-preenchimento de canais (MIALL, 2006). Segundo proposta de DeCelles *et al.* (1991) as superfícies de quinta ordem são consideradas um “mosaico de superfícies de quarta ordem” e correspondem ao limite basal cinturões de canais ou de um conjunto de lobos deltaicos.

Superfícies de sexta ordem definem grupos de canais ou paleovales. São unidades mapeáveis estratigraficamente, tais como os membros ou submembros (MIALL, 2006). DeCelles *et al.* (1991) definiu a maior superfície limitante de todo o leque aluvial como de sexta ordem.

Superfícies de sétima ordem, que encerram o maior litossoma³ representante de eventos alogênicos incipientes (DECELLES *et al.*, 1991), ou seja, são superfícies que encerram discretos, mas lateralmente equivalentes corpos de leques, os quais representam a resposta sedimentar a pulsos tectônicos ao longo de uma margem falhada ativa, por exemplo. Superfícies de oitava ordem são discordâncias regionais, desenvolvidas em resposta a eventos de escala continental ou global.

³ O termo litossoma é utilizado neste trabalho com significado puramente descritivo, não genético, para referir quaisquer unidades individuais, limitadas por superfícies de qualquer hierarquia.

Nos estudos dos depósitos fluviais/aluviais aplicou-se, com algumas adaptações, a classificação de elementos arquitetônicos de Miall (1985, 1996, 2006). O autor sugeriu nove elementos arquitetônicos básicos, que recebem nomes genéticos (QUADRO 2.3 e FIGURA 2.2).

A análise de elementos arquitetônicos eólicos baseou-se na nomenclatura de Chrintz e Clemmensen (1993) (QUADRO 2.4). Conforme estes autores, os elementos arquitetônicos eólicos podem ser descritos em quatro graus: microescala, mesoescala, macroescala e megaescala. Microescala corresponde aos elementos texturais, em resposta ao processo de seleção. Mesoescala refere-se à quantidade e distribuição dos tipos básicos de estratificações eólicas. A macroescala compreende os elementos arquitetônicos produtos da dinâmica das formas de leito. Elementos arquitetônicos eólicos de megaescala abrangem o número e a forma de unidades de *erg* e pavimentos eólicos. Os elementos arquitetônicos básicos, independentes de escala, são: *erg*, *draas*, interduna, duna, lençóis de areia, *sabkha* e 'estratificação'.

Nomenclatura e códigos, tanto das litofácies quanto dos elementos arquitetônicos individualizados, são aqui mantidos conforme a proposta original (em inglês), por se tratarem de termos de uso internacional. Modificações ou adaptações aos esquemas originais foram realizadas para descrever particularidades da unidade estudada, como sugerido por Miall (1996).

QUADRO 2.3 - Elementos arquitetônicos fluviais (baseado em MIALl 1985, 2006)

ELEMENTO	SÍMBOLO	ASSOCIAÇÃO	FORMA E RELAÇÕES
Canais	CH	combinações variáveis	cunhas, lentes ou camadas; base erosiva côncava, com escala e forma variável; superfícies internas côncavas de 3º ordem são comuns
Barras e formas de leitos cascalhosas	GB	Gm, Gt, Gt	lentes, mantas, usualmente corpos tabulares; comumente intercalados com elemento SB
Formas de leitos arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lentes, lençóis, mantas, cunhas; ocorrem como preenchimento de canais, depósitos de rompimentos de diques marginais, barras menores
Macroformas de acreção a jusante	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lentes com base plana ou acanalada, com superfícies internas erosivas e convexas de 3ª ordem e superfície limitante superior de 4º ordem
Macroformas de acreção lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, menos comumente Gm, Gt e Gp	cunha, lençol, lobo; caracterizado por superfícies de acreção lateral internas de 3ª e externa de 4ª ordem
Feições de escavação	HO	Gh, Gt, St, Sl	feição em forma de colher com preenchimento assimétrico
Depósitos de fluxos gravitacionais	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	lobo, lençol, tipicamente intercalado a GB
Finos Laminados	FF	Fm, Fl	mantas finas a espessas, comumente intercaladas a SB

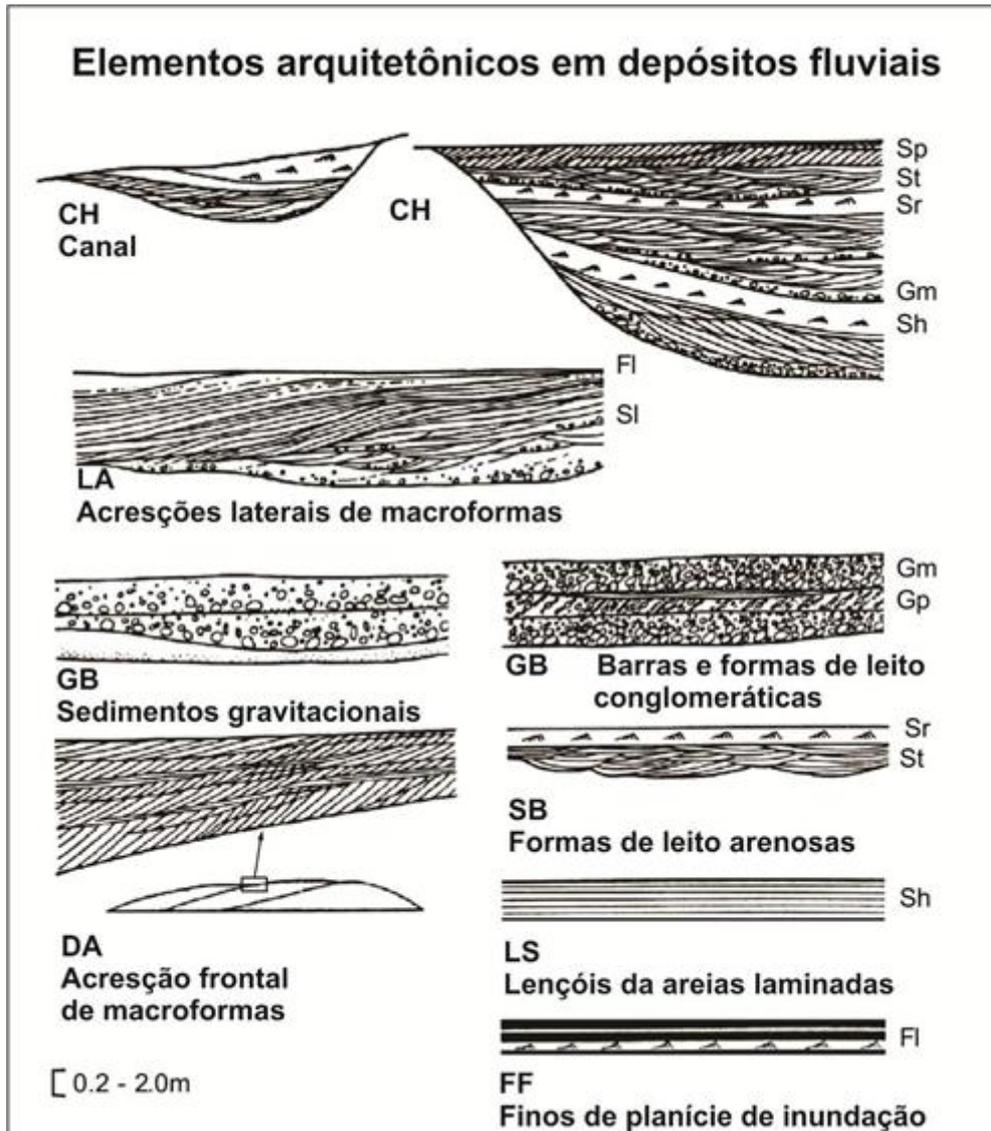


FIGURA 2.2 - Elementos arquitetônicos dos depósitos fluviais. Unidades deposicionais caracterizadas por associações específicas de litofácies, forma externa e geometria (MIALL, 1996).

QUADRO 2.4 - Elemento arquitetônico eólicos (traduzido de Chrintz e Clemmensen 1993)

ORDEM MAIOR	ORDEM INTERMEDIÁRIA (SÍMBOLO)	ORDEM INFERIOR
<i>Erg</i>	<i>Draa</i> (DR) <i>Inter-draa</i> (IDR) Duna (DU) Interduna (IDU)	Estratificação
	Lençol de areia (SS) <i>Sabkha</i> (S)	

2.2.2 Análise de Paleocorrentes

Rumos de paleocorrentes são dados importantes para a análise de elementos arquitetônicos, pois indica a perspectiva da terceira dimensão (MIALL, 2006). A informação da orientação na estrutura sedimentar hidrodinâmica reflete a forma interna do complexo de barra, canais e lençóis arenosos, dentre outros elementos deposicionais. O mergulho e direção das superfícies de acamamento revelam a orientação do crescimento da barra de acreção e migração, por exemplo.

O método recomendado por Miall (2006) deve ser promovido após interpretação preliminar das superfícies limitantes, antes de examinar o afloramento com maior detalhe, como um guia para a divisão arquitetônica das unidades. Para cada elemento arquitetônico devem ser feitos conjuntos de medidas. Essa é a chave para a tomada de medidas cada tipo de estrutura e litofácies, em que se pode usar essa o padrão de paleocorrentes até mesmo no código das diferentes litofácies (com padrões diferentes de paleocorrentes).

A regra estatística não é válida para aplicar a pequenas amostras em escala de elemento arquitetônico, porquanto mesmo em elementos como barras ou complexo de barras podem apresentar variação muito grande, às vezes mostram variações do mergulho de até 180°. Menos que uma dúzia de medidas pode ser adequada para documentar isto, principalmente se esses dados são combinados com a orientação das superfícies limitantes (MIALL, 2006).

Para elementos arquitetônicos aparentemente menos complexos, como dunas eólicas, vale a aplicação da estatística básica, com classes de frequências de 30 medidas. Apesar de que Tucker (2003) afirma que quantia de 20 a 30 medidas é suficiente para fornecer o vetor resultante médio, desde que se colete dados da mesma litofácies em regiões diferentes da área estudada. Segundo Tucker (2003), medidas tomadas a partir de litofácies semelhantes podem ser agrupadas posteriormente.

Os conjuntos de medidas devem ser apresentados em diagramas rosáceos. O tratamento de dados de paleocorrentes foi realizado por meio do programa *RockWorks* para confecção dos diagramas de rosetas, que correspondem a histogramas convertidos em forma circular. A circunferência pode ser dividida em seguimentos de 10, 20, 30 ou 45°. As pétalas da rosa são desenhadas com os raios

dos seguimentos proporcionais ao número de medidas ou ao percentual total de medidas (FIGURA 2.3).

A figura 2.4 mostra o padrão de distribuição quando as medidas são apresentadas em digramas de rosáceas. Esses padrões fornecem informações sobre o tipo de fluxo, se unimodal, por exemplo, indicam fluxos unidirecionais característico da ação de correntes (TUCKER, 2003).

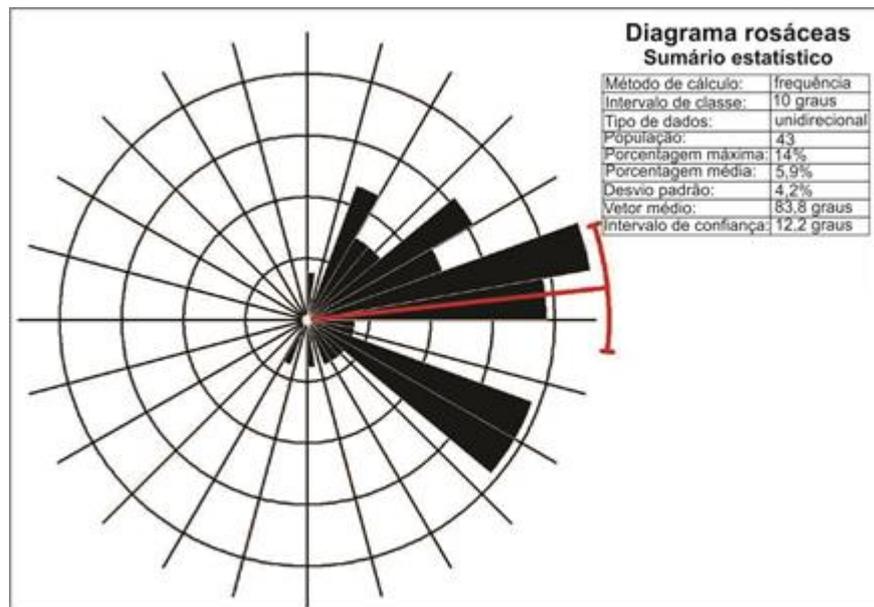


FIGURA 2.3 - Diagrama de rosetas dos depósitos subaquosos do Membro Morro Pelado. A tabela mostra as informações estatísticas referentes aos dados obtidos no local PD05, como, por exemplo, o número de medidas (*population*) e direção angular do vetor médio (*vector mean*).

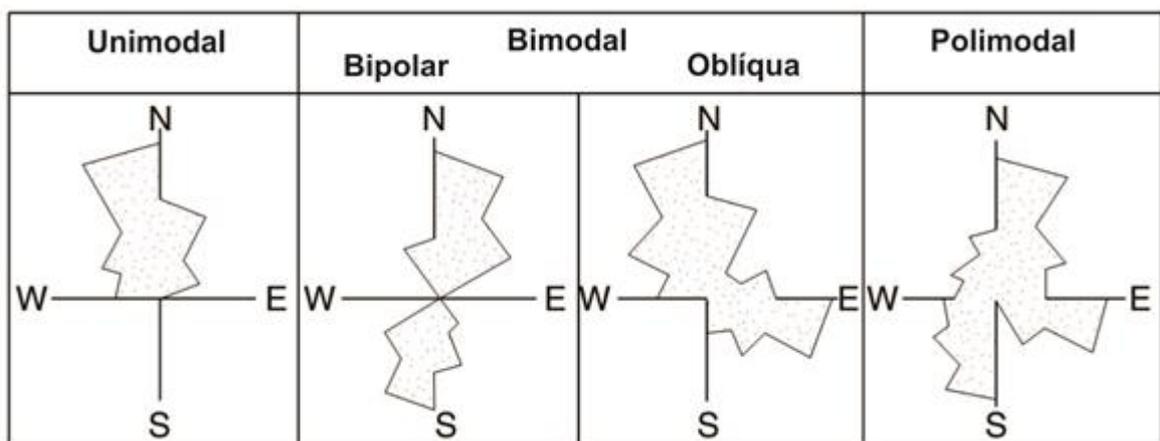


FIGURA 2.4 - Quatro tipos de padrões de paleocorrentes, apresentados em diagrama de rosáceas. Fonte: traduzido de Tucker (2003).

2.3 PETROLOGIA

A caracterização dos sistemas deposicionais foi apoiada em estudos petrológicos por microscopia óptica de luz transmitida e de varredura eletrônica (MEV).

Para as descrições das seções delgadas foram utilizados parâmetros de estimativa visual do grau de seleção textural feita com escala de Pettijohn *et al.* (1972) (FIGURA 2.5). A seleção textural pode ser determinada precisamente por análise granulométrica, mas a estimativa visual é comumente utilizada segundo Nichols (2009). Adicionalmente a cimentação verificada nos arenitos do Membro Morro Pelado impossibilitou a análise granulométrica, uma vez que produção de fragmentos, tanto pela moagem como por dissolução de cimento carbonático, produziriam valores estatísticos irreais. A definição da maturidade textural obedeceu à classificação de Nichols (2009), ilustrada na figura 2.6. O padrão visual para determinação de grau de arredondamento e esfericidade seguiu a carta de Pettijohn *et al.* (1987).

A nomenclatura de arenitos foi baseada na classificação de Pettijohn (1975) (FIGURA 2.7) que combina um critério textural, a proporção de matriz, com um critério composicional, a porcentagem de três componentes dos arenitos: quartzo, feldspato e fragmentos líticos. Os três componentes formam um diagrama triangular 'Q-F-L'. Ou seja, para esta classificação de arenitos devem ser obtidas as porcentagens relativas de grãos de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos (L). Ela pode ser determinada por estimativa visual ou por contagem sistemática de grãos. Outros componentes como micas e fragmentos biológicos são desconsiderados nesta classificação. Entretanto, se um tipo de grão está presente em quantidade significativa, de no mínimo 10%, foi utilizado um prefixo correspondente, como 'mica-quartzo arenito'. A terceira dimensão deste diagrama é usada para discriminar a proporção relativa entre arcabouço e matriz.

A porcentagem relativa dos constituintes da rocha fundamentou-se no método de Gazzi-Dickson (GAZZI, 1966; DICKSON, 1970) que consiste da contagem modal dos elementos detríticos do arcabouço. Desse modo, foi contado o mínimo de 600 pontos por seção delgada, cujos resultados foram analisados estatisticamente para a obtenção da composição mineralógica da rocha.

Após identificação por microscopia óptica as feições diagenéticas foram analisadas com maior detalhe com microscópio eletrônico de varredura (MEV) para elucidação de processos sin-deposicionais e pós-deposicionais.

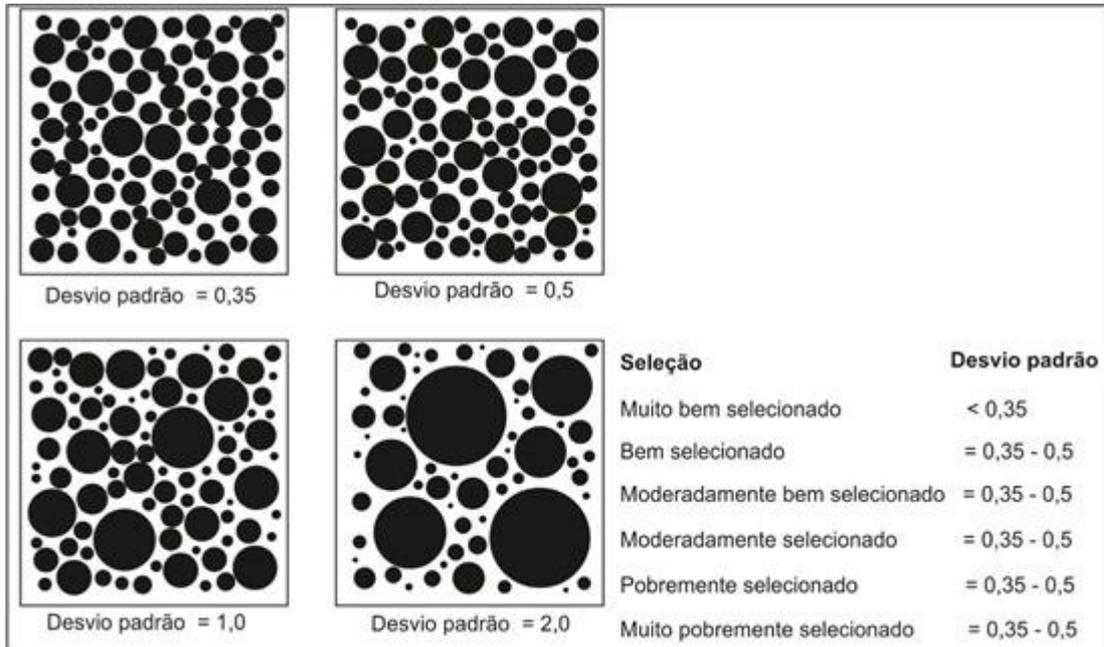


FIGURA 2.5 - Padrões gráficos de Pettijohn *et al.* (1972) utilizados na estimativa visual de seleção das rochas.

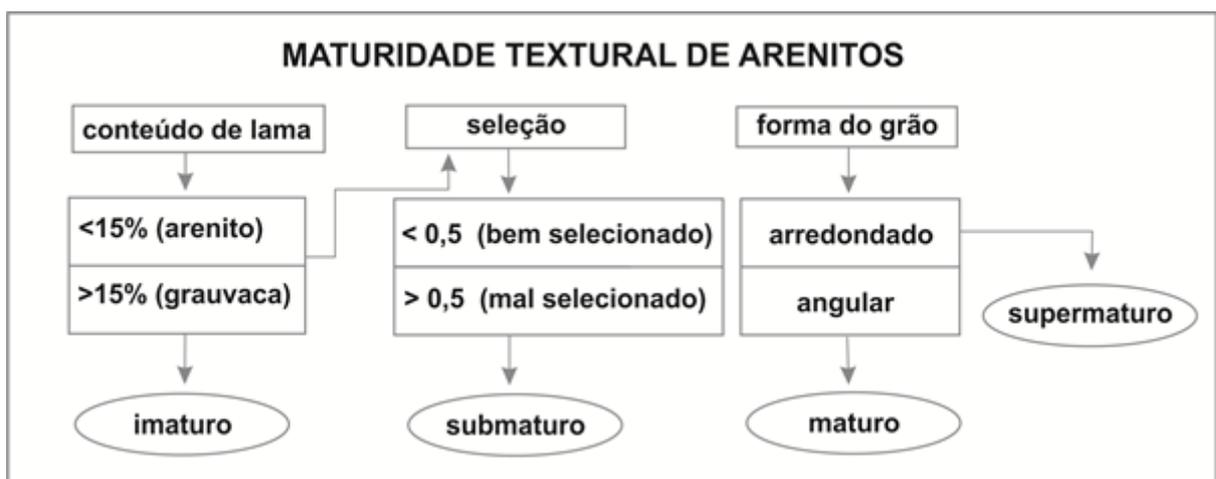


FIGURA 2.6 - Fluxograma de Nichols (2009) para determinação da maturidade textural de rochas sedimentares.

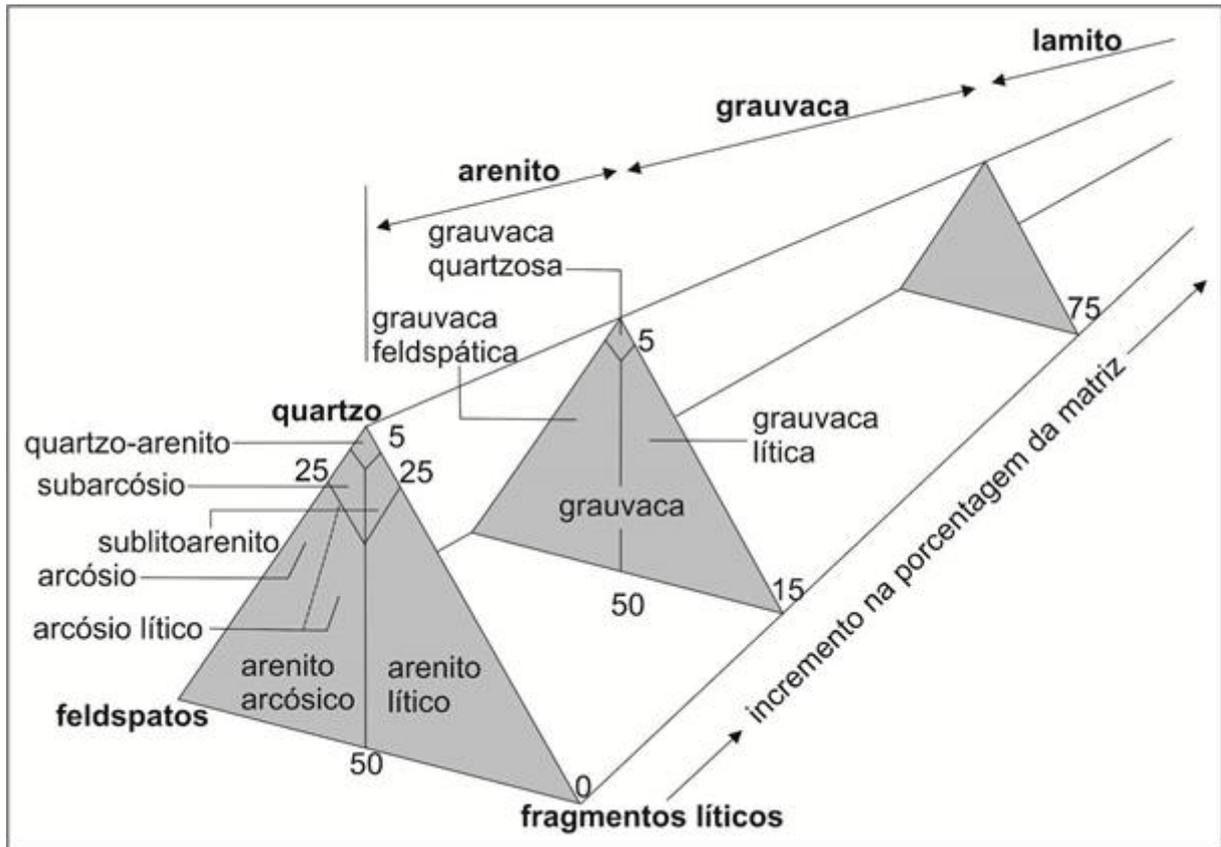


FIGURA 2.7 - Classificação de Pettijohn (1975) para arenitos.

2.4 CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DE ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS

As estratificações cruzadas foram classificadas com critérios usuais, apresentados no quadro 2.5. Este quadro foi apresentado por Fernandes (1992) baseado nos critérios expostos por McKee e Weir (1953).

QUADRO 2.5 - Classificação utilizada nas descrições de estratificações cruzadas (Fernandes, 1992, baseado em McKee e Weir, 1953).

PARÂMETROS MENSURÁVEIS		
Espessura	Porte da estrutura x Espessura	Ângulo de mergulho do set
lâmina: até 1cm estrato > 1cm	pequeno porte: < 0,3 m médio porte: 0,3 – 3 m grande porte: > 3 m	sub-horizontal: < 5° baixo: 5° a 15° médio: 16 a 25° alto: > 25°

3 REVISÃO CONCEITUAL DOS MODELOS DEPOSICIONAIS

A continentalização dos sistemas deposicionais para o topo dos depósitos da Formação Rio do Rasto permite a alusão ao termo “bacia interior” para o espaço receptor dos sedimentos da unidade. Bacias interiores são aquelas localizadas a distância considerável do mar, ou que tem padrões de drenagem interna ou sistemas deposicionais não diretamente influenciados por ambientes marinhos, como os “*sand sea*” da Arábia Saudita ou do Saara e dos lagos do leste africano. (FACCINI, 2000). Em bacias deste tipo as variações do nível relativo do mar são de pequena importância: a arquitetura estratal é função do clima, suprimento sedimentar e tectônica (FIGURA 3.1 – SHANLEY; MCCABE, 1994).

O conceito de espaço de acomodação foi desenvolvido a partir do refinamento dos estudos como o de Posamentier *et al.* (1988) acerca das diretrizes que regem a teoria da “estratigrafia de sequências”. Este conceito considera que a sedimentação ocorre no espaço disponível entre a superfície deposicional e o nível de base (nível do mar, em ambientes marinhos e perfil de equilíbrio, em ambientes não marinhos). As sucessões de fácies, por outro lado, registram essencialmente a relação entre a taxa de sedimentação e a taxa de geração do espaço de acomodação.

O espaço de acomodação em bacias interiores é geralmente dominado por fatores locais e pelos ciclos climáticos e tectônicos, sem nenhuma relação com as variações relativas do nível o mar (FACCINI, 2000). As oscilações do perfil de equilíbrio, segundo Currie (1997), como controladoras da erosão, *bypass* ou deposição nos sistemas fluviais irão se ajustar às novas condições. A elevação desse perfil resultará na geração de espaço, cujas taxas resultarão em fácies específicas.

O desafio atual no estudo de estratos continentais (sequências estratigráficas em estratos continentais) é a discriminação entre os padrões deposicionais que refletem mudanças provocadas por *processos autogênicos* daqueles produzidos por *alogênicos* (SHANLEY; MCCABE, 1994). Estratos depositados em curtos intervalos de tempo os *processo alogênicos* podem ser indistinguíveis dos *autogênicos* (FACCINI, 2000).

De interesse particular são estudos que buscam vinculação entre os *processos alogênicos* (tectonismo e clima) e *autogênicos* (como a avulsão de canais), que atuam em sistemas deposicionais continentais, e a arquitetura de depósitos fluviais, lacustres e eólicos, que serão discutidos nos itens a seguir.

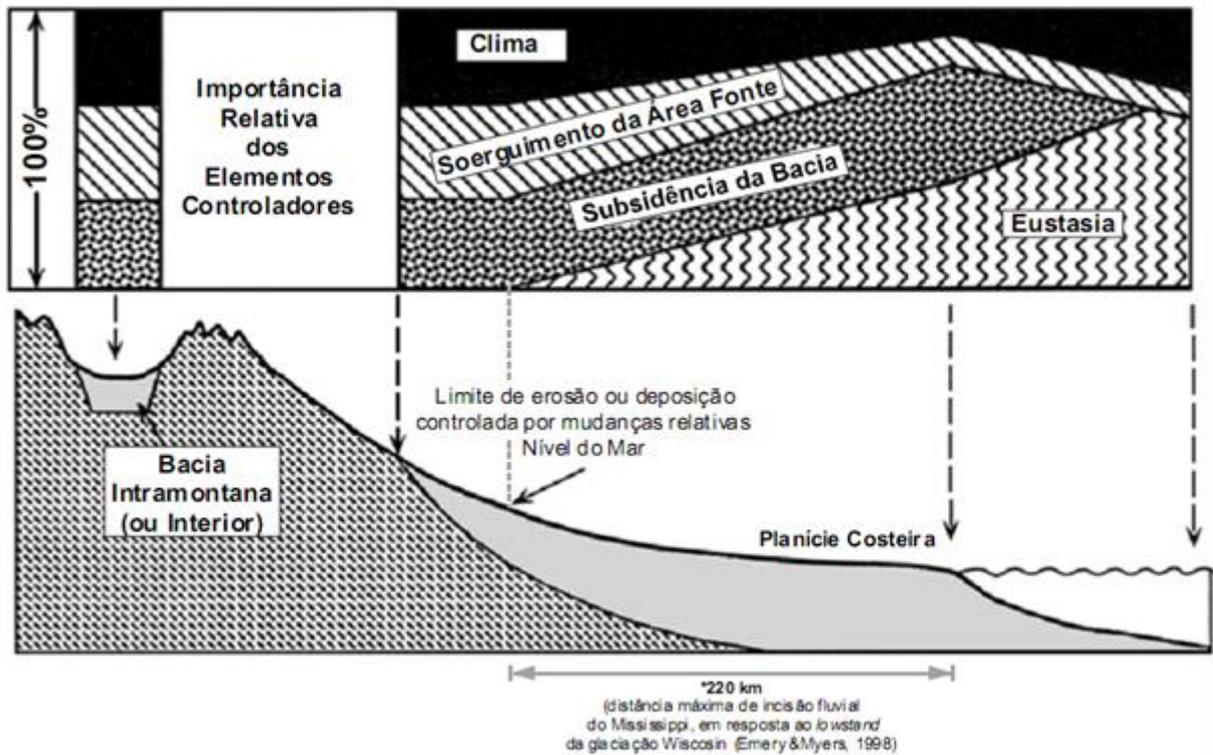


FIGURA 3.1 - Fatores de controle da sedimentação dos estratos continentais. A importância da eustasia diminui em direção ao continente. Em bacias interiores a arquitetura dos depósitos depende do clima, suprimento sedimentar e subsidência tectônica (SHANLEY; MACCABE, 1994). Fonte: Faccini (2000).

3.1 SISTEMAS FLUVIAIS E FLÚVIO-DELTAICOS

O modelo idealizado de sistema fluvial de Schumm (1977) separa os sistemas fluviais pelos processos sedimentares predominantes em três zonas distintas (FIGURA 3.2): a) zona 1: região onde o material particulado é produzido (intemperismo e erosão), b) zona 2: onde há a predominância do transporte de materiais, c) zona 3: porção em que ocorre a deposição do material transportado. A

zona 2 apresenta interesse estratigráfico quando ocorre a preservação de forma dos canais. A zona 3, por outro lado, configura-se como a região de grande interesse para os geólogos, pois possui maior potencial de preservação dos depósitos fluviais (SCHUMM, 1977). Este local é caracterizado, segundo o autor, por sistemas morfológicos que definem os leques aluviais, planícies aluviais, deltas, ou leques submarinos.

Adicionalmente, Weissmann *et al.* (2010) constataram que sistemas deposicionais agradacionais são dominados por formas de caráter distributivo, tanto em ambiente subaéreo quanto subaquoso, como leques aluviais, deltas e leques de águas profundas, em contraste com estudos de sistemas fluviais derivados de modelagem faciológica (e.g. MIALL, 1996) definidos a partir de conjunto de rios tributários - sistemas degradacionais -, que teriam potencial de preservação muito limitado. Weissmann *et al.* (2010), utilizaram o termo sistema fluvial distributário, extensivamente caracterizado por Nichols e Fisher (2007), para descrever padrões de canais e planícies de inundação irradiados a partir do ápice localizado onde os rios entram na bacia sedimentar. Esses sistemas são comumente referenciados na literatura como leques aluviais, leques fluviais e megaleques. Neste contexto, os rios são confinados na porção alta do vale e tornam-se desconfinados na bacia sedimentar, depositando uma cunha sedimentar devido à diminuição da competência e capacidade do fluxo de corrente. Entretanto, os autores afirmaram que depósitos de canais são presentes em diversas porções do sistema.

Miall (2006) passou a considerar a abordagem de Schumm (1977) para aprimorar sua modelagem faciológica de sistemas deposicionais fluviais. Afirmou, por exemplo, que a forma de um canal não é suficiente para definir um rio com determinado gradiente, descarga, ou carga de fundo, mas reflete em parte a natureza dos sedimentos nele contidos. Por essa razão, segundo o autor, muitas tentativas de modelagem faciológica que consideram a forma do canal nem sempre são bem sucedidas; onde os canais são muito amplos ou determinados como fluxos em lençol, a definição das margens dos canais pode ser difícil ou impossível.

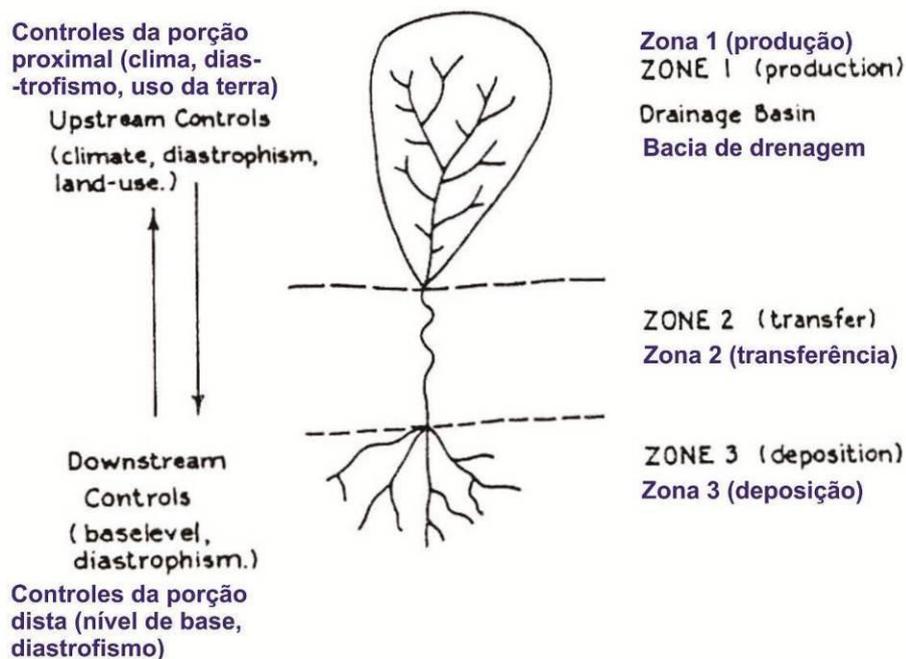


FIGURA 3.2 - Sistema fluvial idealizado por Schumm (1977). Figura traduzida.

Conforme Miall (2006), o preenchimento de canais efêmeros ou planícies de canais entrelaçados, particularmente próximo à margem de lagos, nas porções distais do sistema fluvial, seria promovido principalmente por fluxos em lençol e composto essencialmente pelos elementos arquitetônicos SB (formas de leito arenosas) e LS (lençóis de areia laminados).

Friend (1978) apontou que alguns sistemas deposicionais de rios antigos (depósitos em porções do sistema propícias à maior preservação no registro geológico) possuem características que permitem distingui-los dos sistemas fluviais modernos: 1) decréscimo da profundidade do rio no sentido jusante; 2) falta de incisão aluvial; 3) relevo dos sistemas de rios convexo para cima. O autor sugeriu que essas características indicariam deposição por rios de sistema distributário (SFD), que poderia corresponder, portanto à zona 3 de Schumm (1977).

As formas dos canais fluviais e fácies de transbordamento, descritas a partir de exemplos de SFD no registro estratigráfico, podem ser usadas para determinar os processos deposicionais ativos em diferentes porções do sistema. Esse estudo foi realizado inicialmente por Friend (1978), revisto por Kelly e Olsen (1993), Nichols e Fisher (2007), Weissmann *et al.* (2010) e Fielding *et al.* (2012), dentre outros. O sistema fluvial distributário é composto por depósitos de canais e depósitos de

transbordamento de canais que variam na abundância relativa quando se compara a porção proximal e distal do sistema (FIGURA 3.3). Essa comparação também pode ser aplicada a outros depósitos de leques subaéreos como leques aluviais, leques fluviais e megaleques, porém nomenclatura diferente é utilizada.

O ápice do sistema fluvial distributário é o ponto ao longo da margem da bacia de onde o fluxo de drenagem flui para o interior da bacia. A mudança de gradiente em rumo ao interior da bacia causa a deposição de sedimentos. O fluxo nos canais de rios na área proximal é do tipo carga de fundo, e pode depositar sedimentos seixosos ou arenosos. Estratificações cruzadas e a preservação de formas como de barras cascalhosas/arenosas frontais (*bar forms*) sugere a deposição por rios entrelaçados (COLLINSON, 1986). A ausência ou limitação da preservação de fácies de transbordamentos de canais na área proximal demonstra que ocorre alta taxa de mobilidade dos canais de rios por rápidas avulsões ou migração para posições diferentes. A área proximal do sistema pode ser denominada de planície de rios entrelaçados, conforme Nichols e Fisher (2007).

Rio abaixo, a proporção de sedimentos grossos que preenchem os canais decai e a areia de carga de fundo é depositada em barras arenosas de dimensões médias; os sedimentos mais grossos restringem-se às bases dos canais (*basal legs*). A profundidade do canal decresce, assim como diminui a granulação do material carregado com o decréscimo do gradiente do rio. Estas características texturais marcam a transição de processos de carga de fundo e de carga mista (NICHOLS; FISHER 2007). No limite exterior da zona mediana os rios tornam-se sinuosos, com feições de “meandramento”, alinhamento ou possivelmente contexto anastomosado (STANISTREET; MCCARTHY, 1993). A principal característica da zona distal consiste na forma dos corpos de areia: fácies de lençóis de areia, em detrimento das fácies de preenchimento de canal (STANISTREET; MCCARTHY, 1993). Os depósitos de lençóis de areia podem apresentar base erosiva, indicando canalização local do fluxo (GRAHAM, 1983).

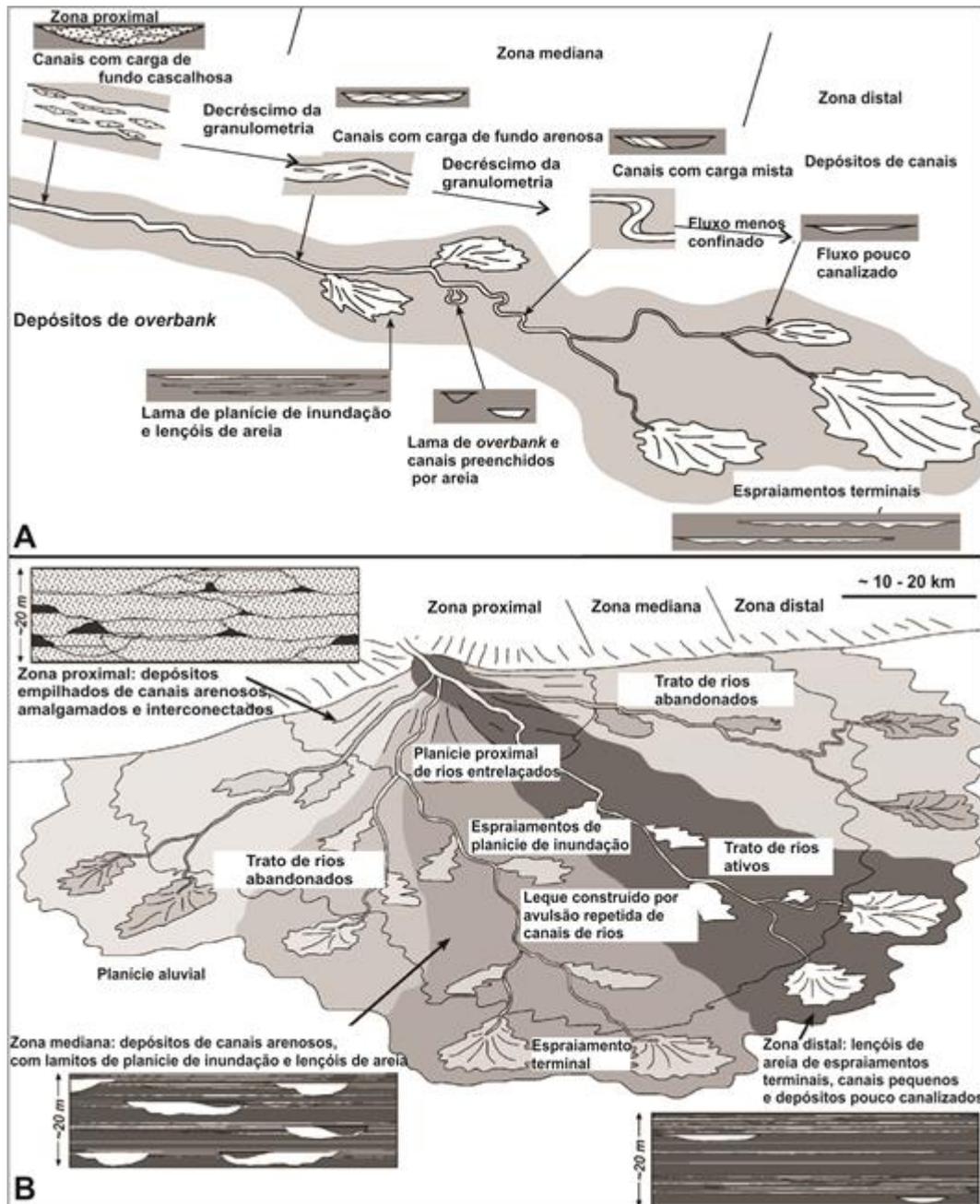


FIGURA 3.3 - A) Processos de formação de canais e depósitos de transbordamentos da zona proximal à distal do sistema fluvial distribuído. B) Características arquitetônicas das zonas proximal, média e distal do sistema fluvial distribuído. Fonte: Traduzido de Nichols e Fisher (2007).

Sistemas fluviais distribuídos podem se desenvolver somente em bacias relativamente quentes e de clima seco, segundo Nichols e Fisher (2007). A extensão do sistema pode ser determinada pela área da bacia e o balanço entre o suprimento e perda de água, ou seja, pela relação entre evaporação e infiltração. A espessura das sucessões sedimentares deve ser limitada pelo espaço de acomodação da

bacia abaixo do ponto de transbordamento, o nível em que a água flui para fora da bacia, e nesses casos denomina-se bacia endorrêica. Contrariamente, Weissmann *et al.* (2010) afirmaram que rios de sistemas distributários seriam tanto endorrêicos como exorrêicos, e em vários contextos climáticos e tectônicos. Cabe ressaltar que Nichols e Fisher (2007) revisaram depósitos antigos, enquanto o estudo de Weissmann *et al.* (2010) baseou-se em exemplos atuais. Contudo, em termos gerais, a característica deste sistema fluvial reside no padrão do fluxo indicado por paleocorrentes com distribuição radial, ou seja, sua forma distributiva.

No modelo apresentado por Nichols e Fisher (2007) um suprimento moderado de água é requerido para estabelecer e manter os rios do sistema distributário. Quando isto não ocorre os depósitos subaquosos restringem-se somente a pequenos leques aluviais na margem da bacia, onde a deposição processa-se por fluxo de detritos ou inundações laminares e os sedimentos em suspensão em geral permanecem em corpos de água temporários. Esses corpos d'água podem ser considerados transicionais a lagos efêmeros, dependendo da perspectiva da distinção entre uma lagoa de água temporária derivada de uma planície aluvial inundada e um lago efêmero. Por outro lado, um excesso no suprimento de água a uma bacia endorrêica propiciaria a formação de um lago e o sistema fluvial alimentaria um sistema de leques deltaicos. Neste caso o sistema fluvial não pode ser considerado como “terminal” como o leque Markanda de Parkash *et al.* (1983) ou no senso previsto por Kelly e Olsen (1993) (leque terminal). **Desse modo, o termo “leque terminal” pode ser usado para o sistema todo quando os rios não chegam aos lagos (momentos de clima seco).**

Uma vez estabilizado o lago na bacia o sistema fluvial deixará de ser terminal, e no lugar de espraiamentos terminais fluviais, os rios alimentarão o relevo baixo de um delta lacustre, que recebe o nome de delta de inundação lacustre (*lacustrine floodplain delta*, BLAIR; MCPHERSON, 1994). Com o aumento do nível do lago, a zona distal do sistema fluvial distributário pode ser inundada e substituída fácies da margem lacustre, como os depósitos de barras de desembocaduras. Quando o clima torna-se seco, a margem do rio se retira (contraí) e a consequente diminuição no nível do lago promove o retorno das características das porções terminais do sistema fluvial.

O problema quanto à nomenclatura usada para a descrição de corpos em forma de leques aluviais é debatido por muitos geólogos e geomorfólogos ao longo

dos anos. Para Weissman *et al.* (2010), por exemplo, o termo “sistema fluvial distributário” corresponde às denominações leques aluviais, leques fluviais e megaleques, ou seja, dispõe de características semelhantes às definições outrora propostas para sistemas de leques.

Blair e McPherson (1994) consideraram que o termo “leque aluvial” deveria ser restrito para depósitos íngremes, de fluxo de detritos e de inundações laminares (*sheetflood*). Esses autores pontuaram a diferença entre leques e outros sistemas fluviais. A distinção reside na forma dos depósitos quando vistos em perfis transversais: sistemas fluviais apresentam feições côncavas para cima, enquanto sistemas de leques apresentam depósitos em formas convexas para cima. Os autores recomendaram limitar o termo leque aluvial para sistemas íngremes, que tem encostas entre $1,5^{\circ}$ a 25° , caracterizados por depósitos de fluxos gravitacionais. Entretanto sistemas fluviais devem apresentar encostas com $0,4^{\circ}$ a $1,5^{\circ}$, incluindo os sistemas fluviais distributários.

