UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE RECURSOS HUMANOS DA ANP – PRH 26

Anna Rosa do Amaral Lira

CARACTERIZAÇÃO EM MULTIESCALA DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO MACEIÓ (APTIANO DA BACIA DE ALAGOAS), NAS REGIÕES DE JAPARATINGA E MORROS DE CAMARAGIBE – AL

Tese de Doutorado
2004

ANNA ROSA DO AMARAL LIRA

Geóloga, Universidade Federal de Pernambuco, 1992
Mestre em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 1997

CARACTERIZAÇÃO EM MULTIESCALA DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO MACEIÓ (APTIANO DA BACIA DE ALAGOAS), NAS REGIÕES DE JAPARATINGA E MORROS DE CAMARAGIBE – AL

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mário de Lima Filho e co-orientada pelo Prof. Dr. Joel C. Castro, como preenchimento parcial dos requisitos para a obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 10 de setembro de 2004.

Recife, PE

2004

CARACTERIZAÇÃO EM MULTIESCALA DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO MACEIÓ (APTIANO DA BACIA DE ALAGOAS), NAS REGIÕES DE JAPARATINGA E MORROS DE CAMARAGIBE – AL

ANNA ROSA DO AMARAL LIRA

Aprovada:

Prof: Dr. Mário Ferreira de Lima Filho
10/09/2004

Prof: Dra. Lúcia Maria Mafra Valença
10/09/2004

Prof: Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann
10/09/2004

Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro
10/09/2004

Prof: Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim
10/09/2004

A Bernardo, Henrique e Bianca,
minhas maiores alegrias.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar os meus agradecimentos ao Projeto Análogos e à Agência Nacional do Petróleo, pelo apoio financeiro.

Ao professor Mário de Lima Filho, pela orientação, amizade e pela paciência nas discussões durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao professor Joel de Castro, meus sinceros agradecimentos pela amizade, orientação e oportunas sugestões, indispensáveis no enriquecimento deste trabalho.

Ao professor Paulo Paim, pela doação do primeiro exemplar da GEOARQ, o que contribuiu grandemente para as interpretações feitas nesta pesquisa, bem como aos demais integrantes do Projeto Análogos, pelas oportunas discussões em campo.

Ao professor Joaquim Mota, pela disponibilização do laboratório de Geofísica Aplicada para a realização dos ensaios de porosidade e pelas explicações sobre os métodos utilizados.

À Edilene e Luciana, pela presteza e cuidado na realização dos ensaios de porosidade.

Às amigas Fabiana e Nivaneide, pelo constante incentivo durante as várias etapas desta pesquisa.

Aos amigos e colegas Cleide, Carol, Danielle e Brayer pela indispensável ajuda nas análises petrográficas e etapas de campo, e a todos os outros que me auxiliaram nas várias etapas deste estudo.

À amiga Sonia e à Professora Somália, pelas análises paleontológicas.

À minha mãe e à minha tia Luíza, pelo constante apoio e carinho durante toda a minha vida.

A Dado Farias, pelo carinho, incentivo, e pelas inesquecíveis alegrias e surpresas.

APRESENTAÇÃO

O presente trabalho integraliza os créditos exigidos pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental, da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito final para a obtenção do grau de Doutor em Geociências, tendo sido financiado pelo Projeto Análogos, convênio Petrobrás/CTPETRO/FINEP/LAGESE, com o apoio do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional de Petróleo – PRH 26.

A pesquisa, desenvolvida em três afloramentos (Japaratinga, Barreiras do Boqueirão e Morros de Camaragibe) da Formação Maceió, Bacia de Alagoas, consistiu na caracterização multiescalar de depósitos sedimentares aflorantes, como ferramenta para a correlação com análogos em subsuperfície, tendo em vista a crescente necessidade da indústria de petróleo em minimizar riscos e custos na exploração de hidrocarbonetos.

No Capítulo I, estão definidos os objetivos propostos e os métodos utilizados na pesquisa.

O Capítulo II traz uma abordagem sobre a geologia da Bacia de Alagoas, do ponto de vista da sua evolução tectono-sedimentar dentro do contexto evolutivo da margem continental brasileira. Apresenta ainda as várias interpretações até então propostas para os sistemas deposicionais atuantes na Formação Maceió.

O Capítulo III mostra um resumo sobre os processos e fácies associados a fluxos gravitacionais de sedimentos, incluindo os tipos de fluxo, mecanismos de suporte e deposição e as transformações sofridas durante seu trajeto declive abaixo. No final é apresentada uma breve discussão sobre as complexas correntes de turbidez.

O Capítulo IV reúne alguns modelos deposicionais representativos de sistemas turbidíticos e fandeltaicos associados a margens continental e de rifte, servindo de base para as interpretações feitas no Capítulo V.

No Capítulo V é mostrada a caracterização das fácies, suas associações, e definidos os elementos arquiteturais presentes. É

apresentada ainda uma série de painéis fotográficos com as respectivas arquiteturas deposicionais. Neste capítulo é sugerido um modelo deposicional para a área pesquisada.

O Capítulo VI refere-se à caracterização das heterogeneidades, onde é apresentada uma análise em escalas variadas para os depósitos estudados, incluindo informações de macro e até microescala. Neste capítulo, encontra-se também um modelo numérico elaborado para o afloramento de Barreiras do Boqueirão, com algumas simulações de fluxo multifásico (água e óleo).

O Capítulo VII traz as conclusões e algumas considerações relativas aos resultados obtidos na pesquisa.

RESUMO

Na avaliação de reservatórios, o estudo de análogos é uma técnica bastante aplicada, sendo de fundamental importância na compreensão do comportamento destes e, por conseguinte, na minimização de riscos que envolvem a exploração e produção de hidrocarbonetos.

Esta pesquisa, desenvolvida em três afloramentos da Formação Maceió, Bacia de Alagoas, objetivou descrever detalhadamente e interpretar os depósitos sedimentares selecionados, no que se refere à sua arquitetura deposicional e arcabouço interno, com o intuito de gerar modelos geológicos e matemáticos que definam os caminhos preferenciais de percolação dos fluidos.

Os métodos empregados na caracterização dos análogos foram: o reconhecimento das unidades, com base nas associações genéticas de fácies e sistemas deposicionais; análise da geometria e orientação das unidades de fácies, a partir de fotomosaicos, e arquitetura deposicional 2D; e identificação, classificação e interpretação de heterogeneidades em diferentes escalas, incluindo textura, porosidade, estrutura sedimentar, geometria externa, descontinuidade interna e conectividade.

No afloramento de Morros de Camaragibe, todas as fácies estão geneticamente associadas a fluxos subaquosos gravitacionais, enquanto nos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão dominam os fluxos gravitacionais e tracionais, constituindo depósitos de sistemas turbidítico e fandeltaico, respectivamente. Os elementos arquiteturais relacionados ao sistema turbidítico compreendem lobos proximal, intermediário e distal, enquanto que no sistema fandeltaico eles são representados por canais distributários (planície deltaica), barra de foz de distributário e lobos e franjas de lobo (frente deltaica).

Análises petrográficas realizadas nas principais fácies areníticas revelaram resultados surpreendentemente elevados no conteúdo de material argiloso, em muitos casos, como alteração de

grãos de feldspato. O sistema de fandelta mostra, localmente, cimentos de calcita e caulinita. A dissolução de calcita pode ser responsável pelo aumento de porosidade interpartícula e intrapartícula, e de microporosidade. A porosidade pode alcançar valores de 20% em arenitos fandeltaicos, enquanto apenas 5% foi observado nos arenitos turbidíticos.

A análise das heterogeneidades foi detalhada no afloramento de Barreiras do Boqueirão, tendo sido discutida em três níveis hierárquicos, da macro até a microescala, o que permitiu o desenvolvimento de uma série de simulações numéricas de fluxo, na tentativa de fornecer informações mais seguras e úteis em avaliações de subsuperfície.

Estes modelos podem ser utilizados como análogos aos reservatórios da própria Formação Maceió, como os do Campo de Tabuleiro dos Martins, e a outros depósitos de riftes lacustres que apresentem características genéticas semelhantes.

Palavras-chave: análogos de reservatórios, Formação Maceió, Aptiano, sedimetologia, arquitetura deposicional, modelo numérico.

ABSTRACT

The study of analogues constitute a powerful tool for reservoir evaluation, favoring a better understanding of its behavior and also helping to minimize risks in exploration and production of hydrocarbons.

This research was conducted in three large coastal outcrops belonging to the Maceió Formation, Aptian of the Alagoas Basin. Their depositional architecture and internal framework were described and interpreted in detail, in order to generate geologic and mathematical models that allow the definition of preferential paths for fluid percolation.

To characterize analogues the following methods were employed: recognizance of faciologic units, based in their genetic association and environmental systems of deposition; their 2-D depositional architecture, with aid of photomosaics; identification and interpretation of heterogeneities in different scales, including texture, porosity, sedimentary structure, internal discontinuity, external geometry and connectivity.

In Morros de Camaragibe outcrop all facies are genetically related to gravitational subaqueous flows, while in Japaratinga and Barreiras do Boqueirão outcrops, gravitational and traction forces are dominant, forming turbiditic and fandelta systems, respectively. Architectural elements of the turbiditic system include proximal, intermediate and distal lobes, while in the fandelta system they are distributary channels (delta plain), and mouth bar and lobes and lobe fringes (delta front).

Petrographic investigation of the main sandstone facies revealed surprisingly high content of clay material, in many cases, as a result of alteration of feldspar grains. The fandelta system shows, locally, calcite and kaolinite cements. The dissolution of calcite may be responsible for the enhancement of interparticle and intraparticle porosity and microporosity. Porosity may reach values

up to 20% in fandeltaic sandstones, while only 5% was observed in turbiditic sandstones.

Heterogeneity analysis were performed in Barreiras do Boqueirão outcrop, considering three levels of hierarchy (from macro to microscale). It was possible to develop a series of numerical flow simulations, which can be useful in subsurface evaluation.

These models can be applied to reservoir of Maceió Formation as in those from Tabuleiro dos Martins field, and others lacustrine rift deposits with similar characteristics.

Keywords: reservoir analogues, Maceió Formation, Aptian, sedimentology, depositional architecture, numerical model.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS iv

APRESENTAÇÃO v

RESUMO vii

ABSTRACT ix

LISTA DE FIGURAS xiii

LISTA DE TABELAS xxi

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO 1
1.1 Localização da Área de Estudo 1
1.2 Relevância da Pesquisa e Objetivos 2
1.3 Métodos de Trabalho 2

CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE ALAGOAS 5
2.1 Condicionamento Tectônico da Bacia de Alagoas 5
2.2 Preenchimento Sedimentar da Bacia de Alagoas 7
2.2.1 Megassequência Continental 10
2.2.2 Megassequência Transicional Evaporítica 12
2.2.3 Megassequência Carbonática de Plataforma Rasa 13
2.2.4 Megassequência Marinha Transgressiva 13
2.2.5 Megassequência Marinha Regressiva 14
2.3 Litoestratigrafia da Formação Maceió 15

CAPÍTULO III - PROCESSOS E FÁCIES SEDIMENTARES ASSOCIADOS A FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS 18
3.1 Introdução 18
3.2 Tipos de Fluxos e Mecanismos de Suporte e Deposição 19
3.2.1 Fluxos Coesos de Detritos 24
3.2.2 Fluxos de Grãos 25
3.2.3 Fluxos Liquefeitos e Fluidizados 26
3.2.4 Correntes de Turbidez 26
3.2.4.1 Correntes de Turbidez de Alta Densidade 29
3.2.4.2 Correntes de Turbidez de Baixa Densidade 32
3.2.4.3 Complexidade das Correntes de Turbidez de Alta Densidade 33
3.2.5 Fluxos "Pastosos" (*Slurry-flows*) 35
3.3 Fatores Condicionantes das Mudanças no Comportamento de Fluxos 37
3.3.1 Considerações sobre Estabilidade e Uniformidade de Fluxos 37
3.3.2 Transformações de Fluxo e Tratos de Fácies 38
3.4 Discussão Geral 42

CAPÍTULO IV - MODELOS DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS A MARGENS CONTINENTAL E DE RIFTE 44
4.1 Aspectos Gerais da Deposição em Bacias do Tipo Rifte 44
4.2 Sistemas de Fandelta 46

4.3 Sistemas Turbidíticos 52
4.3.1 Considerações sobre a Sequência de Bouma 56
4.3.2 O Modelo de Mutti 59
4.3.2.1 Modelo de Tratos de Fácies Relacionados à Eficiência do Fluxo 64
4.3.3 Classificação de Sistemas Turbidíticos Brasileiros 68

CAPÍTULO V – ANÁLISE FACIOLÓGICA, GEOMETRIA E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS 77
5.1 Introdução 77
5.2 Caracterização Faciológica dos Afloramentos Estudados 81
5.2.1 Fácies de Granulação Conglomerática 83
5.2.2 Fácies de Granulação Grossa 86
5.2.3 Fácies de Granulação Fina 99
5.3 Associações de Fácies e Sistemas Deposicionais 106
5.3.1 Afloramento de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão ... 107
5.3.2 Afloramento de Morros de Camaragibe 114

CAPÍTULO VI – CARACTERIZAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES NOS DEPÓSITOS ESTUDADOS 123
6.1 Introdução 123
6.2 Resultados das Análises Petrográficas 126
6.3 Modelos Geológicos 130
6.3.1 Afloramento de Japaratinga 130
6.3.2 Afloramento de Barreiras do Boqueirão 132
6.3.3 Afloramento de Morros de Camaragibe 134
6.4 Modelo Numérico para o Afloramento de Barreiras do Boqueirão 138
6.4.1 Simulações Numéricas 139