Alguns autores, como COLLINSON (1986), defenderam que leques formados pela migração de muitos rios são denominados de ‘leques fluviais’. Os termos “leque fluvial” ou “megaleque fluvial” seriam, neste caso, caracterizados por rios que tem fluxo e descarga contínuos dentro de um canal a montante da área do leque: a forma do leque é resultado de múltiplas avulsões do rio principal.

Stanistreet e McCarthy (1993) propuseram um diagrama triangular para a classificação de leques que considera os fluxos gravitacionais, os canais meandrantés e os canais entrelaçados. Leques dominados por fluxos gravitacionais coincidem com o conceito de Blair e McPherson (1994), denominados de “leques verdadeiros”. Stanistreet e McCarthy (1993) postularam os termos ‘leques subaéreos’ e leques “*losimean*”. Os autores usaram o primeiro termo para incluir leques formados por fluxo de detritos e leques de rios entrelaçados como o leque Kosi, em gradiente elevado, e o segundo para definir leques como o atual leque Okavango em Botswana. Este leque possui na zona proximal os rios arenosos e meandrantés, que na zona mediana tornam-se dominado por pequenos e confinados canais anastomosados; posteriormente o fluxo na zona distal é dominado por fluxos desconfinados. A descarga decresce rio abaixo devido à evaporação (e transpiração a partir da vegetação nas áreas intercanais) e somente 2% do *input* do fluxo sai a partir da borda do leque para fluir em um único canal para um lago. O uso

do termo 'leque *losimean*' é restrito à definição de leque dominado por rios meandantes e de baixa sinuosidade com gradiente deposicional baixo.

O termo "sistema fluvial distributário" foi usado neste trabalho como equivalente a leques terminais, conforme proposto por Nichols e Fisher (2007), com um decréscimo da descarga a jusante e tem na porção distal um espraiamento terminal fluvial, onde não há lago presente. Se nesse sistema há um gradiente muito baixo também pode ser chamado de *losimean fan* no esquema da classificação de leques subaéreos sugeridos por Stanistreet e McCarthy (1993). O padrão do rio pode ser descrito como "distributário" em uma variedade de configurações (Fielding *et al.*, 2012), como por exemplo, numa parte de um delta marinho, mas o termo "fluvial distributário" tem sido aplicado apenas aos sistemas de rios com essas características, originalmente definido por Friend (1978) e descritos por autores como Graham (1983).

Em contrapartida, North e Warwick (2007) ao fazer uma análise crítica dos termos *leque terminal* e *distributário* (denominação oriunda de *sistema distributário* de NICHOLS; FISHER, 2007, dentre outros autores), afirmaram que o termo distributário deve ser abandonado, tanto no sentido geomorfológico quanto no sedimentológico, pois o efeito distributivo (visto em imagens de satélites e fotos aéreas) deve-se essencialmente às avulsões nos canais que compõem os sistemas fluviais, ou seja, os canais não estariam ativos ao mesmo tempo. O termo *distributivo sensu stricto*, segundo os autores, pode ser usado somente para deltas dominados por rios. O termo leque terminal foi igualmente descartado, pois foi aplicado a sistemas modernos, cujo caráter distributivo formou-se por ação antrópica e a porção final dos rios terminava em outra drenagem, como o Rio Gash.

Entretanto, Davidson *et al.* (2012), ao analisar os trabalhos de Hartley *et al.*, 2010 e Weissmann *et al.* (2010, 2011), baseados em imagens de satélite, mantiveram o termo sistema fluvial distributário e reuniram os diversos tipos de sistemas fluviais distributários propostos por Hartley *et al.* (2010) em três categorias principais: *braided bifurcating DFS*; *single-thread sinous (meandering) anabranching DFS*; *multi-thread (braided) anabranching DFS*. Davidson *et al.* (2012) afirmaram que os sistemas que apresentaram forte ação antrópica na forma e baixa resolução de imagem foram descartados. Invariavelmente, as avulsões fazem parte da construção do caráter distributivo, contudo a distribuição do fluxo em canais menores também ocorre. O canal principal (ou canais) pode ser mantido até a porção distal. As demais

características dos sistemas fluviais distributários são mantidas desde o trabalho de Weissmann *et al.* (2010, 2011).

Davidson *et al.* (2012) demonstraram a diferença entre um sistema fluvial tributário e o distributário: a principal diferença reside no aumento do porte do canal e incremento da área drenada sentido jusante para sistemas tributários, ao contrário, os sistemas distributário possuem diminuição do aporte dos canais e perda de água por infiltração e evaporação na porção distal. Relataram que os fatores hidráulicos que controlam os dois sistemas são distintos; os parâmetros considerados para tratar um canal meandrante dentro um sistema fluvial distributário não devem ser os mesmo usados para analisar um canal meandrante tributário. O desconfinamento dos fluxos e deposição de sedimentos nos SFD apresenta grande potencial de preservação no registro, isto explica a continua referência do SFD como principal ambiente fluvial verificado no registro geológico por diversos autores.

3.2 DEPÓSITOS EÓLICOS

Considera-se importante apresentar breve revisão acerca de depósitos de contexto eólico, uma vez que, conforme observado, o membro Morro Pelado apresenta frequente interação de depósitos de associações eólicas com fluviais e lacustres. Sistemas deposicionais eólicos correspondem aos ambientes de sedimentação em que o agente geológico principal é o vento e o nível de base é a superfície freática (STOKES, 1968).

As acumulações de areias resultantes dos processos de erosão, transporte e deposição denominam-se *ergs* (desertos arenosos) ou mares de areia (*sand seas*). As principais estruturas sedimentares observadas neste sistema são dunas, *draas* e ondulações (*ripples*), segundo Wilson (1972).

Dunas eólicas são formas de leito onduladas, sobretudo assimétricas, produzidas pela ação do vento; podem apresentar superposição por ondulas de comprimento de onda decimétrico a centimétrico (GIANNINI *et al.*, 2008). Apresentam *lee slope* com inclinações entre 20-34° (SWEET; KOCUREK, 1994). *Draas* possuem escala de forma de leito maior que dunas e ocorrem em desertos de areia com elevadas taxas de suprimento e transporte sedimentar; podem conter

superimposição de formas de leito (WILSON, 1972). Marcas onduladas (*ripple marks*) são de hierarquia inferior às dunas, com ondas com comprimento e altura milimétricos (BAGNOLD, 1941); são diferenciadas das ondulações subaquosas por sua alta razão comprimento/altura e caracterizadas por gradações inversas internas (MOUNTNEY, 2006).

Os processos atuantes na construção das estruturas internas das dunas são queda de grãos, fluxos de grãos e migração de ondulações eólicas (HUNTER, 1977a). Nas quedas de grãos os sedimentos são depositados por queda livre de grãos, anteriormente transportados principalmente por saltação, no lado do sotavento, em lâminas paralelas inclinadas.

Fluxos de grãos são movimentos de massa que geram feições lenticulares; são formados na face frontal, configurando forma de línguas (vistos em planta), que afinam a direção da base da duna. Podem formar gradação inversa, caso haja diferença suficiente de granulação.

Estratificação cavalgante translacente (*climbing translacent stratification*) (HUNTER, 1977a, b) são produzidas por “deposição tracional”, processo em que os grãos transportados por saltação originam impacto e rastejamento das partículas superficiais até que atinjam o repouso. As superfícies expostas desenvolvem ondulações eólicas que migram por cavalgamento de uma sobre a outra. Os estratos resultantes são constituídos por lâminas finas, planas e contínuas, com gradações inversas, e *foresets* raramente visíveis. Por analogia às formas subaquosas, Hunter (1977a, b) diferenciou três grupos de estratos translacentes, conforme a relação entre o ângulo de cavalgamento das *ripples* (α) e o ângulo formado entre o *stoss side* e a superfície deposicional principal (β): subcríticas, críticas e supercríticas (FIGURA 3.4).

As estruturas e feições de origem não eólica que ocorrem no ambiente desértico estão principalmente associadas às porções/aos depósitos de interdunas. Incluem gretas de contração; marcas de pingos de chuva; ondulações e estratificações subaquosas; cimentação pronunciada e crostas duras, evaporitos, e feições biogênicas (KOCUREK, 1981).

Superfícies limitantes de estratos eólicos são fundamentais para o estudo no estudo de sistemas deposicionais eólicos. Tais limites são relacionados a processos autogênicos, se formam em resposta à migração de formas de leito (BROOKFIELD, 1977). Superfícies de truncamento em depósitos eólicos foram originalmente

descritas por Stokes (1968), o qual afirmou que muitos sistemas eólicos são submetidos a períodos de deflação devido ao rebaixamento do nível do freático, o que formaria extensivas superfícies limitantes (regionais), conhecidas como “superfícies de Stokes”. Brookfield (1977) aprofundou esse assunto e introduziu um modelo que explica a origem do arranjo geométrico complexa dos *sets* eólicos, em termos de hierarquia de superfícies limitantes, divididas em 1ª (interdunas), 2ª (superimposição de *sets*), 3ª (superfícies de reativação).

Superfícies de 3ª ordem são superfícies de reativação dentro num conjunto de estratos cruzados que refletem mudanças na direção dos ventos, conseqüentemente da configuração das dunas. Superfícies de 2ª ordem são produzidas pela superposição de dunas menores sobre dunas maiores. São delimitadas em parte por superfícies de 1ª ordem. As superfícies limitantes eólicas de maior hierarquia (1ª ordem) são originadas pela migração de interdunas à frente dunas compostas (*draas*) ou simples. Correspondem à migração do *draa* (formas de leito e regiões de interdunas) dentro de um *erg*. Kocurek (1981) relatou que apesar de algumas regiões ou tipos de *draas* não sejam constituídas por dunas complexas a identificação dessas três superfícies de Brookfield (1977) refletem diretamente depósitos de *draa*.

Kocurek (1981, 1988) aperfeiçoou o esquema de Brookfield (1977) e postulou as supersuperfícies, de escala regional, que correspondem a limites de seqüências nos sistemas eólicos e truncam as demais superfícies. São hiatus deposicionais ou interrupções da deposição de *ergs*. Originam-se como respostas aos fatores externos: variações climáticas, posição do nível do mar, influxo sedimentar, padrões de transporte e configuração da bacia. Foram classificadas conforme a origem por Kocurek (1988): a) superfícies geradas pela interrupção da acumulação devida a causas climáticas; b) superfícies formadas pela retração do *erg*, devido a mudanças do nível do mar ou a processos tectônicos; b) superfícies formadas pela migração do *erg*.

No trabalho de Kocurek e Havholm (1993) discutem-se os controles da acumulação de sedimentos eólicos e dos processos de erosão, migração e deflação. Nesse estudo, os autores definem que os *ergs* podem ser classificados em úmidos, secos e/ou estabilizados. E assim diferentes superfícies de 1ª ordem, depósitos interdunares, tem origem conforme a umidade relativa presente.

Quanto às unidades deposicionais discretas (elementos arquitetônicos) o sistema eólico é composto, em geral, por dunas, interdunas secas, interdunas úmidas, interdunas alagadas, lençóis de areia, *sabkhas* e *playa lakes* (MOUNTNEY, 2006).

Dunas eólicas são acumulações de estratos geradas pela migração de formas de leito eólicas; quando o balanço sedimentar é positivo, as acumulações ocorrem por meio de superimposição de formas de leito em vários ângulos que preservam os *sets* e *cosets* de estratificações cruzadas associados às superfícies limitantes (BROOKFIELD, 1977).

Compartimentos e depressões interdunares são consideradas secas quando não há evidências de umidade; formas de leito eólicas são preservadas próximo ao contato com as dunas, entretanto a região interduna propriamente dita é caracterizada por superfície de passagem (*bypass*) ou deflação (MOUNTNEY, 2006). Interdunas úmidas são definidas quando a superfície deposicional coincide com a franja capilar do freático; ondulações de adesão e rochas evaporíticas são diagnósticas; a subida progressiva da coluna d'água gera a acumulação de dunas e interdunas (KOCUREK; HAVHOLM, 1993). Interdunas alagadas são identificadas quando o nível do nível freático está acima da superfície de acumulação, onde são depositados sedimentos finos (silte, argila, areias muito finas) provenientes tanto de transporte eólico como fluvial (sazonais) (KOCUREK, 1981). Interdunas alagadas, ou mesmo lagos temporários, podem receber grande quantidade de material detrítico trazida por inundações relâmpago (*flash floods*), que é depositada por suspensão gerando gradações normais que terminam em depósitos finos (LANGFORD, 1989).

Lençóis de areia são “massas” de areia eólica em movimento, que ocorrem geralmente na margem dos campos de dunas, entretanto esses dois elementos podem existir separadamente (KOCUREK; NIELSON, 1986). Lençóis de areia apresentam estratificações de baixo ângulo e plano-paralelas, que podem ser identificadas com maior certeza por meio da identificação de marcas onduladas características da ação do vento (aplainadas e com cristas bifurcadas) (KOCUREK; NIELSON, 1986).

Sabkhas são amplas depressões pouco íngremes que são preenchidas total ou parcialmente por evaporitos, que são denominadas de bacias *playa* na América do Norte (MOUNTNEY, 2006). *Sabkhas* e *playas* configuram áreas planas

constituídas por depósitos subaquosos de argila, silte ou areia, onde incrustações salinas são frequentes.

Elementos não eólicos continentais, extradunas, referem-se a depósitos fluviais efêmeros e perenes, leques aluviais, corpos lacustres permanentes (KOCUREK *et al.*, 2001).

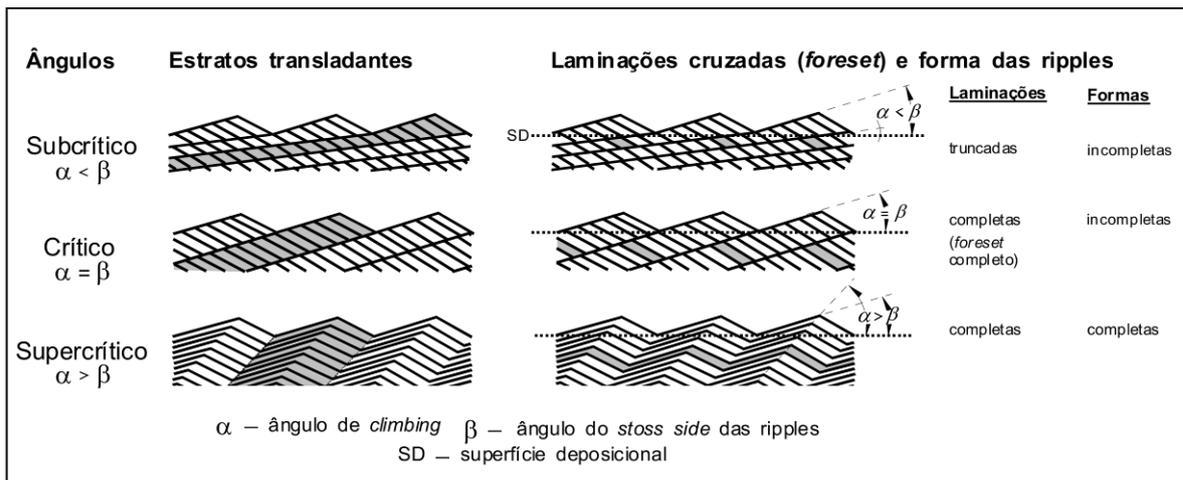


FIGURA 3.4 - Tipos de estruturas geradas por ondulações eólicas cavalgantes, em função de diferentes ângulos de *climbing*, baseado em Hunter (1977a). Fonte: Faccini (2000).

4 SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FORMAÇÃO RIO DO RASTO NA BACIA DO PARANÁ

Este capítulo apresenta síntese dos trabalhos considerados mais relevantes, tais como aqueles que contribuíram para a evolução do conhecimento da unidade, com destaque para os que tratam sobre a Formação Rio do Rasto no estado de Santa Catarina. Os temas abordados envolvem aspectos litológicos, históricos e estratigráficos, paleontológicos, e interpretações paleoambientais.

4.1 A FORMAÇÃO RIO DO RASTO

A Formação Rio do Rasto pertence à sequência deposicional Meso/Neopermiana da Bacia do Paraná (HOLZ *et al.*, 2010), designada Supersequência Gondwana I por Milani (1994) e Milani *et al.* (2007).

A unidade pertencente ao grupo Passa Dois foi dividida nos membros Serrinha e Morro Pelado por Gordon Jr (1947). O primeiro apresenta 150-250 m de espessura máxima; é composto por argilitos e siltitos acinzentados, secundariamente avermelhados, e arenitos muito finos a finos amarelados (HOLZ *et al.*, 2010). O segundo possui espessura máxima de 250-300 m (ROHN, 2007; HOLZ *et al.*, 2010), constitui-se por arenitos finos a médios, siltitos e, secundariamente, argilitos avermelhados.

A formação é bem exposta nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Nos estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, intervalo litoestratigráfico correspondentes à Formação Rio do Rasto foi incluído na Formação Corumbataí (SCHNEIDER *et al.*, 1974) devido à dificuldade de individualização. A Formação Sanga do Cabral (RS) foi interpretada por Lavina (1988) como correspondente lateral das formações Rio do Rasto e Pirambóia, na porção setentrional da bacia, hipótese adotada por Milani *et al.* (2007).

No estado do Paraná, na região ao norte do arco de Ponta Grossa, esta formação é sucedida pelos arenitos eólicos da Formação Pirambóia (Neopermiano ao Eotriássico), enquanto no centro e no sul de Santa Catarina a Formação Rio do

Rasto apresenta contato direto com a Formação Botucatu (Eocretáceo), correspondente a ambiente desértico. No Rio Grande do Sul, a unidade faz contato com depósitos de clima semiárido da Formação Sanga do Cabral (Neopermiano ao Eotriássico) (HOLZ *et al.*, 2010). A Formação Rio do Rasto compreende sucessão com tendência geral granocrescente ascendente (ROHN, 1994; WARREN *et al.*, 2008; HOLZ *et al.*, 2010), ou seja, registra mudança marcante no tipo de sedimentação que encerra o ciclo sedimentar Passa Dois, que passa de predominantemente siltico-argilosa no Permiano, para arenosa no Triássico-Jurássico (ALMEIDA, 1980 *apud* RICCOMINI *et al.*, 1984). Segundo Rohn (1994) o Membro Morro Pelado corresponde à fase mais severa da aridização para a Formação Rio do Rasto.

4.2 O GRUPO PASSA DOIS E A FORMAÇÃO RIO DO RASTO: EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS ESTRATIGRÁFICOS

Os temas abordados neste item envolvem historicamente diferentes abordagens da estratigrafia: litoestratigrafia (FIGURA 4.1), cronoestratigrafia e bioestratigrafia. As primeiras investigações sobre a Bacia do Paraná foram feitas por White (1906, 1908). Em seu levantamento, denominou de *Série Passa Dois* (permiana) a unidade composta pelos *folhelhos Irati* e *Estrada Nova*, e pelas *Camadas Rocinha*. Incluiu as *camadas avermelhadas Rio do Rasto* na *Série São Bento*, em conjunto com as *Camadas Santa Maria* (triássicas), *Grés São Bento* e *Rochas Eruptivas Serra Geral*. Definiu idade permiana para a *Série Passa Dois*, baseado na presença de *Lycopodiopsis*. Antes de 1908 existe o relato feito por Derby (1878) sobre a ocorrência de bivalves em estratos hoje considerados como pertencentes ao Grupo Passa Dois.

Os seguintes refinamentos estratigráficos para a bacia foram apresentados por Oliveira (1916, 1918, 1927), que manteve as designações de White (1906, 1908), e modificou apenas a hierarquia das unidades. Oliveira (1918) posicionou as *camadas Rio do Rasto* no Permiano Superior, com base em fósseis de *Glossopteris* e lamelibrânquios, designando-as como série, que abrangeu as *camadas Santa Maria*. Entretanto, Oliveira (1927) manteve a denominação *Série Passa Dois*

(permiana) e *Série São Bento* (triássica) de White (1908), mas que comportavam, respectivamente: a) *Grupo Irati*, (folhelhos pretos e calcários), *Grupo Estrada Nova* (folhelhos e arenitos cinzentos variegados) e *Calcário Rocinha*; b) *Grupo Rio Rasto* (arenitos e folhelhos vermelhos e variegados), *Arenito Botucatu* e *Eruptivas da Serra Geral*. O calcário descrito por White (1908), correspondente ao Membro Serrinha, segundo Gordon Jr (1947), difere do *calcário Rocinha* (oolíticos) descrito por Oliveira (1916), uma vez que estes se referem à atual Formação Teresina.

A partir de novas interpretações acerca dos lamelibrânquios da parte superior do *Grupo Estrada Nova* no estado do Paraná, atribuídos ao Triássico Superior, Oliveira (1927, 1930) e Rego (1930) admitiram um hiato temporal entre a porção inferior e superior do *Grupo Estrada Nova*. O problema foi solucionado quando Mendes (1945) definiu idade Permiana às rochas Passa Dois ao reestudar esses lamelibrânquios e encontrar exemplares da flora *Glossopteris* em intervalos superiores aos que continham lamelibrânquios. Após tais revelações, Gordon Jr (1947) e Maack (1947) propuseram novas colunas estratigráficas para a Bacia do Paraná, muito semelhantes entre si, contudo a proposta de Gordon Jr (1947) foi mais bem aceita e usada pela comunidade geológica.

Gordon Jr (1947) reuniu todas as rochas consideradas de idade permiana na *Série Passa Dois*, depositadas sem hiatos importantes: Folhelho Irati, *Formação Estrada Nova* (membros Teresina e Serra Alta), *Formação Rio do Rasto* (membros Serrinha e Morro Pelado). Estratigraficamente acima, a *Série São Bento* abrangeu a *Formação Santa Maria*, *Arenito Botucatu*, *Formação Serra Geral* e *Arenito Caiuá*. Apenas no Rio Grande do Sul, o autor separou por discordância esta série da *Formação Santa Maria*. Nos estados do Paraná e Santa Catarina a *Formação Botucatu* estaria assentada discordantemente sobre a *Série Passa Dois*. Considerou difícil identificar o contato entre os folhelhos do topo da *Formação Estrada Nova* e a base da *Formação Rio do Rasto*; contudo, definiu o aumento da quantidade de areia e silte e a ausência de nódulos silicosos como diagnósticos desta passagem. O autor afirmou que o Membro Morro Pelado “teria sido referido incorretamente às camadas *Santa Maria* por vários geólogos”, como por exemplo, Rego (1930).

Para Gordon Jr (1947) a discordância na base do *Arenito Botucatu* seria a mais evidente da seção permiana-triássica. Em Santa Catarina e Paraná esse arenito sobrepõe-se diretamente sobre a *Formação Rio do Rasto*, marcando, conforme o autor, o limite entre as eras Paleozoico e Mesozoico. A base do *Arenito*

Botucatu caracteriza-se pelo seu conteúdo de intraclastos pelíticos avermelhados da formação sotoposta. Em São Paulo, o autor observou que o arenito eólico avança progressivamente sobre a seção na direção nordeste e que, ao chegar à divisa com Minas Gerais, sobrepõe-se diretamente sobre o embasamento pré-cambriano da Bacia do Paraná.

Maack (1947) dividiu a *Série Passa Dois* em grupos *Irati*, *Estrada Nova* (camadas *Serra Alta* e *Teresina - Serrinha*), e formações *Esperança* e *Poço Preto*. O autor considerou que as camadas da Formação Santa Maria com sáurios se separa por discordância erosiva do *Grupo Rio do Rasto* (abaixo) e do *Arenito Botucatu* (acima). Descreveu que entre as rochas calcárias das *Camadas Teresina-Serrinha* e as camadas vermelhas do *Grupo Rio do Rasto* desenvolveu-se uma sucessão de horizontes não-carbonáticos, areno-argilosos, e as denominou de Formação *Esperança*. Essa formação apresentaria evidentes registros de mudanças nas condições da sedimentação em comparação com as *Camadas Teresina-Serrinha*, marcadas regionalmente por leve discordância (ampla linha ondulada). Baseado em análises paleontológicas, considerou o *Grupo Rio do Rasto* como de idade permiana superior, situando-o abaixo do hiato deposicional - grande discordância erosiva - entre as unidades permianas e triássicas, sobre o qual posicionou a Formação Santa Maria (Triássico Superior). Sugeriu que o *Arenito Botucatu* poderia pertencer ao período Jurássico Inferior, apesar de enquadrá-lo no Triássico Superior, sobreposto à Formação Santa Maria. Denominou de 'fácies Pirambóia do Arenito Botucatu', fácies fluvial, com arenitos argilosos, vermelhos, de estratificação cruzada de baixo ângulo e com estratos de pedregulho (material vermelho desagregado das camadas Rio do Rasto), abaixo do qual estaria posicionada a discordância entre as unidades paleozoicas e mesozoicas.

A designação Formação Poço Preto de Maack (1947) equivale a Membro Morro Pelado de Gordon Jr (1947). Neste mesmo raciocínio, a *Formação Esperança* de Maack (1947), utilizada também por Putzer (1955), pode corresponder ao Membro Serrinha de Gordon Jr (1947). Maack (1947) e Salamuni (1963) ressaltaram a íntima relação entre as fácies Teresina e Serrinha, difíceis de separar estratigraficamente em análises de campo.

A partir de revisão histórica sobre a paleontologia do Paraná, Lange (1954) dividiu a *Série Passa Dois*, permiana, nos grupos *Estrada Nova* (camadas *Irati*, *Serra Alta* e *Teresina*), e *Rio do Rasto* (formações *Serrinha*, *Esperança-Morro Pelado*). A

Série São Bento, considerada de idade triássica a jurássica, foi dividida em *Arenito Botucatu*, incluindo a *fácies Pirambóia*, *Formação Serra Geral* e *Arenito Caiuá*.

Beurlen (1955) atribuiu idade permiana inferior à *Série Passa Dois*, que abrange os *grupos Estrada Nova* (camadas Irati, *Serra Alta* e *Teresina*) e *Rio do Rasto* (camadas *Serrinha*, *Esperança* e *Poço Preto*). Admitiu um hiato deposicional desde o fim do Permiano ao Triássico Médio. Desse modo, conferiu à *Série São Bento* a época Triássico Superior; unidade composta pelos *arenitos Pirambóia* e *Botucatu* e pelos *Derrames de Diabásio*.

Sanford e Lange (1960) mantiveram, em termos gerais, as designações estratigráficas de Gordon Jr (1947). Conservaram *Série Passa Dois* e *Série São Bento* de White (1908).

Deveu-se a Mendes (1952) o emprego do nome Irati na categoria de Formação. Barbosa e Gomes (1958) propuseram uma divisão da unidade nos membros Taquaral, inferior, siltitos e folhelhos cinza-escuros, e Assistência, superior, alternância rítmica de folhelhos pirobetuminosos e calcários, adotada por Schneider *et al.* (1974). Mendes *et al.* (1966) propuseram a subdivisão informal para os Folhelhos Irati, diferenciando-os em *fácies Joaquim Távora* (nordeste do Paraná, siltitos abaixo de folhelhos) e *Fácies São Mateus* (folhelhos sul do Paraná).

A categoria de grupo para os estratos Passa Dois foi proposta por Mendes (1967). Por esse motivo, essa classificação foi considerada por muitos estudiosos do tema, como Schneider *et al.* (1974) e Rohn (1994), como uma das principais divisões estratigráficas. Mendes (1967) designou “Passa Dois” como um grupo constituído pelas formações Irati (base), Estrada Nova e Rio do Rasto (topo), sendo a *Formação Estrada Nova* correlata à Formação Corumbataí no estado de São Paulo. Diferenciou *Formação Estrada Nova* nas *fácies Serra Alta*, *Teresina* e *Serrinha*, para os estados de Santa Catarina e Paraná; e *Fácies Paranapanema*, para o estado de São Paulo. Considerou idade permiana para os estratos da Formação Rio do Rasto com base em registro da malacofauna e dos conchostráceos, além dos palinormorfos.

Northfleet *et al.* (1969) apresentam coluna estratigráfica informal que estabeleceu contatos e idades baseados em dados de superfície e subsuperfície, dados de microfósseis e megafósseis. Classificou o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Paraná em grupos e formações. Os autores elevaram “o pacote Serra Alta” à categoria de Formação. A *Formação Estrada Nova* passou a incluir as camadas

Teresina e Serrinha e o Membro Morro seria a única unidade da Formação Rio do Rasto.

Colunas estratigráficas estabelecidas para as diferentes regiões da Bacia do Paraná foram propostas por Schneider *et al.* (1974), após o tratamento de dados de poços de toda a região da bacia em conjunto com mapeamentos geológicos. Admitiram idade permiana aos estratos da Formação Rio do Rasto.

A carta estratigráfica para Bacia do Paraná de Milani *et al.* (1994) foi utilizada como base em muitos trabalhos nas últimas décadas. Essa carta foi desenvolvida com o objetivo de apresentar um resumo das grandes unidades com representação e significado regionais. Nesta ocasião, consideram adicionalmente os megaestágios evolutivos da bacia. As principais modificações referem-se ao as formações Pirambóia e Rosário do Sul (Membro Santa Maria) que são apresentadas como interdigitadas lateralmente na época Mesotriássico, assentadas sobre expressiva discordância erosiva eotriássica. Assim, a deposição da Formação Botucatu ficou restrita ao período Jurássico. Desse modo, Milani e colaboradores (1994), bem como Riccomini *et al.* (1984), sugeriram que a Formação Rio do Rasto poderia se estender até o Triássico Inferior, considerando relações de contato com a Formação Pirambóia.

Cunha e França (1994) propuseram idade triássica para a Formação Rio do Rasto ao estudarem a taxa de sedimentação. Por outro lado Faccini *et al.* (1995) sugeriu idade mínima referenciada ao Eotriássico para a sequência Rio do Rasto – Sanga do Cabral.

Segundo Ferreira-Oliveira e Rohn (2010) as definições de Triássico Inferior ou Superior para a Formação Rio do Rasto de Milani *et al.* (1994) e França *et al.* (1995) foram baseadas em uma interpretação equivocada da alostratigrafia dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois.

A seguinte e uma das mais atuais revisões da estratigrafia da bacia foi apresentada por Milani *et al.* (2007), baseada sobretudo nos estudos de Milani (1997) sobre grandes estágios tectono-sedimentares da Bacia do Paraná. Os autores subdividiam o registro sedimentar da Bacia do Paraná em seis supersequências tectono-sedimentares, descritas no Capítulo 1. A principal modificação no intervalo permiano-jurássico reside na equivalência lateral, da borda da bacia para o centro, entre as formações Pirambóia (PR, SC) e Sanga do Cabral (RS) com a Formação Rio do Rasto no “Permiano Superior” ao “Triássico Inferior”. A

Formação Santa Maria é situada após discordância eotriássica, separada da Formação Botucatu por discordância neojurássica.

Entretanto, os dados paleontológicos em geral tendem ao posicionamento da Formação Rio do Rasto no Permiano Superior.

Conforme estudos baseados em palinomorfos, Daemon e Quadros (1970) definiram o intervalo bioestratigráfico L, coincidente com os depósitos do topo do Grupo Passa Dois, do Kazaniano (Permiano Superior). Caracterizado por esporomorfos típicos de ambientes de clima seco e quente. Os estratos da Formação Rio do Rasto não foram analisados com maior detalhe, pois são avermelhados e encontram-se muito oxidados, o que prejudica a preservação de esporos.

O esquema bioestratigráfico de Rohn e Rösler (2000) acerca das formações Teresina e Rio do Rasto indica idade Guadalupiano Superior a Lopingiano para os depósitos do Membro Morro Pelado. A datação correspondente à biozona *Schizoneura Gondwanensis*. Intervalo este composto por *Schizoneura Gondwanensis* e caules de *Paracalamites* sp., dentre outros megafitofósseis. Entretanto, os autores não descartam a possibilidade de que esta biozona possa corresponder a idades mais jovens, exceto pela interpretação dos tetrápodes (LANGER, 2000). *S. Gondwanensis* são taofloras típicas do Permiano Superior do Gondwana, mas também são encontradas no Triássico Superior. Gimnospermas (da Formação Teresina) não foram usadas em zonas de assembleias, pois muitas eram alóctones, algumas em depósitos distais e outras em proximais.

Para o Intervalo permiano-triássico da Bacia do Paraná considera-se a atual classificação cronoestratigráfica de Ferreira - Oliveira e Rohn (2010), baseada em Ferreira-Oliveira (2007), a partir de descobertas recentes de conchostráceos da família *Leaiidae* (*Hemicycloleia mitchelli*), determinada como pertencente ao Permiano Superior (Wuchiapingiano). Desse modo, os autores sumarizaram itens que corroboram a idade permiana para Formação Rio do Rasto:

1. Tetrápodes das porções médias a superiores da Formação Rio do Rasto na Serra do Cadeado (Paraná) podem ser correlacionados com as zonas de assembleia *Pristerognathus*, *Tropidostoma* ou *Cistecephalus* do sul da África, que são limitadas ao Tatariano (LANGER, 2000), ou possivelmente ao Wuchiapingiano (CISNEROS *et al.*, 2005).

2. *Leinzia similis*: típica espécie de bivalve do Membro Serrinha, recentemente descoberta no topo da Formação Gai-As na Namíbia, a alguns metros de cinzas vulcânicas, que teve os zircões datados em $265 \pm 2,5$ Ma (STOLLHOFEN *et al.*, 2000), aproximadamente o limite Wordiano-Capitaniano.

3. Elementos da flora *Glossopteris* típicos do “Permiano Médio” a “Inferior” (ROHN; RÖSLER, 2000).

4. Mesossauros da Formação Irati e da Formação Waterhill da África do Sul correspondem ao Artinskiano (OELOFSEN; ARAÚJO, 1983). Corroborados pela idade de $278 \pm 2,2$ Ma por datação absoluta de zircões de uma camada bentonítica da Formação Irati (U/Pb SHRIMP; SOUZA, 2006).

Rohn *et al.* (2007) apontaram que a Formação Rio do Rasto não deve registrar o limite permiano-triássico, ao documentar conchostráceos wuchiapingianos acima de uma discordância intraformacional na parte superior do Membro Morro Pelado, na região do Arco de Ponta Grossa.

Holz *et al.* (2010) apresenta uma vasta revisão lito e bioestratigráfica, apoiada por dados de palinórfos, plantas e invertebrados, apontam idade Permiano Médio – Superior (Wordiano a Wuchiapingiano) para a Formação Rio do Rasto.

O estabelecimento da idade da Formação Rio do Rasto com base em vertebrados fósseis iniciou-se com estudos de Barberena e Daemon (1974), que descobriram os primeiros tetrápodes (anfíbios labirintodonte e dicinodonte) da Serra do Cadeado, estado Paraná. Esses tetrápodes foram reescritos e definidos, respectivamente, como *Australerpeton cosgriffi* (BARBERENA, 1998) e *Endothiodon* (BARBERENA; ARAÚJO, 1985), possibilitando a correlação da formação com a Zona *Cistecephalus* da Bacia do Karoo na África do Sul (Permiano Superior) (BARBERENA *et al.*, 1985).

Barberena *et al.* (1985, 1991) propõem faunas locais para a Formação Rio do Rasto. Os autores estabeleceram a *fauna local Serra do Cadeado* para o estado do Paraná, representada por *Endothiodon* e anfíbios termnospôndilos, correlacionada a Zona *Cistecephalus* da Bacia do Karoo na África do Sul (Tatariano). No Rio Grande do Sul, os autores estabeleceram a *fauna local Aceguá*, a partir do registro de *Pareiasaurus americanus* (ARAÚJO, 1985 a, b; LEE, 1997), de idade tatariana superior. Isto inclui a Formação Rio do Rasto no Permiano Superior.

Langer (2000) estabeleceu novas faunas locais, novas idades para as faunas locais anteriormente definidas por Barberena *et al.* (1985, 1991) e correlações com faunas sul-africanas. Propôs a *fauna local Posto Queimado*, a partir da descoberta do dinocefálio, e correlacionou com as Zonas de *Eodicynodon* e *Tapinocephalus* sul-africanas (Kanzaniano Superior – Tatariano Inferior), pois o dinocefálio apresenta distribuição estratigráfica desde o Ufimiano ao Tatariano Inferior. O autor apontou o topo do Tatariano como idade para *fauna local Aceguá*, correlacionando-a com as Zonas de *Cistecephalus* e *Dicynodon* sul-africanas. Semelhantemente, correlacionou à *fauna local Serra do Cadeado* com a parte superior da Zona de *Priesterognathus*, com a Zona de *Tropidostoma* e parte inferior da Zona de *Cistecephalus* (base do Tatariano Superior).

A descrição de pareiasauro *Provelosaurus americanus* para a *fauna local Posto Queimado* e a redescrição de *Pareiasaurus americanus* da *fauna local Aceguá* como *Provelosaurus americanus*, indica, conforme Malabarba *et al.* (2003) e Cisneros *et al.* (2005) que estas duas faunas possuem correlação direta. Desse modo, os autores sugerem a correlação das duas faunas com a Zona de *Tapinocephalus* na África e com *fauna Isheevoo* no Leste Europeu, com idade Tatariano Inferior. Demonstraram que a *fauna local Serra do Cadeado* (Tatariano Superior) seria mais nova que estas, segundo datações de Langer (2000). Entretanto, Langer *et al.* (2008) propõem o Tatariano Inferior para a fauna do estado do Paraná, associado os temnospôndilos a espécies restritas ao Capitaniano.

O trabalho mais recente que estabelece a idade da Formação Rio do Rasto a partir de fósseis de tetrápode foi desenvolvido por Dias-da-Silva (2011), com a descoberta de três novos fósseis. O autor sugere que todas as faunas foram registradas durante o Guadalapiano, em que os depósitos superiores da *fauna local Serra do Cadeado* possuem idade Lopingiana, e a *fauna Aceguá*, de idade Roadiano Superior - Wordiano, seria mais antiga que a *fauna Posto Queimado* (Wordiano Superior – Capitaniano).

4.3 CONTEÚDO FOSSILÍFERO DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO

Entre os fósseis encontrados no Membro Serrinha destacam-se abundantes conchostráceos, crustáceos de águas continentais, moluscos bivalves, vegetais (megafósseis vegetais mais abundantes em relação à Formação Teresina), palinomorfos e estromatólito (SCHNEIDER *et al.*, 1974; ROHN, 1994; ROHN *et al.* 2003; MEGLHIORATTI, 2006; NEREGATO, 2007).

A assembleia de macrofitofósseis do Membro Serrinha é dominada por várias espécies de glossopterídeas, algumas pecopterídeas, folhas de samambaias e esfenófitas (ROHN, 1994; ROHN; RÖSLER, 2000). Essa paleoflora substituiu a presença de licófitas na Formação Teresina, que provavelmente toleravam água salobra (ROHN *et al.*, 2007). Espécimes de *Sphenophyllun* são usados para a definição de Zona *Sphenophyllun paranaense*, ainda no intervalo Serrinha (ROHN; RÖSLER, 2000). Na transição entre os membros Serrinha e Morro Pelado, há substituição da espécie de esfenófitas, com o aparecimento de *Schizoneura gondwanensis*, estabelecida como nova biozona (ROHN; RÖSLER, 2000). Ocorrências de fósseis são mais raras para o topo da Formação Rio do Rasto, assim como há diminuição da diversidade, refletindo as condições de crescente de aridez.

Os bivalves da unidade, com destaque para os do Membro Serrinha, são diferentes dos encontrados na Formação Teresina, dentre os quais o aparecimento de *Terraia curvata* é o mais importante. Ocorrem em leitos carbonáticos e coquinhas, principalmente ao norte do Arco de Ponta Grossa. A maior parte do Membro Serrinha corresponde à zona *Leinzia similis*, definida informalmente em Rohn (1994) e estabelecida por Rohn *et al.* (2003) e Ferreira-Oliveira e Rohn (2010). A partir destas comunicações, foi definida a Zona *Palaeomutela? Platinensis* na transição Serrinha-Rio do Rasto.

Conchostráceos são fósseis característicos do Membro Morro Pelado e indicam condições de sedimentação em água doce (ROHN, 1994; ROHN; RÖSLER, 2000). Novos leaiídeos (*Hemicycloleia mitchelli*) foram recentemente encontrados no estado do Paraná. Trata-se de um dos conchostráceos mais distribuídos, euritóticos e característicos do final do período Paleozoico no Gondwana, mas que tiveram súbito desaparecimento próximo ao limite permiano-triássico (FERREIRA-OLIVEIRA; ROHN, 2010).

Escamas de peixes são relativamente comuns no Membro Morro Pelado. Tetrápodes também são encontrados nesta unidade e são considerados importantes devido à sua utilidade nas correlações com paleofaunas permianas da África do Sul (ROHN, 1994).

4.4 AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

Rego (1930) já havia constatado que para o topo da 'Série Passa Dois' as camadas de areia tornar-se-iam mais frequentes. Para o autor as fácies do 'Grupo Rio do Rasto' seriam de origem aquosa, com uma fase marinha. Gordon Jr (1947) notou a lenticularidade e rápido acunhamento dos estratos Rio do Rasto, bem como as feições de corte-e-preenchimento de canais no topo da seção, indicados por ele como característicos de ambiente de planície de inundações.

Segundo Beurlen (1955), nem fauna, nem caráter litológico das camadas Serrinha, apresentaram indícios de origem marinha. Considerou a sedimentação continua entre os depósitos Teresina e Serrinha. Porém, aparentemente, em virtude de movimentos epirogênicos, a ligação desta bacia com o oceano aberto teria desaparecido, de modo que sucedeu a rápida dulcificação das águas salobras (extinção da fauna *Pinzonella*). As características das *camadas Esperança* quanto aos litotipos, empobrecimento da fauna de lamelibrânquios, abundância de filópodos e dos leitos de restos vegetais indicariam que a "ampla bacia de água doce Serrinha" seria substituída por uma grande baixada com pântanos e lagoas, em parte temporárias. As *camadas Poço Preto* foram distinguidas das sotopostas pela presença de fauna de filópodos e pela diminuição da presença de fosseis vegetais. O autor concluiu que na parte superior do *Grupo Rio do Rasto* haveria redução nas condições semiáridas, com formação de lagoas isoladas e temporárias.

Mendes (1967) atribuiu à deposição da fácies Serrinha o ambiente lacustre, com grande persistência e competência dos agentes de transporte, ao contrário da fácies Teresina. A Formação Rio do Rasto seria caracterizada por ambiente de sedimentação predominante de planícies de inundações, com feições de corte-e-

preenchimento de canal, e camadas lenticularizadas que indicariam sedimentação lacustre.

Entretanto, Northfleet *et al.* (1969) postularam que as camadas Teresina e Serrinha teriam sido depositadas em ampla área de planícies de marés, baseados principalmente na estratificação levemente ondulada com estrutura *flaser*, associadas a microlaminação ondulada, fendas de ressecamento e intercalações com calcários oolíticos. Enquanto a associação de litotipos que constitui o topo da Formação Rio do Rasto indicaria ambiente deposicional fluvial de planície de inundação.

Semelhantemente, Schneider *et al.* (1974), definiram que Membro Serrinha equivaleria a avanços progradacionais de depósitos clásticos de planícies costeiras sobre depósitos de planícies de marés, equivalendo a ambiente de transição entre depósitos de águas rasas marinhos da Formação Teresina e os continentais do Membro Morro Pelado. Identificaram no Membro Morro Pelado lentes arenosas de barras desenvolvidas em rios meandrantés, ausência de grandes canais fluviais, a presença de arenitos finos a muito finos e grande quantidade de depósitos de transbordamento. Os autores admitiram caráter progradacional para a sucessão, iniciando-se com fácies depositadas em ambiente subaquoso, passando para depósitos transicionais e continentais de planície deltaica e dunas eólicas pertencentes ao Membro Morro Pelado.

Conforme os ambientes definidos para o Grupo Passa Dois por Gama Jr (1979), o prodelta Teresina e frente deltaica Serrinha seriam uma sequência subaquosa acumulada segundo eixo de maior subsidência situado no Paraná e orientado de oeste para leste, em direção ao Arco de Ponta Grossa. O depocentro da sequência continental Morro Pelado estaria posicionado na região central deste estado. Mapa de isólitás desenvolvidos para frente deltaica Serrinha indicam área fonte ao sul do Mato Grosso do Sul e ciclos de sedimentação orientados para o sudeste de Santa Catarina. O autor classificou o Sistema Deltaico Serra do Espigão como 'destrutivo dominado por marés'.

Os argumentos apontados por Gama Jr (1979) que justificaram a sedimentação em planície deltaica para o Morro Pelado foram: a) lamitos vermelhos que perfizeram cerca de 50% dos sedimentos continentais, o que indicaria uma planície senil com rios de baixo declive longitudinal e elevada carga em suspensão; b) presença de muitos canais de forma lenticular que corresponderia a rios retilíneos

relativamente estabilizados na planície, e c) os rios poderiam ser caracterizados como de elevada descarga e frequentes transbordamentos devido à abundância de depósitos “*crevasse splays*”, diques marginais e canais abandonados.

Para Rohn (1994), o membro Serrinha representaria uma das mais importantes modificações na bacia, uma vez que a paleontologia aponta para condições de água doce. Aventou que as estruturas sedimentares existentes principalmente no Membro Serrinha como estratificações cruzadas *hummocky* e rochas com laminações heterolíticas, outrora atribuídas à ação de marés, na realidade são formadas em um sistema lacustre de grandes dimensões, influenciado por ondas de tempestades. O limite Serrinha-Morro Pelado, segundo Rohn (1994), seria marcado pela diminuição da quantidade de tempestitos (identificados por *hummockys*) e de rochas laminações heterolíticas, devido à diminuição da disponibilidade de água na bacia. O Membro Morro Pelado, teria se depositado em ambiente seguramente continental.

Ao final da deposição da Formação Rio do Rasto, admitiu-se que a bacia foi compartimentada em vários pequenos corpos d’água, contornados por áreas emersas com rios efêmeros e dunas eólicas (LAVINA, 1991; ROHN, 1994; SOARES *et al.* 2008). O último estrato preservado da Formação Rio do Rasto seria composto essencialmente por arenitos eólicos. Todavia, Rohn (1994) afirmou que adicionalmente ocorrem lobos de suspensão, depósitos fluviais, e depósitos de lagos que podem ser denominados de *sabkhas* ou interdunas úmidas de um sistema deposicional eólico. Estas interpretações foram em geral mantidas em Rohn *et al.* (2003), Rohn (2007).

Rohn e Rösler (2000) afirmam que as plantas são relativamente abundantes na Formação Rio do Rasto, mas são menos diversificadas que em outras regiões do Gondwana, sugerindo condições de forte aridização na região da Bacia do Paraná, corroborado pela forte presença de dunas eólicas, e total falta de camadas carbonosas. Os autores sugerem a interpretação para o Morro Pelado como lago raso (preenchido por barras de desembocaduras) e, em menor proporção, um sistema eólico, com rios efêmeros e interdunas.

Warren *et al.* (2008), consideraram que a deposição do Membro Serrinha, em contato basal transicional com a Formação Teresina, se deu em sistema deltaico em mar interior, sem ligações importantes com o oceano, apesar de admitirem que as associações descritas possam equivaler à deposição em uma ampla bacia

lacustre, posto que os produtos deposicionais nestes dois ambientes seriam os mesmos. O Membro Morro Pelado seria composto, sobretudo, por sedimentos de planície e frente deltaica, com instalação de um complexo padrão de canais distributários meandranes principais e retilíneos secundários sobre depósitos de desembocadura abandonados. Para o topo da unidade descreveram associações de elementos fluviais e deltaicos intercalados com depósitos de dunas eólicas, que se espessam e ocorrem com maior frequência rumo ao topo da seção. Baseados nisto, admitiram contato transicional entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia.

5 LITOFÁCIES DO MEMBRO MORRO PELADO

O Membro Morro Pelado é composto por litofácies semelhantes em termos de material sedimentar constituinte, mas que se arranjam de diferentes formas e em diversos contextos locais de elementos. Os litotipos encontrados constituem essencialmente arenitos muito finos a médios, siltitos e, subordinadamente, argilitos e brechas intraformacionais. Foram individualizadas 22 litofácies principais, sumarizadas conforme o código descritivo na figura 5.1 e quadro 5.1.

FÁCIES	CARACTERÍSTICAS	SÍMBOLO
Conglomerados (G)		
Gt - i	Intraclástico com estratificação cruzada	
Gh - i	Intraclástico com estratificação plano-paralela	
Arenitos (S)		
Sm	Maciço	
Si	Gradação inversa	
St1	Estratificação cruzada acanalada tipo 1	
Sh1/Shl	Estratificação/laminação plano-paralela	
Sl1	Estratificação cruzada de baixo ângulo	
Sr1, Sr2 e Sr3	Laminações onduladas tipo-A, sinuosas e <i>megaripples</i>	
St2	Estratificação cruzada acanalada tipo 2	
Sl2	Estratificação cruzada de baixo ângulo tipo 2	
Sh2	Estratificação plano - paralela tipo 2	
Sp	Estratificação cruzada tabular	
Rochas pelíticas (F)		
Fm	Maciço (argilito ou siltito)	
Fl	Laminado	
Fhr	Laminações heterolíticas (<i>wave, linsen</i> ou <i>flaser</i>)	
Fr	Pelitos com gretas de contração	
Rochas pelíticas fossilíferas (F)		
Fb	Camadas de restos de peixes, bivalves e tetrápodes	
Ff	Outros pelitos fossilíferos	
Calcretes		
P	Crosta dura, mosqueado ou nodular	

FIGURA 5.1 - Descrição sucinta das litofácies individualizadas e símbolos usados nos perfis verticais. Código de litofácies modificado e ampliado de Miall (1978, 1996).

QUADRO 5.1 - Litofácies sedimentares identificadas no Membro Morro Pelado

Código	Denominação	Descrição	Interpretação
Gh-i	conglomerados intraclásticos com estratificação plano-paralela	conglomerados oligomíticos sustentado por matriz, amarelo-claros, com estratificação plano-paralela e intraclastos pelíticos esverdeados na granulação seixo, calhaus e, subordinadamente, grânulo	depósitos de fluxos aquoso de regime superior sobre leitos pelíticos pouco consolidados.
Gt-i	conglomerados intraclásticos com estratificação cruzada	conglomerados oligomíticos sustentados pelo arcabouço, avermelhados, com estratificação cruzada de pequeno e médio portes e intraclastos pelíticos avermelhados nas frações grânulo, seixo e calhaus	depósitos fluxos aquosos de regime inferior sobre leitos pelíticos pouco consolidados.
St ₁	arenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte	arenitos finos amarelados ou avermelhados, moderadamente bem selecionado, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte	litofácies formada por migração subaquosa de dunas de crista sinuosa, em regime de fluxo inferior
St ₂	arenitos com estratificação cruzada tangencial ou acanalada de grande e médio porte	arenitos finos a médios, avermelhados, bem e moderadamente bem selecionados, com grãos foscas, arredondados e de esfericidade alta; apresentam estratificações cruzadas tangenciais ou acanaladas de ângulo médio e grande a médio porte	litofácies gerada pela migração de dunas de crista sinuosa de grande e médio porte sob a ação do vento
Sp	arenitos com estratificação cruzada tabular	arenitos médios a finos, amarelo-claros ou avermelhados, bem selecionados, que contém grãos de esfericidade alta, subarredondados e foscas; possuem estratificações cruzadas tabulares de grande a médio porte	litofácies resultante da migração de dunas de crista reta e grande porte sob a ação do vento.
Sh ₁	arenitos com estratificação plano-paralela tipo 1	arenitos finos a médios, com areia muito fina e silte na matriz, avermelhados ou amarelo-claros, pobremente a muito pobremente selecionados, com estratificação plano-paralela	depósito de correntes tracionais em regime de fluxo superior
Sh ₂	arenitos com estratificação plano-paralela tipo 2	arenitos finos a médios, avermelhados, moderadamente bem selecionados, com estratificação plano-paralela	litofácies gerada pelo transporte por rolamento da fração mais grossa (areia média) em protodunas dômicas ou na forma de cordões lineares, sob a ação do vento

(continua)

Código	Denominação	Descrição	Interpretação
Sl ₁	arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo tipo 1	arenitos finos, arroxeados ou avermelhados, pobremente a muito pobremente selecionados, com estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°) e médio porte	depósitos correntes tracionais em regime de fluxo superior, que representa a transição entre fluxo subcrítico e supercrítico
Sl ₂	arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo tipo 2	arenitos finos avermelhados, moderadamente bem a bem selecionados, com estratificação cruzada de baixo ângulo e médio a grande porte, nos quais os grãos são foscos, arredondados a subarredondados, e de esfericidade alta	litofácies resultante da migração de dunas de médio a grande porte sob a ação do vento
Sr ₁	arenito com laminações onduladas tipo 1	arenitos muito finos, siltsos, avermelhados arroxeados ou amarelo-claros, pobremente a muito pobremente selecionados, com laminações onduladas assimétricas e comprimento de onda entre 2 e 8 cm (Tipo – B)	depósitos de fluxos unidirecionais, processados em regime inferior
Sr ₂	arenito com laminações onduladas tipo 2	arenitos muito finos, siltsos, avermelhados arroxeados ou amarelo-claros, pobremente a muito pobremente selecionados, com laminações onduladas pouco assimétricas e comprimento de onda entre 4 e 20 cm (sinusoidais)	depósitos de fluxos unidirecionais, processados em regime inferior, com incremento de carga em suspensão
Sr ₃	arenito com laminações onduladas tipo 3	arenitos finos a muito finos, siltsos, avermelhados arroxeados ou amarelo-claros, pobremente a muito pobremente selecionados, com ondulações assimétricas de comprimento de onda métrico e amplitude decimétrica - <i>megaripples</i>	depósito de fluxo com muita carga detrítica em suspensão
Sh _l	arenitos com laminação plano-paralela	arenitos amarelo-claros, pobremente selecionados, com laminação plano-paralela	litofácies formada por processos de tração por correntes de fundo em leito plano sob condições de regime inferior
Sm	arenitos maciços	arenitos finos e finos a muito finos avermelhados ou amarelo-claros, muito pobremente selecionados, maciços	produto de sedimentação muito rápida, depósitos por fluxo muito denso

(continua)

Código	Denominação	Descrição	Interpretação
Si	arenitos com gradação inversa	arenitos finos a médios, avermelhados, pobremente selecionados, com gradação inversa.	depósitos com alta concentração da mistura sedimento-água
Fm	pelitos maciços	lamitos avermelhados ou arroxeados, secundariamente esverdeados, maciços	depósitos gerados a partir de suspensão
Fl	pelitos com laminação plano-paralela	lamitos avermelhados ou arroxeados com laminação plano-paralela	depósitos gerados a partir de suspensão ou de fluxos turbidíticos pouco densos
Fhr	pelitos com laminações heterolíticas	arenitos muito finos, ora com laminações cruzadas, alternados com siltitos/argilitos, formando estruturas onduladas <i>flaser</i> , <i>wavy</i> e lenticulares	depósitos oriundos da alternância de deposição subaquosa de areias em condições de maior energia e decantação de finos (pelitos) nos estágio de águas calmas
Fb	Camadas de resto de peixes, tetrápodes e bivalves	escamas de peixe (“farinha de peixe”) e fragmentos de tetrápodes e/ou bivalves em siltitos com laminação plano-paralela e argilitos maciços, avermelhados, intercamadados com estratos arenosos	níveis condensados, formados por deposição de restos de peixes, tetrápodes e bivalves
Ff	pelitos fossilíferos	elementos ósseos de tetrápodes desarticulados e megafitofósseis em estratos lamíticos	depósitos fossilíferos em ambientes subaquoso raso
P	intervalos com manchas e nódulos carbonáticos	manchas carbonáticas esbranquiçadas e nódulos carbonáticos em camadas areníticas ou lamíticas, e ocorrência de camada tabular extensa formada essencialmente por carbonato	depósitos formados por precipitação e acúmulo de carbonato
Fr	pelitos com gretas de contração	camadas de siltitos ou argilitos, maciços ou com laminação plano-paralela, que apresentam no topo gretas de contração e possíveis marca de raiz	deposição subaquosa de material em suspensão, seguida de dissecação por exposição subaérea/aérea

5.1 CONGLOMERADOS

5.1.1 Conglomerados intraclásticos com estratificação plano-paralela (Gh-i)

Conglomerados oligomíticos sustentados por matriz, amarelo-claros, com estratificação plano-paralela e intraclastos pelíticos esverdeados na granulação seixo, calhaus e, subordinadamente, grânulo (Gh-i). A matriz é composta por areia fina a média, pobremente selecionada, composta por grãos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos. Os intraclastos pelíticos apresentam forma discóide, pouco arredondados, centimétricos (4 mm a 20 cm de diâmetro e espessura 2 mm a 4 cm) (FIGURAS 5.2a e 5.2b).

A litofácies Gh-i ocorre na base de estratos que contém arenito com estratificação plano-paralela (Sh₁). Formam estratos geralmente pouco espessos (10 a 30 cm) e irregulares, de base erosiva que passa gradualmente para o topo para estratos da litofácies Sh.

O processo gerador dessa litofácies pode corresponder ao mesmo processo que forma a litofácies Sh₁ (no sentido de Miall, 1978, 1996), ou seja, depósitos de fluxos de regime superior.

5.1.2 Conglomerados intraclásticos com estratificação cruzada (Gt-i)

A litofácies Gt-i é formada por conglomerados oligomíticos, avermelhados, sustentados pelo arcabouço, com estratificação cruzada de pequeno e médio porte e intraclastos pelíticos avermelhados nas frações grânulo, seixo e calhaus. Grânulos e seixos predominam nos conglomerados com estratificação cruzada de pequeno porte, enquanto calhaus e seixos ocorrem preferencialmente naqueles com estratificação cruzada de médio porte. A matriz é composta por arenito muito fino a fino siltoso, pobremente a muito pobremente selecionada, composta, semelhantemente à Gh-i, por grãos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos. Os

intraclastos são angulosos e apresentam dimensões entre 2 mm e 20 cm (FIGURAS 5.2c e 5.2d). O cimento é carbonático.

Observou-se a presença dessa litofácies na base de corpos acunhados métricos a decimétricos, acima de contatos erosivos, e gradua para o topo para as litofácies St₁ e Sl₁. A litofácies Gt-i mostra que o material pelítico foi pouco transportado por fluxos subaquosos, devendo indicar a escavação por fluxos aquosos de regime inferior sobre leitos pelíticos pouco consolidados (conceito adaptado de MIALL, 1978).

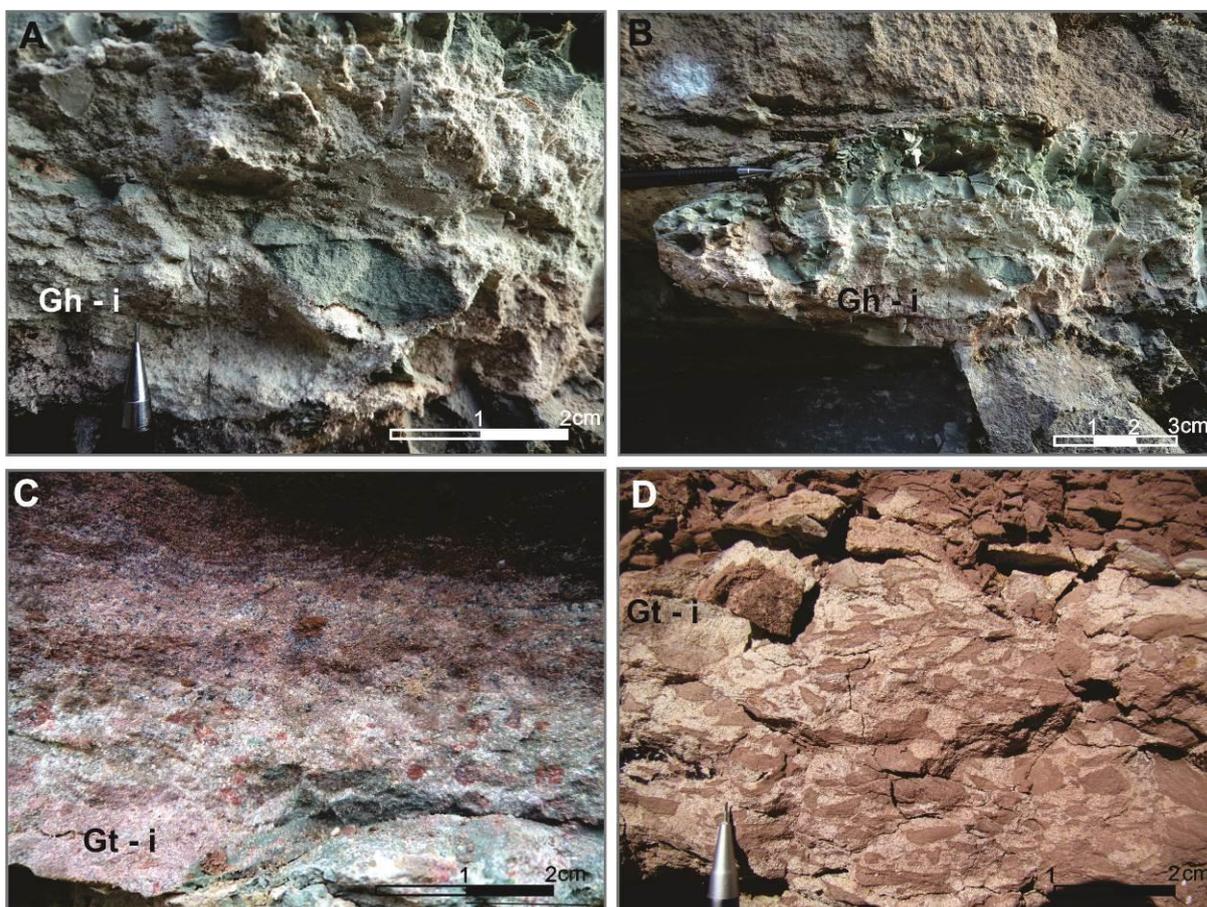


FIGURA 5.2 - Conglomerados oligomíticos intraclásticos estratificados. A e B) conglomerado intraclástico com estratificação plano-paralela e intraclastos esverdeados centimétricos (local PD05); C) conglomerado intraclástico com estratificação cruzada de pequeno porte e intraclastos pelíticos avermelhados milimétricos a centimétricos (local PD09); D) conglomerado intraclástico com estratificação cruzada de médio porte e intraclastos pelíticos avermelhados centimétricos (local PD16).

5.2 ARENITOS

5.2.1 Arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (St₁ e St₂)

Arenitos finos amarelados ou avermelhados, pobremente selecionados, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, constituem a litofácies St₁ (FIGURA 5.3a e 5.3b). Os grãos são angulosos a subangulosos de esfericidade alta, formados por quartzo, feldspatos e minerais micáceos. Os ângulos de mergulho das estratificações variam entre 15° e 25°. O cimento predominante nesses arenitos é carbonático, mas podem apresentar cimento silicoso.

Encontram-se dispostos em estratos acunhados a tabulares, geralmente na base quando gradam para o topo para a litofácies Sr, ou sem gradações. As camadas com St₁ apresentam contato basal erosivo com litofácies pelíticas, podendo conter feições de sobrecarga.

A litofácies St₁ foi formada por migração subaquosa de dunas de crista sinuosa, dunas 3D, em regime de fluxo inferior (no sentido de MIALL, 1978, 1996, 2006).

A litofácies St₂ é definida por arenitos finos a médios, avermelhados, bem a moderadamente selecionados; apresentam estratificações cruzadas tangenciais e acanaladas de ângulo médio e de médio a grande porte, que atingem até 3m de altura (FIGURA 5.3c). Verificaram-se lâminas com gradações granulométricas inversas. Em outros estratos, principalmente aqueles com espessura centimétrica, essas inversões granulométricas não foram constatadas. Grãos maiores são arredondados, foscos e de esfericidade alta; alguns menores são subangulosos. Apresentam cimentação carbonática de alta intensidade. Os arenitos se dispõem em camadas métricas a decamétricas, secundariamente centimétricas. Intercalam-se principalmente com finos avermelhados (FI), frequentemente cimentados por carbonato. Contatos, sobretudo abruptos, desta litofácies com as litofácies Fhr, Sl₁ e Sh₁ são comuns.

Conforme as características texturais descritas e o porte das estratificações pode-se afirmar que a litofácies St₂ foi gerada pela migração de dunas de crista sinuosa e de grande a médio porte sob a ação do vento (conforme MIAL, 2006).

5.2.2 Arenitos com estratificação cruzada tabular (Sp)

A litofácies Sp é composta por arenitos médios a finos, amarelo-claros ou avermelhados, bem selecionados, com estratificações cruzadas tabulares de grande a médio porte (FIGURA 5.3d); frequentemente apresenta cimentação carbonática intensa. Os grãos são compostos por quartzo e possuem esfericidade alta; são subarredondados e foscos. Internamente, as estratificações exibem gradações inversas.

Esses arenitos estão encerrados em estratos tabulares de dimensões métricas a decimétricas, geralmente com cerca de 1m de espessura. A litofácies Sp encontra-se em contato abrupto com as litofácies Fl ou Fm.

As características descritas permitem interpreta-la como resultante da migração de dunas de crista reta, conforme conceitos de (conforme Miall, 2006), sob a ação do vento.

5.2.3 Arenitos com estratificação plano-paralela (Sh₁ e Sh₂)

A litofácies Sh₁ é constituída por arenitos finos a médios, com areia muito fina e silte na matriz, avermelhados ou amarelo-claros, pobremente a muito pobremente selecionados, com estratificação plano-paralela (FIGURA 5.3e). Os grãos são subangulosos de esfericidade baixa, compostos por quartzo, feldspatos e minerais micáceos.

A litofácies Sh₁ ocorre em camadas em cunha de espessuras métricas a decimétricas. Tem contato inferior abrupto e erosivo, como discordância angular local, com siltitos e siltitos argilosos que constituem a litofácies Fl. Por vezes, nesse

contato, antecedendo a litofácies Sh₁, encontra-se a litofácies Gh-i, com intraclastos pelíticos esverdeados.

A litofácies Sh₁ constitui produto de correntes tracionais em regime de fluxo superior, segundo conceitos de Allen (1983), Miall (1978) e Tucker (2003).

A variedade Sh₂ é composta por arenitos finos a médios, avermelhados, moderadamente bem selecionados, com estratificação plano-paralela (FIGURA 5.3f). Esse arenito apresenta grãos de quartzo foscos, e cimentação carbonática intensa. A estratificação é marcada pela alternância de granulação, com gradações inversas. Encontra-se em estratos de espessura métrica, com geometria acunhada, de grande extensão lateral (cerca de 30 m, no local PD09).

As camadas que contém Sh₂ se intercalam com corpos acunhados formados por pelitos. São comuns contatos basais com siltitos laminados (FI) após intervalo de gretas de contração preenchidas por carbonato.

O processo gerador da estratificação de Sh₂, ao considerar as características texturais, deve estar relacionado ao transporte por rolamento da fração mais grossa (areia média) em protodunas dômicas ou na forma de cordões lineares, sob a ação do vento (SCHAWAN, 1988; LANCASTER, 1995).



FIGURA 5.3 - Arenitos estratificados. A e B) estratificação cruzada acanalada, produzida sob condições subaquosas, em regime de fluxo inferior – St₁ – (local PD05); C) estratificação cruzada acanalada cuja formação foi relacionada a ação do vento - St₂ - (PD10); D) estratificação cruzada tabular formada pela migração de dunas de crista reta sob ação do vento - Sp - (local PD02); E) estratificação plano-paralela tipo 1 gerada por fluxos subaquosos de regime superior (local PD05); F) estratificação plano-paralela tipo 2 com deposição relacionada à ao transporte por rolamento da fração mais grossa (areia média) em protodunas sob a ação do vento (local PD09).

5.2.4 Arenitos estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl₁ e Sl₂)

A litofácies Sl₁ é definida por arenitos finos, arroxeados ou avermelhados, pobremente a muito pobremente selecionados, com estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°) e médio porte (FIGURA 5.4a). Os arenitos são compostos por grãos subangulosos a subarredondados de esfericidade alta. Possuem cimento carbonático.

Esses arenitos estão dispostos em estratos lenticulares e/ou acunhados. Encontram-se associados com a litofácies St₁, para o topo, ou dispostos como *sets* isolados, em contato gradual com litofácies Sr₁, Fhr e FI (FIGURA 5.4b).

O processo gerador a litofácies Sl₁ deve corresponder a depósitos correntes tracionais em regime de fluxo superior, quando formadas pela migração de dunas de *whashed*, conforme modelo de Miall (1978, 2006). Segundo Miall (2006) esta estratificação pode representar a transição entre fluxo subcrítico e supercrítico.

A litofácies Sl₂ é definida por arenitos finos avermelhados, moderadamente bem a bem selecionados, com estratificação cruzada de baixo ângulo, nos quais os grãos são foscos, arredondados a subarredondados, e de esfericidade alta (FIGURA 5.4c). O cimento predominante é carbonático. Algumas lâminas que formam a estratificação exibem ondulações incipientes. Entretanto, à primeira vista, os estratos exibem aspecto maciço, pois as lâminas destacadas que conferem a estratificação aos arenitos possuem granulação homogênea. Os estratos com Sl₂ são acunhados e tabulares os quais mostram contatos laterais graduais com pelitos laminados (FI), mas os cantos de topo e base podem ser abruptos com esses siltitos/siltitos arenosos ou com a litofácies Fr.

Ao considerar as feições texturais apontadas para a litofácies Sl₂, define-se que a estratificação observada tem sua origem relacionada à migração de dunas sob a ação a do vento (conforme MIALL, 2006).

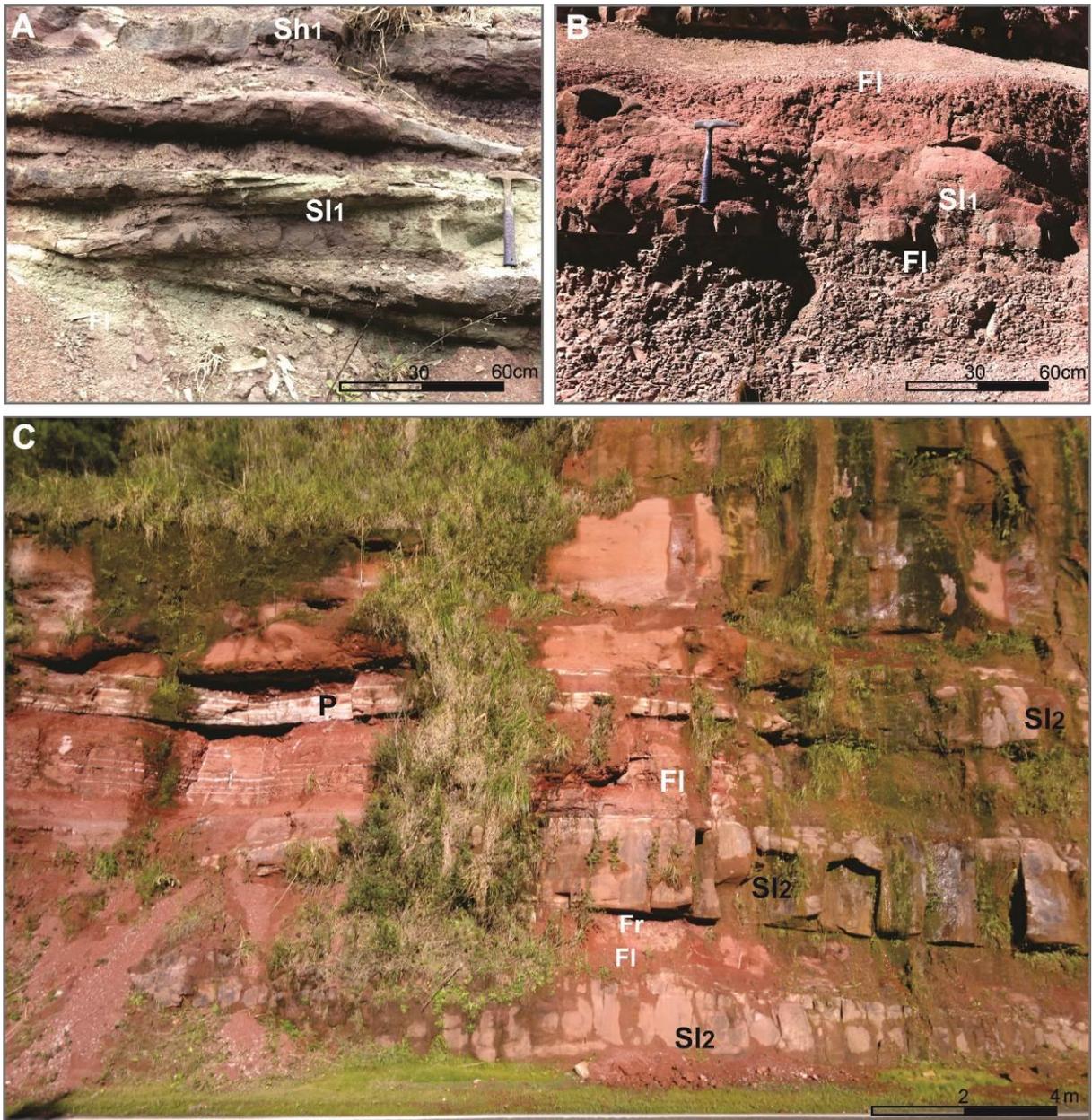


FIGURA 5.4 - Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo. A) litofácies Sl₁, em estratos intercalados com pelitos laminados (FI) (local PD 13). B) litofácies Sl₁ em contatos basais e topo abrupto com a litofácies FI e de topo gradacional com a mesma (local PD14). C) arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo tipo 2 em corpos acunhados e associados a pelitos (FI, Fr) e calcretes (P) (local PD10).

5.2.5 Arenito com laminações onduladas de corrente e *megaripples* (Sr₁, Sr₂ e Sr₃).

Esta litofácies é constituída por arenitos muito finos, siltosos, avermelhados arroxeados ou amarelo-claros, pobremente a muito pobremente selecionados, com laminações onduladas (Sr), em diversos graus da razão deposição e erosão. Os grãos são subangulosos a subarredondados de esfericidade baixa. Apresentam cimento carbonático. Arranjam-se em estratos lenticulares, tabulares ou acunhados de espessura métrica a centimétrica, e extensão métrica ou centimétrica, secundariamente decamétrica.

Na área de estudo a litofácies (Sr) foi dividida em três categorias: Sr₁, Sr₂ e Sr₃. Foram diferenciadas com base nas características estruturais, tais como comprimento, amplitude e grau de simetria das ondulações onda.

As laminações onduladas da litofácies Sr₁ caracterizam-se pelo comprimento de onda que varia de 2 a 8 cm (FIGURAS 5.5a e 5.5b). Ocorrem como ondulações de corrente assimétricas de crista reta ou bifurcadas a sinuosas. Por vezes, são laminações onduladas cavalgantes. A litofácies Sr₁ pode ser vista em vários contextos deposicionais e compondo diferentes associações faciológicas. Contudo, geralmente verificou-se a espessura centimétrica à decimétrica para os estratos por ela compostos; com contatos basais e de topo comumente gradacionais. Desse modo, faz parte de camadas que apresentam gradação normal, que se iniciam com termos granulométricos superiores e com estruturas que indicam maior energia de fluxo, como na litofácies St₁; passam por depósitos de menor energia hidráulica (Sr₁) e culminam com a deposição por fluxos mistos (Fhr) e suspensivos (FI). Conforme a proximidade com o ápice do estrato, a perda de energia do fluxo é evidenciada quando as laminações cruzadas diminuem progressivamente o grau de calvagem. Esta última forma pode ocorrer isolada, quando a perda de energia foi rápida. Em casos como esses, a litofácies Sr₁ representa o estágio final de um ciclo; em outros casos, aparece sobrepostas a arenitos muito finos maciço (Sm) ou sotopostas a finos maciços (Fm). Ou seja, a litofácies Sr₁ frequentemente corresponde aos estágios intermediários aos finais de um pulso deposicional subaquoso. Adicionalmente, a litofácies Sr₁ quando próxima às litofácies Sl₂, Sh₂ e St₂ apresenta cimentação carbonática intensa. A variação Sr₂ (FIGURA 5.5c) é definida por laminações onduladas assimétricas de grande comprimento entre 4 e 20

cm. As laminações pouco se entrecruzam e sua assimetria é vista com certa dificuldade. Ocorrem em *cosets* tabulares métricos (até 3m), isolados ou gradados a partir de Sr₁.

Arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas de pequeno porte são comuns na base de alguns estratos de espessura centimétrica que contém as litofácies Sr₂ e Sr₁, de continuidade lateral métrica (> 10m), próximo ao contato com litofácies pelíticas.

Interpreta-se, portanto, que, em nos casos descritos acima, as litofácies Sr₁ e Sr₂ são ondulações provenientes da ação de fluxos unidirecionais, processados em regime inferior (no sentido de MIALL, 1978).

Segundo Leeder (1999) ondulações de corrente (*current ripples*) são formas de leito estáveis acima do limite para o movimento de camadas de areia finas em condições de fluxos de baixa energia. Essas formas de leito podem se formar a partir da perda de energia de fluxos turbulentos que passam a fluir de forma laminar. Ondulações de corrente são assimétricas no plano xy (paralelo ao fluxo), com inclinações suaves do *stoss side* e altas (30° - 35°) no *lee side*. Devem apresentar altura maiores de 0,04 m e comprimento de onda até 0,5 m (com razão comprimento/altura entre 10-40). Quando há preservação do *stoss-side* e alto ângulo de cavalgamento, indica altas razões de sedimentação e desaceleração do fluxo, como em inundações de rios e correntes turbidíticas. Próximo ao limite de estabilidade como fluxos laminares ondulações de corrente em areias muito finas a sílticas dão lugar a condições próximas a laminações plano-paralelas, com reduzida altura de onda (como em Sr₂) e padrões de comprimento de ondas similares a de ondulações de corrente (LEEDER, 1999).

As laminações onduladas Sr₁ e Sr₂ podem ser comparadas com as estruturas definidas por Jopling e Walker (1968) como *ripple-drift-cross-lamination* – uma sequência de tipos de ondulações de correntes que variam desde os tipos mais cavalgantes (Tipo-A) até ondulações simétricas (tipo sinusoidal), passando por termos transicionais. Por comparação, a laminação de Sr₁ seria classificada como Tipo-B, assimétricas e pouco cavalgantes. A estrutura de Sr₂ poderia corresponder ao tipo *sinusoidal ripple lamination*, com assimetria incipiente. Os autores demonstraram que a derivação da *sinusoidal ripple lamination* a partir de *ripple-drift-cross-lamination*, com o incremento de carga em suspensão, indica que, apesar de

uma tendência à simetria, não deve ser considerada como um tipo de laminação gerada por correntes oscilatórias, mas sugere o domínio de correntes unidirecionais.

Um substrato com relativa coesão e/ou baixa velocidade de fluxo condicionam a formação das laminações onduladas sinusoidais, conforme Jopling e Walker (1968). Os autores afirmaram que estratos com laminação sinusoidal possuem preferencialmente sedimentos mais finos, e que a razão de material em suspensão envolvido é maior que nas demais *ripple-drift-cross-laminations*. A predominância da disposição de sedimentos em suspensão justifica a continuidade da laminação, as grandes espessuras dos estratos formados e a granulação dos mesmos. A passagem de laminações onduladas cruzadas para do tipo sinusoidal indica desaceleração do fluxo e incremento da razão suspensão/tração (JOPLING; WALKER, 1968).

Uma forma incomum de ondulação foi descrita no local PD14: *megaripples* (Sr₃) sobrepostas, sem contatos abruptos, por uma camada de rochas com laminações heterolíticas (FIGURA 5.5d). Possuem comprimento de onda métrico e amplitude decimétrica. A gênese dessa litofácies requer fluxo com muita carga detrítica em suspensão para que haja a gradação e preservação do *stoss-side* (VESELY, 2006). Pode estar relacionada a fluxos episódicos de inundações, corroborados por erosão na base do estrato, seguido da desaceleração do fluxo (depósitos heterolíticos).

5.2.6 Arenito maciço (Sm)

A litofácies Sm caracteriza-se como arenitos finos e finos a muito finos avermelhados ou amarelo-claros, muito pobremente selecionados, maciços (FIGURA 5.5a). Possuem grãos subarredondados e de esfericidade alta. Apresentam matriz síltica-argilosa e cimentação carbonática intensa.

Arenitos maciços foram encontrados intercalados a siltito argiloso maciço, (avermelhado) ou em estratos que graduam para o topo para termos mais finos com laminação plano-paralela ou para laminações onduladas.

Segundo Tucker (2003), arenitos maciços podem configurar-se como produto de sedimentação muito rápida, quando não há tempo suficiente para formar leitos. Podem corresponder a depósitos por fluxo turbulento muito denso (KNELLER; BRANNEY, 1995). Boogs (2006) afirmou que depósitos maciços são produtos da rápida deposição de material em suspensão.

5.2.7 Arenitos com gradação inversa (Si)

A litofácies Si configura-se como arenitos finos a médios, avermelhados, pobremente selecionados, com gradação inversa. Ocorrem em estratos acunhados (~ 1m de espessura) de arenito fino de matriz argilosa na base que gradua para o topo para arenito médio. Apresentam cimentação carbonática intensa. Os grãos que os constituem são subarredondados de esfericidade média. Possuem contatos abruptos com estratos inferior e superior (Fm e FI). Comumente, as camadas mudam lateralmente para siltitos laminados (FI).

Gradações inversas devem ser formadas por incremento de energia nos fluxos. São acamamentos comuns em depósitos com alta concentração da mistura sedimento-água (TUCKER, 2003). Adicionalmente, segundo Boogs (2006), geralmente gradações inversas são atribuídas à ação de correntes turbidíticas.

5.2.8 Arenitos com laminação plano- paralela (Shl)

Arenitos amarelo-claros, pobremente selecionados, com laminação plano-paralela. Ocorrem isoladamente em estratos tabulares. Possuem cimento carbonático quando em corpos tabulares e, neste caso, intercalam-se com siltitos avermelhados.

Esta litofácies pode ser formada por processos de tração por correntes de fundo em leito plano sob condições de regime inferior, conforme anteriormente

proposto por Warren *et al.* (2008), para arenitos com laminação plano-paralela da Formação Rio do Rasto.

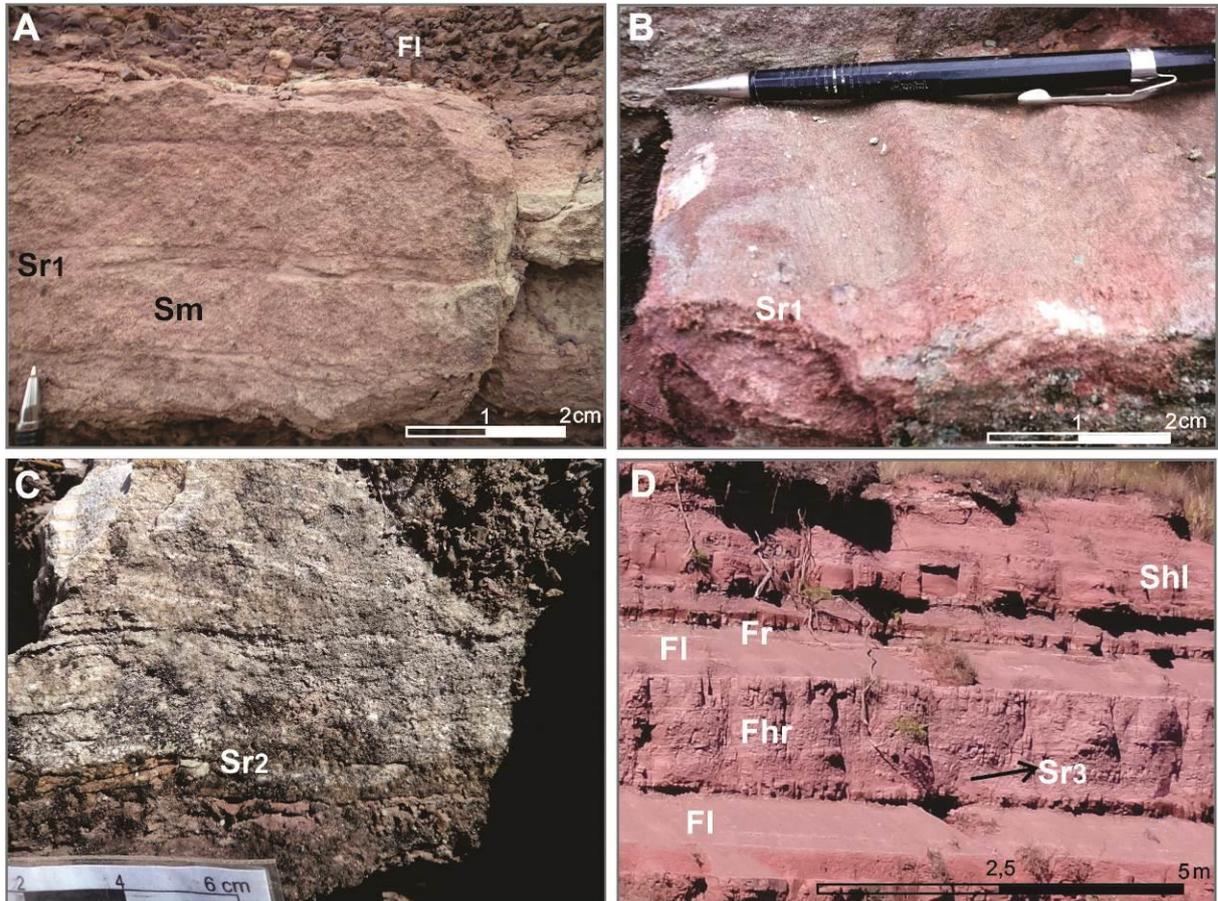


FIGURA 5.5 - Arenitos com laminações onduladas assimétricas. A) arenitos maciços sobrepostos por arenitos com laminações onduladas assimétrica tipo 1 (Sr_1) (local PD13); B) arenitos muito finos com laminações onduladas assimétricas de crista reta (Sr_1) (local PD13); D) *megarriples* (Sr_3) em contato basal erosivo com litofácies FI e sobreposta por rochas com laminações heterolíticas (local PD14).

5.3 ROCHAS PELÍTICAS

5.3.1 Pelitos laminados e maciços (Fl e Fm)

Siltitos (arenosos ou argilosos) ou argilitos com laminação plano-paralela ou maciços definem as litofácies Fl e Fm, respectivamente (FIGURAS 5.6a e 5.6b). Esses lamitos são, sobretudo, avermelhados ou arroxeados, secundariamente esverdeados.

Compõem estratos tabulares ou lenticulares, de espessura métrica a decimétrica. Ocorrem isoladamente, em contato basal abrupto e erosivo, com camadas da litofácies Sh_{1,2}, St_{1,2}, Sl_{1,2}, Sp, Gt-i e Gh-i; ou aparecem relacionados com as litofácies Sm, St₁, Sr₁, Sr₂ e Fhr, frequentemente como o topo de uma gradação normal a partir destas litofácies.

Em alguns afloramentos, como nos locais PD01, PD02, PD03, PD09 e PD16, apresentam contato geralmente abrupto com corpos areníticos com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte (St₂) ou tabular (Sp) e, neste contexto, exibem cimentação carbonática elevada intensidade.

Conforme a concepção de Miall (1978, 1996) o processo gerador pode ser entendido simplesmente como deposição por fluxo subaquoso de suspensão de baixa energia, sem ação de correntes de fundo. Por outro lado, Tucker (2003) afirmou que laminação plano-paralela em lamitos pode ser gerada por deposição a partir de suspensão ou de fluxos turbidíticos pouco densos.

5.3.2 Pelitos com laminações heterolíticas (Fhr)

A litofácies Fhr correspondente à alternância, não rítmica, de lâminas arenosas e lamíticas (silticas, siltica-argilosas ou argilosas), avermelhadas. As laminações são em geral onduladas, do tipo *flaser*, *wavy* ou *linsen* (lenticular), variadas na vertical. Podem ser caracterizadas, conforme descrito por Rohn (1994),

como arenitos muito finos, ora com laminações cruzadas, alternados com siltitos/argilitos, formando estruturas onduladas *flaser* (FIGURAS 5.5c e 5.5d), *wavy* (FIGURA 5.6e) e lenticulares (FIGURA 5.6f). São comuns laminações onduladas quase plano-paralelas, que sugerem ritmicidade. Quando próximo aos estratos das litofácies St₂ e Sp, as camadas heterolíticas apresentam cimento carbonático, como no caso das na faixa de afloramentos da BR 470.

As litofácies Fhr ocorrem em estratos acunhados de espessura métrica a decimétricos, em contato gradacional com as litofácies Fl, Sr₁ e Sr₃. Em alguns corpos em que estão inseridas, as rochas heterolíticas mostram contato abrupto e erosivo sobre siltitos Fl. O fato é corroborado pela presença de intraclastos pelíticos, milimétricos a centimétricos na base das camadas de Fhr.

O aspecto heterolítico é proporcionado pela alternância de deposição subaquosa de areias em condições de maior energia e decantação de finos (pelitos) nos estágio de águas calmas, conforme explicação proposta por Rohn (1994) para esse tipo de fácies. Ou seja, pela alternância entre tração e suspensão durante o processo de transporte e posterior deposição.

A definição de Tucker (2003) para rochas heterolíticas justifica o nome dado neste trabalho a esta fácies: “Finos interlaminados de areia e lamitos são frequentemente chamados de fácies heterolítica”.

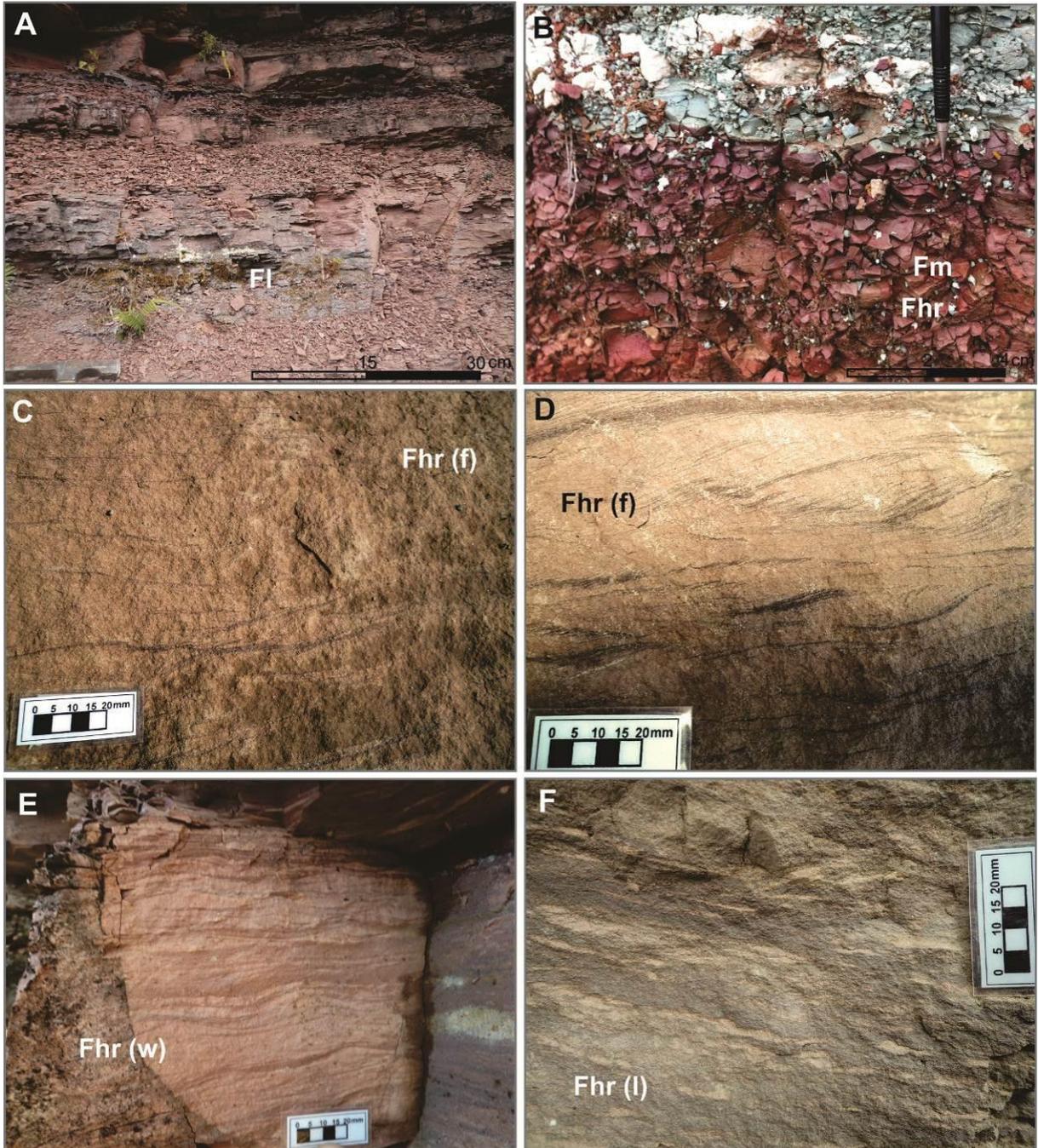


FIGURA 5.6 - Rochas pelíticas do Membro Morro Pelado. A) litofácies FI (local PD09); B) litofácies Fm, avermelhada e esverdeada (com cimento carbonático intenso) (local PD13); C e D) litofácies heterolítica tipo *flaser* (Fhr (f)) (local PD09); E) litofácies heterolítica tipo *wavy* (Fhr(w)) (local PD09); F) litofácies heterolítica tipo *linsen* (Fhr(l)) (local PD09).