CAPÍTULO VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES 145

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 149

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1 – Mapa de localização dos afloramentos 1

CAPÍTULO II

Figura 2.1 – Arcabouço tectônico da Bacia de Alagoas (Modif. de Azambuja Filho *et al.*, 1998) 5

Figura 2.2 – Seções geológicas esquemáticas das bacias de Sergipe e Alagoas (Modif. de Azambuja Filho *et al.*, 1998)..... 7

Figura 2.3 – Carta estratigráfica da Bacia de Alagoas (Modif. de Feijó, 1994) 8

Figura 2.4 – Seção geológica "*strike*" da Bacia de Alagoas, mostrando a complexidade tectônica e a variação de profundidade do topo da Formação Maceió (Modif. de Abreu & Potter, 1990)..... 16

CAPÍTULO III

Figura 3.1 – Perfil de velocidade de uma corrente de turbidez, consistindo de uma camada basal de fluxo de grãos mais rápida sobreposta por um fluxo turbulento (Sanders, 1965) 20

Figura 3.2 – Nomenclatura de fluxos gravitacionais de sedimentos baseada na reologia e no mecanismo de suporte das partículas (Lowe, 1979)..... 21

Figura 3.3 – Resumo dos 13 principais tipos de depósitos formados durante a deposição a partir de fluxos gravitacionais (Lowe, 1982). As divisões R_2 (com carpetes de tração) e R_3 (com gradação normal) referem-se a correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade. As divisões S_1 (com estruturas de tração), S_2 (com carpetes de tração) e S_3 (maciça ou com gradação normal, incluindo estruturas de escape de fluidos) correspondem a correntes arenosas de turbidez de alta densidade. Os intervalos T_a a T_e compreendem a seqüência de Bouma (1962)..... 23

Figura 3.4 – Estrutura do fluxo de uma corrente de turbidez, mostrando a formação de uma subcamada de fluxo laminar. (Adaptado de McLane, 1995)..... 27

Figura 3.5 – Depósito ideal de uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade, mostrando as divisões de alta densidade (S_{1-3}) e o último estágio de baixa densidade (T_t, T_{d-e}) (Lowe, 1982). 30

Figura 3.6 – (A) Unidade de sedimentação complexa depositada por oscilações de uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade; (B) Seqüência de divisões idealizadas, depositadas por uma única corrente de turbidez de alta densidade, declinando através de discretos surtos cascalhosos e arenosos de sedimentação (Lowe, 1982) 34

Figura 3.7 – Cinco tipos básicos de camadas de *slurry-flow* na parte leste do Campo de Britannia. Todos os tipos de camdas podem ter uma fina divisão M1 na base e uma M5, M6 ou M7 no topo 36

Figura 3.8 – Tipos de transformações de fluxos (Fisher, 1983) 38

Figura 3.9 – Observações das alterações sofridas por uma corrente de turbidez devido a interações com obstáculos. (A) Com uma barreira vertical muito maior do que a espessura da corrente, parte do fluxo que atinge a barreira eleva-se a uma altura de "expansão" (h_s) e o fluxo é refletido para trás. (B) Com uma barreira mais alta do que a espessura da cabeça da corrente (h_h), porém menor que a altura de "expansão" (h_s), parte da corrente é refletida e parte (mais diluída) passa por sobre o topo do obstáculo. (C) Com uma barreira de altura igual à espessura da cabeça da corrente, um volume maior (mais denso) do fluido pode passar, mas ainda ocorre reflexão. (D) Com um obstáculo de altura muito menor que a espessura da cabeça, há relativamente pouca reação pela corrente. V_h= velocidade média da cabeça. (Alexander & Morris, 1994) 40

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 – Sucessão de ambientes deposicionais com a evolução tectônica de um rifte (Lambiase, 1990) 45

Figura 4.2 – Seção idealizada mostrando padrões de sedimentação em blocos falhados bacia adentro (Lambiase, 1990) 46

Figura 4.3 - Modelo de fandelta alimentando canais e lobos turbidíticos: (a) em planta; e (b) em corte transversal. (Surlyk, 1984) 47

Figura 4.4 – Modelos de fandeltas de granulação grossa: (a) tipo plataforma; (b) tipo talude; e (c) tipo Gilbert 49

Figura 4.5 – Modelo de delta de plataforma de granulação grossa, dominado por rios entrelaçados, considerado um fandelta típico (Colella, 1988) 49

Figura 4.6 – Estágios de desenvolvimento de leques sin-*rift* do Mesozóico Médio (Surlyk, 1989) 51

Figura 4.7 - Elementos básicos de um turbidito, definidos por Mutti *et al.* (1999) 53

Figura 4.8 – Padrões de suprimento sedimentar na borda na borda da plataforma e sistemas deposicionais resultantes: (A) fonte

pontual (cânion); (B) fonte linear em arco (frente deltaica de margem de plataforma); (C) fonte linear (alimentação da plataforma); e (D) fonte linear (escorregamentos da margem da plataforma e talude superior). [Fonseca *et al.* (2003): modificado de Galloway (1998) e Surlyk (1987)] 54

Figura 4.9 - Seqüência ideal de Bouma mostrando suas divisões T_a a T_e e interpretações dos mecanismos de deposição (Modif. de Collinson & Thompson, 1989) 57

Figura 4.10 – Esquema de distribuição das fácies de Mutti (1992, adaptado por Della Fávera, 2000) 60

Figura 4.11 – Esquema de distribuição das fácies de Mutti, incluindo tipos de fluxos e mecanismos de suporte e deposição. (Mutti, 1992, adaptado por Della Fávera, 2000) 60

Figura 4.12 – Fácies e processos de correntes de turbidez altamente eficientes (Mutti *et al.*, 1999) 65

Figura 4.13 – Tratos de fácies relacionados à eficiência do fluxo (Mutti *et al.*, 1999).

1 – Depósito residual (F3) → deposição da população de grãos A, reunida na cabeça do fluxo granular;

2 – Arenito maciço pobremente selecionado com estruturas de escape de fluidos (F5) → deposição do fluxo granular inercial (população de grãos B);

3 – Arenito relativamente bem selecionado com estratificação cruzada (F6) → retrabalhamento, por tração, da parte frontal do depósito de fluxo granular inercial (população de grãos B);

4 – Finos carpetes de tração (F7) → processos de decantação seguida de tração (populações de grãos B e C);

5 – Divisão "a" de Bouma sem estruturas (F8) → alta taxa de decantação (população de grãos C);

6 – Seqüências de Bouma sem base (F9) → processos de decantação seguida de tração (população de grãos D) 65

Figura 4.14 – Associações de fácies típicas dos: (A) complexos de canais; (B) lobos canalizados; (C) lobos não canalizados; e (D) Franjas (Bruhn & Moraes, 1989) 68

Figura 4.15 – Parâmetros geométricos e fatores condicionantes dos principais tipos de depósitos turbidíticos (Bruhn & Moraes, 1989) 69

CAPÍTULO V

Figura 5.1 – Escalas arquiteturais mostrando níveis de heterogeneidade em depósitos fluvio-deltaicos da Formação Tilje (Jurássico, Noruega), segundo Dryer (1993). (F1 a F4 representam fácies sedimentares) 78

Figura 5.2 – Hierarquia de superfícies de acamamento (números de 1 a 6) e de elementos arquiteturais (diagramas de A a E) em

diversas escalas (segundo Miall, 1988), e suas diagnoses em testemunho (diagrama E). (Mb) membro; (LA,CH, DA) elementos arquiteturais fluviais..... 79

Figura 5.3 – Distribuição esquemática dos elementos arquiteturais (associação de fácies) e das seções estratigráficas no afloramento de Morros de Camaragibe..... 82

Figura 5.4 – Vista geral (A) e detalhe (B) da fácies A em contato basal com a fácies C, exibindo os grandes intraclastos de folhelho e siltito dispersos na matriz e corte basal profundo, no afloramento de Japaratinga. A seta aponta para a escala de 8 cm.. 84

Figura 5.5 – Fácies A, em contato superior gradacional com a fácies E, exibindo estratificação cruzada tabular de grande porte (à esquerda). A seta aponta para a escala de 30x20 cm..... 84

Figura 5.6 – Fácies B exibindo concentração de clastos numa matriz areno-conglomerática (A), e detalhe da matriz gradacional (B), entre os perfis verticais 422 e 430 do afloramento de Morros de Camaragibe. A escala mede 20 x 15 cm..... 85

Figura 5.7 - Fácies C, mostrando estratificação cruzada acanalada truncando a laminação plano-paralela, com seixos dispersos na camada, em contato basal erosivo com a fácies J, no perfil vertical 01 do afloramento de Japaratinga. A escala mede 20x15 cm..... 87

Figura 5.8 - Estruturas de escape de fluidos cortando laminações plano-paralelas, na fácies C, entre os perfis verticais 50 e 55 do afloramento de Barreiras do Boqueirão..... 87

Figura 5.9 – Gradação inversa observada localmente na fácies D, no afloramento de Barreiras do Boqueirão..... 89

Figura 5.10 – (A) Vista geral da fácies D; e (B) superfície de truncamento (seta), no afloramento de Barreiras do Boqueirão..... 89

Figura 5.11 – (A) Seixo de rocha granítica e (B) detalhe do seixo e dos grãos grossos na base da fácies D, no afloramento de Barreiras do Boqueirão..... 90

Figura 5.12 – Escape de fluidos e estratificação convoluta sobreposta a falhas lístricas antitéticas, além de estruturas de escape de fluidos, na fácies D, entre os perfis verticais 50 e 55 do afloramento de Barreiras do Boqueirão..... 91

Figura 5.13 - Fácies E, entre os perfis verticais 62 e 65 do afloramento de Barreiras do Boqueirão, exibindo: (A) clastos angulosos de folhelhos; e (B) estratificações cruzadas acanaladas, além de seixos de rochas graníticas (setas) dispersos por todo o pacote (escala no canto superior direito mede 12 cm).. 93

Figura 5.14 – Fácies F com níveis da fácies H extremamente deformados e rompidos por microfalhas, entre os perfis verticais 350 e 357 do afloramento de Morros de Camaragibe..... 94

Figura 5.15 – Vista geral dos lobos da fácies F, no afloramento de Morros de Camaragibe. (P-450 = perfil faciológico vertical 450)..... 94

Figura 5.16 – Estruturas em prato (*dish*) da fácies F, no afloramento de Morros de Camaragibe..... 95

Figura 5.17 – Vista geral (A) e detalhe (B) da estratificação cruzada tabular próxima à base do arenito da fácies F, caracterizando a fácies F6 de Mutti, entre os perfis verticais 450 e 460 do afloramento de Morros de Camaragibe..... 96

Figura 5.18 – Arenito da fácies G sotoposto a siltito maciço, e associado à fácies H com laminação cruzada clino-ascendente e estrutura de sobrecarga (*ball and pillow* e pseudonódulos) na base..... 97

Figura 5.19 – Fácies G intercalada com a fácies H, exibindo geometria tabular, entre os perfis verticais 470 e 460 do afloramento de Morros de Camaragibe. Notar, na base, camada de arenito cinza com pseudonódulos arenosos (*slurry*)..... 97

Figura 5.20 – (A) Depósito de siltito liquefeito (*slurry*), apresentando pseudonódulos de arenito e clastos de folhelho contorcidos; e (B) detalhe dos clastos. Perfil vertical 490 do afloramento de Morros de Camaragibe..... 98

Figura 5.21 – Fácies H, mostrando intervalos T_{cde} de Bouma bem definidos, com laminações cruzadas clino-ascendentes ora bem preservadas ora deformadas e truncadas pelo pelito sotoposto, no perfil vertical 360 do afloramento de Morros de Camaragibe.....100

Figura 5.22 – Estruturas em chama da fácies H, no perfil vertical 410 do afloramento de Morros de Camaragibe.....100

Figura 5.23 - Fácies I, mostrando intervalos T_{cde} de Bouma. As lâminas milimétricas mais claras são compostas de arenito e, localmente, calcilutito, e as laminações cruzadas clino-ascendentes são pouco desenvolvidas. Perfil vertical 490, no afloramento de Morros de Camaragibe. A escala mede 20x15cm.....101

Figura 5.24 – Fácies J, no afloramento de Japaratinga, mostrando: (A) camadas de siltito (S) e folhelho (F), em contato basal e superior com a fácies C; e (B) porções mais arenosas com laminação cruzada clino-ascendente, em contato superior com a fácies C.....103

Figura 5.25 - Folhelho betuminoso da fácies L (2° nível), na base do perfil vertical 495 do afloramento de Morros de Camaragibe....104

Figura 5.26 – Fragmento de crânio de Coelacanthidae? encontrado no folhelho da fácies L (3° nível), cerca de 140 m a sul do perfil vertical 495 do afloramento de Morros de Camaragibe.....105

Figura 5.27 – Folhelho betuminoso da fácies L sobre arenito arcosiano da fácies E, no perfil vertical 74 do afloramento de Japaratinga.....106

Figura 5.28 – Modelo deposicional proposto para a porção norte da Formação Maceió, com base nas fácies descritas nos afloramentos. NL1= Nível do Lago 1; NL2= Nível do Lago 2.....107

Figura 5.29 – Seção correlativa de perfis verticais dos afloramentos de Barreiras do Boqueirão e Japaratinga.....108

Figura 5.30 - Seção correlativa de perfis verticais do afloramento de Morros de Camaragibe.....109

Figura 5.31 – Arquitetura deposicional do afloramento de Japaratinga.....110

Figura 5.32 - Arquitetura deposicional do afloramento de Barreiras do Boqueirão.....111

Figura 5.33 - Elementos arquiteturais identificados nos afloramentos de Barreiras do Boqueirão e Japaratinga: canal distributário (CD), barra de foz de distributário (BD) e lobo de frente deltaica (LF).....112

Figura 5.34 - Arquitetura deposicional da porção norte do afloramento de Morros de Camaragibe.....115

Figura 5.35a - Arquitetura deposicional do setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe (parte 1).....116

Figura 5.35b - Arquitetura deposicional do setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe (parte 2).....117

Figura 5.35c - Arquitetura deposicional do setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe (parte 3).....118

Figura 5.36 - Elementos arquiteturais identificados no afloramento de Morros de Camaragibe: lobo proximal (LP), lobo intermediário (LI) e lobo distal (LD).....119

CAPÍTULO VI

Figura 6.1 – Arcósio lítico fino a grosso, seleção regular, com biotita; freqüente argilização de grãos feldspáticos; calcita como cimento e substituição de grãos (S); baixa porosidade. Perfil vertical 10, no afloramento de Japaratinga. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados. 126

Figura 6.2 – Arcósio lítico médio a muito grosso, seleção regular; freqüente argilização de grãos feldspáticos, e regular porosidade intergranular. Entre os perfis verticais 50 e 55, no afloramento de Barreiras do Boqueirão. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados 127

Figura 6.3 – Arenito fino e grosso/muito grosso (bimodal), respectivamente arcosiano e lítico; filme de argila e argiloso (secundário?), quando fino. Poroso, com cimento de caulinita (K) e alguma argila infiltrada, quando grosso. Perfil vertical 60, no afloramento de Barreiras do Boqueirão. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados 127

Figura 6.4 – Arcósio lítico grosso, mal selecionado, com forte alteração de grãos. Porosidade bem desenvolvida, parcialmente obliterada por argilas infiltradas (pedogenéticas). Perfil vertical 65, no afloramento de Barreiras do Boqueirão. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados 128

Figura 6.5 – Arcósio fino a médio-grosso, micáceo, seleção regular. Notar, em nicóis cruzados, áreas com intensa argilização de grãos (A), bem como microporosidade em argilas intersticiais (matriz?) e alguma porosidade intrafeldspato (F). Perfil vertical 440, no afloramento de Morros de Camaragibe. Foto: Maria Caroline Nascimento. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados 129

Figura 6.6 – Arcósio fino a médio-grosso, micáceo (biotita), seleção regular a boa, freqüentes grãos argilizados. Perfil vertical 430, no afloramento de Morros de Camaragibe. Foto: Maria Caroline Nascimento. LP=luz paralela 129

Figura 6.7 – Heterogeneidades identificadas no afloramento de Japaratinga, mostrando algumas feições importantes em macro e mesoescala: (a) clastos de pelitos misturados à matriz, na Fácies A; (b) contato erosivo da Fácies C com a Fácies J, esta não mais apresentando o nível de folhelho; e (c) estratificações cruzadas com seixos de rochas graníticas e gnáissicas dispersos no meio dos estratos, e pelitos da fácies J. 131

Figura 6.8 – Heterogeneidades identificadas no afloramento de Barreiras do Boqueirão, em macro, meso e microescala: (a) heterogeneidades de macroescala correspondentes a superfícies de ordem 1; (b1) a (b4) estruturas de mesoescala, relativas às superfícies de ordem 2 e 3; e (c) feições de microescala, (c1) mostrando pouca argilização e boa porosidade (20%), (c2) bimodalidade e porosidade entre 5 e 10%, e (c3) argilização dos grãos e porosidade de 10% a 15%. 133

Figura 6.9 – Distribuição dos dados de porosidade obtidos em laboratório (ver Tabela 6.1) 136

Figura 6.10 – Heterogeneidades em macroescala identificadas no setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe, marcadas pela superfície que delimita a base dos ciclos maiores (superfícies Y e Z na base dos depósitos de lobos proximais), e pelo 2° nível de folhelho (*datum*), intercalado aos depósitos de lobo distal 137

Figura 6.11 – Trecho do afloramento de Barreiras de Boqueirão: (a) fotomontagem; e (b) geometria do modelo numérico para fluxo multifásico. (Modif. de Lima Filho, 2003) 140

Figura 6.12 - Malha de elementos finitos (1907 elementos e 1046 nós), ilustrando ainda a completação dos poços de injeção (de água) e produção (de água e petróleo). (Lima Filho, 2003) 141

Figura 6.13 - Evolução da saturação de água no caso base. (Lima Filho, 2003) 142

Figura 6.14 - Distribuição da saturação de água após 5 anos de injeção de água a diferentes temperaturas (100 e 30°C). (Lima Filho, 2003) 143

Figura 6.15 - Malha de elementos finitos, utilizada nas simulações tridimensionais. (Lima Filho, 2003) 144

Figura 6.16 - Distribuição do grau de saturação após 5 anos de injeção de água, sob diferentes temperaturas (30 e 100°C). (Lima Filho, 2003) 144

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO VI

Tabela 6.1 – Resultados da análise quantitativa da porosidade nas fácies arenosas do afloramneto de Barreiras do Boqueirão.....135

Tabela 6.2 – Materiais considerados nas análises, determinados com base na descrição das fácies.....140

Tabela 6.3 – Propriedades dos materiais para o caso base.....140

Tabela 6.4 – Propriedades dos fluidos para o caso base.....140

ANEXO I

Quadro 1 - Síntese das fácies identificadas nos afloramentos de Japaratinga, Barreiras do Boqueirão e Morros de Camaragibe.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Os afloramentos da Formação Maceió, selecionados para este estudo, representam excelentes exposições de fácies de fluxos subaquosos tracionais e gravitacionais, estando localizados na porção norte da Bacia de Alagoas, nas praias de Morros de Camaragibe, município de Passo de Camaragibe, e Barreiras do Boqueirão e Japaratinga, no município de Japaratinga, Estado de Alagoas, Nordeste do Brasil (Fig. 1.1).

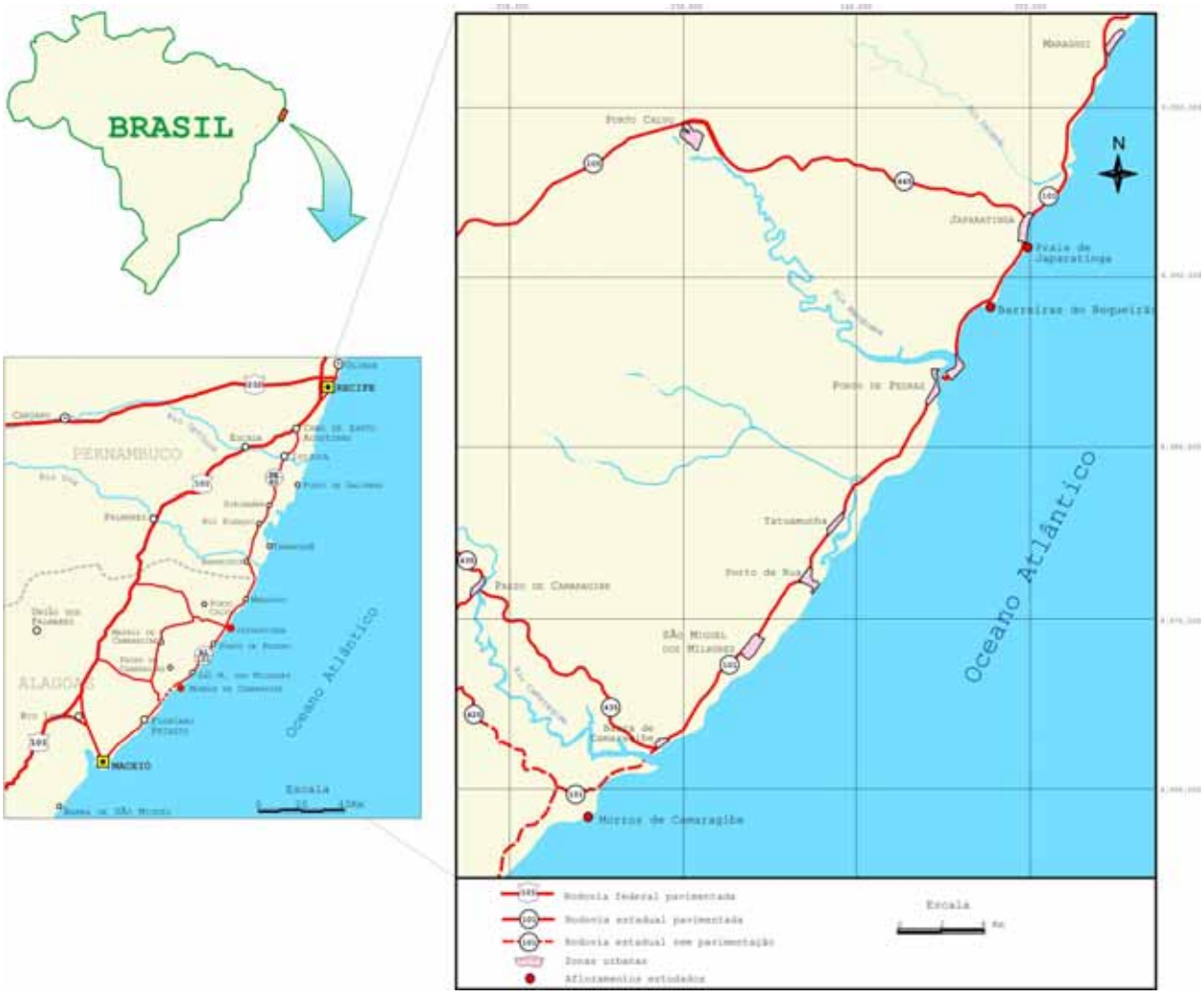


Figura 1.1 – Mapa de localização dos afloramentos

1.2 RELEVÂNCIA DA PESQUISA E OBJETIVOS

A indústria de petróleo tem concentrado esforços na ampliação do conhecimento dos campos produtores, em busca de técnicas que aumentem o fator de recuperação, uma vez que o investimento na descoberta de novos campos é bastante elevado.

Os estudos multiescalares detalhados, a partir da integração de informações da geometria, arquitetura deposicional, e heterogeneidades de corpos sedimentares aflorantes, revelam-se extremamente importantes para a geração de modelos reais mais precisos que permitam um melhor direcionamento das atividades de exploração e produção de hidrocarbonetos.

A Formação Maceió foi escolhida como foco desta pesquisa por reunir afloramentos bem preservados e expostos graças às condições climáticas e tectônicas atuantes na região. Estes compreendem depósitos associados a eventos de sedimentação episódica, sob a forma de fluxos subaquosos tracionais e gravitacionais, agregando uma variedade de características faciológicas semelhantes às encontradas nos reservatórios brasileiros economicamente mais importantes.

O escopo desta pesquisa consiste, portanto, na realização de estudos de Estratigrafia Física em diferentes escalas de observação (da macro à microescala), nos depósitos sedimentares selecionados, identificando-se os sistemas deposicionais, sua natureza, geometria, heterogeneidades e características petrofísicas, resultando no desenvolvimento de modelos geológicos e numéricos de depósitos sedimentares reais, que servirão para posterior analogia com os reservatórios em subsuperfície da própria Formação Maceió, ou outros com características genéticas semelhantes.

1.3 MÉTODOS DE TRABALHO

A abordagem metodológica utilizada neste trabalho abrangeu as seguintes etapas: seleção dos afloramentos estudados; aquisição de dados de campo; processamento dos dados em laboratório.

Seleção dos Afloramentos

Esta etapa consistiu em visitas de reconhecimento à área para seleção dos afloramentos, levando-se em conta as melhores exposições e a acessibilidade.

Aquisição de Dados de Campo

Os dados dos afloramentos, adquiridos em várias etapas, incluíram: a descrição das fácies e elaboração de perfis faciológicos verticais; o refinamento dos dados; a obtenção de painéis fotográficos; a coleta de amostras, para a confecção de lâminas petrográficas e análises de porosidade; a observação da continuidade vertical e lateral das camadas ao longo das seções aflorantes; e a aquisição de perfis de raios gama, restrita à porção sul do afloramento de Morros de Camaragibe, embora os resultados obtidos não tenham se mostrado satisfatórios, uma vez que os picos de leitura esperados para as camadas de folhelho não se confirmaram.

Os perfis verticais foram inicialmente distribuídos com uma eqüidistância de 50 m, enumerados de 10 em 10 (P-01, P-10,..., P-480, P-490), tendo sido posteriormente interpolados novos perfis, onde se fez necessário. Nos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão, foram levantados, respectivamente, 4 e 7 perfis verticais, enquanto que no afloramento de Morros de Camaragibe, foram realizados 20 perfis, tendo sido dividido em 2 setores, norte e sul, em virtude da sua grande extensão (cerca de 800 m).

Processamento de Dados em Laboratório

Os trabalhos de laboratório consistiram da análise petrográfica dos sedimentos, correlação entre as unidades faciológicas, fotomontagem e processamento e interpretação das informações, para a formulação dos modelos geológicos e numéricos. Os métodos empregados na elaboração de modelos dos análogos de reservatórios constaram dos seguintes passos: reconhecimento das unidades; identificação da geometria e orientação das unidades; e a obtenção da arquitetura deposicional em 2D.