5.4 ROCHAS PELÍTICAS FOSSILÍFERAS

5.4.1 Camadas de restos de peixes, bivalves e tetrápodes (Fb)

Foram observados fragmentos de escamas de peixe, ossos de tetrápodes e conchas de bivalves (local PD 13), em siltitos avermelhados com laminação plano-paralela. Adicionalmente, esses fragmentos ocorrem nos topo e base de estratos arenosos avermelhados de espessura centimétrica a decimétrica, e continuidade lateral métrica, que contém laminação heterolítica, por vezes iniciadas por arenitos maciços. Os fragmentos de ossos de tetrápodes, ora associados com escamas de peixes, ocorrem em diversos intervalos dos afloramentos. Fragmentos de conchas de bivalves podem ser encontrados em associação com fragmentos de escamas de peixes.

Segundo Rohn (1994) essa litofácies pode ser interpretada como possíveis níveis condensados, formados por deposição de restos de peixes e fragmentos de ossos de tetrápodes e conchas de bivalves, relacionadas com provável subida do nível de base.

5.4.2 Pelitos fossilíferos (Ff)

Siltitos e argilitos maciços ou com laminação plano-paralela com ossos de tetrápodes desarticulados e megafitofósseis. Os ossos de tetrápodes são mandíbulas (FIGURA 5.7a) e crânios inteiros; todos envoltos por óxido de manganês. A fragilidade do material pode ser justificada pelas condições oxidantes do ambiente de sedimentação, como sugerido por Souza (2011). Os megafitofósseis (FIGURAS 5.7b e 5.7c), representados por caules pouco fragmentados, foram encontrados na BR-470. Um exemplar foi retirado de camadas de siltito avermelhado com laminação

plano-paralela. Segundo Bolzon (2012)⁴ o caule apresenta um padrão gimnospérmico (comunicação verbal).

A preservação dos crânios e mandíbula de tetrápode, em lamitos laminados, pode derivar de condições deposicionais semelhantes às das camadas que contém megafósseis vegetais. Indicam proximidade com condições subaéreas, corroborada pela pouca espessura dos estratos areníticos sobre e sotopostos – lâmina d'água pouco espessa.

5.5 LITOFÁCIES EODIAGENÉTICAS

5.5.1 Intervalos com manchas e nódulos carbonáticos (P)

Foram verificados manchas carbonáticas esbranquiçadas (FIGURA 5.7d) e nódulos carbonáticos (FIGURAS 5.7e e 5.7f) em estratos compostos por diferentes litotipos. As primeiras foram notadas em arenitos muito finos e siltitos de aspecto maciço e em arenitos que tem laminações heterolíticas preservadas. Os segundos foram identificados a partir da coalescência destas manchas carbonáticas em siltitos argilosos esverdeados maciços, siltitos avermelhados e em arenitos muito finos de aspecto maciço. Os estratos com manchas carbonáticas possuem fragmentos fósseis não identificados dispersos. As camadas sobre e sotopostas a estes são formadas pela litofácies Sr₁. Os nódulos ocorrem no topo das camadas, marcando limites estratais. Por vezes, assemelham-se a rizocrecções (FIGURA 5.7f). Foi igualmente observada ocorrência de camada de espessura centimétrica e extensão métrica composta por carbonato, cuja matriz é formada por arenito siltoso maciço. Este estrato apresenta forma tabular e limites bem definidos, sobrepostos por depósitos subaquosos delgados.

Tanto os nódulos quanto as manchas carbonáticas podem ter sua origem relacionada a processos pedogênicos (MIALL 2006, ALONSO-ZARZA, 2003), que

⁴ BOLZON, R. T. Paleontologia. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2012. Informação Verbal.

envolvem precipitação e concentração de carbonato. Segundo a nomenclatura utilizada por Alonso-Zarza (2003), podem ser denominados de calcretes nodulares (nódulos) e calcretes mosqueados (manchas). Por outro lado, o estrato tabular composto essencialmente por carbonato deve ser produto de precipitação por evaporação. Semelhantemente, estes podem ser denominados calcretes crosta dura, cujo processo de acumulação provavelmente está relacionado à ação do nível freático (ALONSO-ZARZA, 2003). Em todos os casos é clara a evidência de proximidade com a superfície. Para a formação do calcrete crosta dura há possibilidade da atuação de processos evaporíticos após exposição subaérea, por exemplo, do nível freático, visto o contato abrupto com depósitos subaquosos.

5.5.2 Pelitos com gretas de contração (Fr)

A litofácies Fr, termo adotado com adaptações da classificação de Miall (1996), configura-se como camadas de siltitos ou argilitos, maciços ou com laminação plano-paralela que apresentam no topo gretas de contração (FIGURA 5.8) e possíveis marcas de raízes. Possuem contato abrupto, com corpos areníticos com estratificação cruzada acanalada (St_2), tabular (Sp), ou mesmo com as litofácies Fl e Fm. Neste contexto, camadas pelíticas exibem cimentação carbonática intensa; algumas vezes, apresentam no topo gretas de contração, com carbonato, ou sílica que o substitui. As gretas que são preenchidas por carbonato possuem espessura milimétrica a centimétrica e forma poligonal. Quando em contatos superiores com litofácies Fhr, St_1 e Sr caracterizam-se como fendas decimétricas preenchidas com o material do estrato sotoposto. Em condições de ralações interestratais semelhantes, há possibilidade da existência de feições que se assemelham a marca de raiz, decimétricas a métricas, com formas que se afinam para baixo com algumas ramificações. Podem apresentar preenchimento por material semelhante ao conteúdo da camada sobrejacente, geralmente arenitos muito finos a finos.

Warren *et al* (2008), afirmam que a ocorrência de horizontes pelíticos com gretas de dissecação, no registro fanerozoico, é comumente interpretada como produto da deposição subaquosa de material em suspensão, seguida de dissecação

por exposição subaérea. Esses horizontes constituem, segundo os autores, peças-chave para a interpretação de fácies caracterizada por emersão temporária.

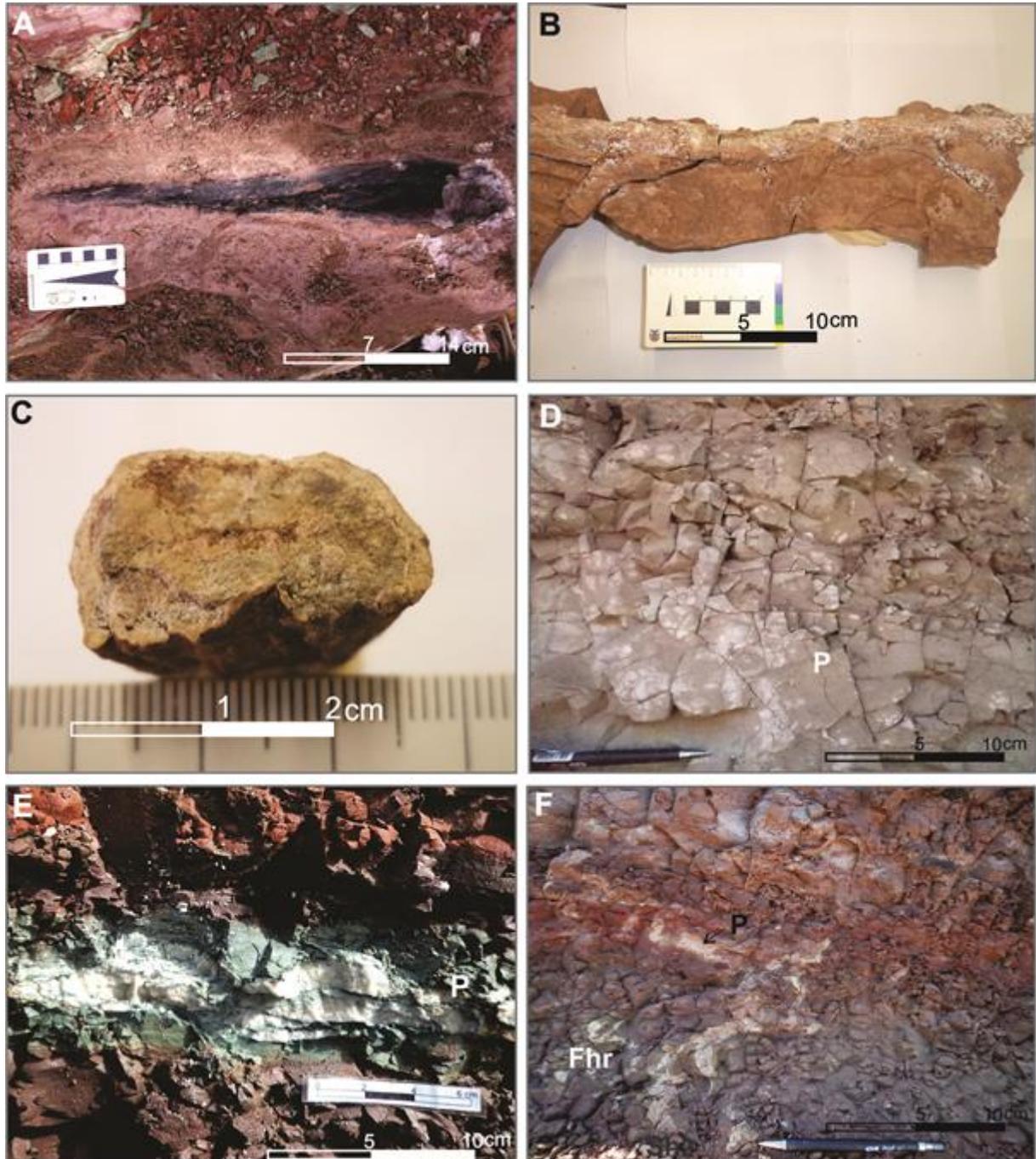


FIGURA 5.7 - Litofácies fossilíferas e eodiagenéticas. A) mandíbula de tetrápode (local PD13); C e D) megafitofóssil com padrão gimnospérmico (local PD09); D) manchas carbonáticas esbranquiçadas (local PD15). E) nódulos carbonáticos em siltito esverdeado (local PD13); F) nódulos carbonáticos em laminitos com laminações heterolíticas, que se assemelham a rizocrecções (local PD14).

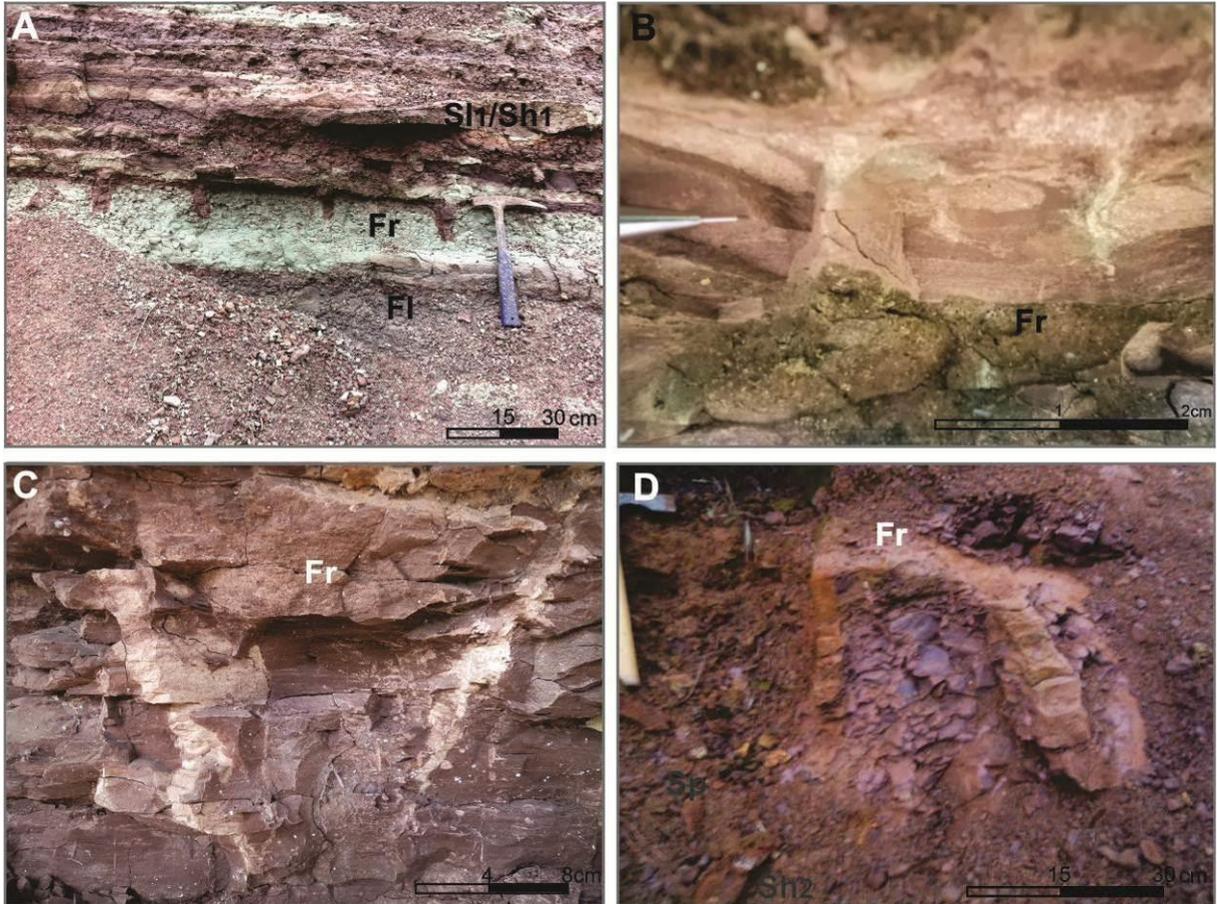


FIGURA 5.8 - Gretas de contração em pelitos. A) nível com gretas de contração em pelito esverdeado, preenchidas pelo material sobrejacente (local PD13); B) gretas de contração poligonais preenchidas por carbonato (local PD09); C e D) gretas de contração preenchidas pelo arenito sotoposto (locais PD08 e PD04, respectivamente).

6 ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Após análise de dados de campo foram diferenciadas quatro associações de litofácies: A, B, C e D. Os contatos entre as associações são abruptos ou gradacionais, a recorrência na vertical indica interdigitação entre fácies. A figura 6.1 apresenta as convenções utilizadas nas ilustrações de cada associação.

O conceito de associação de litofácies sedimentares relacionado com hierarquia de superfícies limitantes conduzem à identificação de elementos arquitetônicos, unidades fundamentais na interpretação de sistemas deposicionais (MIALL, 2006). Os elementos arquitetônicos reconhecidos no Membro Morro Pelado foram comparados com aqueles para ambientes de sedimentação fluvial, aluvial, e eólico descritos por Miall (2006), Nichols e Fisher (2007), Davidson *et al.* (2012), Kelly e Olsen (1993) entre outros. O resultado da análise entre os elementos arquitetônicos identificados e os sistemas deposicionais correspondentes estão sintetizados no quadro 6.1.

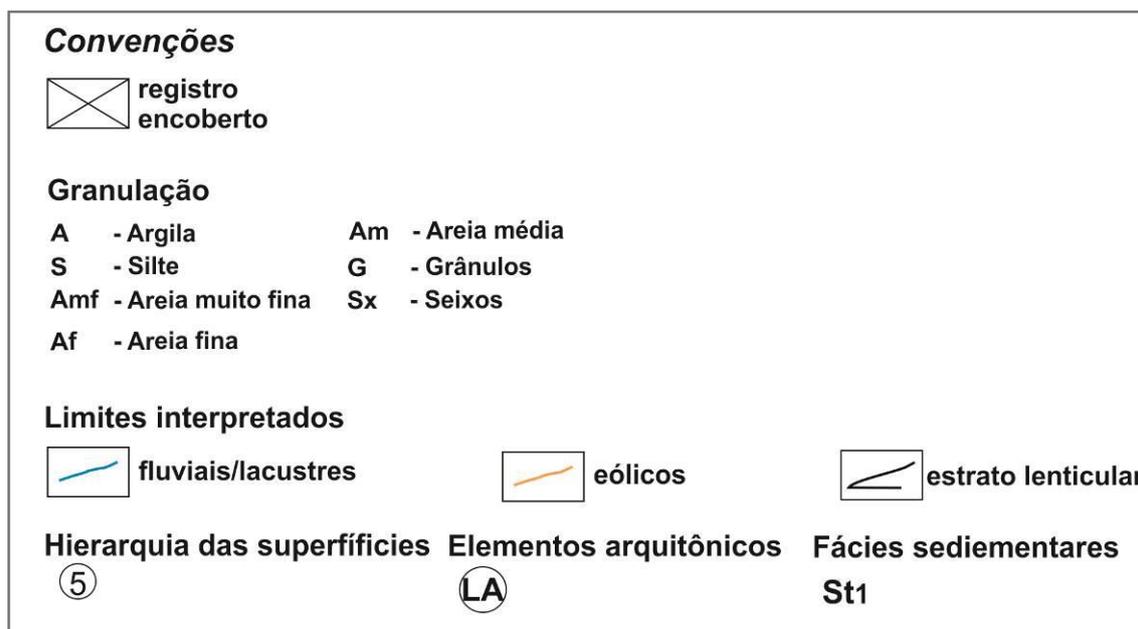


FIGURA 6.1 - Convenções utilizadas para os esquemas das associações litofaciológicas.

QUADRO 6.1 - Associação litofácies sedimentares identificadas no Membro Morro Pelado

Associação litofaciológica	Fácies	Elemento arquitetônico	Contexto no ambiente
A	Gt-i, Gh-i, St ₁ , Sl ₁ , Shl, Sr ₁ e Fhr	barras de acreção lateral (LA)	canais
	Fl, Fr e Sr ₂	dique marginal (LV)	
	Fhr, St ₁ e Bb	lobos de rompimento de dique marginal (CS)	planície de inundação
B	Fl, Fm, Fr, Fhr, Sr ₁ , Sr ₂ , Ff e P	finos de planície de inundação (FF)	
	Gt-i, St ₁ , Sr ₁ , Sr ₂ , Shl, Sm, Fhr, Shl Sr ₁ , Sr ₂ e P	depósitos de fluxos em lençol (SF)	espraiamentos terminais fluviais
	Gt-i Sh ₁ e Sl ₁		
C	Sh ₁ , Sl ₁ , Fhr, Sr ₃ , St ₁ , Sr ₁ , Fhr, Fl	canais rasos (SC)	depósitos deltaicos
D	St ₂ , Sl ₂ , Sp	dunas (DU)	campo de dunas
	Sl ₂	<i>draa</i> (DR)	
	Fl, Fm, Fhr, Sm, Si, P	interdunas (IDU)	
	Sh ₂	lençóis de areia (SS)	lençóis de areia

6.1 ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA A – SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE

A associação de litofácies A é constituída pelos elementos arquitetônicos de origem fluvial LA (barras de acreção lateral), LV (dique marginal), FF (finos de planície de inundação) e CS (lobos de rompimento de diques marginais). Essa associação engloba rochas sedimentares no estado de Santa Catarina, nos locais PD04, PD05, PD09 e PD16, correspondentes às porções média e superior do Membro Morro Pelado.

O elemento arquitetônico LA é formado por litofácies arenosas dispostas em conjuntos de camadas lenticulares assentadas em contato erosivo sobre pelitos. A sucessão desses estratos possui espessura máxima preservada da ordem de 5 m e comprimentos decamétricos (≥ 20 m). Na base predominam arenitos finos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte (St₁) e

estratificações cruzadas de baixo ângulo de pequeno e médio porte (Sl₁). Estes gradam para o topo para arenitos finos com laminações onduladas assimétricas (Sr₁) ou plano-paralelas (Shl), que compõem a maior parte desses estratos, e passam para arenitos com laminações heterolíticas (Fhr). Na base dessas sucessões são comuns conglomerados oligomíticos (Gh-i e Gt-i) ricos em intraclastos argilosos.

A resultante dos rumos de paleocorrentes medidos a partir das estratificações cruzadas de St₁ e Sl₁, ondulações de corrente e marcas onduladas de intervalos heterolíticos apontam fluxo médio para leste e nordeste; subordinadamente para sudeste. Esse rumo é aproximadamente perpendicular ao azimute de caimento das superfícies que delimitam o LA que mergulham para sul-sudeste ou sudoeste, indicando tratar-se de formas de acreção lateral (FIGURAS 6.2, 6.3 e 6.4). As estruturas que indicam perda de energia de fluxo como laminações onduladas e heterolíticas em contatos graduais para o topo a partir dos arenitos estratificados corroboram esta hipótese.

Os conjuntos de camadas arenosas preenchem escavações (canais) esculpidas sobre litofácies pelíticas tabulares e de grande continuidade lateral. As presenças das litofácies Gh-i e Gt-i na base do conjunto de camadas acunhadas confirmam a instalação e o preenchimento canais (conceito adaptado de Miall, 1978) sobre leito pelítico. Dessa maneira, o limite basal dos canais que contém as barras de acreção lateral significam superfícies erosivas de 5^a ordem (no sentido de MIALL, 1985). Os limites internos a cada camada acunhada são superfícies de 3^a e 4^a ordens.

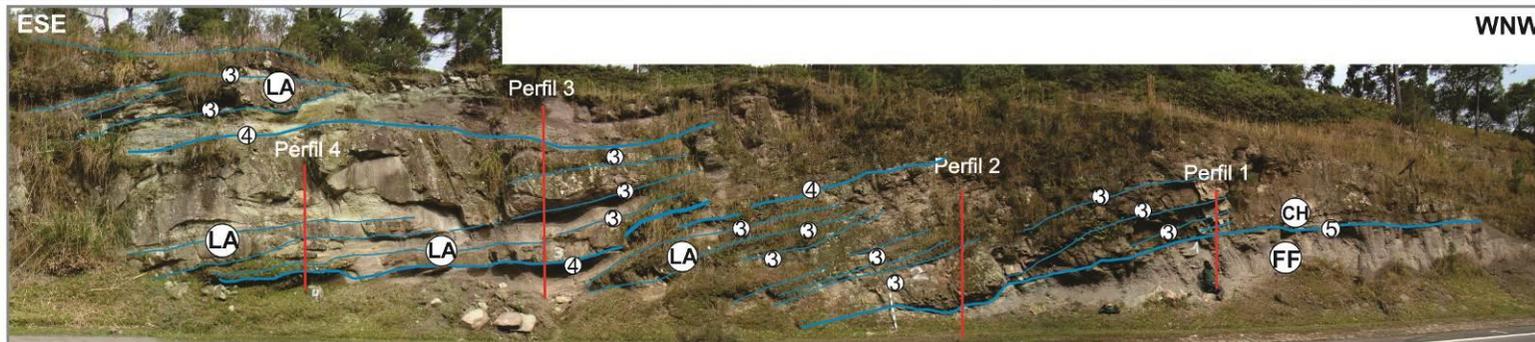
As litofácies pelíticas referenciadas acima compõem o elemento arquitetônico FF, encerrado em camadas tabulares de espessura centimétrica a decamétrica e extensão métrica a decamétrica. As litofácies que o constituem correspondem a siltitos/ siltitos arenosos com laminação plano-paralela (Fl), acamamento heterolítico incipiente do tipo *linsen* (Fhr), argilitos maciços (Fm) e siltitos e argilitosossilíferos (Ff). Nódulos carbonáticos e possíveis rizocrecções (P), assim como gretas de contração (Fr), podem ocorrer nas sucessões de camadas pelíticas. Entre os pelitos são comuns intercalações com arenitos muito finos com laminações onduladas (Sr₁ e Sr₂) com espessuras centimétricas. Nos contatos entre algumas camadas pelíticas com as arenosas laminadas, no topo de camadas

pelíticas, ocorrem gretas de contração preenchidas pelo material arenítico sobreposto (FIGURA 6.3).

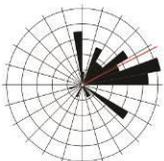
O elemento arquitetônico LV apresenta contatos erosivos laterais e de topo com litossoma que forma canal. Constitui-se por siltitos laminados intercalados a arenitos muito finos e siltitos arenosos com laminações onduladas incipientes (quase plano-paralelas). As camadas arenosas se afinam, em extensão, a partir do contato lateral. Por vezes, as unidades pelíticas exibem gretas de contração com preenchimento do material da camada sobreposta. Assim, as litofácies que compõem LV foram sedimentadas adjacentes ao canal, ou seja, são depósitos de dique marginal (FIGURA 6.5).

Camadas de espessura centimétrica a decimétrica compostas, sobretudo, por rochas com laminações heterolíticas (Fhr), que em geral se afinam lateralmente, podem ser atribuídas a lobos de rompimento de diques marginais (CS). Camadas com fragmentos fósseis (Fb) podem ocorrer na base ou topo desses estratos. Em alguns casos essas camadas são formadas por arenitos muito finos com estratificações cruzadas de pequeno porte que gradam para laminações tipo *wavy* e *linsen*. Esses estratos encontram-se intercalados a depósitos de FF.

O conjunto de litofácies que formam o as barras de acreção lateral aponta um estilo de sedimentação de carga mista ou suspensiva, típico de sistemas fluviais meandrantés. A predominância de litofácies com granulação fina permite enquadrar estes depósitos como *Fine-Grained Meandering River*, um dos estilos fluviais propostos por Miall (2006). Os rios deste tipo são caracterizados pela alta sinuosidade e pelo transporte por carga em suspensão. Semelhantemente aos depósitos de LA da associação litofaciológica A, nesse estilo fluvial as laminações onduladas são estruturas dominantes. Conglomerados e estratificações cruzadas em arenitos médios a finos podem ocorrer na base dessas barras. Admite-se também o desenvolvimento de laminações heterolíticas no topo das barras.



Sr1, St1 e Fhr
N = 38



Caimento das superfícies
de 3ª ordem N=12

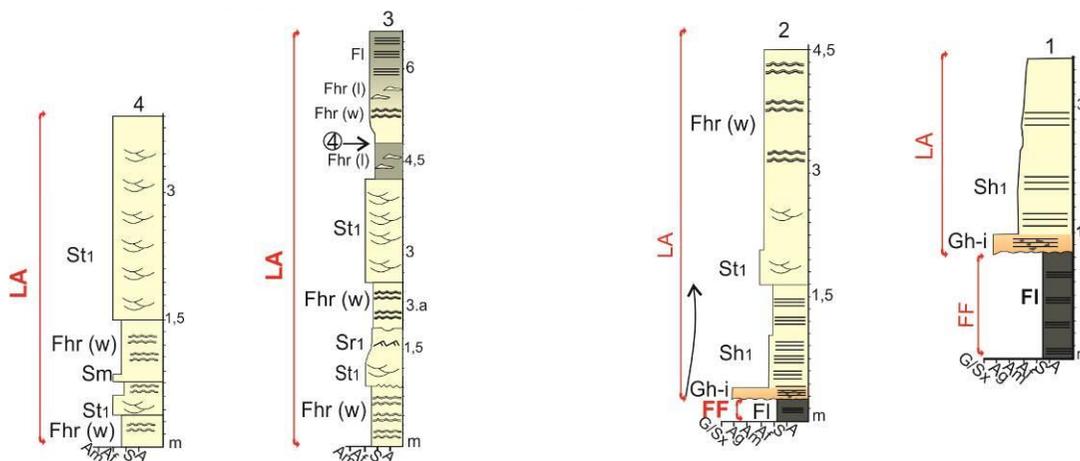
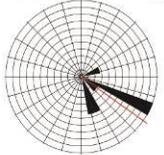


FIGURA 6.2 - Barras de acreção lateral (LA) que preenchem canais escavados em planícies de inundação (FF). Local PD05. Porção intermediária e superior do Membro Morro Pelado.

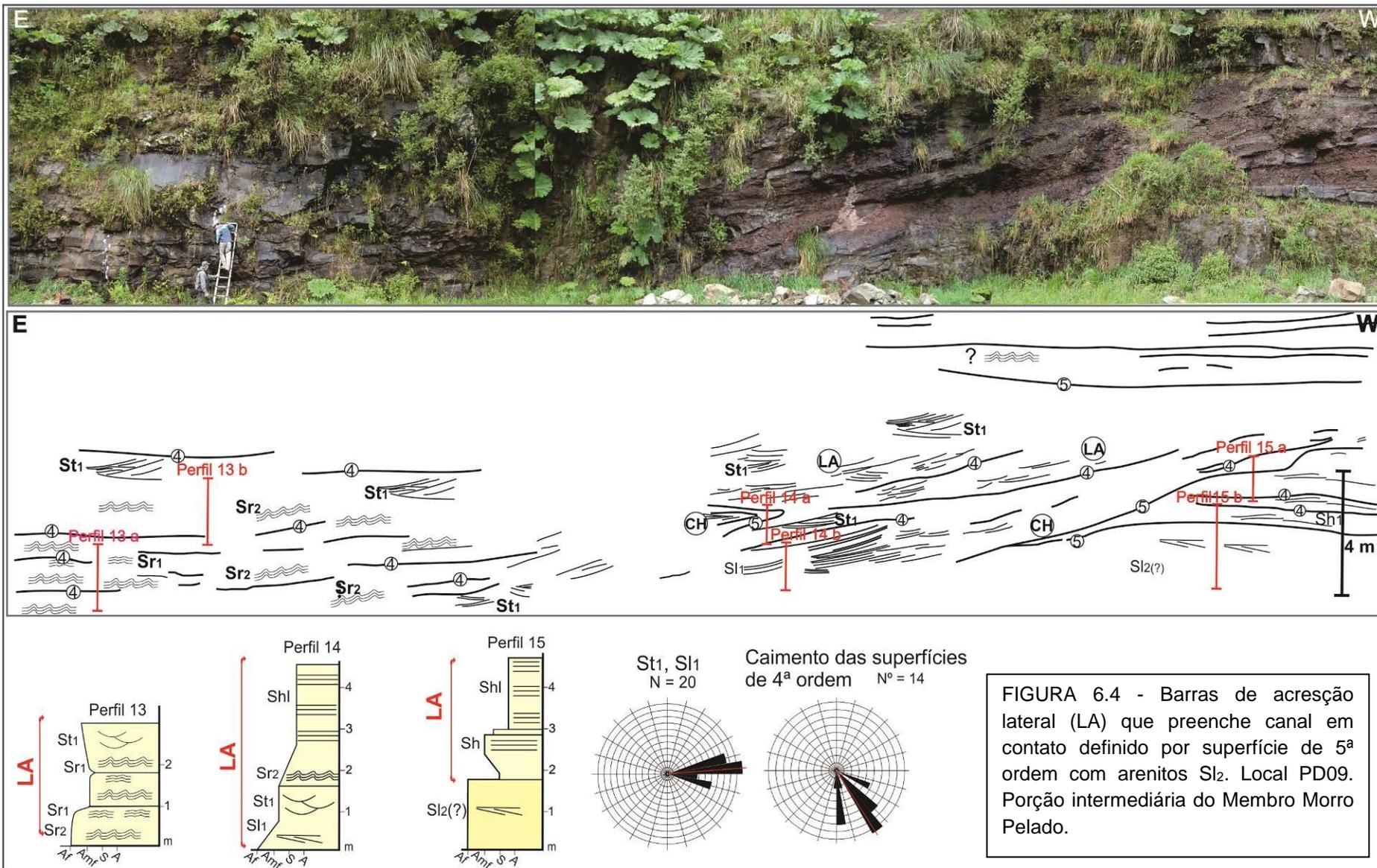


FIGURA 6.4 - Barras de acreção lateral (LA) que preenche canal em contato definido por superfície de 5ª ordem com arenitos Sl2. Local PD09. Porção intermediária do Membro Morro Pelado.

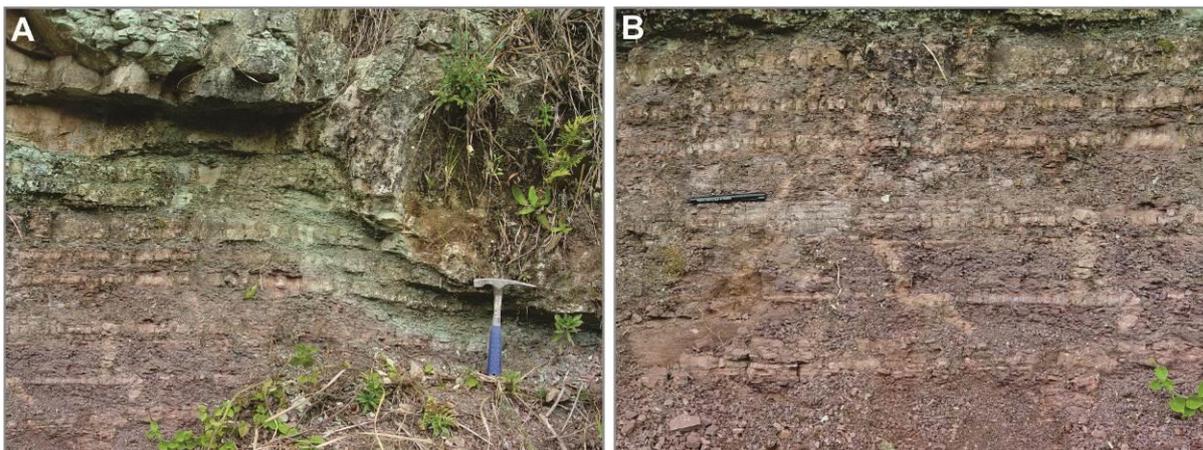


FIGURA 6.5 - Elemento arquitetônico LV (dique marginal): A) contato entre o canal e o dique marginal; B) detalhe do depósito de LV: intercalação de camadas de areia intercaladas a estratos com siltitos e argilitos com gretas de contração. Local PD 09. Porção intermediária do Membro Morro Pelado.

6.2 ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA B – SISTEMA FLUVIAL DISTAL

A associação de litofácies *B* é formada por estratos areníticos fluviais tabulares e, secundariamente, com forma acanalada. Os primeiros correspondem ao elemento arquitetônico SF (*sheet flood deposits*), enquanto o segundo equivale ao elemento SC (*shallow channels deposits*). Esses elementos deposicionais foram observados tanto no estado de Santa Catarina quanto no estado do Paraná, nas porções inferior, intermediária e superior do Membro Morro Pelado.

Os estratos tabulares possuem espessura métrica (até 3 m), subordinadamente centimétrica (20 - 80 cm), e extensão decamétrica. Nestes foram verificados três principais arranjos de litofácies. O primeiro possui base composta predominantemente por arenitos com estratificação cruzada acanalada (St_1) que grada para laminações onduladas sinusoidais (Sr_2), assimétricas (Sr_1) ou plano-paralelas (Sh_1) (FIGURA 6.6). São frequentes estratos compostos somente por St_1 . O segundo é constituído por arenitos com estratificações plano-paralelas (Sh_1) e/ou estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl_1) (FIGURAS 6.6 e 6.7). Por fim, o terceiro (FIGURAS 6.7, 6.8, 6.9 e 6.10) é composto por litofácies heterolíticas (Fhr), arenitos maciços (Sm) e arenitos com laminações onduladas de corrente (Sr_1 e Sr_2) e plano-paralelas (Sh_1). Nestes também são comuns as gradações, por exemplo, de

arenitos maciços que transicionam para arenitos laminações onduladas. Na base das camadas desses três conjuntos de litofácies é comum a presença das litofácies Gt-i ou Gh-i.

Os diferentes conjuntos de litofácies que formam SF são caracterizados por gradações normais, que indicam perda da energia de fluxo com o tempo. As variações de litofácies descritas dentro desses corpos tabulares seriam resultado das características hidrodinâmicas - ora mais tração ora mais suspensão - e densidade e concentração do fluxo. Analisados em conjunto, os três arranjos de litofácies poderiam compor um trato longitudinal contínuo, representando modificações do fluxo dentro do mesmo evento deposicional, ou seja, fazem parte do mesmo elemento arquitetônico. Dessa maneira são depósitos de fluxos em lençol, cuja sedimentação se processa a partir de fluxos desconfinados. Gradações inversas também foram observadas, porém são raras. Estas indicam eventual aumento gradual da energia de transporte.

Os arenitos finos a médios com estratificações plano-paralelas que compõem depósitos de fluxos em lençol são diagnósticos de transporte de areia por tração, por fluxos subaquosos em regime de fluxo superior. As estratificações cruzadas de baixo ângulo representam a transição do regime de fluxo superior para o inferior. Os intraclastos encontrados na base de algumas camadas tem sua origem a partir do retrabalhamento de depósitos finos, incorporados ao fluxo trativo (MIALL, 1996). Tanto a granulometria quanto as estruturas verificadas são estáveis em fluxo de pequenas profundidades (centimétricas) com velocidade me torno de 1m/s (MIALL, 1996). As cumulações superiores a 1m correspondem à persistência do processo por muitas horas (MIALL, 1996). Os fluxos com estas características são enquadrados como fluxos efêmeros de alta energia (*flash floods*). As gradações presentes nesses estratos são explicadas pela desaceleração do fluxo. Por outro lado, as camadas tabulares de arenitos com acamamento heterolítico e/ou com laminações onduladas tem sua origem associada à rápida desaceleração de fluxos fluídos com alta carga de suspensão. Desse modo, corresponderiam às fases finais de inundações no interior de uma planície aluvial. Configuram-se como a deposição da carga mista remanescente do sistema, transportada por tração-suspensão. O segundo arranjo de litofácies descritos para os estratos tabulares de SF representam condições intermediárias entre os fluxos predominantemente trativos daqueles caracterizados por alta carga em de suspensão.

O elemento arquitetônico SC, o qual é relativamente raro na Associação B, equivale a corpos com base côncava e topo plano, que possuem duas dimensões distintas. Estratos delimitados por margens com inclinações suaves com espessura inferior a 2 m com extensão lateral em torno de 25 m são compostos pelas litofácies Sh₁ e Sl₁, ou Sr₃. Estes estão dispostos erosivamente, após superfícies de 5ª ordem, sobre depósitos de fluxos em lençol e planície de inundação. A espessura métrica e extensão decamétrica deste canal apontam para razão largura/profundidade que permite defini-lo como canais com forma de “*sheets*” conforme a classificação de Hirst (1991) (FIGURAS 6.6 e 6.8). Semelhantemente, os corpos com espessura e extensão com até 2 m (FIGURA 6.10), composto essencialmente por litofácies heterolíticas que mostram margens relativamente íngremes, correspondem a canais do tipo “*ribbon*”, segundo a mesma classificação. Esses dois tipos de canais são canais rasos (*shallow channels* – SC).

As estratificações que indicam fluxo em regime superior (Sh₁ e Sl₁) contidas nos canais rasos podem representar períodos de maior intensidade de descarga e suprimento, associados às oscilações locais do nível de base. A geometria, aproximada à forma de lençol (“*sheets*”), é explicada pela instabilidade do substrato arenoso, o que inibe o desenvolvimento de canais incisivos.

Tanto os canais rasos como os depósitos de fluxo em lençol ocorrem intercalados a depósitos de planície de inundação, por meio de superfícies de 5ª ordem. Nestes contatos é comum a presença de gretas de contração nos pelitos de FF. Semelhantemente, calcretes crosta dura, nodulares e mosqueados foram encontrados desenvolvidos nas camadas tabulares de SF. Estes intervalos ou níveis figuram superfícies de 5ª ordem quando em contato com o elemento arquitetônico SC ou mesmo SF. Além das superfícies limitantes de 5ª ordem existem superfícies de 4ª ordem que encerram sucessões dos elementos arquitetônicos SF, as quais devem representar ciclos de novas inundações laminares, formando um conjunto agradacional.

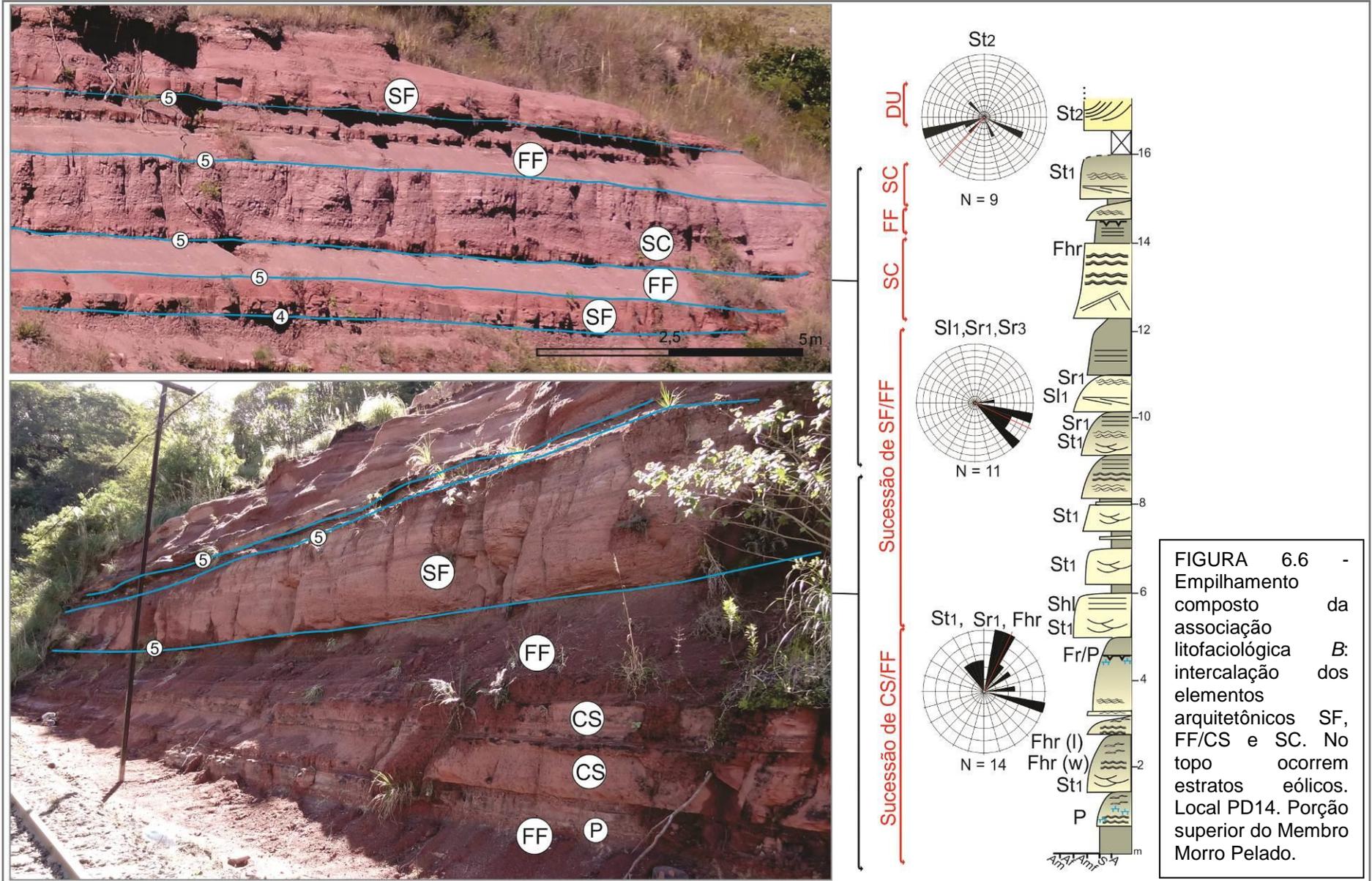
No estado de Santa Catarina as medidas de paleocorrentes obtidas a partir barras de desembocaduras da associação litofaciológicas A apresentam rumos para E, SE e NE, semelhantes aos obtidos nos litossomas de SF. Isto permite interpretar que os estratos tabulares estão relacionados a depósitos de fluxos desconfiados em lençol na porção distal de um sistema fluvial. Os canais rasos da associação B, semelhantemente possuem rumo e sentido coincidentes com as medidas de

paleocorrentes dos depósitos de fluxo em lençol. Neste contexto, o elemento deposicional SC deve corresponder a canais retilíneos, típicos alimentadores dos depósitos de fluxo em lençol em sistemas fluviais distributários. Desse modo, em conjunto, os elementos arquitetônicos SF e SC equivalem aos espraiaamentos terminais desse sistema fluvial.

A hipótese acima é confirmada pela intercalação com depósitos métricos de planície de inundação e a pequena espessura e grande extensão dos canais rasos, uma vez que, estas são características esperadas na porção distal do sistema fluvial distributário. Adicionalmente, as litofácies predominantes na associação *B* são aquelas que apresentam menor granulação, ou seja, são comuns, por exemplo, as litofácies Fhr, Sr₂ e Sr₁, inseridas em corpos tabulares.

O conjunto de elementos arquitetônicos da associação *B* demonstra a ação processos de inundações intercalados a períodos de evaporação e não deposição. O primeiro caso relaciona-se aos depósitos de espraioamento terminais fluviais intercalados aos estratos da planície de inundação. O segundo processo figura-se por meio dos diferentes tipos de calcretes (P) (conforme conceitos de ALONSO-ZARZA, 2003) e níveis de gretas de contração, presentes em camadas da planície de inundação.

A partir das feições de exposição subaéreas, podem-se inferir os estágios dos paleossolos que compõem o elemento arquitetônico FF descrito na associação litofaciológica *A*, mas que interage com depósitos da associação litofaciológica *B*. Segundo a classificação de paleossolos de Retallack (1988 *apud* RETALLACK, 2001), consoante ao estágio de desenvolvimento apresentado pelos calcretes nodulares e mosqueado (P), com pouca ou nenhuma relação com possíveis marcas de raiz, sugere-se o estágio de paleossolo pouco desenvolvido (*weakly developed*). Por outro lado, os níveis de possíveis traços de raiz e gretas de contração (Fr) enquadram-se na classificação de Retallack (1988 *apud* RETALLACK, 2001) como paleossolos muito pouco desenvolvidos (*very weakly developed*). Essas classificações são corroboradas pela intercalação com depósitos de espraiaamentos terminais fluviais, ou seja, o tempo de exposição é reduzido pelas sucessivas inundações.