O reconhecimento das unidades constou da determinação das associações genéticas de fácies e do sistema deposicional relacionado, definindo-se assim os possíveis reservatórios e os

tipos de pelitos envolvidos. Com respeito aos pelitos, levou-se em conta sua continuidade vertical e lateral em escala de fácies (macroescala), e se representavam barreiras (estocásticos) ou selantes (determinísticos), essencial para a predição de migração de fluidos.

A partir das fotomontagens dos afloramentos, e com base na correlação dos perfis verticais, os corpos sedimentares foram delimitados, dimensionados e posicionados no espaço, obtendo-se assim a arquitetura deposicional em 2-D.

O conteúdo fossilífero das unidades pelíticas foi identificado no Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geologia-UFPE, e algumas ocorrências estão publicadas em Viana *et al*. (2001).

As análises de porosidade foram realizadas no Laboratório de Geofísica Aplicada–LAFIR, do Departamento de Geologia-UFPE, seguindo as normas da ABNT (NBR 12766/1992), para amostras que apresentaram resistência à imersão em água, e o método descrito em Caputo (1996), para as amostras que se desagregavam facilmente, necessitando, neste último caso, da determinação do peso específico dos grãos pelo método do picnômetro (NBR 06508 da ABNT), e da densidade da amostra pelo método de imersão em mercúrio. Os resultados obtidos permitiram determinar a variação lateral e vertical da porosidade dentro dos corpos arenosos. Através das lâminas petrográficas, impregnadas com o corante azul de metileno, pôde-se também fazer uma análise visual semi-quantitativa da porosidade.

A quantificação dos atributos arquiteturais e geométricos dos estratos e da variação lateral das feições sedimentares possibilitou a construção de modelos geológico e numérico. A modelagem numérica, realizada em macroescala, restringiu-se a um trecho do afloramento de Barreiras do Boqueirão, em virtude da superposição de três fácies arenosas com características (texturas, estruturas e arranjo interno) bem distintas, tendo sido ali gerada uma série de simulações de fluxos de fluidos. Tal modelagem foi elaborada pela equipe do Laboratório de Métodos Computacionais em Geomecânica–LMCG, do Departamento de Engenharia Civil–UFPE.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE ALAGOAS

2.1 CONDICIONAMENTO TECTÔNICO DA BACIA DE ALAGOAS

A Bacia de Alagoas, localizada no nordeste do Brasil, corresponde a um *rift* assimétrico formado por uma série de meio-*grabens* mergulhando para sudeste (Ojeda & Fugita, 1974), resultantes da separação entre a América do Sul e a África no final do Jurássico e no Cretáceo, quando da ruptura do continente Gondwana, o que desencadeou a formação do Oceano Atlântico Sul. É limitada a norte, com a Bacia Pernambuco, pelo Alto de Maragogi, e a sul, com a Bacia de Sergipe, pelo Alto de Japoatã-Penedo (Fig. 2.1).

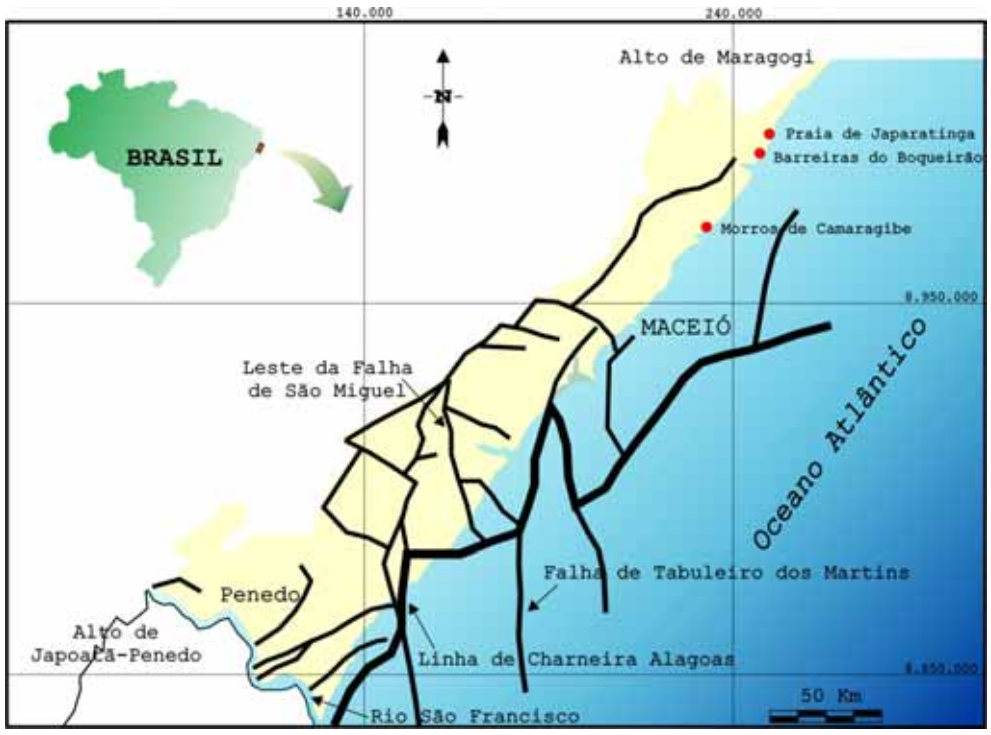


Figura 2.1 –Arcabouço tectônico da Bacia de Alagoas (Modif. de Azambuja Filho *et al.*, 1998).

Estudos geológicos nas bacias de Sergipe e Alagoas vêm sendo realizados desde a primeira metade do século 19, tendo sido intensificados com o despertar da possibilidade de ocorrência de petróleo na área, a partir dos anos de 1940, quando foram perfurados os primeiros poços no município de Maceió. As referidas bacias,

anteriormente consideradas como uma única bacia, foram individualizadas a partir de diferenças importantes em seu caráter estrutural e estratigráfico (Feijó & Vieira, 1990; Feijó, 1992), uma vez que o embasamento da Bacia de Sergipe é formado por metassedimentos do Sistema de Dobramentos Sergipano, apresentando um caráter mais segmentado e com falhas de direções mais variadas que a Bacia de Alagoas, cujo embasamento é constituído de granitos e gnaisses proterozóicos do Terreno Pernambuco-Alagoas.

Um esquema de desenvolvimento de três fases tectônicas foi proposto por Falkenhein *et al.* (1986) para a Bacia SE-AL: a) na fase *rift*, ocorreu um primeiro estágio extensional de direção E-W, formando grabens, geralmente antitéticos, e limitados por falhas aproximadamente N-S, desde o Andar Rio da Serra até o Eo-Jiquiá; b) No Meso-Jiquiá, atuou um regime cizalhante NNE-SSW, responsável pelo deslocamento levógiro de 10 a 25 Km das falhas normais N-S pré-existentes, reativando-as como falhas transcorrentes sintéticas, o que gerou falhas antitéticas orientadas WNW; c) nesta fase, atuou um regime puramente extensional de orientação NW-SE, com rupturas de direção WNW-ENE, gerando um novo sistema de meio-grabens antitéticos e criando a Linha de Charneira Alagoas, de idade aptiana.

Lana (1985; 1990) propôs duas fases tectônicas para a bacia. Na primeira, teria atuado um regime de cisalhamento simples, causado pelo deslocamento horizontal entre a Microplaca Sergipana e o continente africano, desde o Andar Rio da Serra até o Jiquiá. No Andar Alagoas, quando a atividade tectônica passou a ser transpressional, ocorreu uma interrupção da sedimentação. A segunda fase tectônica seria característica de um *rift* gerado por estiramento crustal. As grandes falhas com rejeitos normais de até 5000 m e o desenvolvimento de uma linha de charneira N45°E sugerem a atuação de um campo de tensões puramente extensional. Este tectonismo já atuava no sul da bacia desde o Alagoas Inferior, ou até mesmo antes, enquanto que na porção norte não se manifestou, pelo menos até o Alagoas Superior, provavelmente devido ao soerguimento e erosão que ocorreram nesta época.

Chagas *et al.* (1983), com base nos diversos trabalhos de caráter essencialmente estrutural existentes sobre a bacia, propuseram um modelo evolutivo que associava a extensão à

transferência. Neste modelo, foi ressaltada a importância das falhas de transferência na evolução do *rift*, o que permitiria a acomodação de diferentes taxas de extensão entre blocos adjacentes, ou até mesmo entre grandes compartimentos estruturais.

2.2 PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA DE ALAGOAS

As bacias de Sergipe e Alagoas apresentam a mais completa sucessão estratigráfica exposta dentre as bacias marginais brasileiras, e muito embora o preenchimento sedimentar de ambas seja bastante semelhante, a seção cretácica inferior (seqüências rifte e transicional) é mais desenvolvida na Bacia de Alagoas (Figs. 2.2 e 2.3).

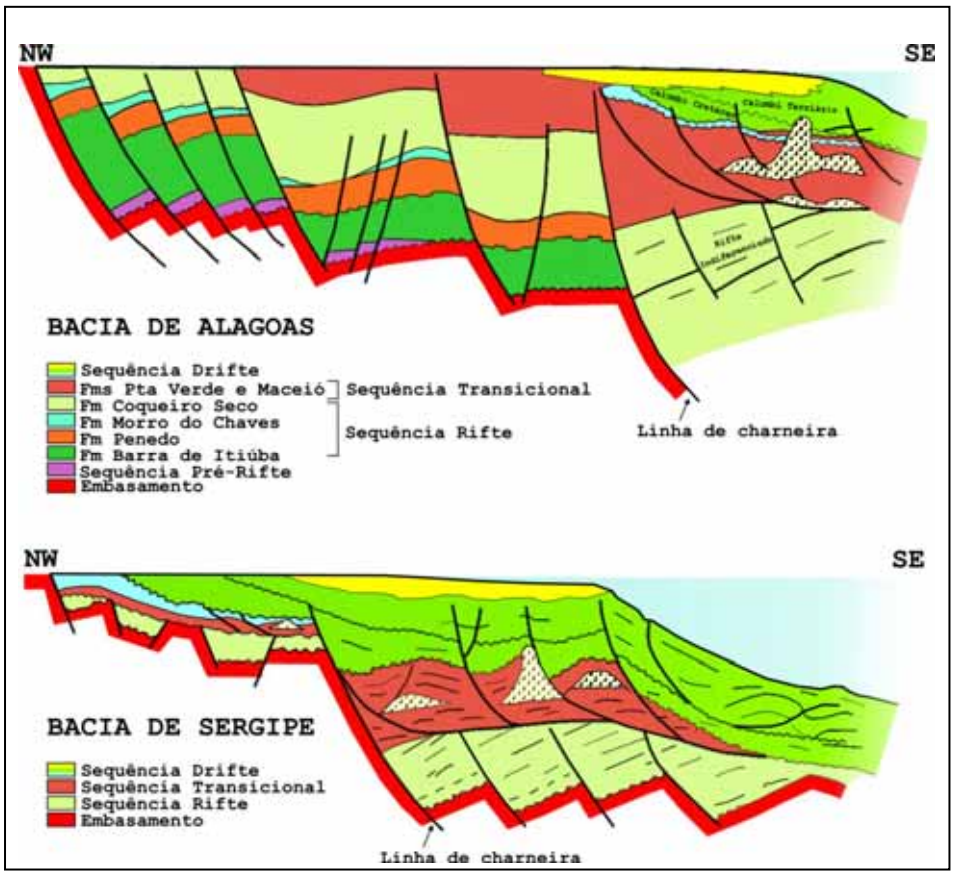


Figura 2.2 – Seções geológicas esquemáticas das bacias de Sergipe e Alagoas (Modif. de Azambuja Filho *et al.*, 1998).