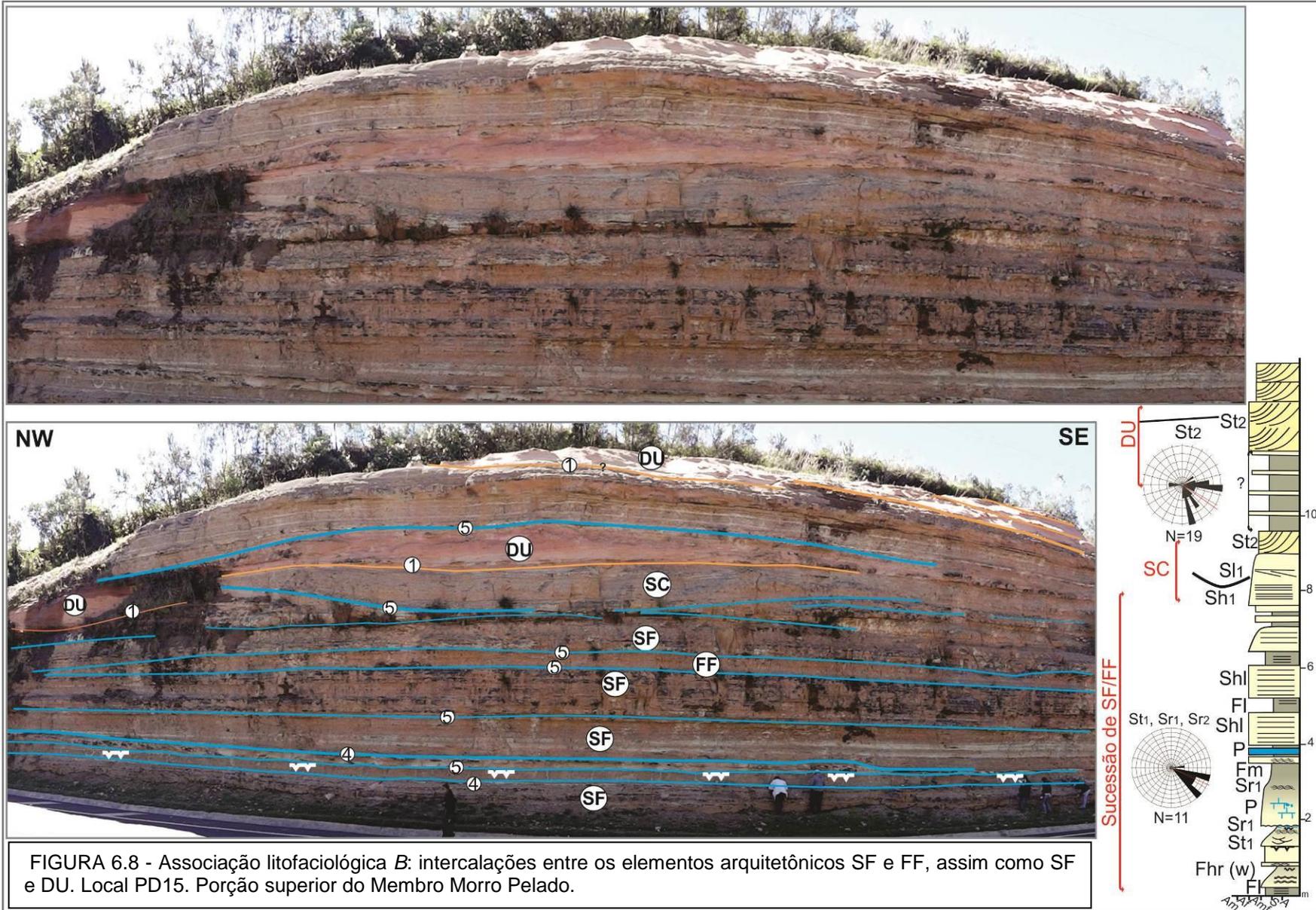
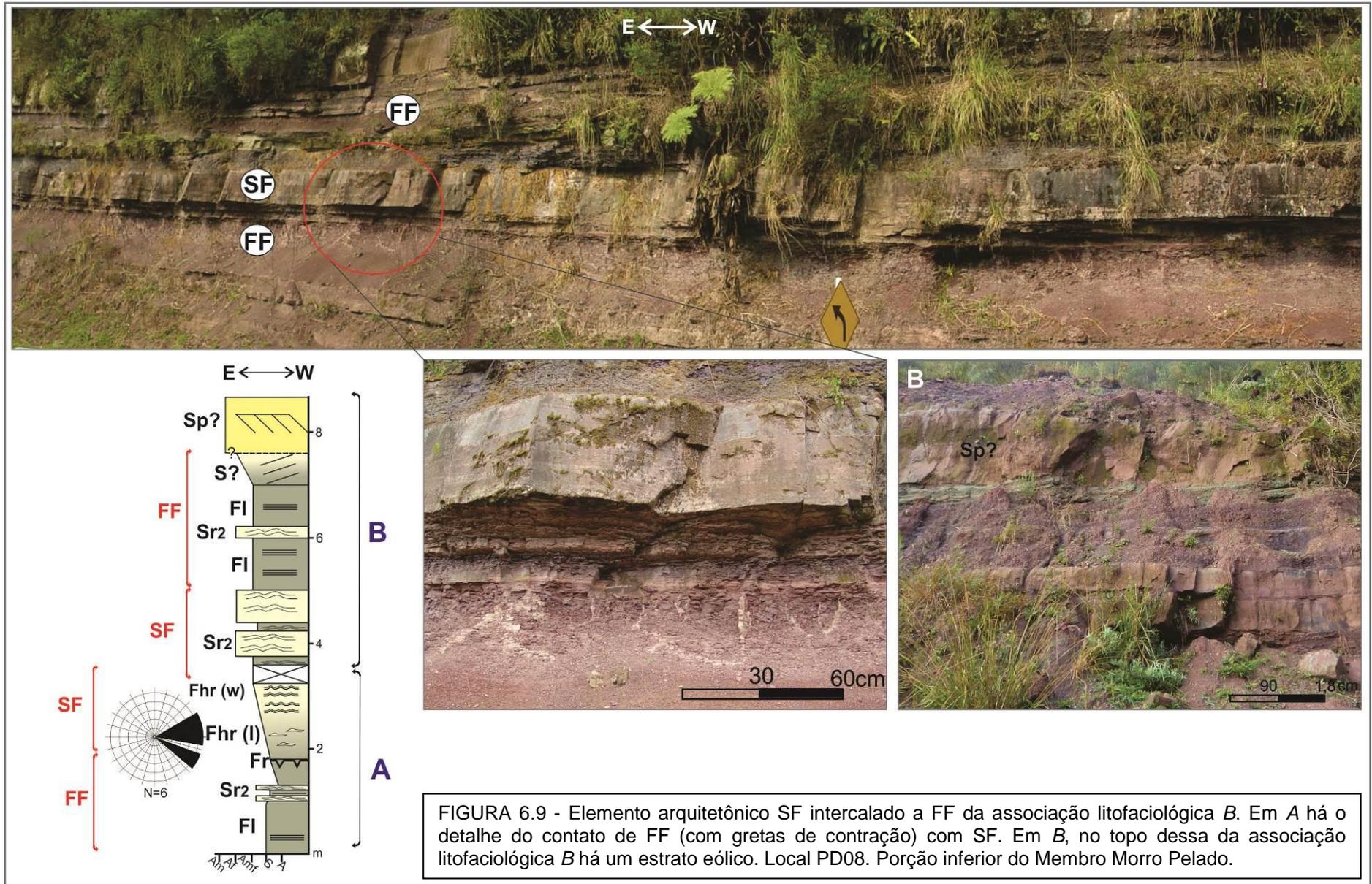


FIGURA 6.8 - Associação litofaciológica B: intercalações entre os elementos arquitetônicos SF e FF, assim como SF e DU. Local PD15. Porção superior do Membro Morro Pelado.



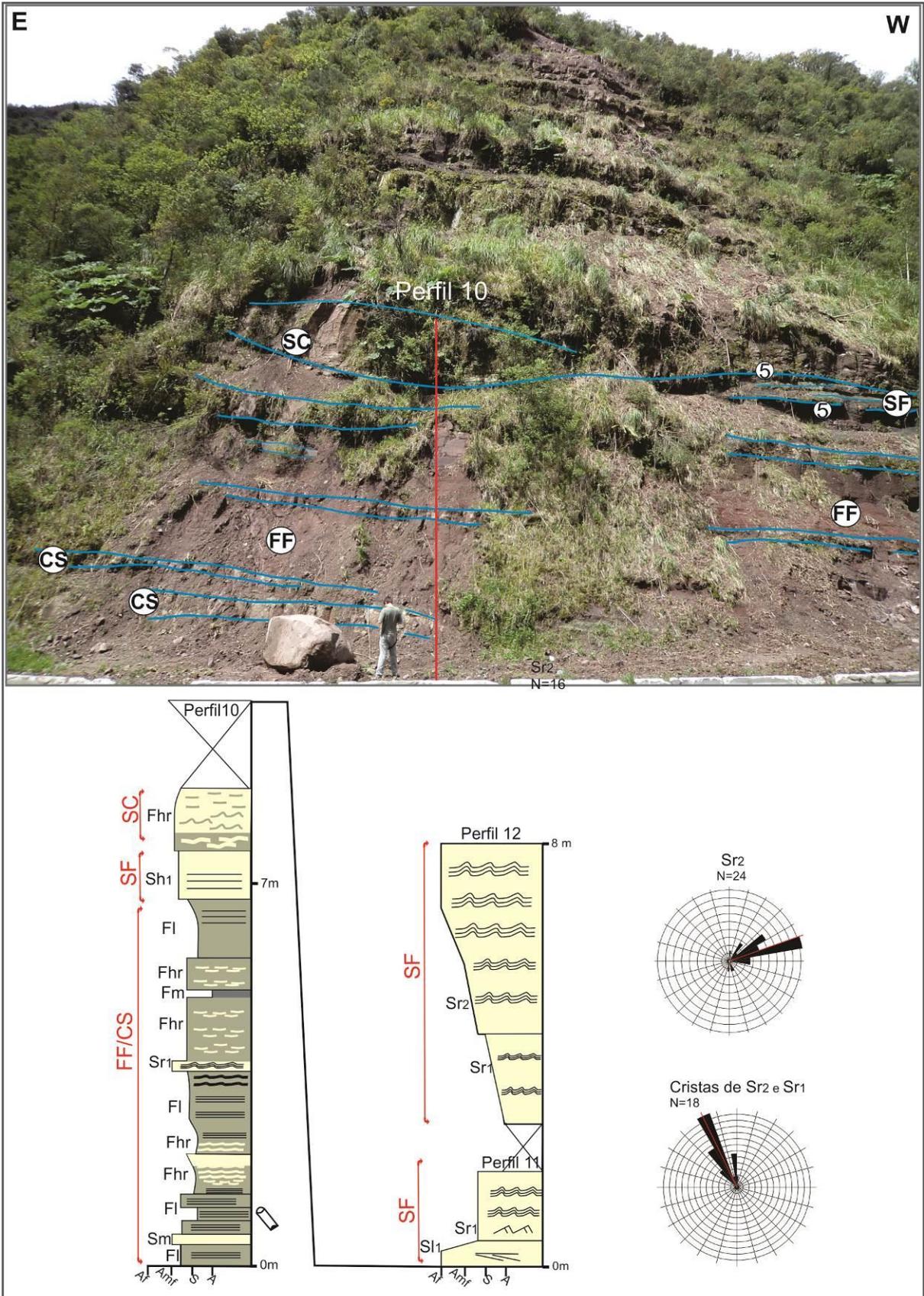


FIGURA 6.10 - Elementos arquitetônicos FF e CS sotopostos por SF, seguido de canal tipo "ribbon". Local PD09. Porção inferior à intermediária do Membro Morro Pelado.

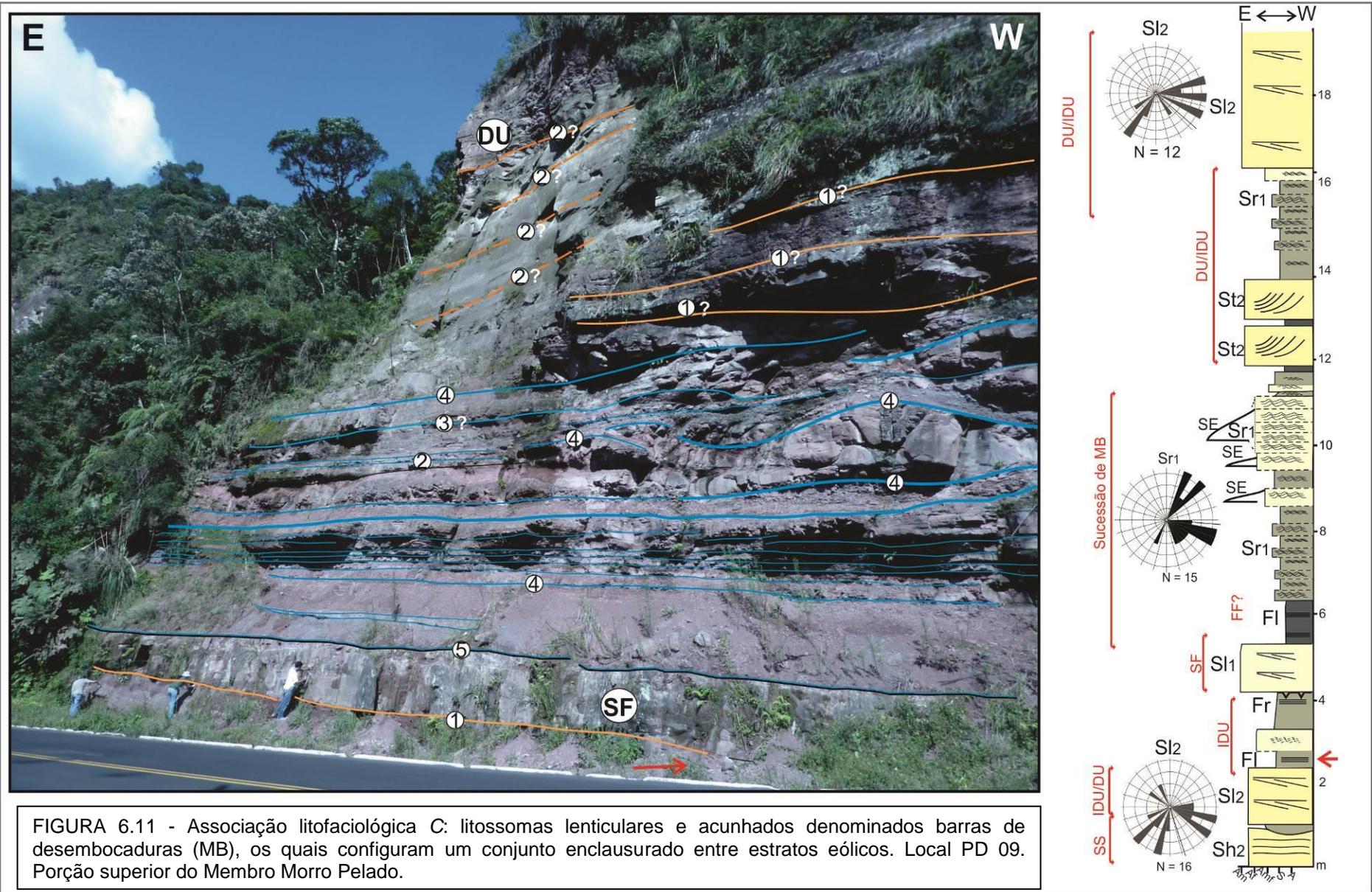
6.3 ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA C – SISTEMA DELTAICO DOMINADO POR RIOS

A associação litofaciológica C é formada por arenitos e siltitos avermelhados verificados no estado de Santa Catarina, na porção superior do membro Morro Pelado. Essa associação é representada pelo elemento arquitetônico MB (barras de desembocadura), o qual inclui arenitos sílticos e siltitos laminados (Fhr, FI) e arenitos com ondulações de corrente (Sr_1) em corpos lenticulares, acunhados e tabulares, em que são frequentes bases truncadas.

Os estratos areníticos lenticulares e acunhados possuem espessura e extensão métricas a decamétricas e são compostos predominantemente por arenitos com laminações onduladas (Sr_1). Na porção basal e lateralmente adjacente ocorrem camadas tabulares, com espessura centimétrica a decimétrica e extensão decamétrica, constituídas pela litofácies Sr_1 , Fhr e FI. No conjunto, esses estratos podem mostrar feições como compensação de espessura, após superfícies de 3ª e 4ª ordens (FIGURA 6.11). Camadas pelíticas acinzentadas e centimétricas, por vezes, aparecem recobrimdo tanto as camadas acunhadas e lenticulares como as tabulares.

Os arenitos laminados e metricamente espessos das camadas acunhadas e lenticulares indicam a deposição a partir de fluxos homopícnais. Desse modo devem corresponder a depósitos de barras de desembocadura (MB). Os estratos tabulares adjacentes ou sotopostos corresponderiam à deposição por desaceleração desses fluxos nas porções distais barras. As camadas pelíticas são expressão do maior alcance de MB. Como pode ser observado na figura 6.11, existem ciclos com granocrescência para o topo (*coarsening up-ward*), iniciados com termos mais finos, por meio de contatos bem definidos, abruptos, para os corpos areníticos das porções proximais das barras de desembocadura. Dessa maneira, o conjunto de camadas forma um padrão progradacional, provavelmente em direção ao centro de um corpo aquoso. Este é corroborado pela presença de finas camadas de pelitos acinzentados (centimétricos) que recobrem depósitos das porções proximais e distais das barras de desembocadura.

Semelhante aos espraiaamentos terminais fluviais, os rumos de paleocorrentes obtidos nas porções distais das barras de desembocadura (MB) apontam o quadrante ESE, com variação para NE, concordante com as medidas das estratificações contidas nas barras de desembocadura da associação A. Desse modo, provavelmente os depósitos dessas barras ocorrem na porção distal de um sistema aluvial, em momentos de subida do nível de base, formando deltas de inundação (BLAIR; MCPHERSON, 1994), que configuram, portanto, um sistema de deltas dominados por rios.



6.4 ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA *D* – SISTEMA EÓLICO ÚMIDO

A associação litofaciológica *D* é formada por arenitos e siltitos avermelhados e ocorre nos estados de Santa Catarina e Paraná. Foi observada principalmente na porção superior do Membro Morro Pelado, mas pode aparecer intercalada a depósitos da associação litofaciológica *B* na porção inferior da unidade (FIGURA 6.9). Essa associação constitui-se pelos elementos arquitetônicos dunas (DU), interdunas (IDU), *draas* (DR) e lençóis de areia (SS).

O elemento deposicional DU é formado pelas litofácies St_2 , Sl_2 e Sp inseridas em camadas tabulares e acunhadas de espessura e extensão métricas. As estratificações das litofácies St_2 e Sp são marcadas por gradações granulométricas inversas milimétricas a centimétricas. Na litofácies Sl_2 e, também nas estratificações de St_2 , principalmente aquelas inseridas em camadas de espessura centimétrica, essa inversão granulométrica não foi constatada e as estratificações são vistas com dificuldade.

Adicionando as informações discutidas acima ao processo gerador proposto para St_2 , Sl_2 e Sp - sob a ação de ventos-, admite-se que as estratificações possivelmente foram produzidas por dois principais processos atuantes nas faces frontais de dunas eólicas (DU) (conforme conceitos de HUNTER, 1977a, b): a) queda livre de grãos: formam lâminas delgadas contínuas e texturalmente homogêneas, geradas pela separação do vento na crista das dunas. A homogeneidade observada nos estratos deve-se a previa seleção dos grãos durante o transporte por saltação no *stoss side* das dunas, que se depositam por queda livre na face frontal da forma de leito ao atingir a zona de separação do fluxo eólico. Por esse motivo, as estratificações tendem a apresentar ângulo relativamente baixo (Sl_2); b) gradações inversas: favorecidas pela a ação de fluxo de grãos heterogêneos.

Corpos lenticulares ou acunhados com siltitos, argilitos e arenitos muito finos (FI, Fm e Fhr) que se encontram intercaladas a depósitos de dunas (DU) podem ser definidos como depósito de interdunas (IDU) (FIGURAS 6.12 e 6.13). Esses estratos possuem espessuras de até 8 m e extensão entre 5 e 30 m. Alguns afloramentos exibem intercalação das camadas pelíticas com estratos milimétricos a centimétricos

de arenitos maciço (Sm), camadas milimétricas de carbonatos, e pelitos com gretas de contração preenchidas por carbonato (Fr) e possíveis rizocresções (P). Por vezes, os corpos com arenito maciço podem ser mais espessos, atingindo 1m, em sucessões que contém arenitos inversamente gradados (Si). Raramente, ocorrem feições de fluidização e liquefação, em camadas de arenito muito fino maciço de até 20 cm. Arenitos em estratos centimétricos com migração de ondulações translantes supercríticas são igualmente pouco frequentes.

As litofácies pelíticas dos depósitos interdunares apontam para deposição subaquosa por decantação. Os arenitos maciços, inversamente gradados, ou com ondulações translantes supercríticas podem ser interpretados como produto de adesão de areias secas transportadas pelo vento sobre superfícies úmidas ou alagadas (HUNTER, 1980; KOCUREK; FIELDER, 1980). Desse modo, conforme conceitos de Kocurek e Havholm (1993) e Kocurek (1981), esses depósitos são definidos como interdunas alagadas. Essa associação de litofácies indica episódios de inundação ou subidas do nível freático em áreas interdunares formando pequenos lagos temporários (PYE; TSOAR, 1990). Períodos relativamente secos são sugeridos pelas camadas arenosas e pela associação com gretas de contração preenchidas por carbonato nos estratos pelíticos subjacentes. Neste caso, existiram momentos em que as áreas interdunas seriam caracterizadas como úmidas. Essas condições são condizentes com a presença de icnofósseis descritos por Silva *et al.* (2012), no local aqui denominado PD13, mas que não verificados neste trabalho. Icnofósseis apontam para substratos saturados ou de água rasa, conforme igualmente verificado por Faccini (2000) para depósitos da Formação Sanga do Cabral, no Rio Grande do Sul.

Os contatos entre DU e IDU correspondem a superfícies de 1ª ordem, no sentido de Kocurek (1981, 1988). Superposições do elemento arquitetônico DU são marcadas por superfícies de 2ª ordem, as quais foram observadas somente no topo do Membro Morro Pelado, ou seja, são agradações de dunas eólicas (*Draas* - DR) (FIGURAS 6.11 e 6.12). Foram verificadas em menor frequência superfícies de 3ª ordem, que equivalem a superfícies de reativação. Além dessas relações de contato, são frequentes as recorrências desta associação no topo e/ou base dos elementos arquitetônicos LA, SF e SC (FIGURAS 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 e 6.14), e MB (FIGURA 6.11).

Arenitos com estratificações plano-paralelas (Sh₂) compõem estratos areníticos tabulares e acunhados de grande extensão (> 10m) que são intercalados a depósitos pelíticos de interdunas. A litofácies Sh₂ grada para o topo para litofácies Sl₂, que recorre nos estratos superiores seguintes, com pequenas intercalações com pelitos e arenitos maciços centimétricos de interdunas (FIGURAS 6.11 e 6.15).

Os corpos compostos por Sh₂ provavelmente correspondem a depósitos de lençóis de areia, segundo conceitos de Kocurek e Nielson (1986), ou seja, corresponde ao elemento arquitetônico SS (*sand sheet*), previstos também nas definições de elementos arquitetônicos eólicos de Chrintz e Clemmensen (1993). O contato entre SS (Sh₂) e IDU é caracterizado como de superfície de 1ª ordem, conforme conceitos de Kucurek (1981, 1988). Enquanto o contato entre SS e DU pode ser considerado como superfície de 2ª ordem, uma vez que os dois litossomas são compostos por arenitos estratificados.

Esses depósitos de lençóis de areia (SS) poderiam, adicionalmente, equivaler a planícies de interdunas (CLEMMENSEN, 1991; CHRINTZ; CLEMMENSEN, 1993; KUCUREK, 1996). Em sistemas eólicos úmidos, as planícies de interdunas são geradas pela redução da disponibilidade de sedimento para a construção de dunas, relacionada ao nível elevado da capilaridade do freático, formando áreas interdunas extensas (KOCUREK, 1981). O contato entre os elementos arquitetônicos SS (IDU) com dunas simples (DU (Sl₂)) aponta para a progressiva eliminação de planícies interdunas (locais PD09 e PD10) e breves períodos secos na sucessão, logo substituído por litossomas de origem subaquosa das associações litofaciológicas B e C (local PD09). Se a identificação de superfícies de 2ª e 3ª ordens fosse possível nas camadas que contém Sl₂ o elemento SS poderia ser elevado à categoria de *interdraa* (IDR). Entretanto, a visualização de superfícies na faixa de afloramento em que essas relações interestratais ocorrem é debilitada devido ao intemperismo e vegetação, conferindo aos arenitos um aspecto maciço, em alguns casos.

No local PD 10, na Serra do Espigão (SC), verificou-se uma sucessão de estratos de dunas e interdunas, cuja distribuição nas duas dimensões são muito semelhantes a depósitos de sistemas de dunas úmidas com flutuação do ângulo positivo de cavalgamento, em acumulações lenticulares (FIGURA 6.15).

Apesar de reconhecidos, os estratos cruzados eólicos (dunas), principalmente da porção inferior do Membro Morro Pelado, são menos frequentes

em relação às acumulações pelíticas de interdunas. Por outro lado, as camadas do topo da unidade são mais espessas, mesmo aquelas identificadas com interdunas úmidas (local PD 10). Kokurek e Havholm (1993) afirmam que depósitos eólicos preservados de dunas são dominantes nos sistemas eólicos secos, pois em áreas de interdunas toda a areia disponível será removida para a construção das dunas. Justifica-se desse modo a forma de ocorrência do elemento deposicional DU na associação *D* e o apontamento de Rohn (1994), ao relatar que as dunas eólicas do Membro Morro Pelado são escassas, exceto alguns depósitos maiores no topo, os quais coadunam *ergs* mais desenvolvidos, resultantes de intervalos de tempo mais longos com clima seco.

A partir das informações obtidas e considerações para a associação litofaciológica *D*, o sistema eólico do Membro Morro Pelado é definido como sistema eólico úmido, composto por campo de dunas em frequente relação com depressões e planícies interdunares. Outro fator que confirma o sistema eólico como úmido corresponde à presença das gretas de contração, preenchidas por carbonato, e cimentos carbonáticos de alta intensidade, uma vez que, Faccini (2000) aponta que a proximidade do lençol freático à superfície nesses sistemas, em depósitos de interdunas, de ambientes quentes e áridos, são comuns feições associadas a evaporitos, incluindo depósitos de sais, superfícies fraturadas e corrugadas.

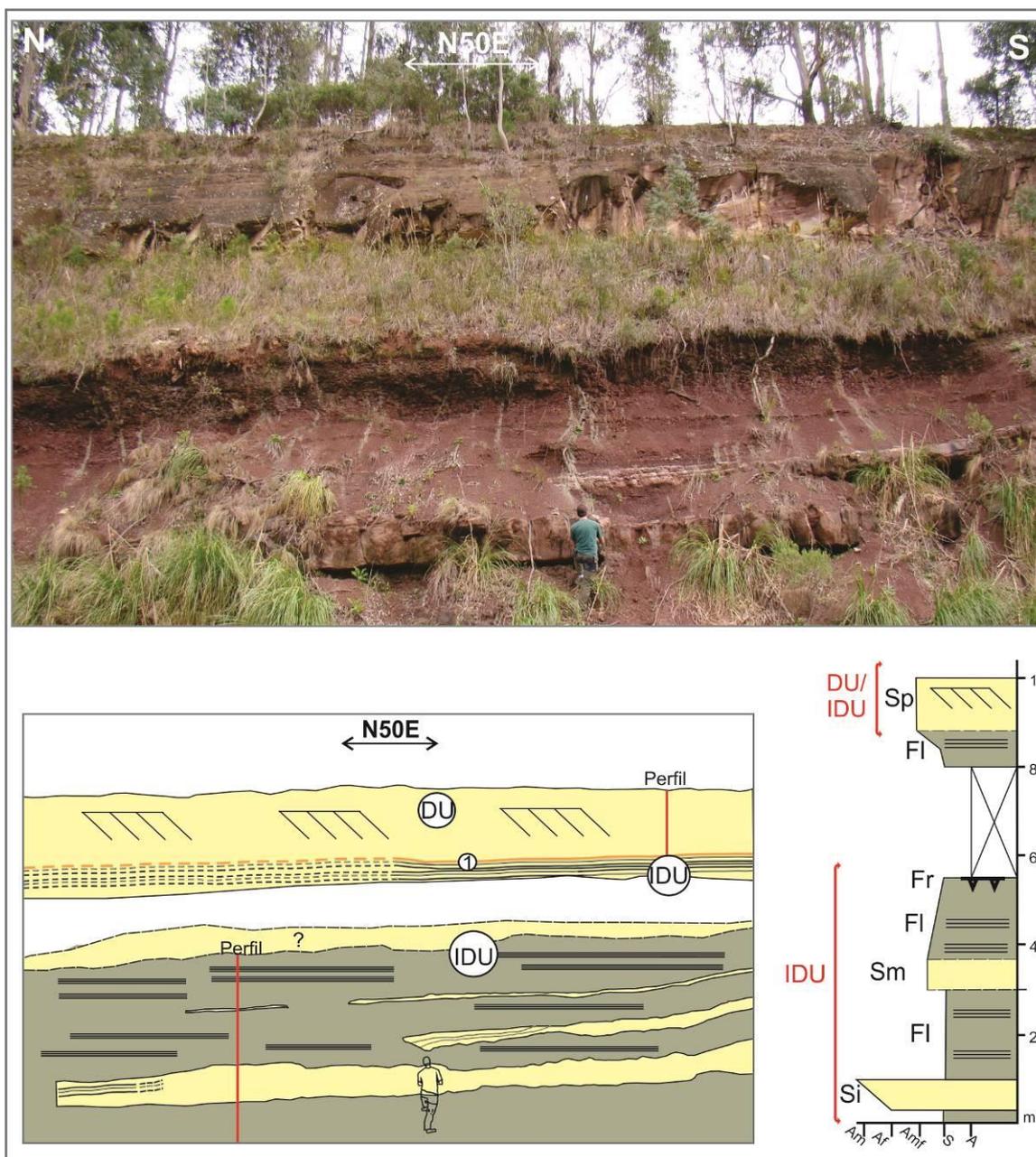


FIGURA 6.13 - Destaque para depósitos interdunas com arenitos maciços e inversamente gradados intercalados a camadas pelíticas laminadas. Local PD02. Porção superior do Membro Morro Pelado.

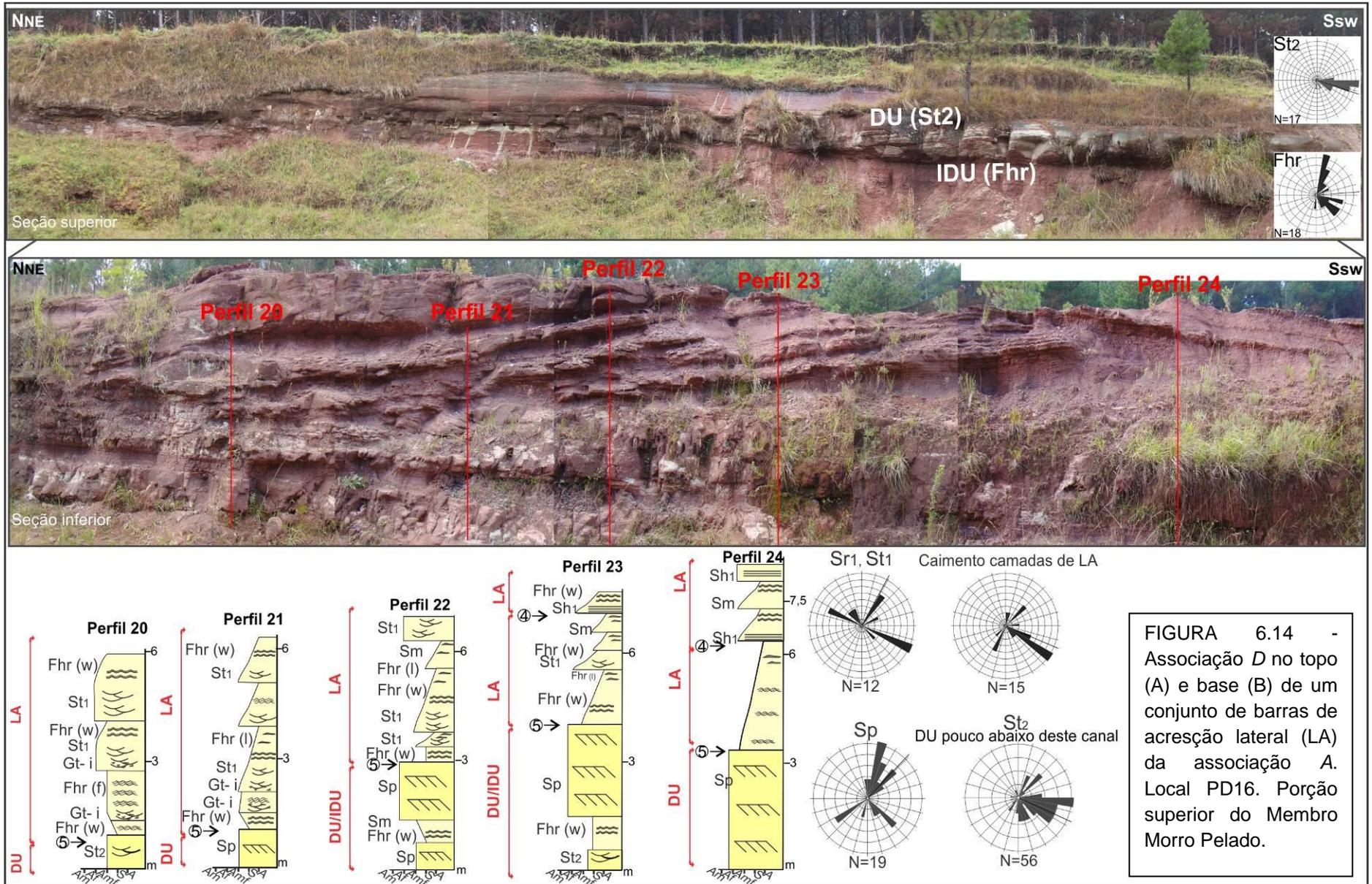
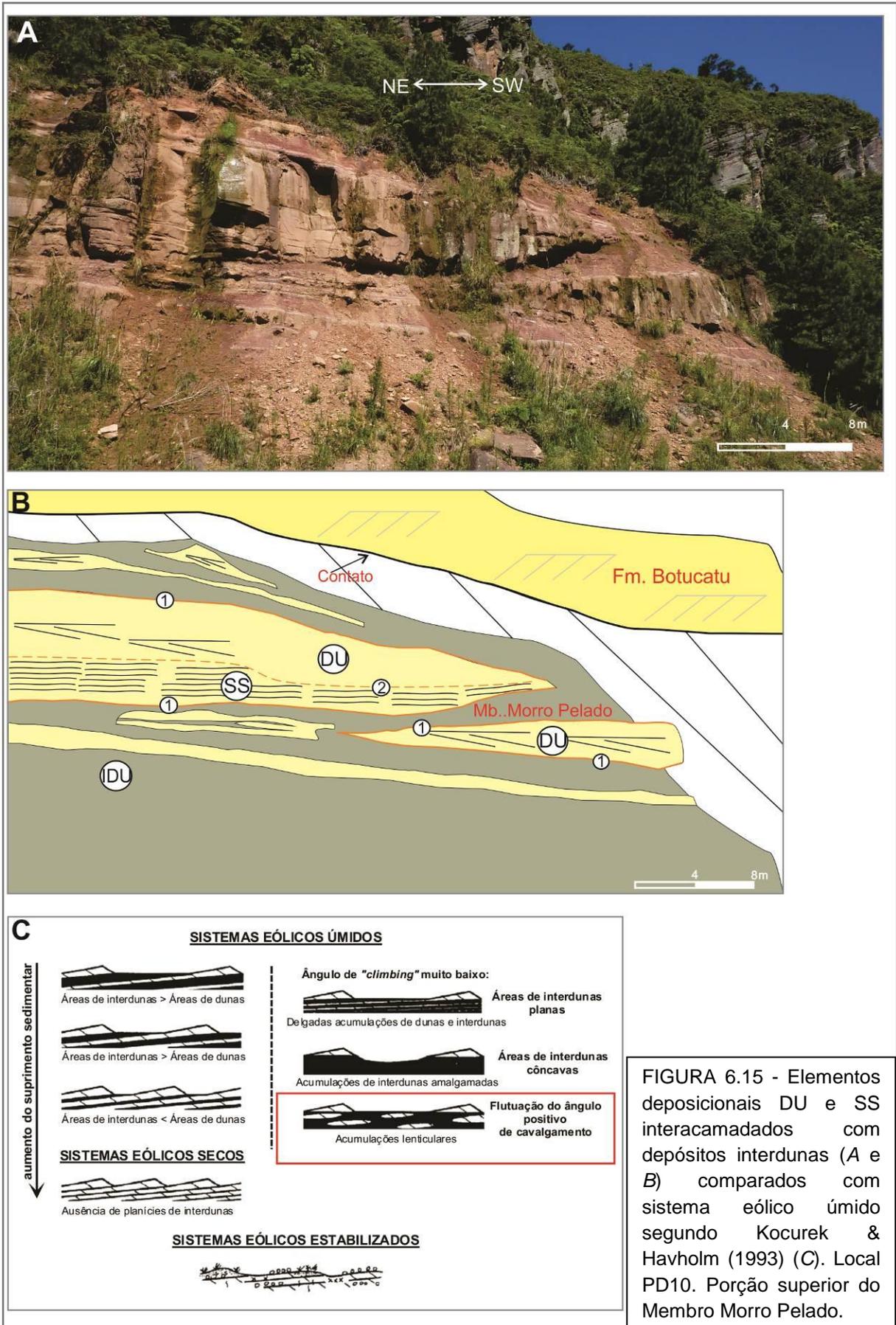


FIGURA 6.14 - Associação D no topo (A) e base (B) de um conjunto de barras de acreção lateral (LA) abaixo deste canal da associação A. Local PD16. Porção superior do Membro Morro Pelado.



7 PETROLOGIA

A análise petrológica concentrou-se essencialmente nos principais litotipos areníticos que compõem cada associação litofaciológica. O objetivo desta abordagem consiste em melhor caracterizar os arenitos inseridos em diferentes arranjos litofaciológicos. Os arenitos foram nomeados por meio da análise modal (contagem de pontos), cuja tabela encontra-se no Anexo I. As amostras descristas são provenientes da região sul da área estudada.

7.1 ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA A

As amostras analisadas da associação litofaciológica A são provenientes de arenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (St₁) que compõem o elemento arquitetônico LA, dos locais PD04, PD05, PD09 e PD16.

Os arenitos são muito finos (88-62 µm) a finos (177- 250 µm), secundariamente finos a médios (250-350 µm), e imaturos. Foram classificados como grauvasas líticas (FIGURAS 7.1a, 7.1b e 7.1c) e sublitoarenitos (FIGURA 7.1d, 7.1e e 7.2a).

A porcentagem de matriz nesses arenitos oscila entre 20% e 11,5%. A seleção varia entre pobremente e moderadamente selecionado. Os cimentos observados são: ferruginoso (3% – 12%), silicoso (9% - 24%) e carbonático (Tr – 18%), cujas porcentagens mudam conforme a paragênese. Em geral, a porosidade que se pôde determinar por meio da análise de seções delgadas pode atingir até 5,5% da amostra; entretanto, comumente oscila entre traços e 1% e 3%. São, sobretudo, porosidades secundárias: moldes, bolsões (*oversized pores*), fraturas e corrosões intragranulares.

Os arcabouços dos arenitos da Associação A perfazem 58% a 39% dos arenitos, compostos por porcentagens relativas de quartzo monocristalino (44% - 27%), quartzo policristalino (3% - Tr) plagioclásio (4% - 1%), microclínio (2% - Tr), líticos sedimentares (Tr – 5%), nódulos carbonáticos (Tr), líticos metamórficos (4 – 11%), muscovita (Tr - 5%), biotita (Tr – 6%), clorita (Tr), zircão (Tr) e epidoto (Tr). Os

contatos entre os grãos são suturados, côncavo-convexos, laterais e, secundariamente, pontuais.

No arcabouço, os arenitos da Associação A apresentam grãos de quartzo monocristalinos subarredondados, ora subangulosos, e esfericidade baixa. É comum a presença de extinção ondulante, microfaturamentos e corrosões. Grãos de quartzo policristalino foram pouco observados. Os grãos de plagioclásio possuem bordas arredondadas a subangulosas, com formas tabulares a esféricas. Grãos de microclínio apresentam bordas subarredondadas, esfericidade alta. Ocorrem com geminação em xadrez. Os grãos líticos sedimentares são formados por intraclastos pelíticos arredondados, ferrosos, e de esfericidade baixa. Os grãos líticos metamórficos são arredondados e de esfericidade baixa. São constituídos por xisto, apresentam mica branca, clorita e quartzo microcristalino orientados (FIGURA 7.1c). Nódulos carbonáticos são alóctones e autóctones (considerados como concentração do cimento); grãos alóctones podem ser considerados como intraclásticos e apresentam-se arredondados, ora com impregnações de óxido de ferro.

A biotita ocorre nas variações marrom e verde amarelado, com tamanho de areia muito fina a fina. Muscovita corresponde a grãos detríticos de granulação de areia muito fina a fina (FIGURA 7.1d); grãos neoformados estão associados a feldspatos. A clorita é representada por grãos muito finos a finos, por vezes na fração silte na matriz, com pleocroísmo verde a amarelo pálido; encontram-se associados a quartzo microcristalino ao redor de grãos. Possui formas euédricas a anédricas. Aparece também sobre grãos plagioclásio e intraclastos pelíticos. Zircão compreende grãos detríticos de granulação de areia muito fina, com ou sem impregnação por óxido de ferro. Epidoto compõe grãos de granulação silte a areia muito fina, estão disseminados nos espaços intergranulares e sobre cristais de plagioclásio.

Aspectos diagenéticos:

A feição diagenética que se destaca nos arenitos da Associação A é o sobrecrecimento sintaxial de sílica ao redor de grãos de quartzo que evidenciam cutículas de óxido de ferro (FIGURA 7.1e) e illita (FIGURA 7.1f). Em alguns casos exibem até quatro fases de sobrecrecimento, após cutículas de óxido de ferro. A recristalização para quartzo microcristalino também é recorrente nas bordas de

grãos de quartzo. As grauvacas, que exibem maior conteúdo de matriz, o desenvolvimento de quartzo sintaxial e microcristalino é restrito.

Quando verificado, o cimento carbonático aparece posterior ao sobrecrecimento sintaxial de quartzo. Preenchem espaços intergranulares dispersos. Nesses casos, geralmente cutículas de óxido de ferro antecedem o quartzo sintaxial, em detrimento de revestimentos de argilas. Arenitos com forte cimentação carbonática possuem relações de contato, laterais e verticais, com estratos da Associação D.

A recristalização da matriz consiste noutra feição diagenética e é constituída por dois grupos minerais: a) a primeira paragênese inclui quartzo, muscovita e/ou clorita recristalizados e neoformados provavelmente a partir da matriz original; b) a segunda paragênese é formada por quartzo, muscovita e/ou carbonato relacionados com a alteração e recristalização de grãos do arcabouço. A alta frequência desta última em todos os exemplares estudados justifica as porcentagens que podem chegar a 20% e, conseqüentemente, à classificação como grauvacas.

Por meio da análise por microscopia eletrônica confirmou-se illita como constituinte do último revestimento dos grãos (FIGURA 7.2b) (ANEXO II). Os arenitos que apresentam intensa cimentação carbonática exibem argilas esmectíticas (illita-esmectita ou esmectita), antecedentes ao carbonato (FIGURA 7.2c) (ANEXO III).

Os grãos de feldspatos apresentam indicativos de alterações/substituições químicas: a) albitização, sobrecrecimentos e sericitização em grãos de feldspatos potássicos (FIGURAS 7.2d e 7.2e); b) albitização e saussuritização em grãos de plagioclásio. Particularmente, a albitização em grãos de plagioclásio ocorre preferencialmente em amostras com cimento carbonático.

Feições de compactação mecânica são figuradas por contatos suturados (FIGURA 7.1e) e côncavo-convexos são comuns nestes arenitos. Em arenitos com predominância do cimento carbonático, contatos suturados tendem a ser localizados. Grãos de biotita e muscovita deformados entre os demais grãos do arcabouço configuram outra feição de compactação mecânica (FIGURA 7.2f).

Além de compor os revestimentos dos grãos antecedentes ao quartzo sintaxial, o cimento ferruginoso encontra-se intersticial aos grãos, preenchem moldes, ou poros maiores (*oversized pores*). Possui relação com a alteração de grãos de biotita.