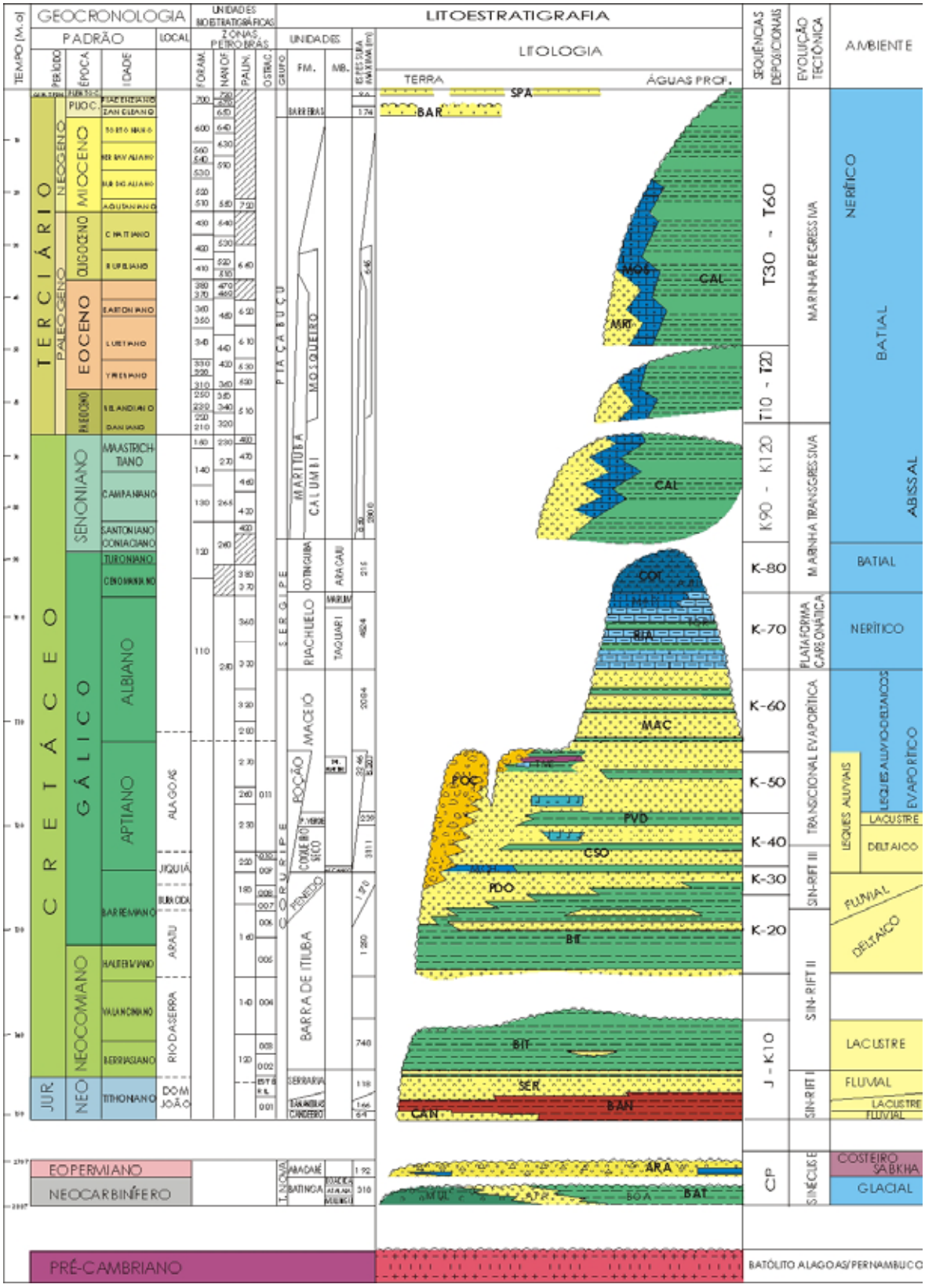


Figura 2.3 – Carta estratigráfica da Bacia de Alagoas (Modif. de Feijó, 1994).

Para explicar o preenchimento sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas, Falkenhein *et al.* (1986) a dividiram em três mega-

sequências, separadas por discordâncias regionais, caracterizadas por mudanças nítidas de padrões de sedimentação e estilo tectônico: 1) a Mega-Sequência A, pré-*rift*, que compreende os sedimentos permo-carboníferos das formações Batinga e Aracaré e os sedimentos jurássicos das formações Bananeiras, Serraria e parte da Formação Barra de Itiúba, sendo equivalente à Seqüência I e correspondente ao ciclo de bacia sinéclise interior (interior *sag*); 2) a Mega-Sequência B, depositada durante o processo sin-*rift*, engloba as sequências II (parte da Fm. Barra de Itiúba, Formação Penedo e porção inferior da Formação Rio Pitanga) e III (porção superior da Fm. Rio Pitanga e as formações Coqueiro Seco e Ponta Verde); 3) a Mega-Sequência C, pós-*rift*, representa a fase de subsidência termal dos blocos, estando associada a grandes cunhas clásticas continentais, intercaladas a espessas camadas evaporíticas do Andar Alagoas (antiga Formação Muribeca, Seqüência IV), seguidas de plataformas e rampas carbonáticas do Albiano ao Santoniano (formações Riachuelo e Cotinguiba, Seqüência V), e cobertas por clásticos e carbonatos do Campaniano ao Holoceno (Formação Piaçabuçu, Seqüência VI).

Chang *et al.* (1990), a partir de uma revisão dos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias da margem do leste brasileiro, representaram a estratigrafia geral destas bacias através de cinco megassequências, que serão ora adotadas: continental, transicional evaporítica, plataforma carbonática rasa, marinha transgressiva e marinha regressiva. Sotoposto as estas megassequências que se estendem desde o Jurássico até o Terciário, ocorre ainda na Bacia de Alagoas um preenchimento sedimentar neopaleozóico, compreendendo as formações Batinga e Aracaré.

A Formação Batinga, de idade neocarbonífera (Schaller, 1969), foi depositada em ambiente glacio-marinho, e encontra-se subdividida em três membros que ocorrem interdigitados: o Membro Mulungu, constituído por paraconglomerado com seixos, calhaus e matacões de rochas ígneas e metamórficas, dispersos em uma matriz síltico-arenosa; o Membro Atalaia, caracterizado por um arenito grosso, caolínico; e o Membro Boacica, representado por siltitos laminados.

A Formação Aracaré, datada do Eopermiano pela presença de esporomorfos (Schaller, 1969), é resultante da deposição em ambiente

costeiro, sob a influência de tempestades e com retrabalhamento eólico. É representada por intercalações de arenito médio avermelhado, folhelho e calcário, associados a nódulos de sílex.

2.2.1 Megassequência Continental

Esta megassequência foi dividida em três seqüências sin-rifte, com base nas associações de fácies características e estilos estruturais.

Seqüência Sin-Rifte I

Está relacionada ao processo inicial de ruptura do continente Gondwana, ocorrido no Neojurássico (Andar Dom João). Nesta ocasião, formou-se uma grande depressão a norte da Bacia do Espírito Santo, denominada por Ponte *et al.* (1971; apud Chang *et al.*, 1990) de Depressão Afro-Brasileira, onde foram depositados sedimentos provenientes de um sistema de leques aluviais de clima árido, sedimentos fluviais grossos e *red-beds* lacustrinos, com quantidades subordinadas de evaporitos, caracterizando ambientes de lagos interiores (*playa lakes*). Sedimentos eólicos também estão presentes nesta sequência.

Na Bacia de Alagoas, esta fase é representada pelas formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. A Formação Candeeiro constitui-se de arenito fino a médio, branco e cinza-avermelhado, depositado por sistemas fluviais entrelaçados, repousando discordantemente sobre as rochas paleozóicas ou o embasamento. Sobreposta discordantemente a esta, ou ainda às rochas paleozóicas ou ao embasamento, encontra-se a Formação Bananeiras, um pacote de argilito e folhelho vermelho acastanhado, depositado em ambiente lacustre. Estas duas formações foram datadas do Neojurássico (Schaller, 1969). A Formação Serraria é composta de arcóseo e arenito quartzoso médio a grosso, branco, acinzentado e avermelhado, com estratificação cruzada tabular e acanalada, depositados em um sistema fluvial entrelaçado, com retrabalhamento eólico subordinado. É datada do Neojurássico ao Eocretáceo, com base em ostracodes não-marinhos (Schaller, 1969).

Sequência Sin-Rifte II

Esta fase caracteriza-se pelo intenso rifteamento ocorrido no Cretáceo Inferior (andares Rio da Serra e Aratu), onde se formou uma série de meio-grabens, rapidamente subsidentes, abrangendo toda a margem. Lagos profundos e estratificados instalaram-se ao norte, tendo sido preenchidos por folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica, e turbiditos associados a extenso pacote cíclico de clásticos fluvio-deltaicos, controlado por rápidas variações do nível de base decorrentes das variações climáticas. Ocorrem ainda calcarenitos ostracoidais em resposta às inundações episódicas.

Registra-se nesta fase, na Bacia de Alagoas, uma sucessão de folhelhos cinza-esverdeados, intercalados com delgadas camadas de arenito muito fino, cinza a branco e calcilutito castanho, pertencentes à Formação Barra de Itiúba. São resultantes da atuação de deltas com retrabalhamento eólico (Pinho & Costa, 1990) em ambiente lacustre.

Sequência Sin-Rifte III

Esta seqüência caracteriza-se pela presença de extensas camadas de coquinas, lateralmente contínuas, intercaladas com material siliciclástico grosso a fino, depositados durante os andares Buracica e Jiquiá. Os bancos carbonáticos, ricos em pelecípodes, foram depositados em águas muito rasas, margeando os sedimentos terrígenos de ambiente deltaico. Esta seqüência foi posteriormente recoberta por uma sedimentação clástica progradante, que sepultou completamente os bancos carbonáticos.

Espessas camadas de arcóseo fino a grosso, mal selecionado, branco-cinzento a amarelado, deformadas por gigantescas fluidizações, definidas por Schaller (1969) como Formação Penedo, representam esta seqüência na Bacia de Alagoas. Gradam lateralmente ou se sobrepõem aos folhelhos da Formação Barra de Itiúba e retratam a deposição por sistemas fluviais entrelaçados, com retrabalhamento eólico (Ferreira, 1990; Vieira, 1991). Sobreposta a esta formação encontra-se a Formação Coqueiro Seco, constituída de intercalações de arcóseo micáceo, fino a grosso, e folhelho síltico castanho. Na sua base ou próxima a ela, encontra-se o Membro Morro do Chaves, designando os calcirruditos ricos em pelecípodes.

2.2.2 Megassequência Transicional Evaporítica

Esta megasseqüência foi depositada durante o Andar Alagoas (Aptiano), sobre uma ampla discordância pós-rifte. Sua sedimentação é caracterizada por sedimentos de ambientes continental e marinho, tendo sido iniciada por conglomerados e arenitos pobremente selecionados, que foram gradualmente cobertos por clásticos finos e folhelhos ricos em matéria orgânica euxínica. Uma seqüência evaporítica foi posteriormente depositada ao longo da margem leste brasileira, favorecida pelas condições de clima quente e seco, bem como pela formação da Dorsal de São Paulo, que atuou como uma barreira, transformando toda a margem ao norte da mesma numa bacia restrita, com influxos esporádicos da água do mar.

O registro desta megassequência na Bacia de Alagoas é representado pelas formações Poção, Ponta Verde e Maceió.

De acordo com Lana (1990), antecedendo a ruptura crustal definitiva, houve um substancial aumento da sedimentação, principalmente nos blocos baixos das falhas que definem a Linha de Charneira Alagoas, onde a sedimentação foi contínua, resultando na deposição de folhelhos, evaporitos, arenitos e conglomerados da Formação Maceió (ver item 2.3), enquanto que nos blocos altos a sedimentação só foi retomada no tempo Neo-Alagoas, com a deposição dos conglomerados da Formação Poção.

A Formação Poção depositada por um sistema de leques aluviais sintectônicos, durante os andares Jiquiá e Alagoas, é constituída por conglomerados, com seixos e matacões de rochas graníticas em matriz arcoseana muito mal selecionada (Figueiredo, 1978). Grada lateralmente para as formações Penedo, Coqueiro Seco e Maceió. A Formação Ponta Verde é composta por um folhelho cinza-esverdeado de ambiente lacustre, datado do Eoaptiano (Feijó, 1994).

2.2.3 Megassequência Carbonática de Plataforma Rasa

Nesta fase, que abrangeu todo o Albiano, a bacia gradualmente deixou de ser restrita, e, apesar do clima ter permanecido quente e seco, os evaporitos foram sucedidos por uma plataforma carbonática de alta energia do tipo rampa. Foram então depositados calcários

dolomitizados na parte basal da plataforma, e calcilutitos e calcissiltitos intercalados com margas e folhelhos na parte mais central da bacia. Toda esta seqüência deposicional foi posteriormente deformada pela halocinese (Spadini *et al.* 1988).

Na Bacia de Alagoas, as rochas desta megassequência estão englobadas na Formação Riachuelo, que corresponde a um complexo clástico-carbonático, e encontra-se dividida nos membros Angico, Taquari e Maruim, dos quais apenas os dois últimos ocorrem nesta bacia. O Membro Taquari é caracterizado por intercalações sucessivas de calcilutitos e folhelhos cinzentos, enquanto o Membro Maruim engloba os calcarenitos e calcirruditos oncolíticos e oolíticos de cor creme, típicos de ambiente de alta energia, além de recifes algálicos isolados. Esta formação foi datada do Albiano através de determinações bioestratigráficas em foraminíferos planctônicos, palinomorfos e nanofósseis calcários (Feijó, 1994).

2.2.4. Megassequência Marinha Transgressiva

No final do Albiano, a bacia tornou-se gradativamente mais profunda, e uma seqüência de baixa energia constituída de calcilutitos maciços, ritmicamente estratificados com margas e folhelhos em direção ao topo, cobriu os carbonatos de alta energia. Durante o Cenomaniano-Turoniano, ocorreu um importante evento anóxico, responsável pela abundância e diversidade de radiolários e foraminíferos plantônicos (Azevedo *et al*. 1987). Associada a esta fase, ocorre ainda uma sedimentação turbidítica ao longo de toda a margem brasileira.

Na Bacia de Alagoas, esta megasseqüência compreende as formações Cotinguiba e Calumbi. A Formação Cotinguiba é representada na bacia pelo Membro Aracaju, que é constituído por argilito cinza a verde, folhelho castanho e marga amarelada (Schaller, 1969), resultantes da deposição em talude e bacia oceânica, que ocorreu do Cenomaniano ao Eoconiaciano. A Formação Calumbi, por sua vez, é datada do Neoconiaciano ao Holoceno, sendo caracterizada por pacotes de argilitos e folhelhos cinza a esverdeados, de ambiente de talude e bacia oceânica, intercalados com arenito fino a grosso depositado sob a ação de correntes de turbidez. Grada vertical e lateralmente para as formações Mosqueiro e Marituba.