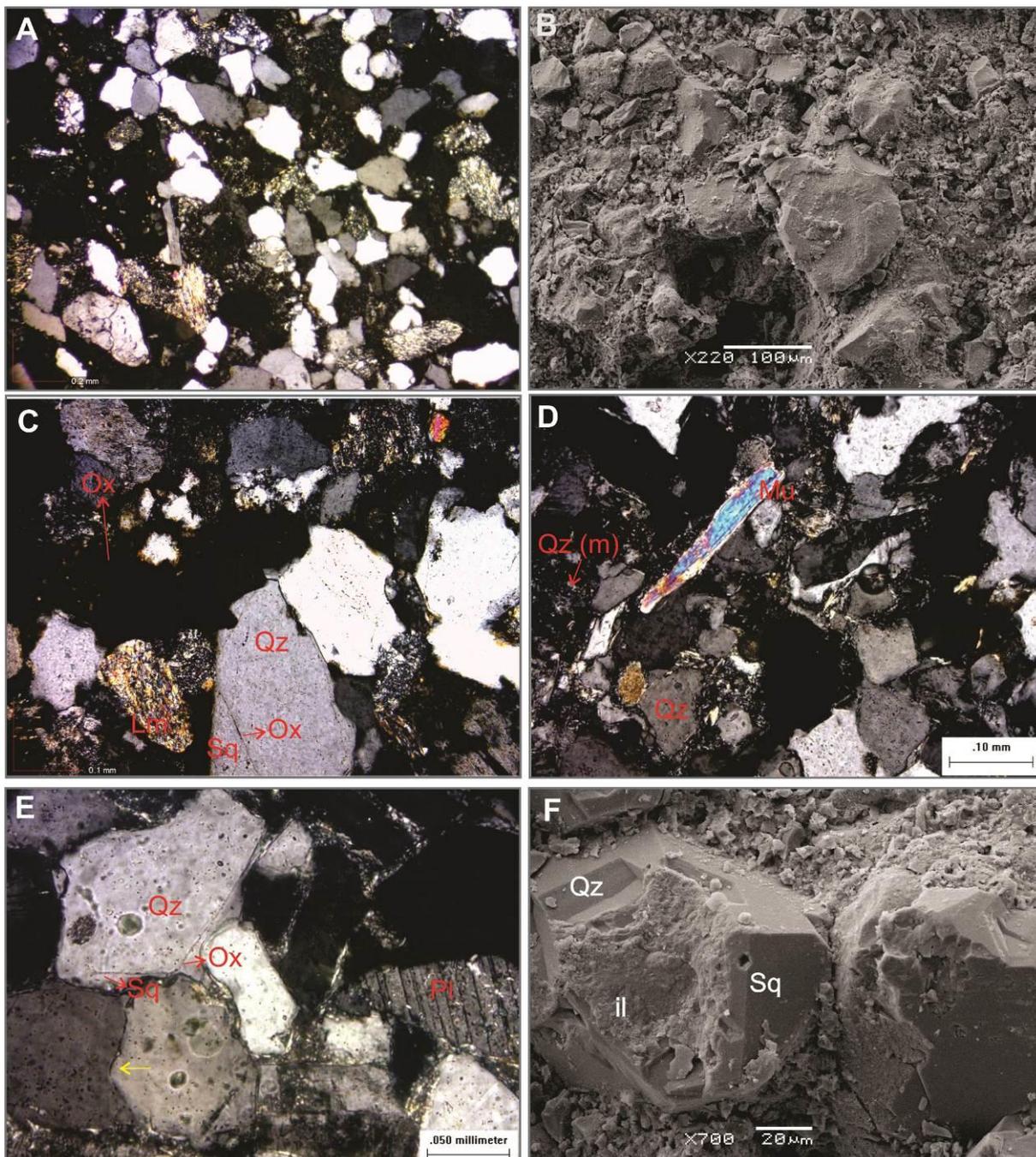


FIGURA 7.1 - Fotomicrografias dos arenitos associação litofaciológica A: A e B) visão geral do arcabouço de uma gravaca lítica (locais PD04 e PD 05, respectivamente); C) gravaca lítica com sobrecrecimento sintaxial de quartzo e presença de grãos de xisto (local PD04) ; D) sublitoarenito com intensa cimentação silicosa e grãos de mica branca; notar contatos suturados e côncavo-convexos (local PD05); E) sublitoarenito em detalhe, com destaque para o sobrecrecimento sintaxial de quartzo, destacado por cutícula de óxido de ferro; e contatos suturados e côncavo-convexo, indicado pela seta amarela (local PD05); F) sobrecrecimento em quartzo sobre illita, que ocorrem também no contato estreito entre grãos (local PD05). Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; Mu = muscovita; Lm = lítico metamórfico; il = illita; Ox = óxido de ferro; Sq = sobrecrecimento sintaxial em quartzo; Qz (m) = quartzo microcristalino. Fotomicrografias com luz polarizada e MEV.

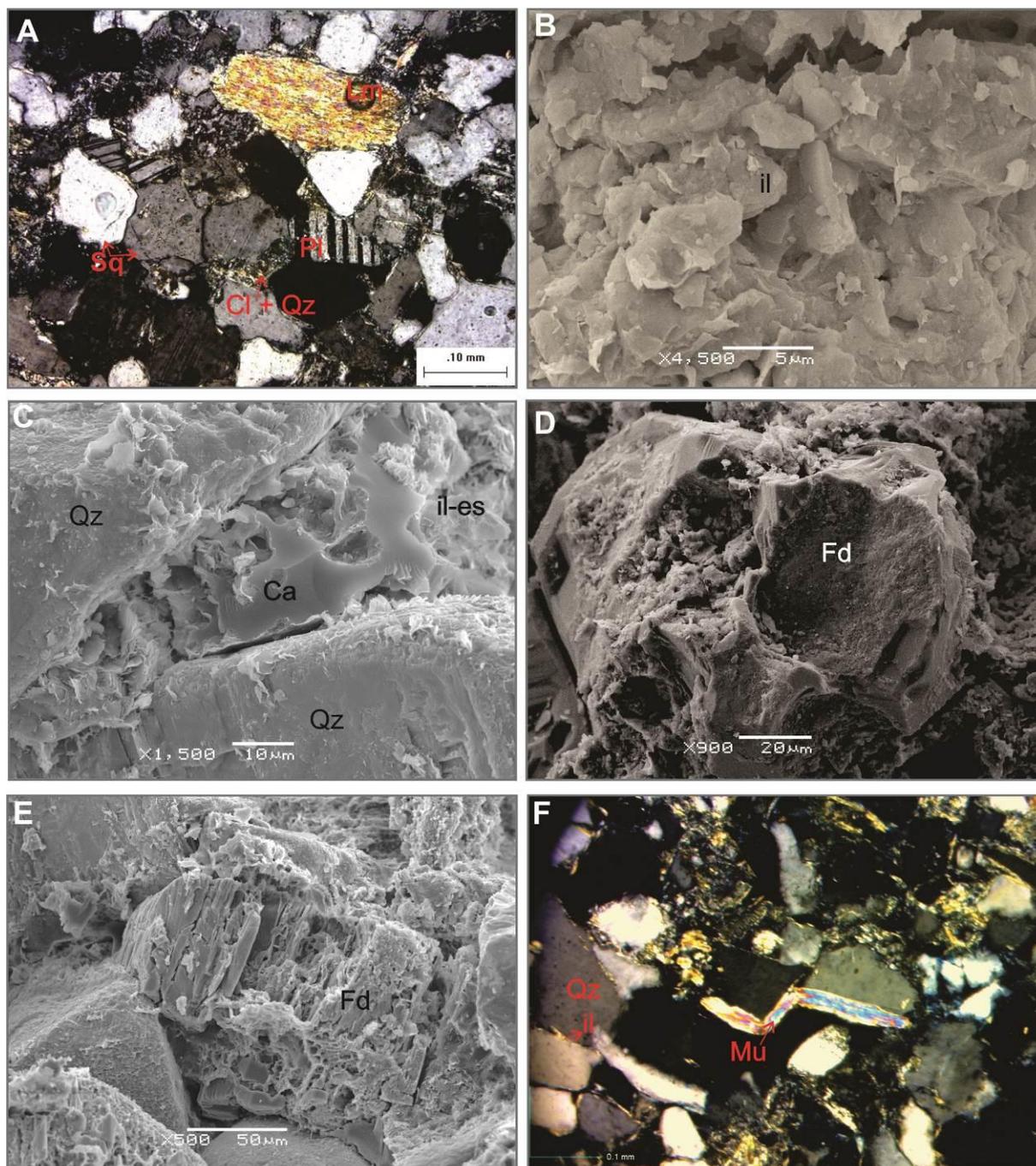


FIGURA 7.2 - Fotomicrografias dos arenitos da associação litofaciológica A: A) sublitoarenito, com destaque para a presença de grãos líticos metamórficos (xisto), plagioclásio e quartzo, bem como para o cimento silicioso (local PD05); B) illita que reveste grãos em grauvas (locais PD05 C e D) C) esmectita e illita-esmectita recoberta por carbonato em espaços intergranulares (local PD16); D e E) feldspatos alterados (locais PD05 e PD16, respectivamente); F) grauvas com grãos de muscovita deformada entre grãos do arcabouço e illita entre contatos suturados e côncavo-convexos de grãos de quartzo (local PD05). Fotomicrografias com luz polarizada e MEV. Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; Mu = muscovita; Fd = feldspato; Lm = lítico metamórfico (xisto); Cl = clorita; il = illita; il-es = illita-esmectita; Ca = carbonato; Ox = óxido de ferro; Sq = sobrecrecimento sintaxial em quartzo.

7.2 ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA B

O arenito analisado que pertencente à associação litofaciológica B é proveniente da litofácies SI₁ inserido no elemento arquitetônico SF, existente no local PD09, sotoposto ao conjunto de barras de desembocaduras (MB) da associação litofaciológica C (FIGURA 6.11).

Esse arenito, classificado como arenito lítico (FIGURA 7.3a), caracteriza-se como fino (177 m μ - 250 m μ ; 125 m μ - 177 m μ), moderadamente a pobremente selecionado, submaturados, em que a porcentagem da matriz atinge 13%. Os cimentos observados são: ferruginoso (8%) e silicoso (19%). A porosidade (1%) é secundária, composta por moldes e fraturas ou corrosões intragranulares. Os grãos do arcabouço totalizam 59%, compostos por grãos de quartzo monocristalino (33%), quartzo policristalino (3%), plagioclásio (4%), feldspatos potássicos (3%), líticos metamórficos (16%), líticos ígneos (Tr), líticos sedimentares (1%). Os grãos de minerais acessórios são formados por biotita e zircão. Os contatos entre grãos são côncavo-convexos, laterais e pontuais.

Os grãos de quartzo, tanto monocristalinos quanto policristalinos, são subarredondados a subangulosos, de esfericidade alta. Alguns apresentam extinção ondulante e esfericidade baixa. Os grãos de plagioclásio (FIGURA 7.3b) são subarredondados e possuem esfericidade baixa; outros podem preservar a forma tabular. Poucos destes estão sericitizados. Grãos de feldspatos potássicos, ortoclásio e microclínio, são subarredondados e esfericidade alta. Grãos de líticos metamórficos (xistosos) (FIGURA 7.3c), ígneos (rochas básicas) e sedimentares (intraclastos pelíticos esverdeados) são arredondados e com esfericidade baixa. Grãos biotita detrítica e zircão são subarredondados a arredondados e de esfericidade baixa.

Aspectos diagenéticos:

Os cimentos observados facilitam a caracterização dos aspectos diagenéticos. O cimento ferruginoso aparece revestindo grãos, e antecede o sobrecrescimento em grãos de quartzo e ortoclásio. O cimento silicoso, ocorre como sobrecrescimento sintaxial de quartzo, quartzo microcristalino e em mosaico. Este

preenche espaços intergranulares posteriormente ao cimento ferruginoso associado à muscovita e/ou clorita (FIGURA 7.3d). A segunda geração de cimento ferruginoso preenche bolsões, moldes e impregna fraturas dos grãos.

Alterações mineralógicas correspondem à sericitização e saussuritização de feldspatos. Bem como à recristalização da matriz original e geração desta por meio da alteração de grãos de feldspatos para muscovita e quartzo. Por outro lado, os contatos côncavo-convexos configuram as feições de compactação mecânica.

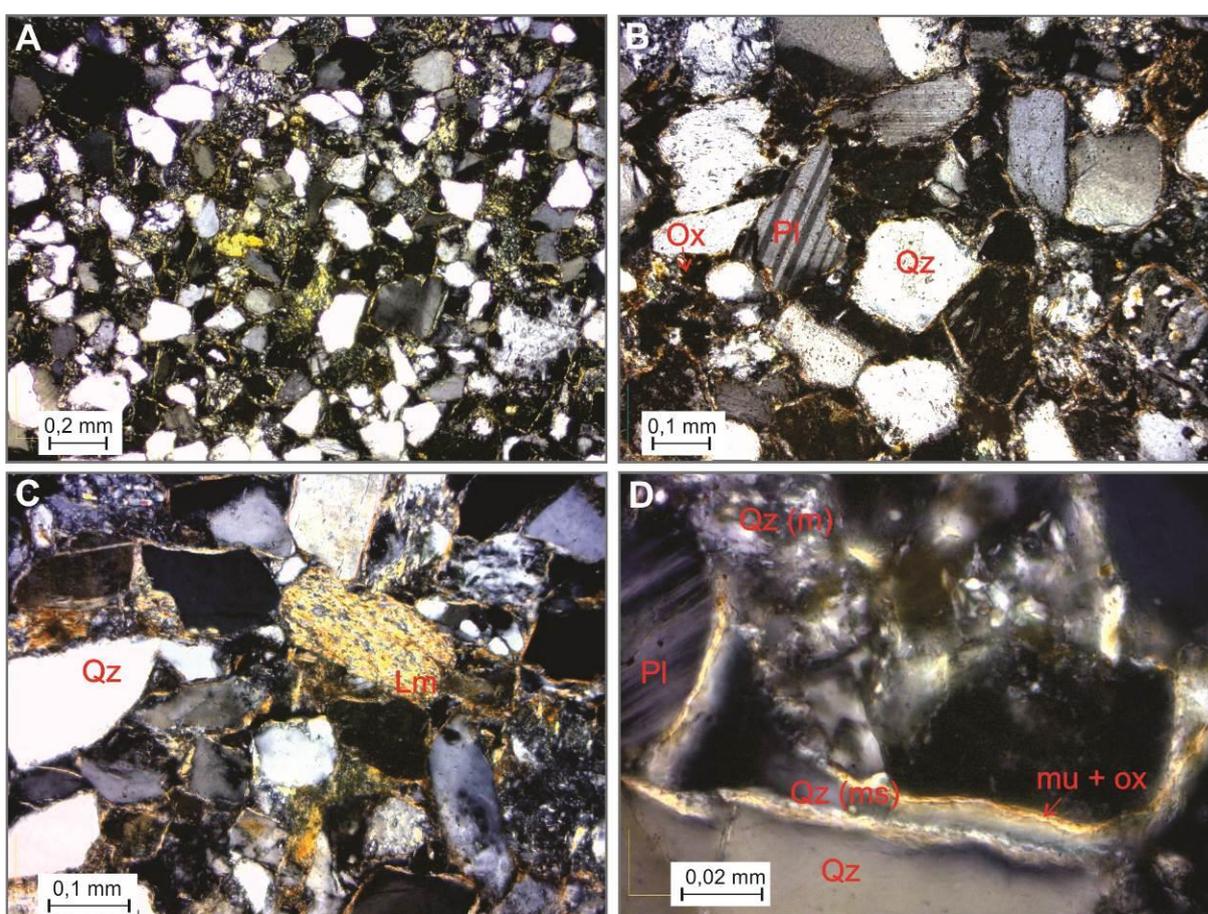


FIGURA 7.3 - Fotomicrografias do arenito da associação litofaciológica B: A) aspecto geral do arenito lítico; B) destaque para grãos de plagioclásio e para segunda geração de cimento por óxido de ferro; C) detalhe do grãos de lítico metamórfico xistoso; D) cimento silicoso que forma quartzo em mosaico que aprisionam muscovita e óxido de ferro na parede dos grãos. Local PD09. Fotomicrografia com polarizadores cruzados. Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; Lm = lítico metamórfico (xisto); Qz (m) = quartzo microcristalino; Qz (ms) = quartzo em mosaico; mu = muscovita; Ox = óxido de ferro.

7.3 ARENITOS E SILTITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA C

As amostras analisadas da associação litofaciológica C são provenientes das litofácies Sr₁ que compõem as barras de desembocadura (MB) da porção proximal (arenitos muito finos) e das porções distais (siltitos arenosos).

Nos siltitos a laminação é preservada pela alternância de silte grosso com silte fino, em matriz argilosa. O arenito analisado, classificado como grauvaque lítica (FIGURAS 7.4a e 7.4b), apresenta níveis de areia muito fina intercalados a níveis de silte. Caracteriza-se como pobremente selecionado e imaturo. A matriz compõem 30% da rocha. Ocorrem três tipos de cimentos numa mesma amostra: ferruginosa (10%), silicosa (5%), carbonática (13%). O conjunto de grãos do arcabouço totalizam 40% do total da rocha, apresentam-se nas variedades quartzo monocristalino e policristalino (24%), plagioclásio (1%), feldspato potássico (1%), líticos metamórficos (4,66%), lítico sedimentar (2%) e lítico ígneo (8,33%). Grãos de biotita, muscovita e clorita constituem os grãos de minerais acessórios (FIGURAS 7.4a e 7.4b). A porosidade visível em microscópio perfaz 2%, são poros intragranulares - fraturas e corrosões que aproveitam maclas e clivagens. Os contatos entre grãos são côncavo-convexos, que estão em menor proporção em relação aos contatos pontuais, laterais e "flutuando na matriz".

Os grãos de quartzo são angulosos a subangulosos de esfericidade baixa; por vezes com extinção ondulante. Grãos de plagioclásio e feldspato potássico (ortoclásio) encontram-se extremamente alterados, saussuritizados e sericitizados, são angulosos e de esfericidade baixa. Os grãos de rochas metamórficas são fragmentos de xistos e quartzitos, arredondados a subarredondados e de esfericidade baixa. Grãos de biotita ocorrem deformados entre grãos do arcabouço. Semelhantemente, grãos de clorita e muscovita detríticos estão dispostos com ou sem deformações intergranulares; aparecem também como alteração dos feldspatos.

Aspectos diagenéticos:

A principal feição diagenética refere-se à recristalização da matriz e às porções com cimento carbonático (FIGURA 7.4c). Tanto epimatriz quanto ortomatriz

são expressivas. A primeira caracteriza-se pela recristalização de grãos de plagioclásio, quartzo e fragmentos líticos; a segunda pela recristalização da matriz em espaços intergranulares, cujos produtos são quartzo e sericita. O cimento carbonático está presente em porções (bolsões), formando muitas vezes cimento poiquilotópico ou substituindo partes de grãos do arcabouço (quartzo e plagioclásio). Há possibilidade de que a formação do carbonato tenha preservado ao redor dos grãos o cimento ferruginoso e argilominerais, sob a forma de cutículas.

Feições de compactação mecânica são configuradas por contatos côncavo-convexos. Essa compactação é igualmente assinalada pela presença de grãos de biotita, clorita e muscovita deformados entre os demais grãos do arcabouço (FIGURA 7.4d). Poros secundários caracterizam-se como corrosão de grãos e microfraturamentos intragranulares e microfraturas preenchidas por opala, presentes nas porções mais argilosas e dispostas segundo as laminações.

Por meio da análise por EDS e MEV verificou-se a possibilidade da presença de esmectita ferrosa (nontronita) (ANEXO IV) e illita-esmectita como argilominerais desenvolvidos em contatos intergranulares que, provavelmente, antecedem ao cimento carbonático (FIGURA 7.4e e 7.4f).

Semelhantemente à maioria dos arenitos do Membro Morro Pelado analisado por microscopia óptica ocorre cimentação ferruginosa secundária, oriunda da alteração de grãos de biotita (FIGURA 7.4d). Este cimento impregna a matriz, preenche poros e microfraturamentos.

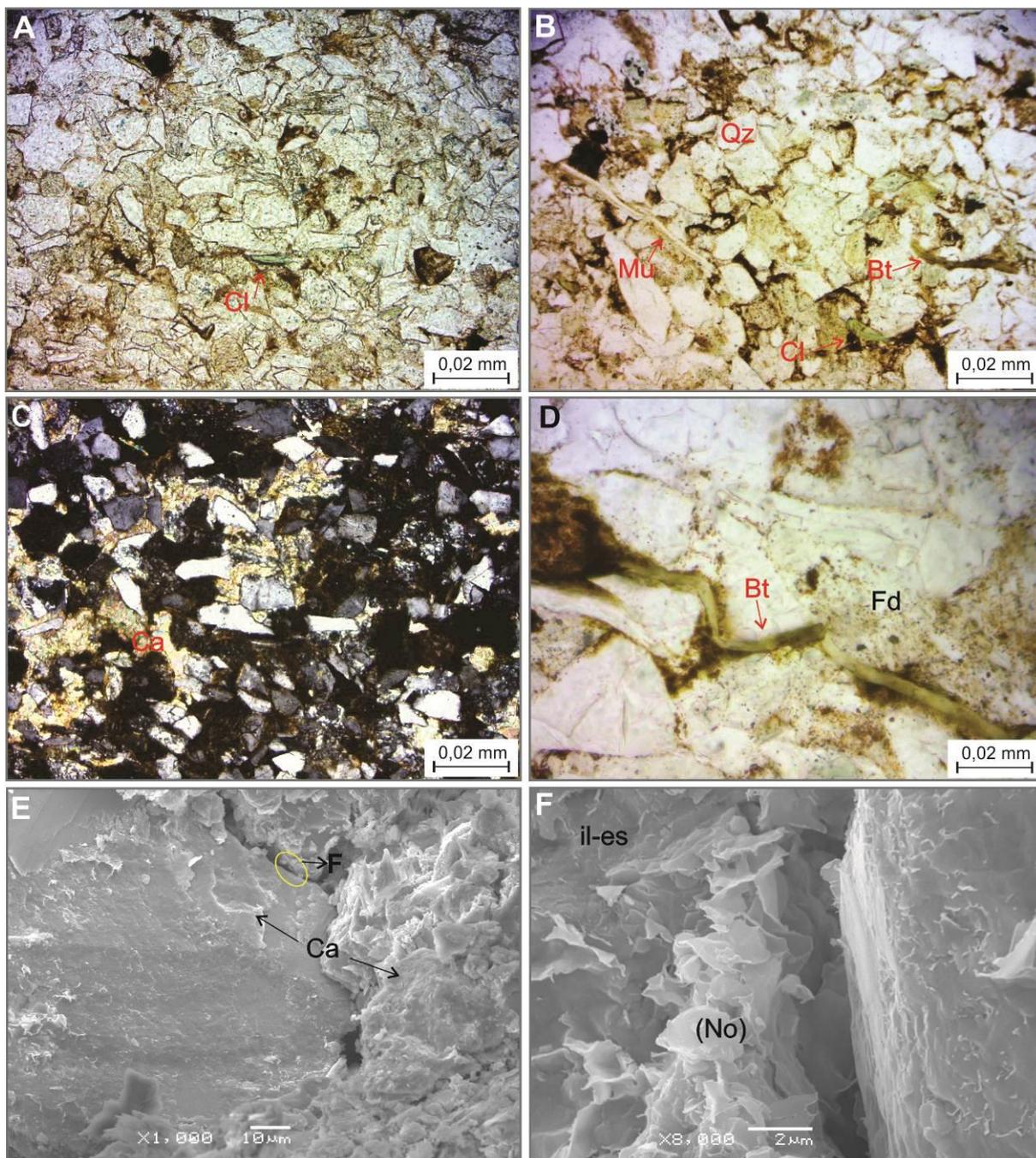


FIGURA 7.4 - Fotomicrografias do arenito da associação litofaciológica C: A e B) aspecto geral da grauvasca com grãos de clorita, biotita e muscovita, numa mesma amostra (luz paralela); C) cimento carbonático poiquilotópico (polarizadores cruzados); D) biotita deformada entre grãos do arcabouço; notar que a oxidação deste grãos forma o cimento telodiagenético (luz paralela); E) cimento carbonático revestindo grãos do arcabouço (MEV); F) illita-esmectita (e/ou nontronita) em espaços intergranulares (MEV). Local PD09. Legenda: Qz = quartzo; Bt = biotita; Fd = feldspato; Mu = muscovita; Cl = clorita; No = nontronita; il-es = illita-esmectita; Ca = carbonato.

7.4 ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO LITOFACIOLÓGICA *D*

Arenitos da associação litofaciológica *D* foram separados para análise petrológica conforme o elemento arquitetônico em que estão inseridos em: arenitos de interdunas (IDU) e arenitos de dunas (DU). As amostras caracterizadas pertencem às litofácies são St₂ e Sl₂ (DU); Si e Sm (IDU) provenientes dos locais PD02, PD09, PD10 e PD16.

7.4.1 Arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo e acanaladas tipo 2 (St₂ e Sl₂)

Arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo e acanaladas de médio a grande porte são finos (122 – 250 µm) a médios (250 – 350 µm), supermaturos a maturos, com grãos arredondados a subarredondados. É possível verificar, em seção delgada, intercalação de níveis de grãos médios com níveis de grãos finos. Em algumas amostras, a intercalação granulométrica é menos evidente. São arenitos bem selecionados a muito bem selecionados, classificados como sublitoarenitos (FIGURA 7.5a e 75b) e subarcósios, os quais são menos frequentes (FIGURA 7.5b). A matriz apresenta um máximo percentual de 1%. As principais cimentações são carbonática (Tr – 31%) e ferruginosa (5% - 10%) e silicosa (2% – 23%). Os somatórios dos grãos do arcabouço variam entre 54% e 75%, os quais são compostos por quartzo monocristalino (33% – 53%) e policristalino (6% – 3%), plagioclásio (4% – 1%); feldspato potássico (1% – 3%); líticos metamórficos (8% - 16%), líticos ígneos (Tr) e líticos sedimentares (Tr). Os grãos de minerais acessórios são compostos por hornblenda, clorita e zircão. A porosidade varia entre traços e 2% (FIGURA 7.5b), caracterizada como intergranular e secundária (moldes, grãos fraturados e corroídos).

Os grãos de quartzo são arredondados a subarredondados, ora subangulosos, de esfericidade alta, e pouco fraturados. Ocorrem nas variedades monocristalino e policristalino, em que o primeiro predomina. Extinção ondulante é

comum. Os grãos de plagioclásio são subarredondados, muitos com forma tabular; esfericidade alta, localmente baixa. Poucos destes estão albitizados ou com maclas deformadas. Podem ser encontrados argilizados. Grãos de ortoclásio são reconhecidos pela argilização ou pertitização. Ocorrem arredondados a subarredondados, com esfericidade alta. Apresentam nas bordas sobrecrecimento evidenciado por cutículas de óxido de ferro. Grãos de microclínio diferenciam-se dos grãos de ortoclásio pela geminação em xadrez. Clasto metamórficos são arredondados e com esfericidade alta ou baixa, compostos por quartzitos e xistos/filitos. Grãos de clasto ígneos são facilmente confundidos com os grãos de origem metamórfica com sericita e quartzo: são constituídos por diminutos feldspatos, com frequência argilizados. Os líticos sedimentares são formados por intraclasto pelíticos arredondados, raros, e constituídos por silte e argila (geralmente esverdeada, provavelmente clorita). Grãos de zircão aparecem arredondados. Grãos de clorita compõem a matriz ou como alteração de grãos de plagioclásio. Grãos de hornblenda são incomuns; possuem forma prismática preservada, são pouco arredondados.

Aspectos diagenéticos

Os principais aspectos diagenéticos podem ser obtidos a partir da observação da disposição dos cimentos ferruginoso, silicoso e carbonáticos nos sublitoarenitos e subarcósios da Associação *D*.

O cimento carbonático aparece preenchendo espaços intergranulares, poiquilotópicos, que por vezes substituem grãos de plagioclásio e quartzo. Nesta situação, o cimento carbonático se dispõe em espaços intergranulares, antecedido somente por óxido de ferro (FIGURA 7.5c). Contudo, esse tipo de cimento foi observado unicamente no local PD10, em arenito com porosidade de 2%.

O cimento silicoso ocorre em porções intergranulares e apresenta-se sob a forma de grãos microcristalinos substituídos nas bordas de grãos de silicatos ou como cristais em mosaico entre grãos do arcabouço, posteriores aos minerais clorita e/ou biotita dispostos próximos às paredes daqueles grãos (FIGURA 7.5d). Esse cimento torna-se claro quando observado o sobrecrecimento sintaxial, pouco desenvolvido, posterior à cutícula de óxido de ferro, possivelmente associado à cutícula de clorita (FIGURA 7.5e).

Os gráficos de EDS somados a imagens por MEV mostraram a possível presença de esmectita em áreas intergranulares (ANEXO V). Semelhantemente, em arenitos intensamente cimentados por carbonato há possibilidade da existência de palygoskita (FIGURA 7.5f) (ANEXO VI), contudo para determinação precisa deste argilomineral seriam necessárias análises por DRX.

Além de revestir grãos do arcabouço (cutículas), o cimento ferruginoso compõem bolsões, ou está impregnado em fraturas e maclas dos grãos.

As alterações minerais atingem tanto a matriz como grãos do arcabouço. A matriz caracteriza-se pela alteração de grãos de feldspato e quartzo para quartzo microcristalino e/ou sericita. No arcabouço, os grãos de feldspatos apresentam recristalizações e substituições químicas. Existem grãos de plagioclásio albitizados (FIGURA 7.6a) e incipientemente saussuritizados, com desenvolvimento de clorita, muscovita e carbonato. Grãos de ortoclásio exibem sobrecrescimentos, destacados por cutículas de óxido de ferro, e estão sericitizados.

Feições de compactação mecânica são evidenciadas pela deformação intergranular de grãos de biotita, muscovita e líticos metamórficos xistosos. Assim como por contatos côncavo-convexos, e, subordinadamente suturados (FIGURA 7.6b). Todavia, os contatos côncavo-convexos, laterais, pontuais e flutuando na matriz predominam em relação aos suturados, principalmente em arenitos com intensa cimentação carbonática.

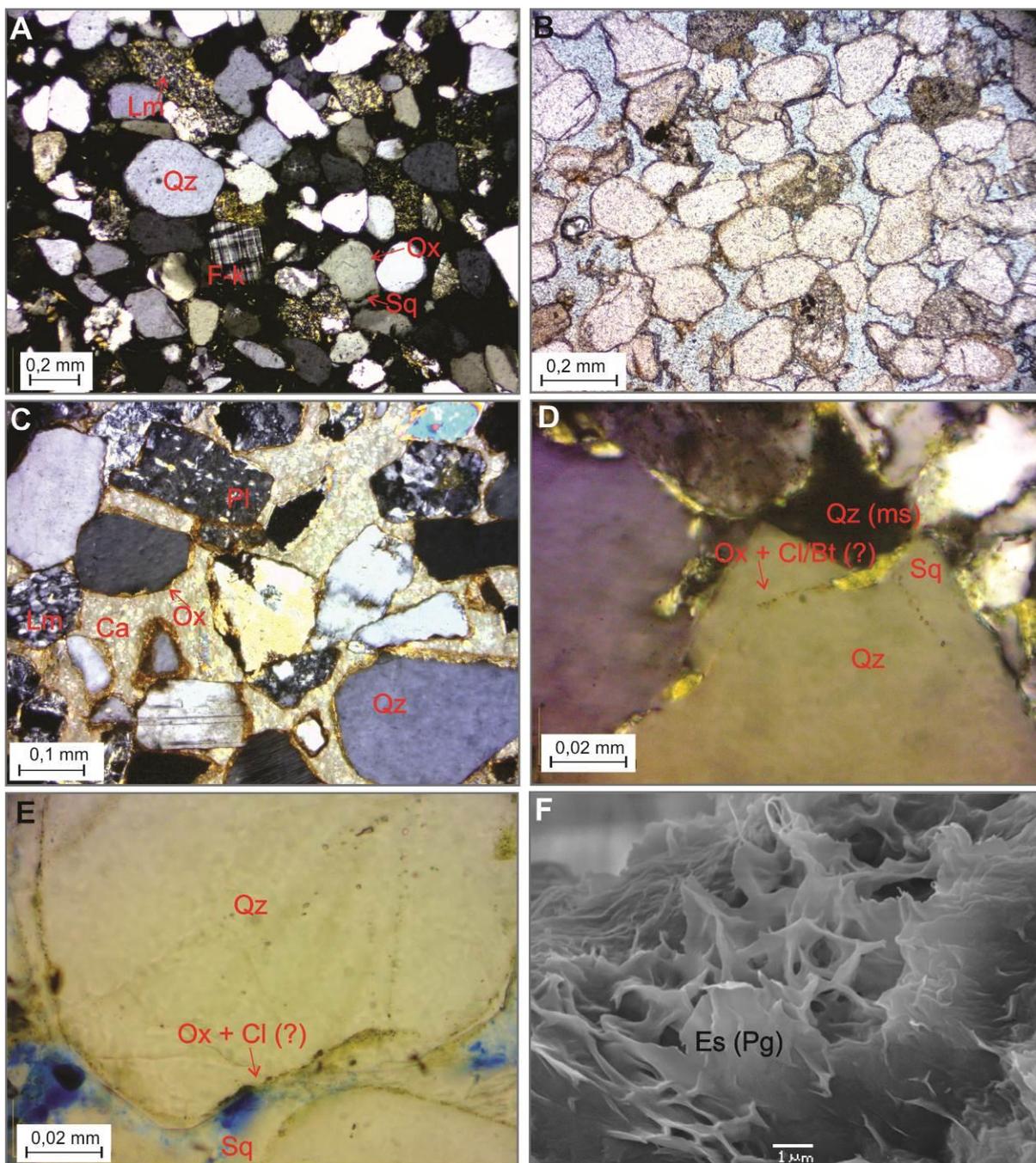


FIGURA 7.5 - Fotomicrografias dos arenitos das litofácies St_2 (B, C e F) e Sl_2 (A, D e E): A) aspecto geral de sublitoarenito; destaque para o arredondamento dos grãos de quartzo (local PD09, polarizadores cruzados); B) sublitoarenito com porosidade intergranular elevada (local PD16, polarizados paralelos); C) subarcócio com intensa cimentação carbonática (eodiagenética) e ferruginosa (local PD10, polarizadores cruzados); D e E) cimento syntaxial destacado por cutícula de óxido de ferro e clorita em sublitoarenito (local PD09, polarizadores cruzados e paralelos, respectivamente); F) esmectita ou possível palygorskita vista em imagem de MEV, em subarcócio cimentado por carbonato (local PD10). Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; F-k = feldspato potássico; Cl = clorita; Lm = lítico metamórfico (xisto e quartzito); Es (Pg) = esmectita (palygorskita); il = illita; Ca = carbonato; Ox = óxido de ferro; Qz (ms) = quartzo em mosaico; Sq = sobrecrecimento de quartzo syntaxial.

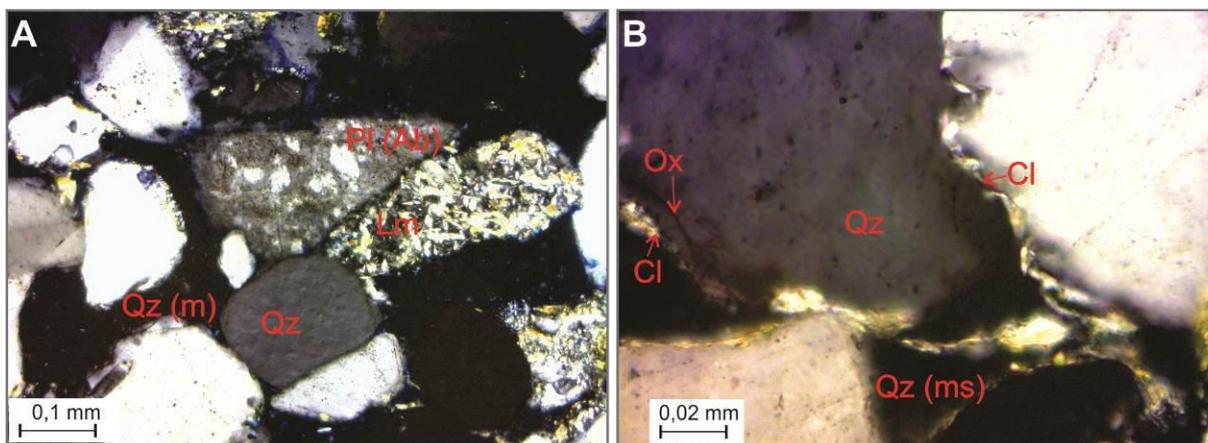


FIGURA 7.6 - Fotomicrografias dos arenitos da litofácies Sl_2 da associação litofaciológica D: A) destaque para plagioclásio albitizado e grãos de xisto (Lm) em arenito com predominância de cimento silicoso; B) contatos suturados evidenciados pela presença de clorita, que aparece também antecedendo cimento silicoso figurado por quartzo em mosaico. Local PD09. Fotomicrografias com polarizadores cruzados. Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; Cl = clorita; Lm = lítico metamórfico (xisto); Ox = óxido de ferro; Qz (ms) = quartzo em mosaico; Sq = sobrecrecimento de quartzo sintaxial.

7.4.2 Arenitos maciços e inversamente gradado (Sm e Si)

Arenitos interdunas (Sm e Si) são finos (125 - 177 μ ou 177-250 μ) a muito finos (62-125 μ m), e médios (250 - 350 μ m) a finos (177-250 μ m). Apresentam de 8% a 11% de matriz. A seleção textural varia entre pobre a moderadamente selecionado. Foram classificados como sublitoarenitos submaturos (FIGURAS 7.7a e 7.7b). O cimento carbonático (27% - 22%) é predominante, apesar do destaque do cimento silicoso (17% - 23%). O cimento ferruginoso ocorre entre 1% a 7%. Prevaecem as porosidades secundárias que oscilam entre traços e 4% - grãos corroídos, fraturados, poros maiores (*over sized pores*), poros alongados e moldes. O arcabouço (44% - 41%) é composto por porcentagens relativas variadas de quartzo monocristalino (34% - 31%), quartzo policristalino (Tr), plagioclásio (Tr - 2%), feldspato potássicos (Tr - 2%), líticos metamórficos (8% - 7%), líticos sedimentares (Tr - 1%) muscovita (Tr), biotita (Tr), clorita (Tr) e zircão (Tr).

Grãos de quartzo do arcabouço aparecem nas variedades mono e policristalinos, são subarredondados, alguns subangulosos, de esfericidade alta. Nestes, a extinção ondulante é uma feição comum. Grãos de plagioclásio são

subarredondados, com formas tabulares ou esféricas. Grãos de feldspatos potássicos são formados por microclínio e ortoclásio que possuem bordas subarredondadas e esfericidade baixa. Ocorrem com geminação em xadrez, sem geminações ou com pertitas. Fragmentos líticos metamórficos são arredondados e constituídos por xistos. Biotita detrítica é semelhante a existente nos demais arenitos, verificada nas cores marrom, com bordas ou inteiramente esverdeada. Muscovita ocorre tanto como grãos detríticos como minerais neoformados – a partir da recristalização de feldspatos e da matriz. Clorita apresenta-se como cristais neoformados, principalmente na matriz, com formas irregulares. Zircão existe como grãos muito finos prismáticos, subédricos e subarredondados.

Aspectos diagenéticos

Os aspectos diagenéticos mais importantes referem-se à disposição, ordenação, dos cimentos presentes nos arenitos Sm e Si. O cimento silicoso é menos expressivo, tanto pelo desenvolvimento de recristalizações para quartzo microcristalinos quanto sobrecrecimentos sintaxiais. Estes são verificados pela existência de revestimento de óxidos de ferro e, possivelmente por cutículas argilosas. Predomina o cimento carbonático, aparentemente posterior ao silicoso. Aparece preenchendo espaços entre grãos do arcabouço, posteriores a quartzo microcristalinos presente nas bordas dos grãos de silicatos. Substituições parciais ou totais de plagioclásio por carbonato são frequentes (FIGURA 7.7c). Com frequências, o cimento carbonático forma calcita poiquilotópica (FIGURA 7.7d).

Feições adicionais relacionam-se às alterações/substituições minerais na matriz e grãos de feldspatos. Como exemplo, tem-se a albitização de cristais de plagioclásio e/ou saussuritização destes, com ou sem desenvolvimento de cloritas. Seritização também são visíveis em grãos de feldspatos potássico. Cristais de clorita neoformados na matriz estão aparentemente superpostos ao cimento carbonático. Estes cristais ocorrem também entre contatos suturados de grãos de quartzo. Muscovita aparece neoformada em continuidade ótica com cristais recristalizados da matriz, em paragênese com quartzo na fração silte.

Grãos flutuando na matriz, contatos laterais e pontuais prevalecem como formas de contato entre grãos do arcabouço. Entretanto, em menor proporção,

existem contatos suturados e côncavo-convexos, que indicam a compactação mecânica. Outras feições que confirmam essa compactação são grãos de biotita e muscovita deformados entre os demais grãos do arcabouço. Adicionalmente, observou-se “bolsões”, ou *oversized pores*, preenchidos por opala, que provavelmente configuram produto de compactação mecânica.

O cimento ferruginoso final, proveniente da alteração de grãos de biotita, tinga a matriz, poros e microfraturamentos.

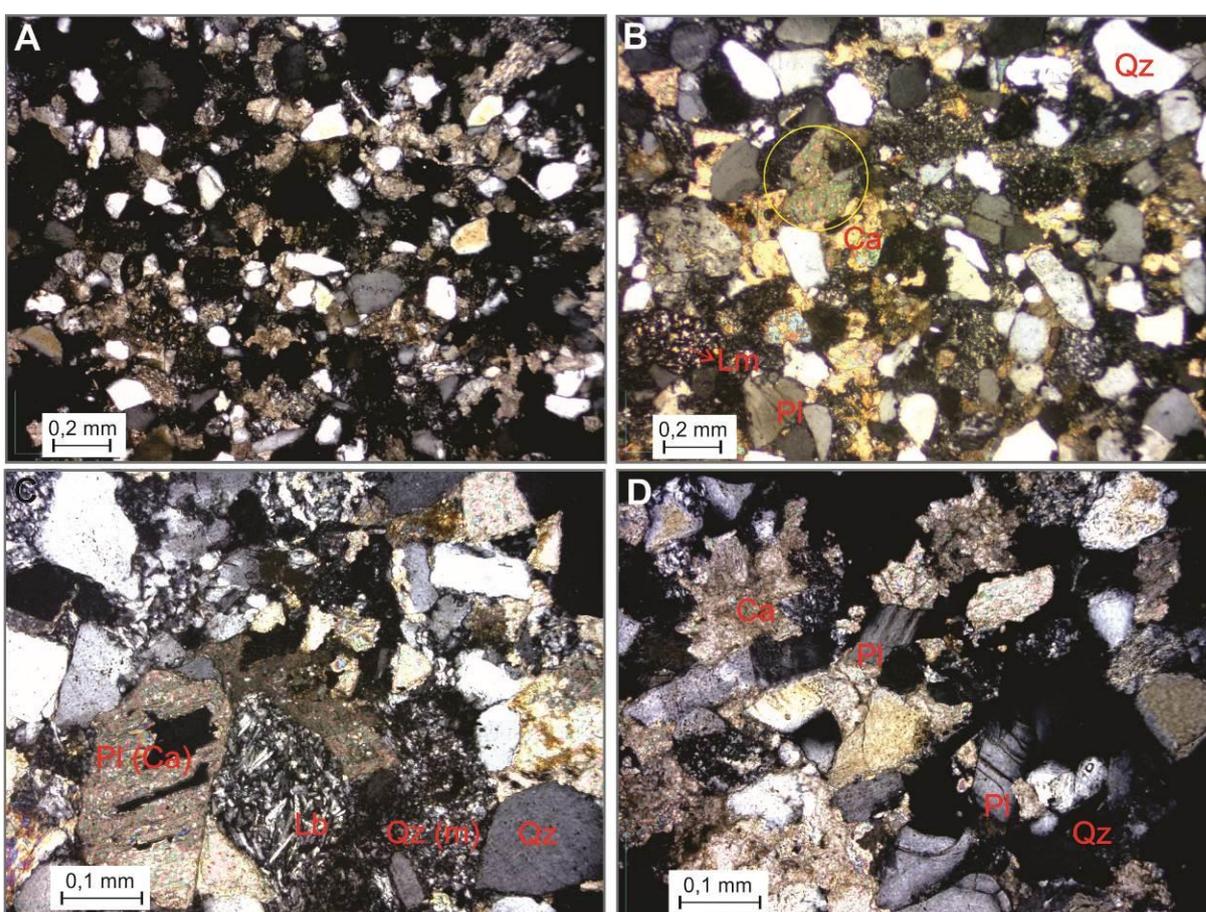


FIGURA 7.7 - Fotomicrografias dos arenitos Sm e Si da associação litofaciológica D: A) aspecto geral do sublitoarenito; B) aspecto geral do sublitoarenito, com cimento carbonático; C) detalhe da substituição de grãos de plagioclásio por carbonato; grãos de rochas básica e quartzo microcristalino; D) cimento carbonático do tipo poiquilotópico. Local PD02. Luz polarizada. Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; Lm = lítico metamórfico (xisto); Lb = lítico (rocha básica); Ca = carbonato; Qz (m) = quartzo microcristalino.

7.5 ASPECTOS DIAGENÉTICOS

A diagênese abrange um amplo espectro de processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem nos depósitos sedimentares e compreende três regimes diagenéticos (CURTIS, 1977; BURLEY *et al.*, 1985): eodiagênese (*early diagenesis*), mesodiagênese (*burial diagenesis*) e telodiagênese (*uplift-related diagenesis*).

Nas rochas estudadas do Membro Morro Pelado foram encontradas evidências de apontam que os arenitos, e siltitos, passaram pelos estágios eo-, meso- e telodiagênese, os quais estão sumarizados no quadro 7.1 e relacionados às suas respectivas associações litofaciológicas.

QUADRO 7.1 - Eventos diagenéticos dos arenitos do Membro Morro Pelado

Associação litofaciológica	A	B	C	D
Eodiagênese	infiltração por óxido de ferro infiltração por illita (cimento carbonático) (argilização dos feldspatos)	infiltração por óxido de ferro infiltração por muscovita e/ou clorita (cimento carbonático) (argilização dos feldspatos)	infiltração por óxido de ferro infiltração por esmectita ferrosa (?) (nontronita) e illita-esmectita (cimento carbonático) (argilização dos feldspatos)	infiltração por óxido de ferro infiltração por esmectita e clorita cimento carbonático (argilização dos feldspatos)
Mesodiagênese	cimento silicoso alteração dos feldspatos albitização dos feldspatos cimento carbonático poiquilotópico empacotamento do arcabouço	cimento silicoso alteração dos feldspatos cimento carbonático poiquilotópico empacotamento do arcabouço	cimento silicoso alteração dos feldspatos albitização dos feldspatos cimento carbonático poiquilotópico empacotamento do arcabouço	cimento silicoso alteração dos feldspatos albitização dos feldspatos cimento carbonático poiquilotópico empacotamento do arcabouço
Telodiagênese	precipitação de óxido de ferro	precipitação de óxido de ferro	precipitação de óxido de ferro	precipitação de óxido de ferro

Na **eodiagênese**, as alterações da ordem física, química e biológica impostas aos sedimentos estão estritamente associadas com o ambiente deposicional. Nesta etapa a água meteórica induz significativas mudanças nos sedimentos. A precipitação de óxidos/hidróxidos de ferro acompanha o processo de infiltração, e está recobrindo grãos. O revestimento de grãos inclui a precipitação de argilas: illita/illita-esmectita (associação litofaciológica *A*), muscovita e/ou clorita (associação litofaciológica *B*), possível esmectita ferrosa (nontronita) e illita-esmectita (associação litofaciológica *C*) e clorita e esmectita (associação litofaciológica *D*). A composição dos fluidos circulantes em conjunto com a temperatura do ambiente nesse momento propiciou a cimentação carbonática primária, sem precedentes de sobrecrecimentos sintaxiais, nos arenitos da associação *D*.

A composição das águas dos poros é que controla as reações diagenéticas em arenitos e está relacionada ao ambiente deposicional. O decréscimo na carga hidráulica, por abaixamento do nível de base, formam tipicamente cimentos ílíticos. (HURST; IRWIN, 1982). Considerando ambiente puramente continental para os depósitos da associação *A* e *C*, admite-se que os revestimentos de cutículas de illita e illita-smectita são associados a momentos do rebaixamento do nível de base, no contexto da eodiagênese. Além disso, segundo Morad *et al.* (2010), a formação de illita é derivada do incremento na concentração da água interporo (saturação). De maneira semelhante, a presença de revestimentos por clorita está relacionada ao ambiente marinho raso ou salobro. Conforme, a nomenclaturas de Bailey *et al.* (1973) essas cloritas são denominadas de berthierines. Esse tipo de clorita autógena é formado na interface água-sedimento em ambiente anóxico de baixa energia. Condições próximas a ambientes salobros devem ser consideradas para os depósitos da associação *D* e *B*, frente à deposição em ambiente aéreo e subaéreo respectivamente. Em *B*, as feições de exposição subaérea/aérea, que denunciam processo de evaporação e ressecamento, corroboram a saturação em sais das águas interporos. Em *D*, o cimento carbonático eodiagenético aponta águas interporos alcalinas (semelhante às condições salobras) e clima semiárido (MORAD *et al.*, 2010).

Cutículas, ou revestimentos, por clorita ou argilas ricas em Fe, como nontronita, são típicas de ambiente deltaico dominado por rios (MORAD *et al.*, 2010). Ao passo que, conforme os autores, os revestimentos por clorita e esmectita são

esperados em depósitos de leques. Assim como a presença de esmectita em ambientes eólicos indica clima semiárido.

Na **mesodiagênese** os principais produtos consistem da cimentação por sílica, substituição de grãos por carbonato, alterações dos feldspatos (sericitização e saussuritização), albitização de feldspatos e cimento carbonático. Na mesodiagênese também estão inclusas as recristalizações da matriz e alterações de grãos do arcabouço que produzem a pseudomatriz.

O moderado grau de compactação foi suficiente para esmagar parcialmente alguns grãos dúcteis como biotita, muscovita, clorita, líticos xistosos e pelíticos, gerando pseudomatriz.

Empacotamento do arcabouço

Segundo Taylor (1950, *apud* VIEIRA, 1991) as evidências petrográficas do maior ou menor empacotamento do arcabouço relacionam-se à natureza dos contatos entre grãos. Conforme o aumento da profundidade, a rocha é submetida a esforços compressivos gradativamente. Ao final deste processo o produto é o empacotamento fechado do arcabouço, onde predominam contatos retos, côncavo-convexos e suturados. Este último já em condições de máxima profundidade. Em todos os arenitos do Membro Morro Pelado foi constatado o empacotamento do arcabouço, uma vez que contatos côncavo-convexos são comuns. A identificação de suturamentos é relacionada aos sobrecrecimentos sintaxiais, que necessitam de temperatura para o desenvolvimento. Estes podem não significar condições extremas de soterramento e estariam associados à instalação das rochas alcalinas do Domo de Lages, que ocorre ao sul da área estudada.

Alteração dos feldspatos

A dissolução de K-feldspato ocorre acima de profundidade que variam de 1,5 a 4,5 km sob temperatura que pode variar entre 50 a 150°C (WILKINSON *et al.*, 2001). Em arenitos, as transformações de feldspatos em argilominerais podem também ser consideradas feições da eodiagênese, relacionada ao influxo meteórico, próximo a superfícies de inconformidades (e.g., BJORLYKKE; AAGAARD, 1992).

Cimento silicoso

A autigênese de quartzo independe da fácies sedimentar, pois ocorre ao longo da história de soterramento (HURST; IRWIN, 1982), portanto sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo são formados na mesodiagênese (MORAD *et al.*, 2010). Quartzo também é derivado da transformação da esmectita em illita (HOWER *et al.*, 1976), ou possivelmente a partir da dissolução de feldspatos e micas (HURST; IRWIN, 1982), e/ou por dissolução por pressão entre grãos (ROBIN, 1978) e estilolitização (BEACH, 1979). Espera-se a atuação destes mecanismos sobre os arenitos do Membro Morro Pelado, principalmente em relação à dissolução de micas e feldspatos que possui como subproduto a geração da pseudomatriz, até mesmo naqueles provenientes da associação litofaciológica *D*.

A identificação de sílica diagenética é facilitada pelo filme de argila ou óxido, formando *cutan* (cutícula), que fica entre o grão e o cimento e marca o contorno original do grão. Nas amostras da associação litocaiológica *A*, especialmente do local PD05, o cimento parece ter sido formado por dissolução substancial de grãos de quartzo devido à presença de contatos suturados. Nas demais associações os contatos suturados formados por sobrecrecimento sintaxial são menos frequentes. A cimentação por quartzo é um processo significativo somente em temperaturas superiores a 70-80°C (e.g. GILES *et al.*, 2000).

Feldspato autigênico

Arenitos feldspáticos comumente apresentam feldspatos autigênicos e tem sido associado à precipitação em condições eo- e mesodiagenéticas (MCBRIDE *et al.*, 1987; MORAD *et al.*, 1990, 2000). O sobrecrecimento de feldspato potássico ou albita (albitização) sobre grãos de mesma composição representa a forma comum deste tipo de cimento. A precipitação destes cimentos está relacionada à reatividade dos sedimentos de composição feldspáticas e à interação do arcabouço com águas intersticiais alcalinas e saturadas em sílica. Morad *et al.* (2010) atribuiu a abundância de albitização a depósitos fluviais, deltaicos e de planície de marés. O potássio liberado a partir da albitização de feldspatos potássicos pode ser responsável pelo revestimento final de illita nos arenitos da associação *A*, sobre grãos do arcabouço e matriz (e.g. MORAD *et al.*, 2010).

Cimentos carbonáticos

O cimento de carbonato poiquilotópico preenche espaços em porções esparsas em arenitos com empacotamento fechado das associações *A*, *B* e *C*, geralmente posteriores ao cimento silicoso. Neste caso, relaciona-se a um estágio progressivo de soterramento (MORAD *et al.*, 1990). O aumento na temperatura pode promover a recristalização de cimentos de carbonato para cimentos com cristais maiores de carbonato (HURST; IRWIN, 1982). A precipitação de carbonato nesta fase também pode estar relacionada, adicionalmente, a liberação do íon Ca^{2+} durante a albitização de plagioclásio (ZAMBONATO, 2004). A reprecipitação de carbonato, principalmente de forma poiquilotópica, indica a deposição dos arenitos da associação *A*, *B* e *C* em condições de clima semiárido, para que houvesse carbonato disponível no sistema durante a mesodiagênese, conforme estudos diagenéticos de Morad *et al.* (2010).

Na **telodiagênese** a maioria dos processos ocorre entre os primeiros poucos metros ou dezenas de metros da superfície após o soerguimento e exposição das rochas sedimentares. Dessa forma, o influxo de água meteórica pode ter permitido a cimentação parcial de óxido que ocorre em bolsões, preenche moldes e impregna fraturas e maclas dos grãos. Essa cimentação é proveniente, em parte, da alteração de grãos de biotita.

8 PALEOCORRENTES E PALEOGEOGRAFIA

8.1 PALEOCORRENTES

O estudo de paleocorrentes traz importantes informações para a identificação de diferentes sistemas deposicionais, assim como para a reconstrução de paleofluxos locais ou regionais, mudanças paleogeográficas, proveniência de sedimentos e localização dos paleodepocentros da bacia. Neste trabalho, os rumos de paleocorrentes foram obtidos tanto a partir de depósitos eólicos como fluviais em toda a área estudada. Entretanto, na região de Lages (SC) existe maior adensamento de dados em relação ao restante da área, devido ao projeto original da presente dissertação, que se restringia ao leste de Santa Catarina.

Quando as rochas são inclinadas por processos tectônicos, é necessário restaurar as medidas de estruturas sedimentares para sua posição anterior ao basculamento. Tucker (1982) recomendou que para basculamento maiores que 5° tais correções devem ser feitas. O mergulho geral das camadas do Grupo Passa Dois tem valores em torno de 1° conforme Rohn (1994). Rohn (2012)⁵ afirmou que, mesmo na região de Lages (SC), esse valor não variou a ponto de haver necessidade de correções devido às modificações estruturais promovidas pelo Domo de Lages (informação verbal).

8.1.1 Paleocorrentes fluviais e flúvio-deltaicas

A distribuição de rumos de paleocorrentes fluviais no diagrama de rosáceas é predominantemente unimodal, mostrando a ação efetiva de fluxos unidirecionais (FIGURA 8.1).

⁵ ROHN, R. 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, 2012. Informação Verbal.

Os dados de rumos paleocorrentes obtidos a partir das barras de acreções laterais (LA), dos depósitos de fluxos em lençol (SF) e das barras de desembocadura (MB) revelaram em escala local, na região de Lages (SC), padrão direcional divergente: rumo leste, com componentes secundários de rumos nordeste; e sudeste. No sul da área, como no local PD04, os rumos de paleocorrentes obtidos provenientes do elemento LA indicaram predomínio para sudeste. Enquanto que nos afloramentos da BR 470 e nas proximidades do município de Bocaina do Sul (SC), os rumos de paleocorrentes possuem valor médio para NE, ENE e E fornecido por medidas de atitudes das estratificações cruzadas e laminações onduladas contidas tanto nos depósitos de LA quanto de SF e MB.

Os escassos conjuntos de medidas de paleocorrentes no estado do Paraná foram coletados, sobretudo, a partir dos *sets* das estratificações cruzadas e laminações onduladas contidas no elemento deposicional SF e, secundariamente, em SC. Em geral, há a indicação de rumo sudeste, subordinadamente sudoeste.

8.1.2 Paleocorrentes eólicas

As paleocorrentes eólicas foram coletadas nos estratos do Membro Morro Pelado formados pelas litofácies St₂, Sl₂ e Sp (FIGURA 8.2). Contudo, alguns dados também foram obtidos a partir das camadas eólicas formações Pirambóia e Botucatu para auxiliar no controle estratigráfico e possíveis comparações.

Rumos médios de paleocorrentes eólicas, obtidos por medidas de atitudes de estratificações cruzadas (*foresets* de dunas), nas litofácies St₂, Sl₂ e Sp, apontaram rumo médio para sudeste e distribuições polimodais e oblíquas. Sobretudo as distribuições que mostram um padrão oblíquo, provavelmente, o valor do azimute preferencial de transporte não equivale ao azimute médio do rumo dos ventos. Desse modo, ocorrem dispersões, na maioria dos diagramas, para os quadrantes nordestes e sudoeste.

Os rumos de paleocorrentes eólicas do Membro Morro Pelado no estado do Paraná e norte de Santa Catarina são orientados para sudeste e sudoeste. Entre os paleoventos com rumo para sudoeste existem conjuntos de medidas com

distribuições polimodais. A distribuição dos conjuntos de dados que apontam rumo médio para sudeste é bimodal oblíqua a unimodal, portanto, de maior confiabilidade estatística.

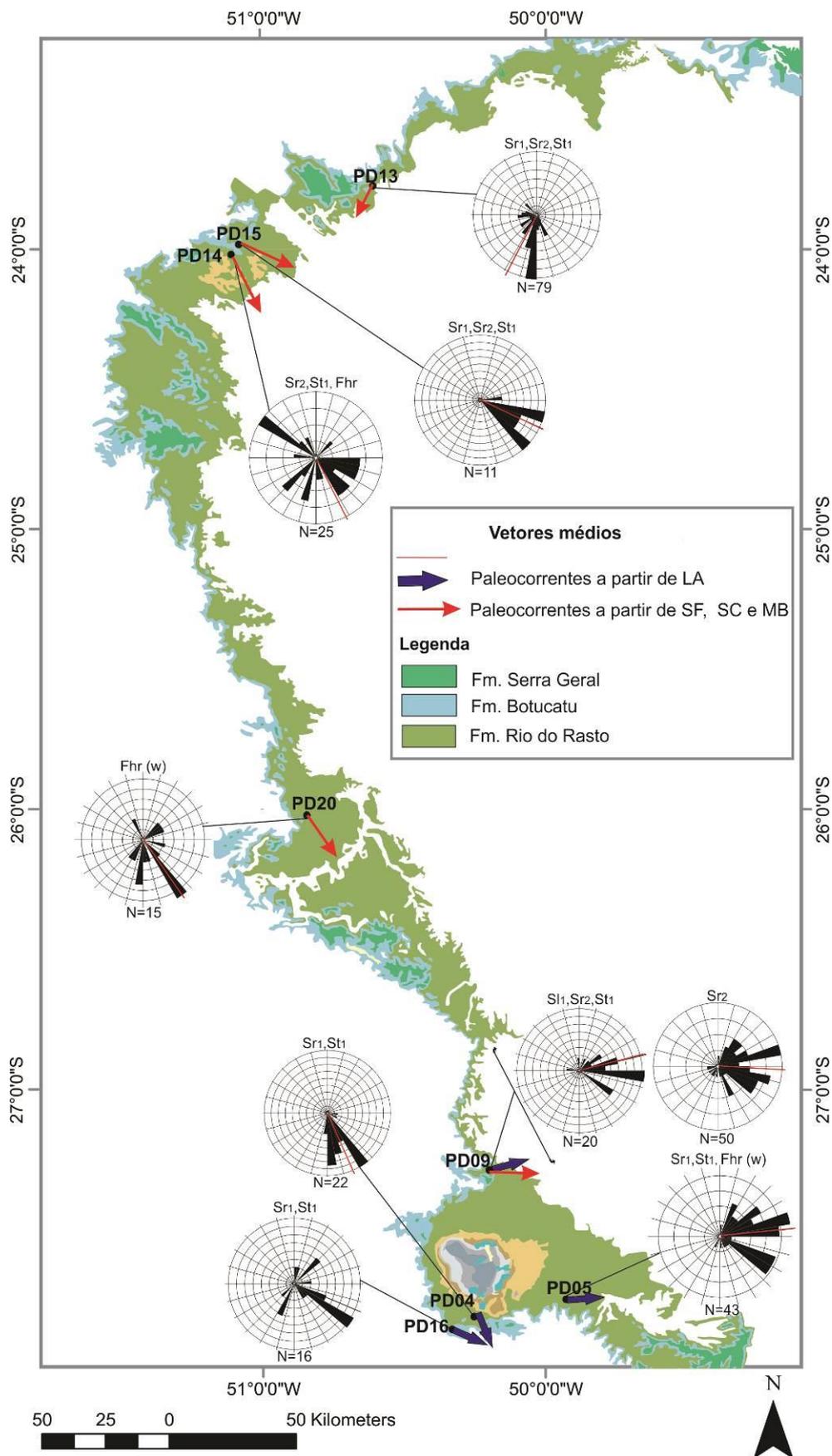


FIGURA 8.1 - Paleocorrentes fluviais do Membro Morro Pelado obtidas a partir dos elementos arquitetônicos LA, SF, SC e MB. N = números de medidas para cada local.

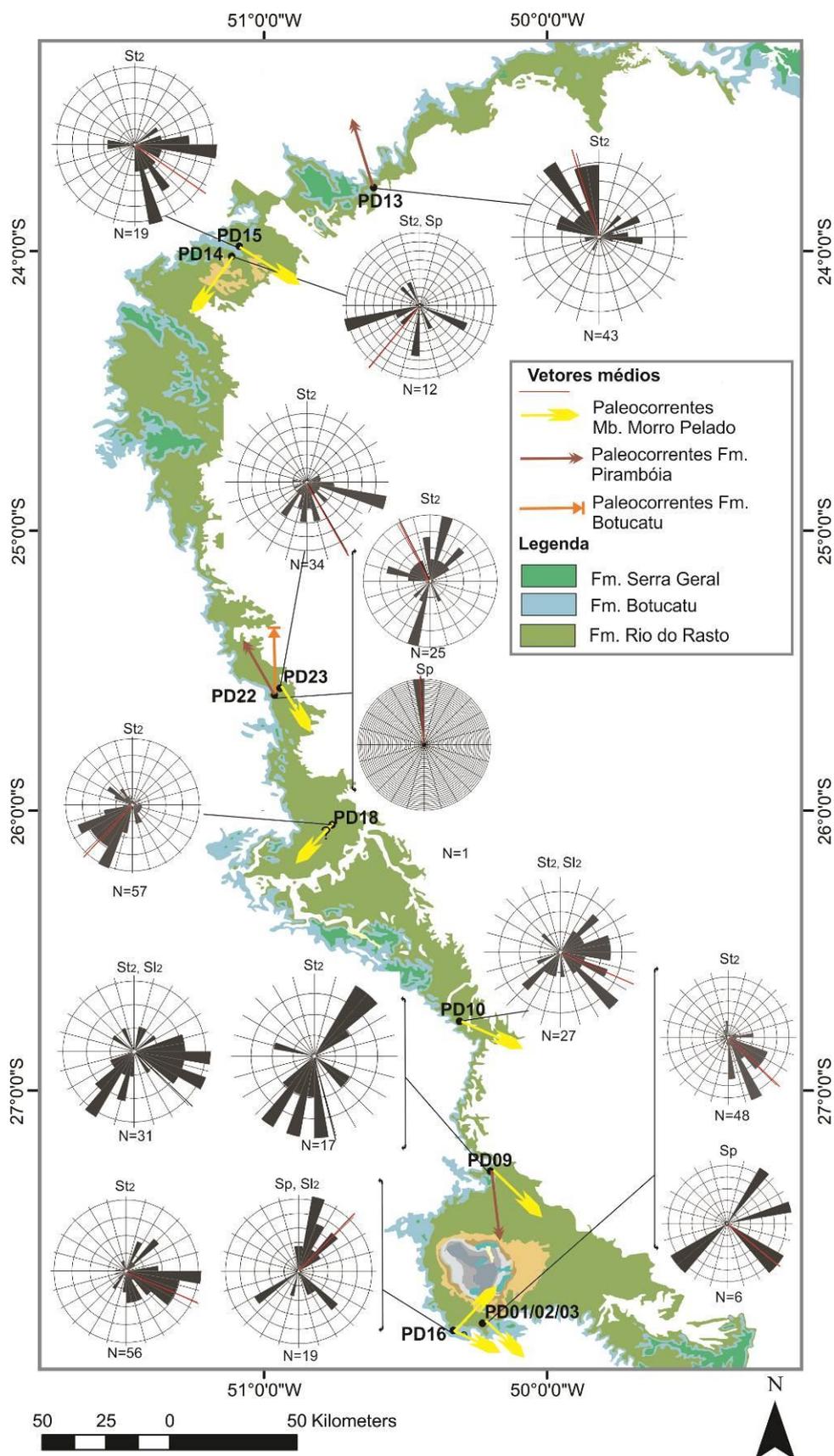


FIGURA 8.2 - Dados de paleocorrentes fluviais do Membro Morro Pelado obtidos a partir das estratificações cruzadas das litofácies St₂, Sl₂ e Sp (DU). N = números de medidas para cada local.

8.2 MODELO DEPOSICIONAL E PALEOGEOGRÁFICO

O Membro Morro Pelado está inserido na porção superior de um ciclo regressivo permiano-triássico da Bacia do Paraná, quando a subsidência da bacia esteve relacionada à colagem do terreno Patagônico com a borda do paleocontinente Gondwana, durante a Orogenia Sanrafaélica (MILANI, 1997). Devido à ascensão das cordilheiras, restringiu-se a conexão com o oceano Panthalassa, e ocasionou o surgimento de um grande corpo aquoso, interior (WARREN *et al.*, 2008). O Membro Serrinha, na base da Formação Rio do Rasto, registra a atuação de ondas de tempestades neste corpo aquoso inicial, que atestam suas grandes dimensões, e o seu progressivo preenchimento para o topo (LAVINA, 1991; ROHN, 1994; WARREN *et al.*, 2008). Ora é tratado como mar epicontinental (MILANI, 1997), sem ligações oceânicas importantes, ora como grande lago (LAVINA, 1991).

Os depósitos do Membro Morro Pelado são estritamente continentais, frente à dominância de depósitos das associações litofaciológicas A, B, C e D, bem como ao conteúdo fossilífero documentado em trabalhos anteriores. Diversos autores pontuam tal característica para a unidade, entretanto há uma variedade de interpretações acerca dos sistemas deposicionais que a constitui: ambiente de planície de inundações e canais (GORDON JR, 1947; NORTHFLEET *et al.*, 1969); lagoas isoladas e temporárias (BEURLEN, 1955); ambiente de planície de inundações, canais e lagos (MENDES, 1967); fluvial meandrante em planície deltaica e dunas eólicas (SCHNEIDER *et al.* 1974; GAMA JR, 1979); pequenos corpos d'água contornados por áreas emersas com rios efêmeros e predominância de dunas eólicas (LAVINA, 1991; ROHN, 1994); lago raso (preenchido por barras de desembocaduras) e um sistema eólico, com rios efêmeros e interdunas (ROHN; RÖSLER, 2000); sistema deltaico dominado por rios em interação com dunas eólicas (WARREN *et al.*, 2008). De fato existe uma gama de interpretações ao considerar a certa homogeneidade dos estratos areníticos avermelhados, tabulares, acunhados e lenticulares, intercalados a pelitos avermelhados, que podem corresponder a diferentes elementos deposicionais, porém se considera importante atentar para detalhes tais como as feições de exposição subaérea e os rumos de

paleocorrentes em cada litossoma identificado para melhor caracterizar os sistemas deposicionais.

Os rumos de paleocorrentes subaquosas em estratos acunhados, em comparação com o caimento dos mesmos, permitiu a definição do elemento arquitetônico LA (barras de acreção lateral) da associação litofaciológica A. Os depósitos de fluxos em lençol (SF), da associação litofaciológica B, foram determinados pela forma tabular das camadas e pela concordância dos rumos de paleocorrentes neles obtidos com aqueles oriundos das estratificações dos arenitos que preenchem os canais da associação A. Isto demonstra a relação entre estas duas associações litofaciológicas. A primeira definida como depósitos de granulação fina de canais meandantes (carga mista ou suspensiva) (*fine-grained meandering river* – MIALL, 2006). A segunda caracterizada como depósitos fluviais distais formados a partir de fluxos aquosos desconfinados e eventualmente canalizados, intercalados à sedimentação em planícies de inundação com gretas de contração. Nestes, por vezes, ocorre a superposição dos espriamentos terminais fluviais posterior a intervalos de exposição subaérea como calcretes.

O arranjo das paleocorrentes no leste de Santa Catarina mostra padrão distributivo. Barras em pontal em diversos pontos da área de estudo possuem paleocorrentes a NE, ENE, E e SE. O padrão distributivo de paleocorrentes é uma das principais características de sistemas fluviais distributários (SFD). Nestes, a profundidade do canal decresce conforme o distanciamento do ápice do sistema, assim como diminui a granulação do material carregado. Conforme Nichols e Fisher (2007), isto marca a transição de processos de carga de fundo e de carga mista. Assim, no limite exterior da zona mediana de SFD os rios tornam-se sinuosos, mostrando feições de “meandramento” ou alinhamento (STANISTREET; MCCARTHY, 1993).

Da mesma forma, a principal característica da zona distal em SFD consiste na forma dos corpos de areia: depósitos arenosos em lençol, em detrimento das fácies de preenchimento de canal (STANISTREET; MCCARTHY, 1993), onde se espera a perda d'água por infiltração e evaporação, e consequente exposição superficial dos depósitos (NICHOLS; FISHER, 2007). Graham, (1983), afirmou que, nestes casos, os depósitos arenosos em lençol podem apresentar base erosiva, ora com retrabalhamento (lavagem), indicando canalização local do fluxo.

Postas as características de SFD e as relações entre as associações litofaciológicas *A* e *B* denunciadas pelas concordâncias do rumo de paleocorrentes subaquosas totais, admite-se a correspondência, dessas associações, respectivamente, com as porções intermediária e distal de um sistema fluvial distributário. Neste contexto, os depósitos de planície de inundação aumentam em espessura e extensão conforme a proximidade com a porção distal do SFD. Adicionalmente, conforme Rohn (1994), a preservação de feições de corte e preenchimento, como o elemento deposicional LA, associado à falta de registro de depósitos fluviais com formas canalizadas extensas significam a rápida avulsão de canais, provocada provavelmente por chuvas torrenciais esporádicas. Tais avulsões são igualmente esperadas nesse tipo de sistema fluvial, principalmente nas zonas mais proximais.

Semelhantemente, o contato transicional entre litossomas das associações litofaciológicas *B* e *C* assim como a coincidência entre as paleocorrentes dos canais da associação litofaciológica *A* e as obtidas nas barras de desembocaduras, permite a relação destas com a porção distal de um sistema fluvial distributário. Neste sentido, a associação litofaciológica *C* conforma-se com a definição de delta de inundação lacustre (*lacustrine floodplain delta*, BLAIR; MCPHERSON, 1994). Contudo, pode ser considerado como sistema deltaico dominado por rios, desenvolvidos em épocas mais úmidas e com maior espaço de acomodação (transgressões lacustres).

Entretanto, ainda resta explicar a maior proporção de arenitos finos e/ou muito finos nos estratos do Membro Morro Pelado, muitas vezes atribuída à predominância de depósitos lacustres e deltaicos em relação aos fluviais. Assim como a interação com depósitos eólicos com as porções intermediárias e distais do SFD. Outro fator que intriga é a falta do registro das porções proximais deste sistema fluvial.

Davidson *et al.* (2012) baseados em análises de imagens satélites classificaram os diversos tipos de sistemas fluviais distributários propostos por Hartley *et al.* (2010) em três categorias principais: *braided bifurcating DFS*; *single-thread sinuous (meandering) anabranching DFS*; *multi-thread (braided) anabranching DFS*.

Com base nas associações de litofácies, o SFD do Membro Morro Pelado deve corresponder a um sistema fluvial distributário do tipo *single-thread sinuous*

(*meandering*) *anabranching* (FIGURA 8.3), caracterizado por litofácies produzidas por inundações periódicas ou *sheetfloods* sobre e uma planície de inundação nas porções distais do sistema. Este tipo de sistema fluvial distributário é caracterizado por pequena área proximal e extensas áreas medianas e distais. A migração lateral dos canais predomina nas zonas proximais e medianas, evidenciada por barras em pontal. A grande porcentagem de sedimentos finos e depósitos de carga mista ou de suspensão são fatores intrínsecos a esta classificação. Em todas as porções do SFD neste caso há interação com depósitos eólicos.

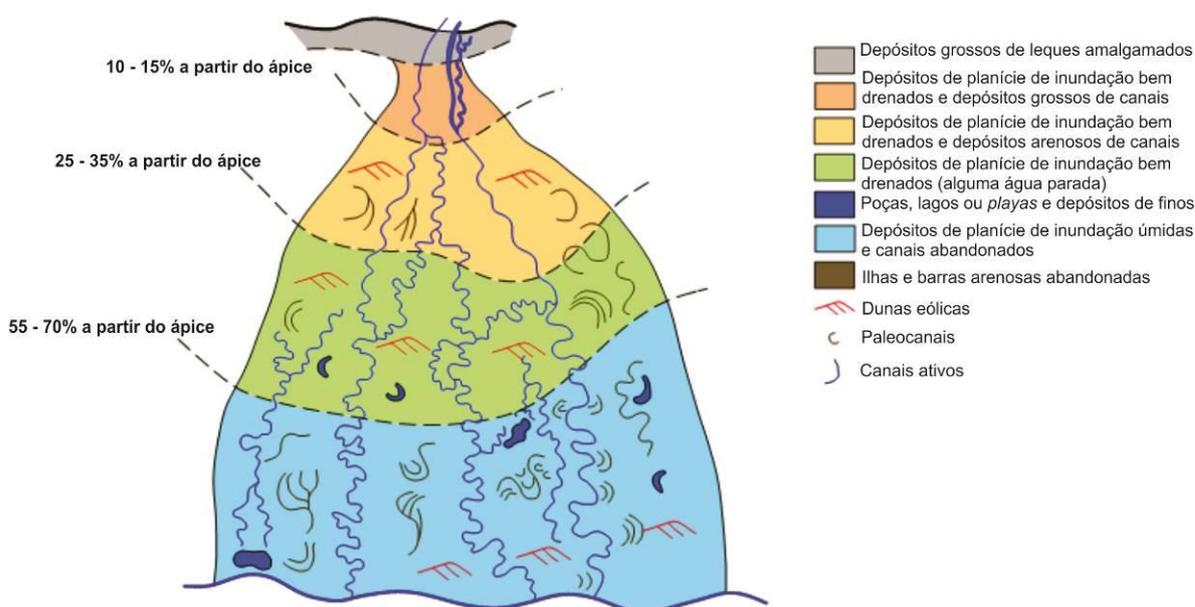


FIGURA 8.3 - Esquema de representação elementos geomórficos para um sistema fluvial distributário do tipo *single-thread sinuous (meandering) anabranching* (Fonte: DAVIDSON *et al.*, 2012).

A extensão do SFD pode ser determinada pela área da bacia e o balanço entre o suprimento e perda de água, ou seja, pela relação entre evaporação e infiltração (NICHOLS; FICHER, 2007). Neste modelo um suprimento moderado de água é requerido para estabelecer e manter os rios do sistema distributário. Quando isto não acontece os depósitos subaquosos são condicionados a pequenos leques aluviais na margem da bacia, onde a deposição processa-se por fluxo de detritos ou inundações laminares e os sedimentos em suspensão permanecem em corpos de água temporários. Processos de evaporação confirmam-se pelas feições de

exposição aéreas tanto nas planícies de inundação quanto no topo dos corpos de espraiamentos terminais fluviais. Em momentos em que as planícies de inundação encontravam-se alagadas havia o desenvolvimento plantas higrófilas (Rohn, 1994), como *Pecopteris* sp. e *Paracalamites* sp. Por outro lado, as interações e intercalações com camadas de origem eólica indicam a aridez imposta ao sistema.

O padrão arquitetônico do Membro Morro Pelado é marcado pela intercalação de elementos depositados em diferentes posições fisiográficas da bacia. Sucessões de elementos arquitetônicos de zonas distais de SFD, espraiamentos terminais fluviais, encontram-se intercamadados com elementos intermediários (LA) desde as porções inferiores da unidade até as intermediárias a superiores, sempre relacionados a acumulações eólicas.

Portanto, o domínio de uma zona em detrimento de outra dentro do SFD dependeria de *processos alogênicos*, sobretudo, de variações climáticas, com contínuo influxo sedimentar. Assim, o empilhamento dos depósitos fluviais do Membro Morro Pelado pode corresponder a um preenchimento agradacional, como é previsto para bacias dominadas por Sistemas Fluviais Distributários (NICHOLS; FISHER 2007; WEISSMAN *et al.*, 2010; DAVIDSON *et al.*, 2012). A presença de feições eodiagenéticas como gretas de contração e desenvolvimento incipiente de paleossolos seriam proporcionados certamente por tais variações climáticas. Discordâncias, pouco mais evidentes são as que delimitam a base o litossoma formado por um conjunto de barras de desembocadura na porção superior da unidade, as quais poderiam corresponder a superfícies de afogamentos.

Em ambientes de clima semiárido as variações climáticas ocorrem com maior frequência. Este regime climático é testemunhado nos depósitos do Membro Morro Pelado pelas cutículas esmectita e cimento carbonático eodiagenético nos arenitos eólicos da associação *D*. Ao mesmo tempo, os revestimentos de illita/illita-esmactita, clorita e possivelmente nontronita (esmectita ferrosa) nos arenitos das associações *A*, *B* e *C* possuem relação com saturação de água interporos promovida por rebaixamento do nível de base e processos de evaporação inerentes aos ambientes de clima semiárido.

O espessamento e aumento das ocorrências de estratos eólicos para o topo atestam crescente aridez em direção ao contato com as formações Pirambóia e Botucatu, como documentado por diversos autores como Lavina (1991), Rohn (1994) e Warren *et al.* (2008).

A principal área para a acumulação de sedimentos transportados pelo vento são regiões amplas em que há a desaceleração e expansão vertical do fluxo, e onde são gerados os *ergs*; entretanto, bordas dos corpos d'água também são favoráveis para esta acumulação (KOKURECK, 1988). Nesse sentido, em todas as porções estratigráficas do Membro Morro Pelado a acumulação de sedimentos eólicos processou-se preferencialmente na bordas de corpos d'água, em vista da recorrência da interação de estratos eólicos com diferentes zonas do SFD. Contudo, a porção superior da unidade é marcada por espessos corpos eólicos métricos, formados por dunas e interdunas, típicos de acumulações continentais em direção ao interior da bacia receptora, em clima semiárido. Infere-se, desse modo, a retração do SFD, e avanço do sistema eólico. Como mencionado, a preservação destas camadas reflete o aumento crescente de aridez para o topo. Contudo, há de se considerar a priori, adicionalmente, o aumento da taxa de criação de espaço de acomodação e contínuo influxo sedimentar, ou aumentos do mesmo.

No topo do Membro Morro Pelado, há transição de sistema úmido para seco, com oscilações do ângulo de cavalgamento de DU sobre IDU em torno do zero, como ilustrado na figura 6.15. A transição é marcada, considerando as proposições de Kocurek e Havholm (1994), por aumento do suprimento sedimentar.

Entretanto, em sistemas eólicos o espaço de acumulação não se equivale ao espaço de preservação, conforme Kokurek e Havholm (1994). A preservação, em sistemas eólicos úmidos, como definido para os estratos eólicos da unidade, se processa por subida relativa do nível freático continental, ocasionada por subsidência ou elevação absoluta do nível freático (KOKURECK; HAVHOLM, 1994). Para que houvesse o registro das acumulações eólicas no Membro Morro Pelado a subsidência deve prevalecer, pois ocorreu aumento da aridez e conseqüente baixa do nível freático. Contudo, a subsidência acontece por tectonismo, carga sedimentar, ou compactação (FACCINI, 2000). No caso da Formação Rio do Rasto, aponta-se o tectonismo, relacionado à Orogenia Sanrafaélica, como o principal fator gerador de subsidência e suprimento sedimentar. Em segundo lugar, indica-se a compactação, devido à carga sedimentar, como demonstrado pelas feições de compactação química e mecânica em todos os arenitos do Membro Morro Pelado analisados por microscopia. A elevação do nível de base é confirmada pela existência de sistema deltaico dominado por rios na porção superior do Membro

Morro Pelado, que antecede os espessos estratos do sistema eólico úmido no topo da unidade.

Em escala de bacia sedimentar, a interpretação de resultados de paleofluxos eólico e subaquosos culmina na reconstituição da paleogeografia, e abrange assuntos interrelacionados como: áreas fontes de sedimentos, paleorelevo e paleocirculação da atmosfera. Em depósitos continentais, paleocorrentes fluviais indicam a posição de palaoaltos (relacionados ao paleorelevo) e paleoventos apontam o padrões de circulação atmosférica; ambos fornecem a posição da área fonte (GIANNINI *et al.*, 2004).

No leste de Santa Catarina, a paleodrenagem possui rumo preferencial leste com divergência para nordeste e sudeste, o que indica o padrão distributivo, enquanto os paleoventos mostram padrão dominante para SE, com divergências para NE e SW. O azimute leste equivaleria ao mergulho do paleogradiente, não significando que o depocentro (zona de máxima deposição) esteja em Santa Catarina. O depocentro estaria provavelmente mais a leste numa área já erodida. A porção proximal ou o ápice do sistema fluvial distributário estaria a oeste, ou seja, em subsuperfície, uma vez que paleodrenagem é predominantemente para leste. Desse modo, espera-se que o Membro Morro Pelado em poços do oeste de Santa Catarina seja mais arenoso e com maior amalgamação de canais.

Considerando um sistema fluvial distributário para o Membro Morro Pelado na região de Lages (SC) com zona proximal situada a oeste, a área a norte, no estado do Paraná, não poderia corresponder ao mesmo sistema fluvial, pois nesta região as paleocorrentes fluviais apresentam rumo preferencial sudeste. Para chegar a uma reconstrução mais consistente para totalidade da área estudada há a necessidade de maior detalhamento na porção norte. Contudo, com base nos dados de paleocorrentes dessas duas regiões, pode-se afirmar que a Bacia do Paraná durante a época do desenvolvimento do Membro Morro Pelado deveria ser preenchida por diversos sistemas fluviais distributários, ou leques fluviais. Portanto, a figura 8.4 que ilustra a paleogeografia da unidade estudada para o leste catarinense pode ser considerada como modelo deposicional para os estratos do Membro Morro Pelado para as diferentes regiões de sua ocorrência.

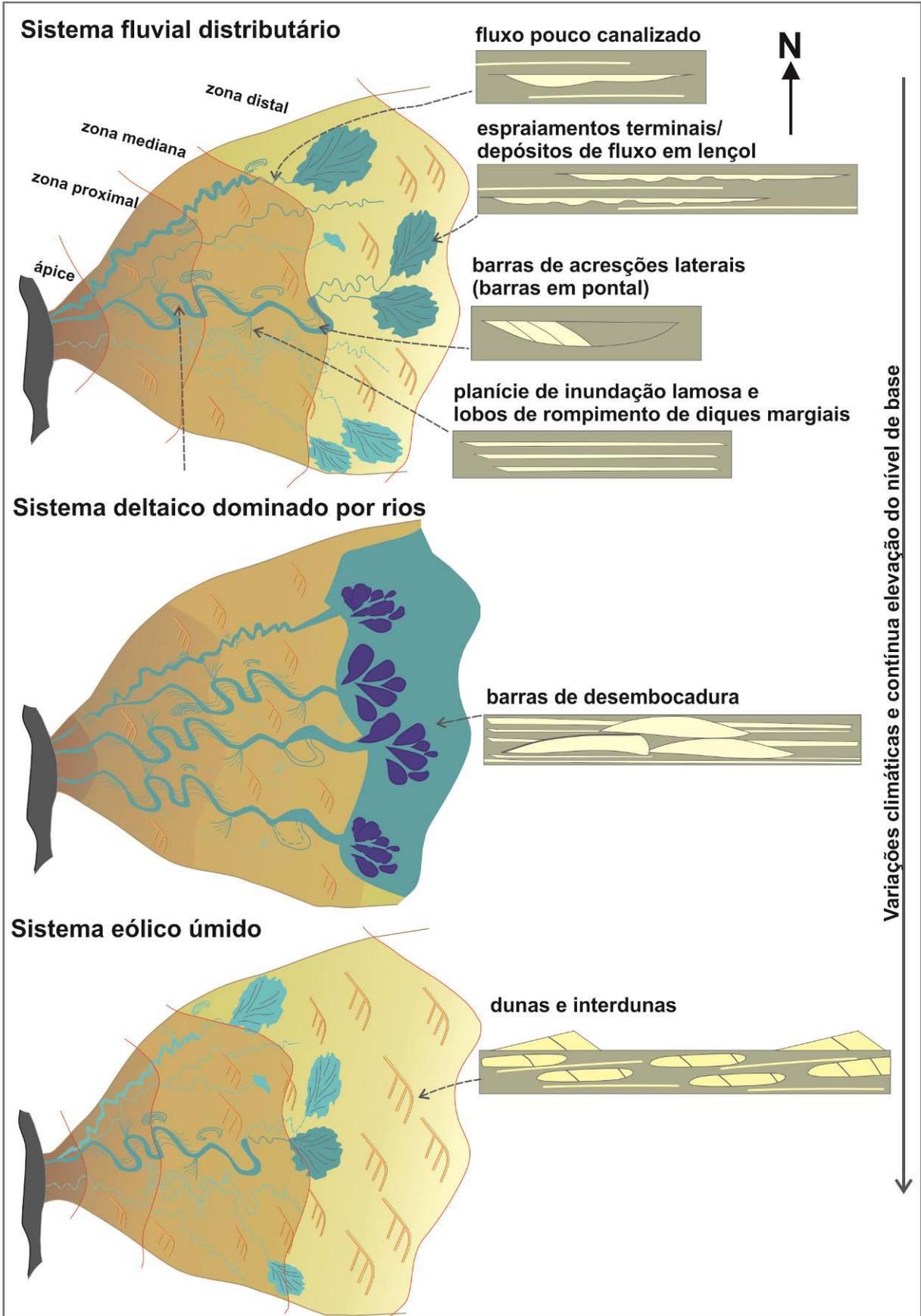


FIGURA 8.4 - Modelo deposicional do Membro Morro Pelado. A paleogeografia corresponde aos depósitos do leste de Santa Catarina.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- A análise de associações de litofácies, elementos arquitetônicos e hierarquia das superfícies propostas por MIALL (1985, 1996 e 2006) se mostrou eficaz na discussão do contexto deposicional do Membro Morro Pelado (Formação Rio do Rasto), no topo da sequência permiano-triássica da Bacia do Paraná. Assim como, o apoio nas classificações de elementos deposicionais de Kocurek (1981, 1988) e Chrintz e Clemmensen (1993) foi fundamental para o estudo dos depósitos eólicos da unidade.
- O Membro Morro Pelado é composto por quatro associações litofaciológicas: associação litofaciológica *A* (sistema fluvial meandrante); associação litofaciológica *B* (sistema fluvial distal); associação litofaciológica *C* (sistema deltaico dominado por rios) e associação litofaciológica *D* (sistema eólico úmido).
- A associação *A* corresponde a depósitos de granulação fina de canais meandrantés, de carga mista ou suspensiva (*fine-grained meandering river*), presente na zona intermediária de um sistema fluvial distributário (SFD) do tipo *single-thread sinuous (meandering) anabranching*. A associação *B* pertence à zona distal deste SFD, onde predominam arenitos finos provenientes de fluxos em lençol e canais retilíneos, que em conjunto são denominados de espraiaamentos terminais fluviais. Os canais meandrantés e espraiaamentos terminais fluviais identificados são intercalados a depósitos de planície de inundação, as quais possuem maiores dimensões na zona distal. A associação *C* é definida como delta inundação lacustre (*lacustrine floodplain delta*), ou delta dominado por rios, na zona distal do SFD em momentos de subida do nível de base. Por fim, a associação *D* caracteriza-se por depósitos de dunas e interdunas (planícies e depressões interdunares) recorrentes adjacentes a todas as porções do SFD. Tornam-se mais espessas e frequentes para o topo da unidade onde as superposições de dunas eólicas configuram *draas* de um sistema eólico úmido em direção à bacia receptora.
- O clima semiárido vigente durante a deposição do sistema fluvial distributário do Membro Morro Pelado é confirmado pela presença de cimentos carbonáticos

e revestimentos (*cutan*) de óxido de ferro, illita/illita-esmectita, esmetita, clorita e, possivelmente esmectita ferrosa (nontronita), ao redor dos grãos no arcabouço dos arenitos da unidade, assim como pela presença gretas de contração nos depósitos de planície de inundação e calcretes em diversos intervalos relacionados aos espraamentos terminais fluviais.

- O padrão arquitetônico da sucessão de estratos do Membro Morro Pelado é marcado pela intercalação de elementos arquitetônicos depositados em diferentes posições fisiográficas da bacia (zonas intermediárias e distais). Esta intercalação é atribuída às oscilações climáticas inerentes ao ambiente de clima semiárido.
- O espessamento e maior frequência dos estratos eólicos para o topo indicam crescente aridez ao longo do tempo, a retração do SFD e contínuo aumento da taxa de criação espaço de acomodação, derivada da subsidência por ação conjunta do tectonismo relacionado à Orogenia Sanrafaélica e a compactação, devida à carga sedimentar.
- No leste de Santa Catarina, a paleodrenagem possui rumo preferencial leste com divergência para nordeste e sudeste, o que garante o padrão distributivo, enquanto os paleoventos mostram um padrão dominante para SE, com divergências para NE e SW. O azimute leste equivaleria ao mergulho do paleogradiente e o depocentro estaria mais a leste numa área já erodida. A porção proximal ou o ápice do sistema fluvial distributário está a oeste, ou seja, em subsuperfície.
- A área a norte, no estado do Paraná, não poderia corresponder ao mesmo sistema fluvial distributário, pois nesta região as paleocorrentes fluviais apresentam rumo preferencial sudeste. Portanto, com base nos dados de paleocorrentes dessas duas regiões, pode-se afirmar que a Bacia do Paraná durante a época do desenvolvimento do Membro Morro Pelado deveria ser preenchida por diversos sistemas fluviais distributários, ou leques fluviais.

REFERÊNCIAS

ALLEN, J. R. L. The classification of cross-stratified units, with notes their origin. **Sedimentology**, v. 2, p. 93-114, 1963.

ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. **Sedimentary Geology**, v. 33, p. 237–293, 1983.

ALONSO-ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. **Earth-Science Reviews**, v. 60, p. 261-298, 2003.

ARAÚJO, D. C. F. Sobre *Pareiasaurus americanus* sp. nov., do Permiano Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. I – Diagnose específica. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 57. p. 63-66, 1985 a.

ARAÚJO, D. C. F. Estudo do material sul-americano de *Pareiasauroida*: II – descrição osteológica de crânio de *Pareiasaurus americanus*. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 57. p. 67-85, 1985 b.

BAGNOLD, R. A. **The Physics of Blown Sand and Desert Dunes**. London: Methuen & Company, 265 p. 1941.

BARBERENA, M.C. *Australerpeton cosgriffi* n.g., n.sp., a Late Permian Rhinesuchoid amphibian from Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.70, p. 125-137, 1998.

BARBERENA, M.C.; ARAÚJO, D.C. Tetrapodos fósseis de Sudamérica y deriva continental. In: **Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía**, 1975, Tucumán. Actas... v.1, Tucumán, p. 497-504,1975.

BARBERENA, M. C.; DAEMON, R. F. A primeira ocorrência de *Amphibia Labyrinthodontia* na Formação Rio do Rasto, implicações geocronológicas e estratigráficas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27. Porto Alegre. **Anais...** v. 2. Porto Alegre: SBG, 1974. p. 251-261, 1974.

BARBERENA, M.C.; ARAÚJO, D.C.; LAVINA, E.L. Late Permian and Triassic tetrapods of Southern Brazil. **National Geographic Research**, v.1, n. 1, p. 5-20, 1985.