2.2.5 Megassequência Marinha Regressiva

A partir do Cenozóico, o suprimento sedimentar superou a taxa de subsidência, o que, juntamente com a queda eustática do nível do mar (Vail *et al.*, 1977), permitiu a deposição de um grupo de sistemas deposicionais sincrônicos (fandelta, fluvio-deltaico, plataforma terrígena, plataforma carbonática, talude e bacia oceânica), marcado sismicamente por um padrão progradante (*offlap*) sob a atual plataforma continental. Em algumas áreas da margem sul brasileira, dominam os sistemas siliciclásticos com extensos corpos turbidíticos ricos em areia, enquanto que para o norte, se desenvolveram preferencialmente plataformas carbonáticas de alta energia

As formações Mosqueiro e Marituba são as representantes desta megasseqüência na Bacia de Alagoas. A Formação Mosqueiro caracteriza-se por calcarenito bioclástico cinza, com foraminíferos e moluscos, depositado numa plataforma carbonática ativa do Campaniano até o Mioceno (Feijó, 1994). Grada lateralmente para as formações Marituba e Calumbi. A Formação Marituba é constituída por um arenito médio a grosso, de coloração cinza, depositado por leques costeiros desde o Campaniano até o Holoceno.

Sobreposta a todo o registro sedimentar do Cretáceo e do Terciário ou mesmo ao embasamento, da Bacia do Espírito Santo até a de Barreirinhas, encontra-se a Formação Barreiras, datada do Neocenozóico, (Plioceno). Composta por sedimentos essencialmente clásticos, como areias e arenito grosso a conglomerático com baixo grau de compactação, intercalados com argilas variegadas, de colorações roxa, vermelha, acinzentada e amarelada, sua deposição é atribuída a um ambiente fluvial, com influência glacial. Deve-se ainda ressaltar os depósitos quaternários, incluindo os sedimentos atuais de praia e aluvião, presentes ao longo de toda a faixa litorânea.

2.3 LITOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO MACEIÓ

A Formação Maceió era considerada um membro da antiga Formação Muribeca (Schaller, 1969), que incluía ainda mais quatro membros (Tabuleiro dos Martins, Carmópolis, Ibura e Oiterinhos). Por ser mapeável como unidade independente, foi então promovida à formação (Feijó, 1994).

Esta formação distribui-se por quase toda a Bacia de Alagoas e pelo bloco baixo da Linha de Charneira Alagoas na Bacia de Sergipe. É constituída por intercalações de arcósio fino a grosso de coloração cinza claro e castanho, conglomerado com seixos e matacões de granitos e granodioritos (Abreu, 1989), e folhelho betuminoso castanho com anidrita e dolomita, caracterizando uma seqüência turbidítica resultante de fluxos gravitacionais subaquosos. Ocorrem ainda camadas de halita, informalmente denominadas Evaporitos Paripueira (Feijó 1994). Os folhelhos betuminosos, com anidrita subordinada, existentes na região de Maceió foram designados Membro Tabuleiro dos Martins. Sobrepõe-se concordantemente às formações Coqueiro Seco e Ponta Verde, gradando lateralmente para a Formação Poção. Segundo Falkenhein (1984), sua sedimentação se processou do Mesoaptiano até o Eoalbiano.

Abreu & Potter (1990), estudando a Formação Maceió através de testemunhos, afloramentos e perfis de raios-gama, classificaram os clásticos e evaporitos da unidade em sete fácies, destacando-se os conglomerados de fandeltas associados à borda da bacia, arenitos fluvio-deltaicos, folhelhos lacustres/marinhos, arenitos turbidíticos e evaporitos. A espessura do pacote, em sua seção *strike*, varia de poucos metros a mais de 3000 m, tendo sido estimada a partir de linhas sísmicas uma espessura máxima de 5000m (Fig. 2.4).

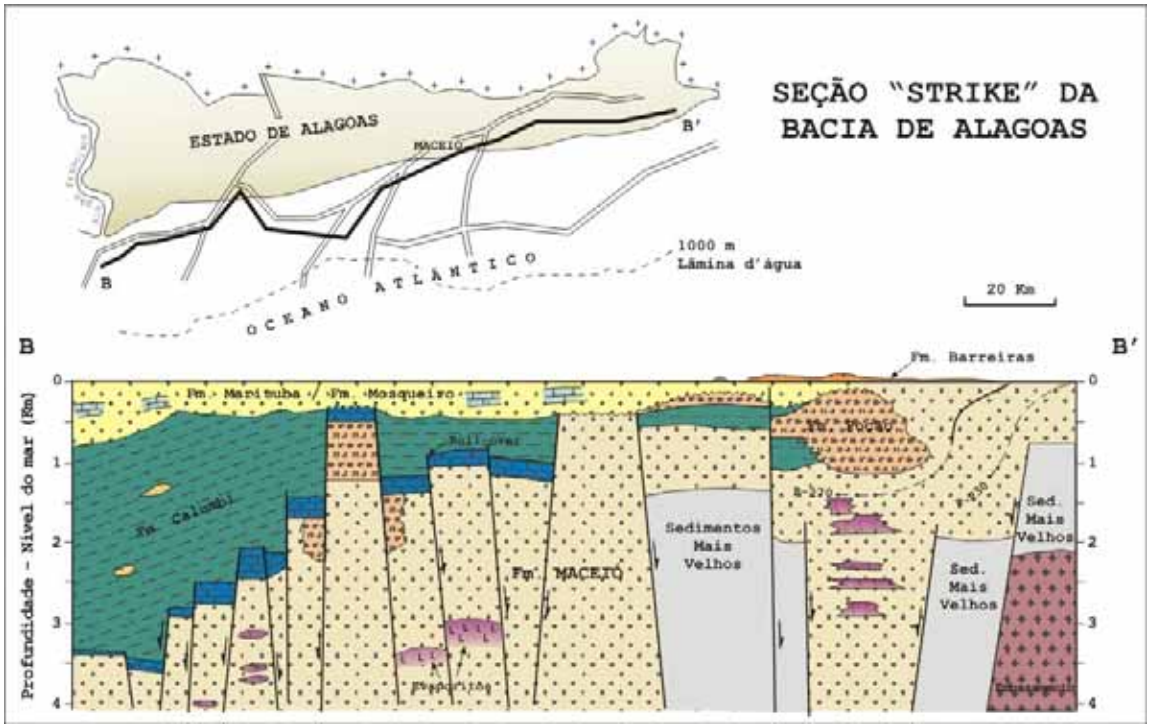


Figura 2.4 – Seção geológica "*strike*" da Bacia de Alagoas, mostrando a complexidade tectônica e a variação de profundidade do topo da Formação Maceió (Modif. de Abreu & Potter, 1990). P-230 = zona de palinomorfos 230.

Campos Neto *et al.* (1989), a partir de estudos no campo de Tabuleiro dos Martins, propuseram um sistema de leques sublacustres rasos para a Formação Maceió, no qual a fácies arenito gradacional (reservatório do campo) foi depositada sob a forma de lobos coalescentes com espessura máxima de 10 m, interdigitados aos sedimentos de franjas de depósitos baciais. Comparando a sedimentação deste campo com a do afloramento de Morros de Camaragibe, estes autores concluíram que havia diferença apenas no critério de maior proximidade da área fonte para o afloramento, considerando a presença de estruturas acanaladas no mesmo.

Em seu projeto de análise geométrica de reservatórios e mapeamento de heterogeneidades, Bruhn & Moraes (1989) descreveram o afloramento de Morros de Camaragibe interpretando-o como depósitos distais canalizados de um sistema de cunhas clásticas subaquosas.

Azambuja Filho & Spadinni (1994) identificaram cinco fácies na Formação Maceió, compreendendo arenitos médios fluidizados de preenchimento de canal, diamictitos com matriz arenosa, conglomerados com geometria lenticular, gradando para arenitos finos laminados e folhelhos de planície de maré, e, finalmente, folhelhos

pretos ricos em matéria orgânica e fragmentos de peixes com alto potencial gerador de hidrocarbonetos.

Com base no estudo dos depósitos "*rift*" das formações Maceió e Poção, integrando dados sísmicos, afloramentos e testemunhos, Arienti (1996) propôs três diferentes contextos deposicionais: associações de fácies de fandeltas de borda de falha, de fandeltas axiais e de leques subaquosos. Os afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão foram caracterizados como depósitos de fandeltas ligados a transporte axial de sedimentos na direção NE/SW, enquanto que o afloramento de Morros de Camaragibe representa depósitos de leques subaquosos turbidíticos, com preenchimento e extravasamento de canal. Estes depósitos também foram caracterizados em termos de fases climáticas. Nos períodos de clima úmido houve um grande aporte siliciclástico, originando os leques turbidíticos, enquanto que nos períodos mais áridos havia pouco aporte deste material, depositando-se folhelhos e calcilutitos, com elevados teores de matéria orgânica amorfa.

Este modelo deposicional proposto por Arienti (1996) serviu de base, com ressalvas, para as interpretações realizadas no presente trabalho, as quais estão discutidas no Capítulo V.

CAPÍTULO III

PROCESSOS E FÁCIES ASSOCIADOS A FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS

3.1 INTRODUÇÃO

Designado por Middleton & Hampton (1973), o termo "fluxo gravitacional de sedimentos" corresponde a uma mistura de fluido-sedimento sob a ação da gravidade, podendo ser subaéreo ou subaquoso. Tais fluxos distinguem-se dos fluxos gravitacionais de massa, deslizamentos (*slidings*) e escorregamentos (*slumpings*), pelo grau de deformação interna, sendo elevado nos fluxos gravitacionais de sedimentos, intermediário nos *slumpings,* e pequeno nos *slidings*.

Muitas discussões têm surgido, nos últimos anos, acerca dos processos deposicionais responsáveis pela formação das fácies arenosas de ambiente marinho profundo, mais conhecidas como turbiditos. O principal foco de discussão tem sido se as fácies maciças de granulação grossa que não apresentam gradação normal são geradas por correntes de turbidez ou por fluxos de detritos arenosos (*sandy debris flows*), de natureza mais plástica, apresentando escoamento laminar, portanto não-turbulento. Esta questão, levantada há décadas atrás (ver Sander, 1965), foi polemizada nas publicações de Shanmugam & Moiola (1995), Shanmugam (1997), entre outras, o que despertou uma série de opiniões, contra e a favor, havendo também os que consideraram um mero problema de semântica.

Na realidade, as idéias de G. Shanmugam não estão dissociadas da proposta de fluxo turbulento bipartido de Mutti *et al.* (1999), sendo o elo entre elas as transformações de fluxo (Fisher, 1983). Conquanto, é fundamental a distinção entre mecanismos de transporte de sedimentos e processos de deposição, na medida em que o registro deposicional refletirá apenas as condições do fluxo no momento final da deposição, sendo as transformações sofridas pelo fluxo durante o processo de transporte meramente inferidas.

O resultado de toda esta polêmica é a geração de novas concepções, ou mesmo o resgate de conceitos anteriores com uma ênfase modificada, no que diz respeito aos processos responsáveis

pela formação das fácies turbidíticas, o que tem se mostrado de suma importância, uma vez que uma parcela expressiva das reservas mundiais de petróleo e quase a totalidade do óleo produzido no Brasil são encontradas em depósitos turbidíticos.

Entretanto, ainda há muito que se compreender sobre estes processos, cabendo aqui ressaltar as palavras de Mutti *et al*. (1999): "depois de muitos anos, minha forte convicção é que os turbiditos ainda são basicamente pouco compreendidos e não podemos oferecer, no momento, mais do que a nossa honesta ignorância ou o pequeno conhecimento a este respeito".

3.2 TIPOS DE FLUXOS E MECANISMOS DE SUPORTE E DEPOSIÇÃO

Na natureza existem dois tipos de fluxo de fluidos, de acordo com estudos de hidrodinâmica: fluxo laminar e fluxo turbulento. No fluxo laminar, as correntes descrevem trajetórias paralelas às superfícies que delimitam o fluxo, enquanto que no fluxo turbulento as correntes descrevem trajetórias complexas, aleatórias, gerando turbilhonamentos.

A fórmula empírica de Reynolds permite discriminar estes dois tipos de fluxos, através de um número adimensional, denominado número de Reynolds (Re), que estabelece a razão entre a inércia e a resistência ao fluxo. A força inercial do fluxo é representada pelo produto da velocidade, dimensão (altura) e densidade do fluido. A força de resistência é representada pela viscosidade do fluido. Reynolds constatou que quando Re era maior que 2000, o fluxo apresentava turbulência, e quando menor que 500, o fluxo era laminar.

Em fluidos que não possuem resistência própria, tais como a água, denominados fluidos newtonianos, a deformação do fluido é proporcional à tensão aplicada, não havendo um nível inicial de resistência a ser vencido antes que o fluido comece a se deformar e fluir. Já os fluidos plásticos, que apresentam uma resistência inicial a ser vencida, são designados fluidos binghanianos (Fritz & Moore, 1988).

A mistura de sedimentos na água afeta a densidade e viscosidade efetiva do fluido. Quanto maior for a concentração de sedimentos

misturados na água, maior será a densidade do fluido. Por conseguinte, a viscosidade efetiva será drasticamente elevada. Desta forma, é preciso a atuação de uma força inercial muito maior para manter em turbulência fluxos de água-sedimento do que de um fluido que não oferece resistência própria. Quanto maior a viscosidade de um fluido, maior o tamanho dos clastos que estes podem transportar. Contudo, fluxos muito viscosos em geral têm baixo poder de erosão do substrato, carregando apenas os fragmentos soltos na superfície.

Segundo Mutti *et al.*(1999), baseados nas observações de Sanders (1965), quando uma grande quantidade de sedimento é incorporada na parte turbulenta de um fluxo, haverá um aumento na sua densidade, espessura e velocidade, e se desenvolverá neste ponto uma corrente de turbidez bi-partida, compreendendo um fluxo basal laminar, mais rápido, cujos grãos mais grossos movem-se preferencialmente sob condições de "carga de fundo", e um fluxo superior turbulento (Fig. 3.1).

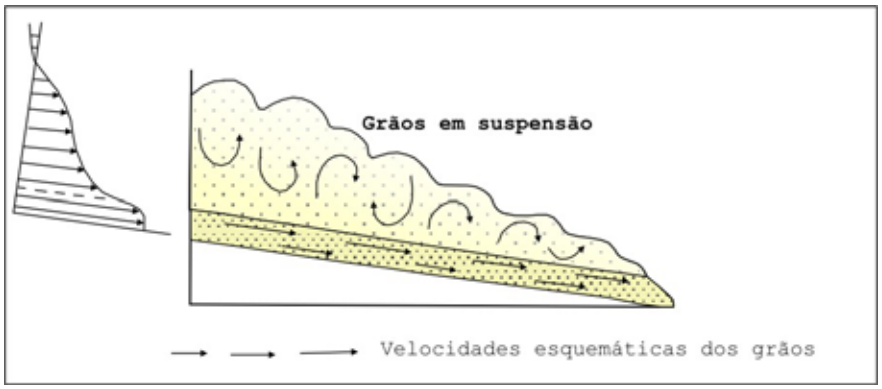


Figura 3.1 – Perfil de velocidade de uma corrente de turbidez, consistindo de uma camada basal de fluxo de grãos mais rápida sobreposta por um fluxo turbulento (Sanders, 1965).

Middleton & Hampton (1973) reconheceram quatro tipos principais de fluxo, com base nos diversos mecanismos de suporte de grãos atuando durante o transporte de sedimentos: (1) fluxo do tipo corrente de turbidez; (2) fluxo de sedimentos fluidizados; (3) fluxo de grãos; e (4) fluxo de detritos.

A influência da concentração das partículas no suporte e deposição dos grãos é o fator sedimentológico que distingue esses quatro tipos de fluxo (Lowe, 1982). Correntes de turbidez podem transportar uma gama variada de tamanhos de grãos, mas somente a areia média e fina podem ser colocadas em suspensão pela turbulência

do fluxo. Areias grossas e cascalhos finos podem ser suspensos em correntes altamente concentradas, enquanto cascalhos grossos são movidos por fluxos de grãos ou fluxos de detritos. Estas três populações sofrem segregação durante a deposição. Em resumo, nos fluxos de alta densidade com sedimentos mais grossos que areia média, a suspensão de partículas é dependente dos efeitos de concentração, enquanto que em fluxos de baixa densidade, os grãos são suportados individualmente apenas pela turbulência.

Com base na idéia inicial de Middleton & Hampton (1973), Lowe (1979, 1982) propôs cinco categorias de fluxo de sedimentos (Fig. 3.2), utilizando como critério de classificação, além dos mecanismos de suporte de grãos, a reologia do fluxo (comportamento fluido x plástico): (1) fluxo coeso de detritos, no qual as partículas estão suportadas pela força e densidade da matriz; (2) fluxo de grãos, no qual as partículas estão suportadas pela pressão dispersiva; (3) fluxo liquefeito, onde as partículas estão parcialmente suportadas pelo movimento ascendente do fluido intersticial; (4) fluxo fluidizado, onde as partículas encontram-se inteiramente suportadas pelo movimento ascendente do fluido intersticial; e (5) corrente de turbidez, na qual as partículas são suportadas pela turbulência do fluxo.

<table>
<tr><th>COMPORTAMENTO DO FLUXO</th><th colspan="2">TIPO DE FLUXO</th><th>MECANISMO DE SUPORTE DO SEDIMENTO</th></tr>
<tr><td rowspan="3">FLUIDO</td><td rowspan="3">FLUXO FLUIDAL</td><td>CORRENTE DE TURBIDEZ</td><td>TURBULÊNCIA DO FLUIDO</td></tr>
<tr><td>FLUXO FLUIDIZADO</td><td>ESCAPE DO FLUIDO INTERSTICIAL (SUPORTE TOTAL)</td></tr>
<tr><td>FLUXO LIQUEFEITO</td><td>ESCAPE DO FLUIDO INTERSTICIAL (SUPORTE PARCIAL)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">PLÁSTICO (BINGHAM)</td><td rowspan="2">FLUXO DE DETRITOS</td><td>FLUXO DE GRÃOS</td><td>PRESSÃO DISPERSIVA</td></tr>
<tr><td>FLUXO DE LAMA OU FLUXO COESO DE DETRITOS</td><td>FORÇA DA MATRIZ
DENSIDADE DA MATRIZ</td></tr>
</table>

Figura 3.2 – Nomenclatura de fluxos gravitacionais de sedimentos baseada na reologia e no mecanismo de suporte das partículas (Lowe, 1979).

Desta forma, na corrente de turbidez, que é um fluxo turbulento subaquoso de reologia fluidal, os sedimentos são mantidos em suspensão pela componente ascendente da turbulência da água e o transporte ocorre no sentido mergulho abaixo devido à atuação da força gravitacional. Os fluxos laminares subaquosos de sedimentos, por sua vez, envolvem altas concentrações de grãos, e, por esta razão, são mais viscosos, apresentando um comportamento plástico. Isto significa que há uma resistência ao movimento que tem que ser vencida para que ocorra deslocamento. Neste tipo de fluxo, os sedimentos são suportados pela interação física (colisões) entre grãos relativamente do mesmo tamanho (pressão dispersiva), pela coesão da matriz (força da matriz) composta por partículas menores, que consegue suportar grãos maiores, e pela flutuabilidade ou força ascencional (*buoyancy lift*) da matriz.

O sedimento transportado nos fluxos em desaceleração pode ser depositado basicamente por dois grandes diferentes mecanismos (Lowe, 1982). Nos fluxos de detritos (comportamento plástico), onde a tensão cisalhante aplicada não consegue vencer a resistência ao deslocamento, os sedimentos são depositados a partir do *congelamento do fluxo* (deposição em massa), como conseqüência da resistência friccional dos grãos (congelamento friccional) e/ou da interação de grãos coesos (congelamento coeso). Nos fluxos fluidais, as partículas tendem a se acumular individualmente, por *decantação* ou queda da carga em suspensão (sedimentação por suspensão), ocorrendo também tração associada (deposição por tração), sendo os depósitos formados progressivamente da base para o topo. Neste caso, a rocha gerada tende a exibir uma gradação normal, refletindo a decantação mais rápida dos grãos maiores (Lei de Stokes), com estruturas trativas (laminação horizontal ou cruzada) associadas.

Os diferentes tipos de fácies gerados são produtos da interação de fatores, como: a composição original do fluxo sedimentar; o mecanismo de sustentação dos grãos durante o transporte de sedimentos (tipos de fluxos sedimentares); as transformações de fluxo que ocorrem durante o movimento; e os mecanismos de deposição da carga sedimentar (Carminatti, 1994).

A figura 3.3 mostra os principais tipos de depósitos formados a partir da deposição de fluxos gravitacionais.

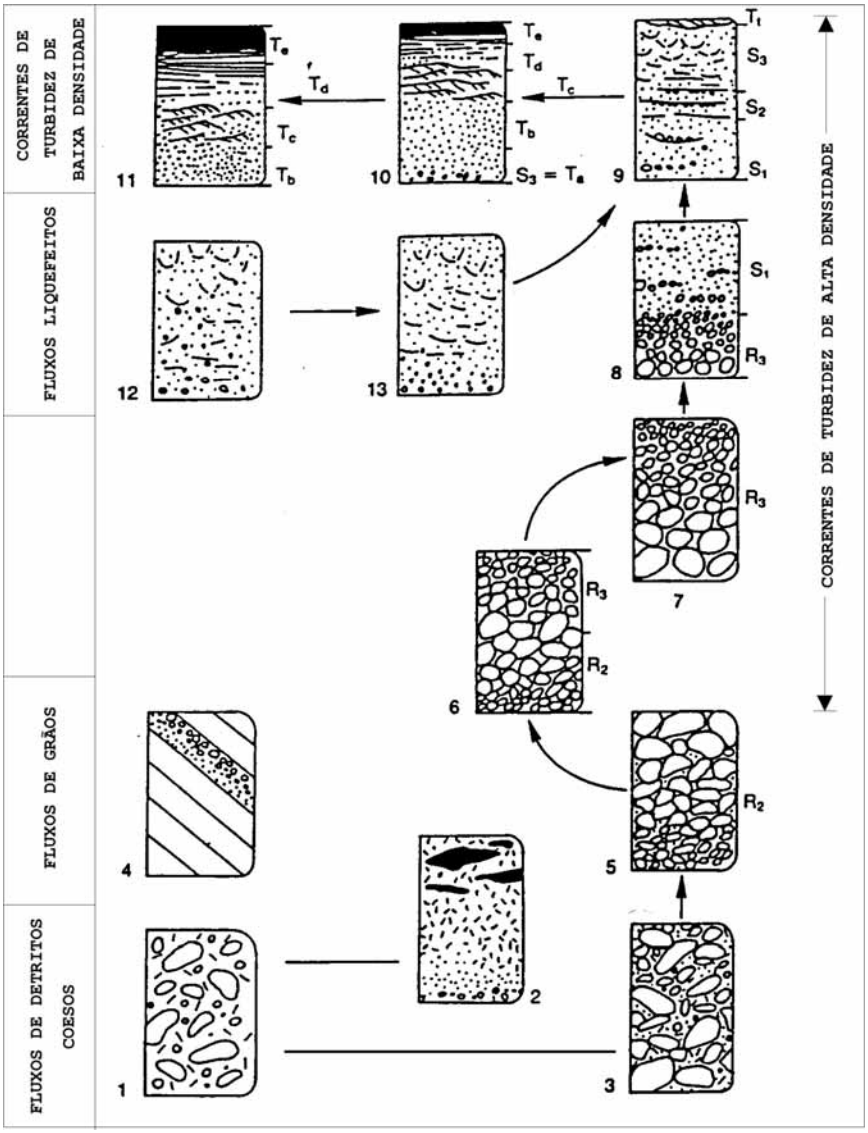


Figura 3.3 – Resumo dos 13 principais tipos de depósitos formados durante a deposição a partir de fluxos gravitacionais (Lowe, 1982). As divisões R_2 (com carpetes de tração) e R_3 (com gradação normal) referem-se a correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade. As divisões S_1 (com estruturas de tração), S_2 (com carpetes de tração) e S_3 (maciça ou com gradação normal, incluindo estruturas de escape de fluidos) correspondem a correntes arenosas de turbidez de alta densidade. Os intervalos T_a a T_e compreendem a seqüência de Bouma (1962).

Embora sejam conceitualmente importantes, Mutti (1992) considera que os fluxos de grãos, liquefeitos e fluidizados não são aparentemente eficazes no transporte de quantidades significativas de sedimento por grandes distâncias. Já os fluxos coesos de detritos e as correntes de turbidez são considerados os principais mecanismos responsáveis pelo transporte e deposição da grande massa de turbiditos.

3.2.1 Fluxos Coesos de Detritos

Designados como "verdadeiros fluxos de detritos" por Middleton e Hampton (1973, 1976), os fluxos coesos de detritos (Lowe, 1976b), ou fluxos de lama, distinguem-se dos fluxos de grãos (*grain flow*), devido ao fato das partículas maiores serem preferencialmente suportadas pela coesão da matriz água-sedimento do que pela própria pressão dispersiva entre os grãos rígidos. Estes fluxos mostram-se como efetivos agentes de transporte, tanto em ambientes subaéreos quanto em subaquosos.

Nos fluxos coesos de detritos, os clastos maiores são suportados pela flutuabilidade e coesão da matriz água-argila, podendo manter-se no topo da camada após a deposição. Seus depósitos (Fig.3.3, modelos 1, 2 e 3), formados por congelamento coesivo, compreendem argilitos seixosos, argilitos conglomeráticos e diamictitos, consistindo de seixos, calhaus e, por vezes, clastos tamanho matacão, imersos numa matriz argilo-síltico-arenosa. Em geral, os clastos maiores não se encontram suspensos dentro da matriz, mas permanecem mais ou menos em contato uns com os outros, rolando, deslizando e saltando intermitentemente declive abaixo. A matriz água-argila, apesar de compor apenas 5% do volume do fluxo, fornece flutuabilidade aos clastos, reduzindo o peso efetivo dos mesmos e lubrificando-os, evitando desta forma o choque friccional (Rodine & Johnson, 1976; *apud* Lowe, 1982).

Enos (1977) considerou que, num determinado estágio da sua evolução, os fluxos coesos tendem a tornarem-se turbulentos. Fluxos totalmente turbulentos podem colocar em suspensão clastos maiores que aqueles suportados apenas pela coesão da matriz e pela flutuabilidade. Com a desaceleração do fluxo, ocorre a deposição inicial, a partir da redução da turbulência e sedimentação diretamente por suspensão da parte mais grossa da carga suspensa. A fase final de deposição envolve o congelamento do fluxo laminar remanescente. O depósito resultante consiste de uma camada basal de sedimentos grão-suportados, maciços ou normalmente gradados, depositada por sedimentação de suspensão, capeada por uma unidade de congelamento matriz-suportada. Este depósito ocorre sob condições de fluxo laminar, uma vez que a deposição se processa principalmente durante os estágios finais do movimento.

Segundo Lowe (1976b), estes depósitos são semelhantes aos de fluxos liquefeitos, admitindo-se a existência de um espectro contínuo entre fluxos liquefeitos sem coesão e fluxos coesos de detritos.