BARBERENA, M.C. *et al.* The evidence for close paleofaunistic affinity between South America and Africa, as indicated by Late Permian and Early Triassic tetrapods. In: International Gondwana Symposium, 70., 1991, São Paulo. **Gondwana Seven Proceedings...** ULBRICH, H.; ROCHA CAMPOS, A. (eds.), São Paulo, p. 455-467, 1991.

BARBOSA, O.; GOMES, F. de A. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Brasil. **Bol. DNPM - DGM**, Rio de Janeiro, v. 171, 40 p., 1958.

BEACH, A. Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. **Lithos**, v. 12, p.51-58, 1979.

BEURLEN, K. As formações gonduânicas do sul do Estado do Paraná. **Boletim DNPM - DGM**, Rio de Janeiro, v. 153, p.1- 52, 1955.

BLAIR, T. C., MCPHERSON, J. G. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. **Journal of Sedimentary Research**, v. 64, p. 450–489, 1994.

BJORLYKKE, K.; AAGAARD, P. Clay minerals in north sea sandstones. In: HOUSEKNECHT, D.W.; PITTMAN, E.D. (eds). **Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones**. SEPM Spec. Publ., v.47, p. 65–80, 1992.

BOOGS, S. **Principles of sedimentology and Stratigraphy**. 4th ed. New York: Person Prentice Hall, 662p., 2006.

BRASIL. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa geológico do Brasil ao Milionésimo, Folhas SG 21 – Asunción e SG.22 - Curitiba**. Rio de Janeiro, 2004. Escala: 1: 100.000.

BROOKFIELD, M. E. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. **Sedimentology**, v. 24, p. 303–332, 1977.

BURLEY, S. D., KANTOROWICZ, J. D.; WAUGH, B. Clastic diagenesis. In: BRENCHLEY, P.; WILLIAMS, B. P. B. (eds). **Sedimentology: Recent and Applied Aspects**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, Spec. Publ. Geol. Soc. London, n. 18, p.189-226,1985.

CHRINTZ , T.; CLEMMENSEN, L.B. Draa reconstruction, the Permian Yellow Sands, northeast England. In: PYE, K.; LANCASTER, N. (eds). **Aeolian Sediments, Ancient and Modern**. International Association of Sedimentologists, Special Publication 16, p. 51–161, 1993.

CISNEROS, J. C.; ABDALA, F.; MALABARBA, M. C. Pareiasaurids from the Rio do Rasto Formation, southern Brazil: biostratigraphic implications for Permian faunas of the Paraná Basin. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.8, n.1, p. 13–24, 2005.

CLEMMENSEN, L.B. Eolian sequence and erg dynamics: the Permian Corrie sandstone, Scotland. **Sedimentary Geology**, v. 65, p.139-151, 1991.

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

COLLINSON, J. D. Alluvial sediments, In: READING, H.G. (ed.), **Sedimentary Environments: Processes, Facies, Stratigraphy**, 3rd ed. Oxford: Blackwell Science, p. 37–82, 1986.

CUNHA, P.R.C.; FRANÇA, A.B. Estudo das taxas de sedimentação das Formações Teresina e Rio do Rasto – Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 8, n. 2/4, p. 347-359, 1994.

CURRIE, B.S. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. **GSA Bull.**, v.09, n. 09, p.1206-1222, 1997.

CURTIS, C. D. Sedimentary Geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, v. 286, p.353-372. 1977.

DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXIV, Brasília, 1970. **Anais...**, v. 1, p. 359–412, 1970.

DAVIDSON, K. *et al.* Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. **Geomorphology**, v. 180 – 181, p.82-95, 2012.

DECELLES. P. G. *et al.* Controls on synorogenic aluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. **Sedimentology**, v. 38, p.567-590, 1991.

DERBY, O.A. A geologia da região diamantífera da Província do Paraná. **Arquivos do Museu Nacional**, v.3, n. 89-96. 1878.

DICKSON, W.R. Interpreting detrital modes of greywackes and arkoses. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 40, n. 2, p. 695-707, 1970.

DIAS-DA-SILVA, S. Middle–Late Permian tetrapods from the Rio do Rasto Formation, Southern Brazil: a biostratigraphic reassessment. **Lethaia**, 2011.

FACCINI, U. F. **Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação**. 332f. Tese (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000.

FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.S.; NOWATZKI, C.H. Breve panorama sobre a estratigrafia do Permo-Triássico da borda sudeste da Bacia do Paraná: conjecturas e refutações. *Comunicações do Museu de Ciência e Tecnologia UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra*, n. 1, p. 13-18, 1995.

FERNANDES, L. A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. 129f. Dissertação (mestrado). Universidade Federal de São Paulo, Instituto de Geociências, 1992.

FERREIRA-OLIVEIRA, L. G. **Conchostráceos Permianos da Bacia do Paraná: Taxonomia, Evolução, Bioestratigrafia e Paleobiogeografia**. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

FERREIRA - OLIVEIRA, L.G; ROHN, R. Leaiid conchostracans from the uppermost Permian strata of the Paraná Basin, Brazil: Chronostratigraphic and paleobiogeographic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p.371–380, 2010.

FIELDING, C. R.; *et al.* Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? **Sedimentary Geology**, v. 261, p. 15-32, 2012.

FRANÇA, A.B. *et al.* Phanerozoic correlation in southern South America. In: TANKARD, A.J., SUAREZ-SORUCO, R., WELSINK, H.J. (eds.), **Petroleum Basins of South America**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 62, pp. 129–161, 1995.

FRIEND, P. F. Distinctive features of some ancient river systems. In: Miall, A.D. (Ed.), **Fluvial Sedimentology**. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, v. 5, p. 531–542, 1978.

FÚLFARO, V. J.; *et al.* Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

GAMA JR, E. G. A sedimentação do Grupo Passa Dois (Exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. **Revista Brasileira de Geociências**, v.9, p.1-16, 1979.

GAZZI, P. Le arenarie del flysch sopra Cretaceo dell Appenino modenese, correlazioni con il flysch de Monghidoro. **Mineral et Petrologica Acta**, v.12 (b), p. 69-97, 1966.

GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; ASSINE, M. L. Ambientes eólicos. In: Silva, A.J.C.L.P.; Aragão, M. A. N. F.; Magalhaes, A. J. C.. **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca, p. 64-91, 2008.

GILES, H.A., *et al.* The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large datasets and coupled heat-fluid mass transport modelling. In: WORDEN, R.H.; MORAD, S (eds). **Quartz Cementation in Sandstones**. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., v. 29, p. 21–38, 2000.

GORDON JR., M. Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Boletim DNPM - DGM**, Rio de Janeiro, v. 38, 20p., 1947.

GRAHAM, J. R. Analysis of the Upper Devonian Munster Basin, an example of a fluvial distributary system. In: COLLINSON, J.D., LEWIN, J. (Eds.), **Modern and Ancient Fluvial Systems**, Special Publication, International Association of Sedimentologists, v. 6, p. 473–484, 1983.

HARTLEY, A.J. *et al.* Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. **Journal of Sedimentary Research**, v. 80, p. 167-183, 2010.

HASZELDINE, R. S. Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of the north-east England. In: COLLINSON, J. D., LEWIN, J (eds). **Modern and ancient fluvial systems**. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 6, p. 449 -456, 1983.

HIRST, J.P.P. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca fluvial system, Ebro Basin, Spain. In: Miall, A.D. & Tyler, N. **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Tulsa: SEPM Geology, p. 104-111, 1991.

HOLZ, M.; *et al.* A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 381-399, 2010.

HOWER J., *et al.* Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. **Bull. Geol. Soc. Am**, v.87, p.725-737, 1976.

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

HUNTER, R.E. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripples structures. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.47, n. 2, p. 697-706, 1977b.

HUNTER, R.E. Quasi-planar adhesion stratification on aeolian structure formed in wet sand. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.50, n.1, p.697-706, 1980.

HURST, A.; IRWIN, H. Geological modeling of clay diagenesis in sandstones. **Clay Minerals**, v.17, p. 5-22, 1982.

JOPLING, A.V.; WALKER, R.G. Morphology and origin of ripple drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.38, 971-984, 1968.

KELLY, S. B.; OLSEN, H. Terminal fans – a review with reference to Devonian examples. **Sedimentary Geology**, v.85, p.339 –374, 1993.

KNELLER, B. C. BRANNEY, M.J. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. **Sedimentology**, v. 42, p.607-616, 1995.

KOCUREK, G. Significance of interdune and bounding surfaces in aeolian dune sands. **Sedimentology**, v. 38, p. 753-780, 1981.

KOCUREK, G. First-order and super bounding surfaces in aeolian sequences – Bounding surfaces revisited. **Sedimentary Geology**, v. 56, p. 183-206, 1988.

KOCUREK, G.; FIELDER, G. Adhesion structures. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.52, n.4, p.1229-41, 1980.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K. G. Aeolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: WEIMER, P., AND POSAMENTIER, H.W. (eds). **Siciliclastic Sequence Stratigraphy**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 58, p. 393–409, 1993.

KOCUREK, G.; NIELSON, J. Conditions favorable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. **Sedimentology**, v. 33, p. 795–816, 1986.

KOCUREK, G.; ROBINSON, N. I.; SHARP, J. M. The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. **Sedimentary Geology**, v. 139, p. 1–13, 2001.

LANCASTER, N. **The Geomorphology of Desert Dunes**. London: Routledge, 1995.

LANGE, F. W. **Estratigrafia do Estado do Paraná**. Curitiba: Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná, 1954.

LANGER, M. C. The first record of dinocephalians in South America: Late Permian (Rio do Rasto Formation) of the Paraná Basin, Brazil. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, v. 215, p. 69-95, 2000.

LANGER, M. C.; ELTINK, E.; BITTENCOUR, J. S.; ROHN, R. Serra do Cadeado, PR: uma janela paleobiológica para o Permiano continental sul-americano. In: M. WINGE; *et al.* (eds.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, 2008.

LANGFORD, R. P. Fluvial–aeolian interactions: part 1, modern systems: **Sedimentology**, v. 36, p. 1023–1035, 1989.

LAVINA, E. L. The Pass Dois Group. In: **International Gondwana Symposium 7**. Field Excursion guide book. São Paulo: Instituto de Geociências, p. 24-30, 1988.

LAVINA E. L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano - Citiano) da Bacia do Paraná**. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio grande do Sul, 1991.

LEE, M. S. Y. A taxonomic revision of pareiasaurian reptiles: implications for Permian terrestrial paleoecology. **Modern Geology**, v. 21, p. 231-289, 1997.

LEEDER, M.R. **Sedimentology and Sedimentary Basins**. Oxford: Black-well Science, 1999.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, p.63-164, 1947.

MALABARBA M. C.; ABDALA, F.; WEISS, F. E.; PEREZ, P. A. New Data on the Late Permian Vertebrate Fauna of Posto Queimado, Rio do Rasto Formation, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.6, p.49-54, 2003.

MCBRIDE, E. F., LAND, L. S; MACK, L. E. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.**, v.71, p.1019-1034, 1987.

MCKEE, E. D; WEIR, G. W. Terminology for stratification and crossstratification in sedimentary rocks. **Geological Society of America Bulletin**, v.64, n.4, p. 197-208, 1953.

MEGLHIORATTI, T. **Estratigrafia de sequências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e leste de São Paulo**. 132f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

MENDES, J. C. Considerações sobre a estratigrafia e a idade da Formação Estrada Nova. **Bol. Fac. Fil. Ci. Letr, USP.**, 50 (Geologia 2.), p. 27-34, 1945.

MENDES, J. C. A Formação Corumbataí na região do rio Corumbataí (estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios). **Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr.**, USP, 145 (Geol., 8), 119 p., 1952.

MENDES, J. C. The Passa Dois Group (The Brazilian Portion of the Paraná Basin). In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds). **Problems in Brazilian Gondwana Geology**. Curitiba, Cons. Nac. Pesq., Centro Invest. Gondwana, Inst. Geol. (UFP), Comis. Carta Geol. Paraná. p.199-166, 1967.

MENDES, J. C.; *et al.* Formação Irati (Permiano) e fácies associadas. **Bol. Soc. Bras. Geol.**, São Paulo, v.15, nº 3, p. 23-43, 1966.

MIALL, A.D. Lithofacies types and vertical profile models in Braided River deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.), **Fluvial Sedimentology**. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, v.5, p. 597- 604, 1978.

MIALL, A.D Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22, p.261–308, 1985.

MIALL, A. D. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrops studies. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v.12, p.682-697, 1988.

MIALL, A. D. **Principles of sedimentary basin analysis**. 2nd. New York: Springer Verlag, 668p, 1990.

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

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits**: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlin: Springer582p., 2006.

MIDDLETON, G. V. Johannes Walter's law of correlation of facies. **Bulletin of Geological Society of America**, v.84, p.979-988, 1973.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 2v. Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio do Grande Sul, 1997.

MILANI, E.J. *et al.* Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MORAD, S. *et al.* Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.60, p. 411-425, 1990.

MORAD, S.; KETZER, J. M.; DE ROS, L. F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications of mass transfer in sedimentary basins. **Sedimentology**, v.47 (suppl.1), p.95-120, 2000.

MORAD, S. *et al.* The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. **AAPG Bulletin**, v. 94, nº 8, p. 1267– 1309, 2010.

MOUNTNEY, N.P. Aeolian facies models. In: POSAMENTIER, H.W.; WALKER, R. G. **Facies models revisited**. Tulsa: Copyright. p. 19-86, 2006

NEREGATO, R., **Estudo palinológico das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto nos furos de sondagem SP-23-PR e SP-58-PR, centro norte do Paraná (Permiano, Bacia do Paraná)**. 107f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 2007.

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**. Chichester: Wiley-Blackwell, 2nd ed., 2009.

NICHOLS, G.; FISHER, J.A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, p. 75-90, 2007.

NORTH, O. P.; WARWICK, G. L. Fluvial fans: myths, misconceptions, and the end of the terminal-fan model. **Journal of Sedimentary Research**, v. 77, p. 693–701, 2007.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p. 291-346, 1969.

OELOFSEN, B.W.; ARAÚJO, D.C. Palaecological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the Permian Irati sea (Paraná Basin), South America. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.13, nº 1, p. 1 - 6, 1983.

OLIVEIRA, E. P. Geologia do Estado do Paraná: Brasil. **Bol. Min. Agr. Ind. Com.**, Rio de Janeiro, v. 5, nº 1, p. 67-143, 1916.

OLIVEIRA, E. P. In: HOLDHAUS, K. **Sobre alguns lamelibrânquios fósseis do sul do Brasil**. Monografias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, v.2: 27-32, 1918.

OLIVEIRA, E. P. **Geologia e recursos minerais do estado do Paraná**. Monografias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, v. 6, 172 p. 1927.

OLIVEIRA, E. P. Rochas Triássicas do Estado do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.2. n. 3, p. 131-6, 1930.

PARKASH, B., AWASTHI, A.K., GOHAIN, K. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: COLLINSON, J.D., LEWIN, J. (Eds.), **Modern and Ancient Fluvial Systems**. International Association of Sedimentologists Special Publication, vol. 6, p. 337–344, 1983.

PETTIJOHN, F. J. **Sedimentary Rocks**. New York: Harper, 3d ed, 1975.

PETTIJOHN, F. J; POTTER, P.E; SIEVER. **Sand and sandstones**. 1st ed. New York: Springer-Verlag, 1972.

PETTIJOHN, F. J; POTTER, P.E; SIEVER. **Sand and sandstones**. 2d ed. New York: Springer-Verlag, 1987.

PYE, K.; TOSOAR, H. **Aeolean sand and sand dunes**. London: Unwin Hyman Ltd, 1990, 396 p.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. Eustatic control on clastic deposition I and II - conceptual framework. In: WILGUS, K.C. et al. (eds.), **Sea-level changes: an integrated approach**. SEPM Spec. Publ., v. 42, p.109-154, 1988.

POSAMENIER, W.; WALKER, R. G. **Facies models revisited**. Tulsa: Copyright, SEPM, p. 527, 2006.

PUTZER, H. Geologia da Folha de Tubarão. Estado de Santa Catarina. **Bol. DNPM - DGM**, Rio de Janeiro v. 96, 94 p., 1 map, 1955.

READING, H. G. **Sedimentary environments and facies**. 2nd edn. Oxford: Blackwell, 615p,1986.

REGO, L. F. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. **Bol. Serv. Min. Brasil**, v.46, p. 1-105, 1930.

RETALLACK, G. J. **Soils of the Past. An introduction to Paleopedology**. 2ed. Brackwell Science, 404 p., 2001.

RICCOMINI, C.; GIMENEZ F. A.; ALMEIDA, F. F. M. de. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: 33^o Congresso Brasileiro De Geologia, Rio de Janeiro. **Anais...Rio de Janeiro**, v. 2, p.754-764, 1984.

ROBIN P-Y. F. Pressure solution at grain-to-grain contacts. **Geochim. cosmochim. Acta** 42, p.1383-1398, 1978.

ROHN, R. **Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná**. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

ROHN, R. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. In: Problems in Western Gondwana Geology I, 2007, Gramado. **Extended Abstract...Gramado**, p. 151-157, 2007.

ROHN, R., RÖSLER, O. Middle to Upper Permian phytostratigraphy of the Eastern Paraná Basin. **Revista Universidade Guarulhos**, Geociências 5, p. 69–73, 2000.

ROHN, R.; LOURENÇO, A. T. A.; MEGLHIORATTI, T. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP'23'PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). In: 2^o Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro/RJ, CD'Rom (6 p.), 2003. **Resumos...Rio de Janeiro**, p. 1-6, 2003.

ROHN, R.; *et al.* Formação Rio do Rasto (Permiano Médio Superior da Bacia do Paraná): Pesquisas entre 1995 e 2007. In: Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 4, 2007b, Búzios. **Anais...Búzios**, v.1, p. 21-21, 2007.

SALAMUNI, R. Estruturas sedimentares singenéticas e sua significação na Série Passa Dois. **Bol. Univ. Fed. Paraná. Geol.**, Curitiba, v. 12, 90 p, 1963.

SANFORD, R.; LANGE, F. W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline, South Brazil. **Bull. AAPG**, v.44, n°8, p.1316-1370, 1960.

SCHNEIDER, R. L. *et al.* Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28º Congresso Brasileiro de Geologia, 1974, Porto Alegre. **Anais...Porto Alegre**, v.1, p. 41-65, 1974.

SCHEIBE, L. F. **Geologia e petrologia do Distrito Alcalino de Lages**. 224f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

SCHUMM, A. S. **The fluvial system**. Michigan: Copyright. 338 p, 1977.

SCHWAM, J. The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in western Europe. **Sedimentary Geology**, v. 55, n. 3/4, p. 197-232, 1988.

SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J. Perspectives on sequence stratigraphy of continental strata. **AAPG Bull**, v78, n. 4, p.544-568, 1994.

SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. 85 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SILVA, R. C.; SEDOR, A. F.; FERNANDES, A. C. S. Fossil footprints from the Late Permian of Brazil: An example of hidden biodiversity. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 38, p. 31-43, 2012.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; HOLZ, M. Correlações Estratigráficas Conflitantes no Limite Permo-Triássico no Sul da Bacia do Paraná: O Contato Entre Duas Sequências e Implicações na Configuração Espacial do Aquífero Guarani. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 115-133, 2008.

SOUZA, P. A. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.138, p. 9–29, 2006.

SOUZA, A. S. Descrição de materiais de anfíbios Temnospondyli registrados na Formação Rio Do Rasto (Meso/Neopermiano, Bacia do Paraná), estado do Paraná. 70f. Monografia (Graduação). Universidade Federal do Paraná, 2011.

STANISTREET, I. G.; MCCARTHY, T. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, v. 85, p. 115–133, 1993.

STOKES, W. L. Multiple parallel-truncation bedding planes - a feature of wind deposited sandstone formations. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 38, p. 510 – 515, 1968.

STOLLHOFEN, H., *et al.* The Gai-As lake system, northern Namibia and Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), **Lake Basins through Space and Time**, vol. 46. AAPG Studies in Geology, Tulsa, p. 87–108, 2000.

STOW, D. A. V. **Sedimentary rocks in the field: a color guide**. London: Elsevier: Academic Press, 320p, 2005.

SWEET, M. L.; KOCUREK, G. An empirical model of aeolian dune lee-face airflow. **Sedimentology**, v. 37, p. 1023–1038, 1994.

TUCKER, M. E. **Sedimentary rocks in the field**. 2nd ed. Chichester: J. Wiley, 133 p, 1996.

TUCKER, M. E. **Sedimentary rocks in the field (The geological field guide series)**. 3rd ed. Copyright, 250p, 2003.

VESELY, F. F. **Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná**. 226f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, 2006.

VIEIRA, M. M. **Parâmetros controladores da qualidade dos reservatórios profundos da Bacia Sergipe Alagoas**. 216f. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, 1991.

WALKER, R. G. Sandy fluvial systems. In: Walker, R. G. (ed). **Facies Models**, 2nd edn. Geosci. Can. Reprint Serv., p. 71-89, 1984.

WALKER, R. G. Lithofacies Modeling and Sequence Stratigraphy. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 60, p. 777- 786, 1990.

WALKER, R. G; JAMES, N. P. **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canada, 409 p, 1992.

WARREN, L. V.; *et al.* Evolução Sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na Porção Centro Sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38 (2-suplemento), p. 213-227, 2008.

WEISSMANN, G. S.; *et al.* Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. **Geology**, v.38, n. 1; p. 39–42, 2010.

WEISSMANN, G. S.; *et al.* Alluvial facies distributions in continental sedimentary basins. In: Davidson, S. K; North, C. P. (eds), **From river to rock record: the preservation of fluvial sediments and their subsequent preservation**. Tulsa: Society of Sedimentary Geology (SEPM). p. 325-356, 2011.

WHITE, I. C. Geology of south Brazil. **Science**, v. XXIV, n. 612, p.377-379, 1906.

WHITE, I. C. **Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas do sul do Brasil**. Rio de Janeiro: Com. Est. Minas Carvão de Pedra do Brasil, Relatório técnico, 300p,1908.

WILKINSON, M.; MILLIKEN, K. L.; HASZELDINE, R. S. Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. **Journal of Geological Society**, v.158, p.675-683, 2001.

WILSON, I. G. Aeolian bedforms - their development and origins. **Sedimentology**, v. 19, p. 173–210, 1972.

ZALÁN, P. V., *et al.* The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W., *et al.* (Ed.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, AAPG. Memoir 51, p. 681-708,1990.

ZAMBONATO, E. E. **Relações entre a albitização, geração, redução e redistribuição de porosidade nos reservatórios turbidíticos de petróleo da Bacia do Espírito Santo**. 57f. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

ANEXO I - ANÁLISE MODAL DOS ARENITOS DO MEMBRO MORRO PELADO

Amostra	Associação Litofaciológica	Litofácies	Qm	Qp	PI	k-f	Lm	Li	Ls	Bt	Matriz	Cimento (Fe)	Cimento (Si)	Cimento (CaCO ₃)	Poros	Total
PD04C	A	St ₁	40,83	1,33	2,16	0,5	6,33	-	1,16	6,16	20	2,66	12,5	0,83	5,5	600
L06P07	A	St ₁	44,57	-	2,5	0,83	4,16	0,16	1,16	2,66	14,66	4,33	23,96	-	0,93	600
L03P11	A	St ₁	27,16	-	1,66	1,83	6,66	-	-	1,33	11,5	11,33	17,16	18,16	3,16	600
L22P30	A	St ₁	35,5	1,3	4,3	3,6	10,6	0,5	0,1	-	17,5	11,8	9,4	0,3	5	600
L21P12	A	St ₁	32,66	3	3,6	2,5	15,5	0,17	1,16	-	13	8,5	19	-	0,83	600
PD09A	B	Sl ₁	22	1,5	0,66	1,16	4,66	8,33	2	-	30	10	5	13	1,66	600
PD09J	C	St ₁	33	6,16	4,16	3,33	7,83	Tr	-	-	0,6	8,66	1,66	30,66	1,83	600
PD10B	D	St ₂	52,93	4,33	2,33	0,5	15,5	-	0,16	-	0,33	9,33	12,5	-	2	600
PD09L	D	St ₂	41,16	6	4,17	2	10,83	-	0,16	-	0,16	10	5,16	0,5	19,83	600
L24P18	D	St ₂	45,33	3,01	3	1,33	16,33	-	-	1,16	0,83	6,83	20	-	2,16	600
PD09F1	D	Sl ₂	30,66	0,83	1,5	1,8	7,16	-	-	-	7,66	0,83	22,5	26,66	0,33	600
PD02G	D	Si	33,5	Tr	0,83	0,16	8,83	-	1,33	-	10,66	2,83	16,66	21,5	3,66	600
PD02F2	D	Sm	40,83	1,33	2,16	0,5	6,33	-	1,16	6,16	20	2,66	12,5	0,83	5,5	600

ANEXO II - ILLITA EM ARENITO FLUVIAL VERIFICADA POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA

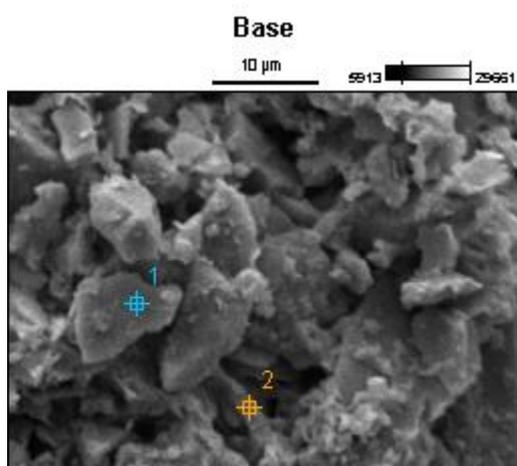
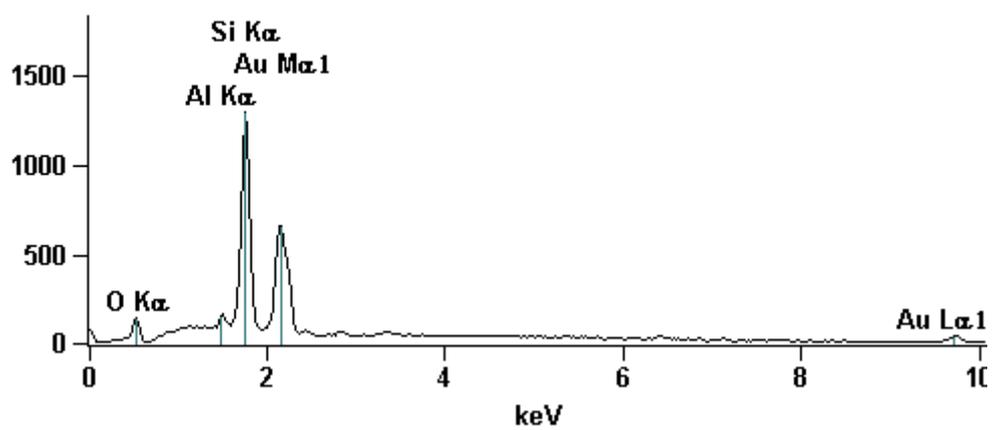


Image Name: Base

Accelerating Voltage: 15.0 kV

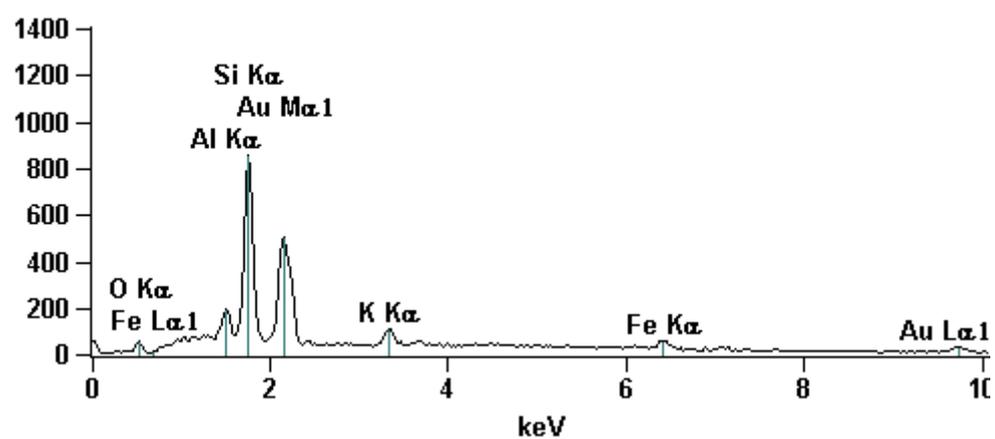
Full scale counts: 1293

Base_pt1



Full scale counts: 857

Base_pt2



Net Counts

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	1099	484	11934			720
Base_pt2	376	1148	8126	858	664	545

Weight %

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	15.72	0.83	18.14			65.31
Base_pt2	7.41	2.61	16.58	3.41	5.82	64.17

Weight % Error

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	+/-0.74	+/-0.10	+/-0.26			+/-7.62
Base_pt2	+/-0.47	+/-0.13	+/-0.34	+/-0.21	+/-0.54	+/-9.54

Atom %

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	49.36	1.54	32.45			16.65
Base_pt2	27.79	5.80	35.40	5.23	6.25	19.54

Atom % Error

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	+/-2.34	+/-0.19	+/-0.46			+/-1.94
Base_pt2	+/-1.77	+/-0.30	+/-0.73	+/-0.32	+/-0.58	+/-2.90

**ANEXO III - ARGILAS ESMECTÍTICAS EM ARENITO FLUVIAL VERIFICADAS
POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA**

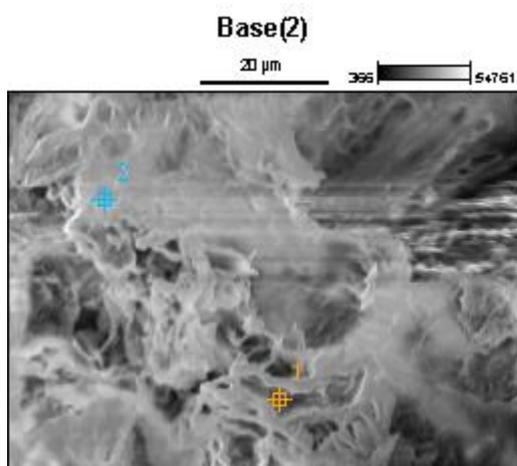
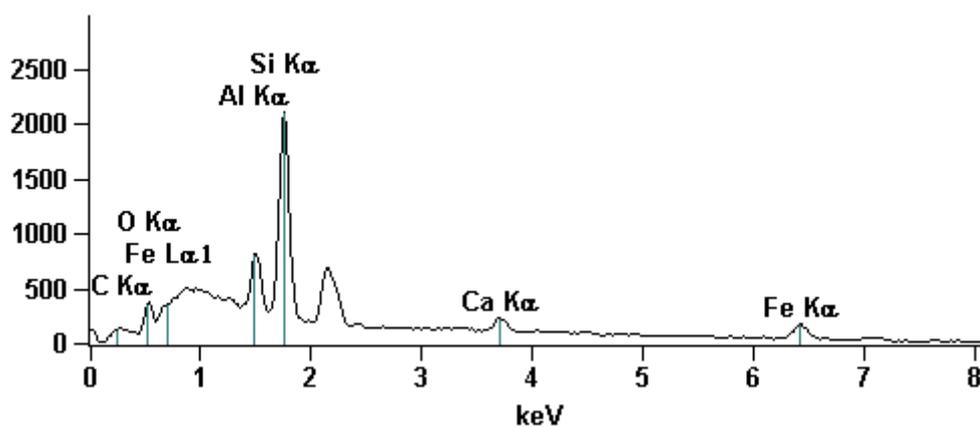


Image Name: Base(2)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

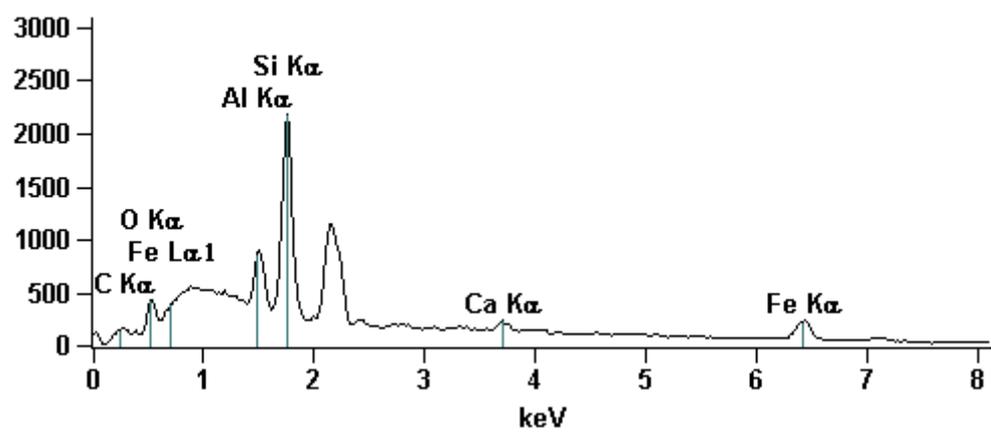
Full scale counts: 2107

Base(2)_pt1



Full scale counts: 2180

Base(2)_pt2



Net Counts

	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(2)_pt1	1468	1458	5214	20600	1664	2221
Base(2)_pt2	1030	1170	5293	20976	1136	3076

Weight %

	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(2)_pt1	45.73	15.70	5.19	19.78	3.00	10.59
Base(2)_pt2	40.17	12.97	5.94	22.66	2.25	16.00

Weight % Error

	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(2)_pt1	+/-2.18	+/-0.87	+/-0.12	+/-0.26	+/-0.16	+/-0.77
Base(2)_pt2	+/-3.43	+/-1.53	+/-0.14	+/-0.31	+/-0.18	+/-0.98

Atom %

	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(2)_pt1	63.99	16.49	3.23	11.84	1.26	3.19
Base(2)_pt2	60.53	14.67	3.99	14.60	1.02	5.18

Atom % Error

	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(2)_pt1	+/-3.05	+/-0.92	+/-0.07	+/-0.16	+/-0.07	+/-0.23
Base(2)_pt2	+/-5.17	+/-1.73	+/-0.10	+/-0.20	+/-0.08	+/-0.32

ANEXO IV - ESMECTITA FERROSA EM ARENITO DELTAICO VERIFICADA POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA

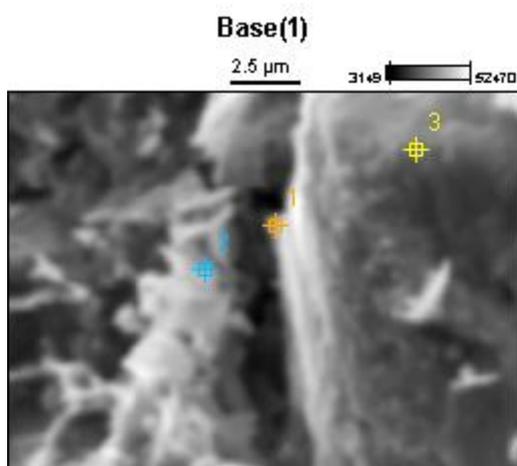
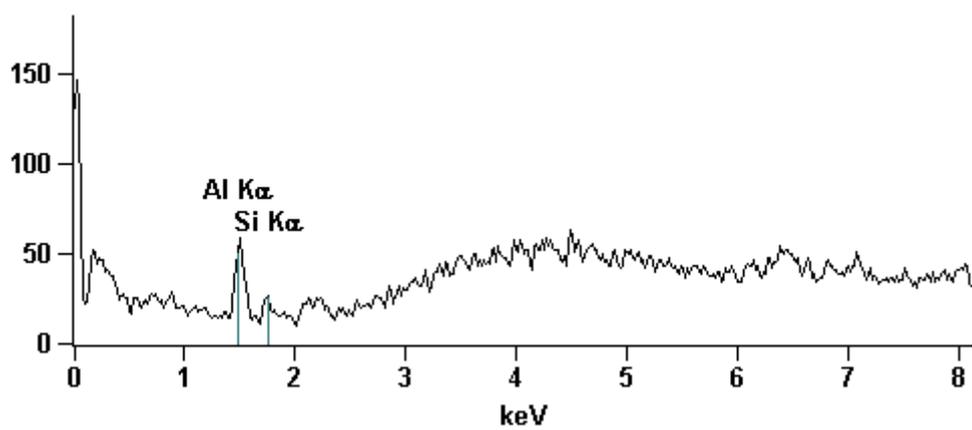


Image Name: Base(1)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

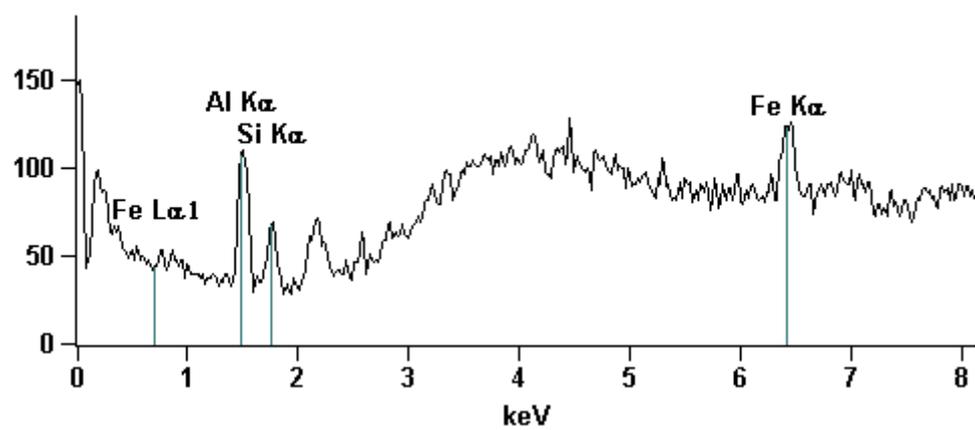
Full scale counts: 147

Base(1)_pt1



Full scale counts: 149

Base(1)_pt2



Net Counts

	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(1)_pt1	419	87	
Base(1)_pt2	794	427	795

Weight %

	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(1)_pt1	71.98	28.02	
Base(1)_pt2	20.88	10.94	68.17

Weight % Error

	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(1)_pt1	+/-4.47	+/-7.73	
Base(1)_pt2	+/-1.03	+/-0.95	+/-8.23

Atom %

	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(1)_pt1	72.78	27.22	
Base(1)_pt2	32.46	16.34	51.20

Atom % Error

	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base(1)_pt1	+/-4.52	+/-7.51	
Base(1)_pt2	+/-1.59	+/-1.42	+/-6.18

ANEXO V - ESMECTITA EM ARENITO EÓLICO VERIFICADA POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA

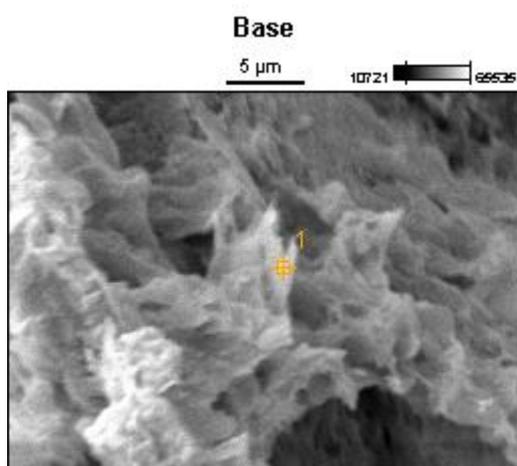
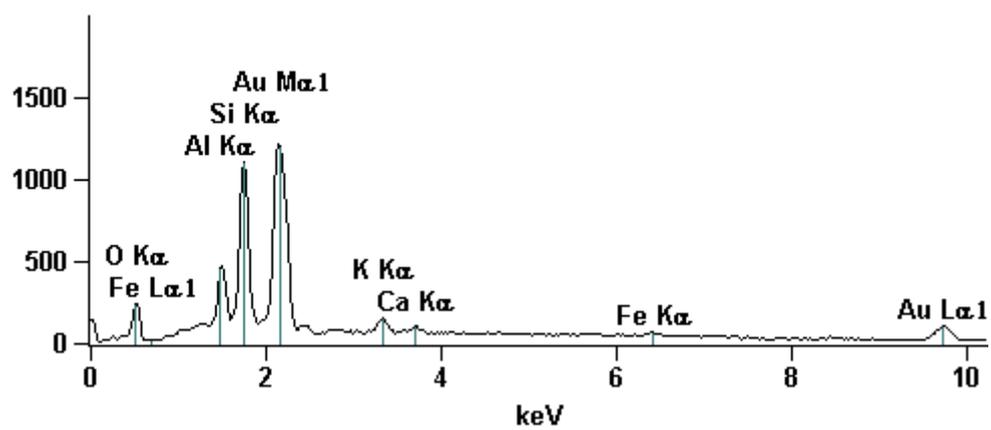


Image Name: Base

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Full scale counts: 1216

Base_pt1



Net Counts

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	1799	3280	9762	1104	439	441	2243

Weight %

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	10.92	2.32	6.12	1.37	0.58	1.16	77.54

Weight % Error

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	+/-0.38	+/-0.11	+/-0.14	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.19	+/-4.77

Atom %

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	47.06	5.92	15.02	2.42	1.00	1.43	27.15

Atom % Error

	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Au-L</i>
Base_pt1	+/-1.65	+/-0.29	+/-0.34	+/-0.14	+/-0.14	+/-0.24	+/-1.67

ANEXO VI - POSSÍVEL PALYGOSKITA EM ARENITO EÓLICO VERIFICADA POR MEIO DE ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA

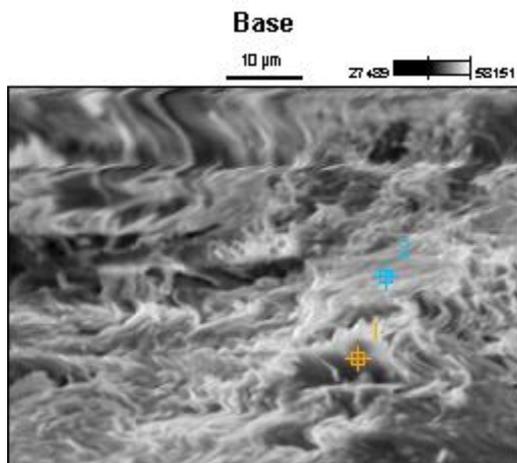
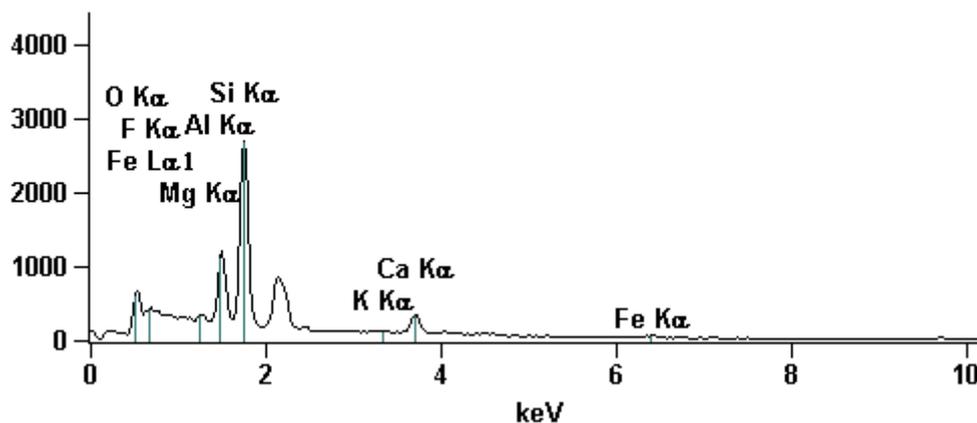


Image Name: Base

Accelerating Voltage: 15.0 kV

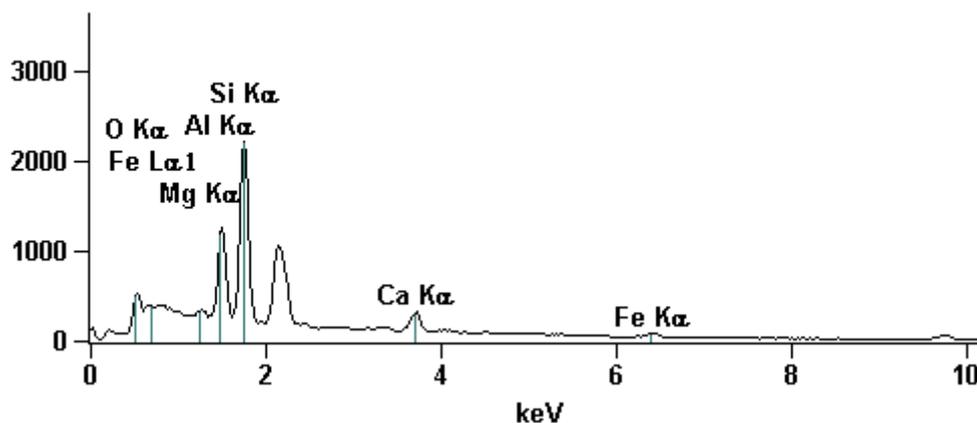
Full scale counts: 2689

Base_pt1



Full scale counts: 2214

Base_pt2



Net Counts

	<i>O-K</i>	<i>F-K</i>	<i>Mg-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base_pt1	4216	1072	590	8286	26466	311	3167	654
Base_pt2	3088		831	9736	22137		2972	592

Weight %

	<i>O-K</i>	<i>F-K</i>	<i>Mg-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base_pt1	32.99	9.72	0.78	10.45	33.73	0.66	7.60	4.06
Base_pt2	33.40		1.33	15.11	36.40		9.08	4.67

Weight % Error

	<i>O-K</i>	<i>F-K</i>	<i>Mg-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base_pt1	+/-1.24	+/-2.15	+/-0.14	+/-0.32	+/-0.23	+/-0.16	+/-0.44	+/-0.47
Base_pt2	+/-1.59		+/-0.16	+/-0.20	+/-0.46		+/-0.29	+/-0.62

Atom %

	<i>O-K</i>	<i>F-K</i>	<i>Mg-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base_pt1	46.09	11.44	0.72	8.66	26.85	0.38	4.24	1.63
Base_pt2	48.45		1.27	13.00	30.08		5.26	1.94

Atom % Error

	<i>O-K</i>	<i>F-K</i>	<i>Mg-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>
Base_pt1	+/-1.74	+/-2.53	+/-0.13	+/-0.26	+/-0.18	+/-0.09	+/-0.24	+/-0.19
Base_pt2	+/-2.31		+/-0.15	+/-0.17	+/-0.38		+/-0.17	+/-0.26