3.2.2 Fluxos de Grãos

Fluxos de grãos propriamente ditos constituem dispersões de partículas rígidas mantidas em suspensão apenas pela pressão dispersiva criada pelas colisões entre os grãos (Lowe, 1982).

Fluxos estáveis de partículas tamanho areia podem existir apenas em declives com ângulo de repouso estático, geralmente entre 18° e 28° para areias subaquosas (Middleton e Hampton, 1973, 1976; Lowe, 1976a). Lowe (1976a) sugeriu ainda que fluxos de grãos tamanho areia possuem em geral espessuras menores que 5cm, devido à incapacidade dos grãos, na base do fluxo, em produzirem pressão dispersiva suficiente para serem suportados contra a gravidade em espessuras maiores.

A deposição de fluxos de grãos ocorre por congelamento friccional. Os depósitos de fluxos arenosos consistem de areia grão-suportada, em finas unidades individuais de fluxo, comumente com gradação inversa, e inclinadas no ângulo de repouso (Fig. 3.3, modelo 4). Tais unidades de sedimentação são geralmente desenvolvidas como depósitos de avalanches em *foresets* individuais depositados em faces de escorregamentos de dunas subaéreas e subaquosas. Os depósitos resultantes consistem de lentes ou línguas arenosas, por vezes coalescidas.

Dispersões envolvendo misturas de sedimentos, bem como os carpetes de tração, formados e controlados por fluxos sobrejacentes, constituem dois outros tipos de dispersão de grãos importantes na formação destes depósitos naturais.

Os fluxos sem coesão foram designados por Lowe (1976a) como fluxos de grãos de densidade modificada, e são representados por seixos e calhaus clasto-suportados numa matriz areno-síltico-argilosa, mal selecionada (Fig. 3.3, modelo 5), onde a gradação inversa é comum nas camadas de calhaus, refletindo uma pressão dispersiva relativamente alta entre os clastos maiores, porém rara

nas camadas seixosas. Tais fluxos podem tornar-se turbulentos, tendendo a evoluir para correntes de turbidez de alta densidade.

3.2.3 Fluxos Liquefeitos e Fluidizados

Os fluxos liquefeitos, cujas partículas encontram-se parcialmente suportadas pelo movimento ascendente do fluido intersticial, são extremamente instáveis, e situam-se nos limites entre as reologias plástica e fluidal.

O processo de iniciação de fluxos liquefeitos pode se dar por escorregamentos (*slumps*), seguidos de liquefação do sedimento depositado, ou por liquefação espontânea (Terzaghi, 1947; apud Lowe, 1982) em declives excedendo 3 ou 4° (Lowe, 1976b). Declive abaixo, os fluxos em movimento podem depositar sedimento diretamente como suspensões laminares, ou ainda acelerar, tornando-se turbulentos, e evoluir para correntes de turbidez de alta densidade (Inman,1963; Chamberlain,1964; van der Knaap e Eijpe, 1968; Lowe, 1976b; apud Lowe, 1982).

Os depósitos formados a partir de fluxos liquefeitos são suportados pelos grãos, consistindo de areia fina e silte grosso (Lowe, 1976b), podendo ser maciços ou mostrar estruturas de escape de fluidos (Fig. 3.3, modelos 12 e 13), ou ainda ser parcial ou normalmente gradados (gradação de cauda grossa). Tais depósitos tenderão a apresentar bases planas sem escavações, devido ao caráter laminar e à alta densidade dos fluxos liquefeitos. Podem ser bastante semelhantes à divisão S_3 de Lowe (1982; ver item 3.2.4.1), mas não apresentam uma seqüência regular de estruturas que incluiriam as outras divisões, S_1 e S_2.

Fluxos fluidizados, de comportamento mais diluído, podem, por sua vez, desacelerar e tornar-se liquefeitos ou acelerar e tornar-se correntes de turbidez, e, por esta razão, sua deposição não deve ser tratada em separado.

3.2.4 Correntes de Turbidez

Correntes de turbidez são fluxos gravitacionais de sedimentos, com reologia fluidal (newtoniana), que se movem devido à diferença de densidade em relação ao fluido ambiente, e cujas partículas são mantidas em suspensão pela turbulência.

Segundo Middleton, (1993), se um fluxo é laminar ou não-turbulento, não pode ser considerado como corrente de turbidez. Entretanto, Mutti *et al*. (1999) consideram as correntes de turbidez como correntes bi-partidas, nas quais uma camada basal granular flui inicialmente devido às condições inerciais e ao excesso de pressão intersticial, estando sobreposta por uma camada turbulenta que eventualmente retrabalhará o depósito final da camada inercial em direção à bacia. Este esquema está de acordo com a definição proposta por Sanders (1965).

O fluxo de uma corrente de turbidez está sujeito a transformações ao longo do tempo e do espaço, e pode ser dividido em três partes: cabeça, corpo e cauda (Middleton & Hampton, 1973; Fig. 3.4).

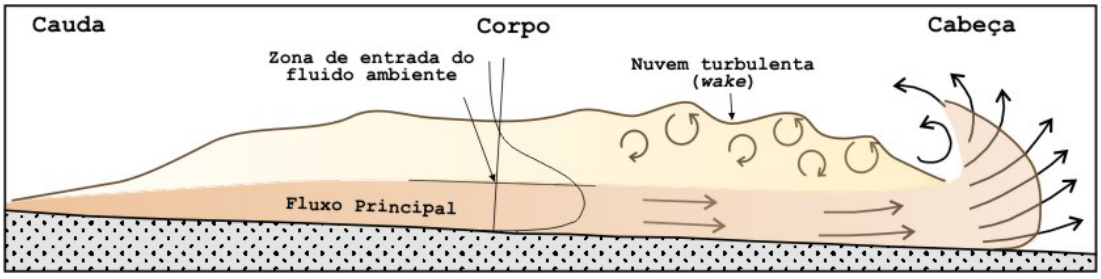


Figura 3.4 - Estrutura do fluxo de uma corrente de turbidez, mostrando a formação de uma subcamada de fluxo laminar. (Adaptado de McLane, 1995).

A cabeça, situada à frente, é normalmente mais espessa que o resto do fluxo, e os sedimentos nela presentes encontram-se relativamente menos concentrados, implicando em um número de Reynolds elevado e, assim, favorecendo a turbulência. Nesta parte, predomina a erosão ou não-deposição.

Atrás da cabeça estende-se o corpo, onde a concentração de sedimentos é mais elevada, implicando em um número de Reynolds menor. Tal redução no Re ocasiona uma transformação por gravidade (ver item 3.3.2), dando origem a uma subcamada de fluxo laminar, cujos deslocamentos ocorrem sempre na mesma direção do fluxo, mantendo praticamente uma mesma espessura, ou seja, para um grande surto de sedimento, o fluxo no corpo muda suavemente com o tempo e espaço, até se aproximar do equilíbrio, tornando-se uniforme. O corpo corresponde à principal zona de deposição, que ocorrerá com a desaceleração do fluxo, e, neste contexto preferencialmente laminar, os clastos mais grossos tenderão a exibir feições típicas de fluxo

plástico (aspecto maciço, níveis com gradação inversa, grânulos e pequenos seixos imersos numa matriz arenosa). Além disso, uma nuvem de sedimentos (*wake*) mais finos desprendidos da cabeça é mantida em suspensão pela turbulência, apresentando trajetórias retrógradas. Em taludes muito suaves, o corpo e a cabeça poderão ter a mesma espessura.

No final da corrente encontra-se a cauda, onde o fluxo afina rapidamente e passa a ser mais diluído.

A deposição de sedimentos por correntes de turbidez ocorre pela queda de sedimento em suspensão (Kuenen e Migliorini, 1950; Dott, 1963). Em um fluxo fluidal verdadeiramente turbulento, as partículas de granulação grossa e fina tendem a depositar-se separadamente, dependendo da sua velocidade de queda, o que determina a presença de gradação normal e contato superior gradacional, características marcantes nos depósitos de corrente de turbidez. Por esta razão, tal deposição deve ser tratada em termos de população de tamanhos de grãos, uma vez que grupos de partículas de tamanhos variados dentro do mesmo fluxo são comumente sustentados por mecanismos de suporte relativamente diferentes. Logo, podem ser reconhecidas três populações (Lowe, 1982):

(1) Partículas tamanho argila, silte e areia fina a média, que, independentemente de sua concentração, podem ser mantidas em suspensão apenas pela turbulência do fluido, até mesmo em fluxos diluídos de baixa densidade;

(2) Partículas tamanho areia grossa e cascalho de tamanho seixo pequeno, que não estarão completamente suspensas em grandes concentrações dentro de fluxos diluídos (Pantin 1979, apud Lowe 1982). Apenas em suspensões concentradas, com um amplo espectro de tamanho de partículas, os grãos mais grossos podem ser suportados por efeitos combinados de: turbulência; decantação dificultada (*hindering settling*), resultante da sua alta concentração; e flutuabilidade ou força ascensional (*buoyant lift*) da matriz, gerada pela mistura intersticial de água e sedimento de granulação mais fina.

(3) Clastos tamanho seixo e calhau, em concentrações maiores que 10 e 15% serão suportados pelos efeitos combinados da turbulência

do fluido, decantação dificultada, flutuabilidade ascensional da matriz (*matrix bouyant lift*), e da pressão dispersiva, produzida pela colisão entre os grãos.

Os efeitos da decantação dificultada, pressão dispersiva e flutuabilidade ascensional da matriz estão diretamente relacionados à concentração de grãos. Por conseguinte, as populações 2 e 3 podem ser transportadas em grandes quantidades apenas em fluxos relativamente concentrados e tenderão a ser depositadas rapidamente, à medida que a sedimentação se inicie e a concentração de partículas diminua.

3.2.4.1 Correntes de Turbidez de Alta Densidade

Estas correntes podem incluir as populações de grãos 1, 2 e 3, e o suporte das partículas depende da sua concentração.

Vários autores, tais como Middleton (1966, 1967), Bagnold (1954) e Wallis (1969), apud Lowe (1982), sugeriram que os efeitos da decantação dificultada (*hindering settling*) e da pressão dispersiva tornam-se eficientes no suporte de partículas principalmente em concentrações acima de 20% e 30%. Isto posto, fluxos de alta densidade com populações 2 e 3 provavelmente envolvem concentrações de partículas acima destes valores. Fluxos com estas populações grossas, possuindo concentrações abaixo deste nível, seriam provavelmente instáveis, e, se formados, tenderiam a colapsar em massa, a menos que fossem extremamente turbulentos.

Lowe (1982) subdividiu as correntes de turbidez de alta densidade em: *correntes de turbidez arenosas*, dominadas pela população de grãos 2 e suportadas principalmente pela turbulência e decantação dificultada; e *correntes de turbidez cascalhosas*, contendo a população de grãos 3, suportadas, em grande parte, pela pressão dispersiva e flutuabilidade ascensional da matriz.

Correntes de turbidez arenosas de alta densidade

Em correntes de turbidez de alta densidade mais simples, o volume da carga suspensa consiste das populações 1 e 2, ou seja, material tamanho argila, silte e areia, com ou sem sedimentos mais grossos, como grânulos ou pequenos seixos. A pressão dispersiva,

neste caso, provavelmente pode ser desprezível como mecanismo de suporte (Middleton, 1967; Lowe, 1976b).

A deposição de sedimentos a partir de uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade, de granulação grossa, pode ocorrer em três estágios principais: 1) estágio de sedimentação por tração (S_1); 2) estágio de sedimentação de carpete de tração (S_2); e 3) estágio de sedimentação por suspensão (S_3). Esta seqüência reflete o aumento crescente da instabilidade do fluxo e o colapso da nuvem de sedimentos suspensos de alta densidade.

A seqüência ideal das divisões sedimentares depositadas por uma corrente de turbidez, passando pelos três estágios de sedimentação supracitados está mostrada na figura 3.5.

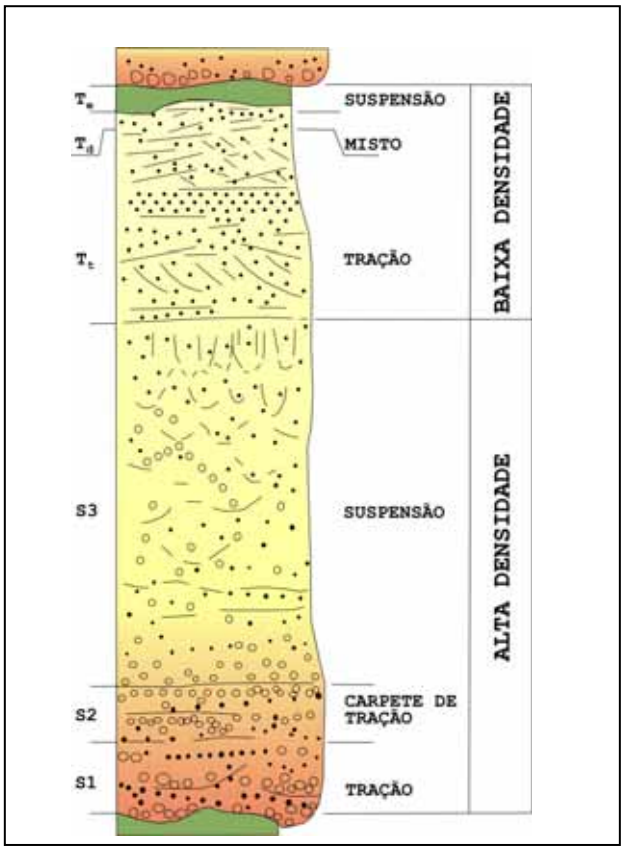


Figura 3.5 – Depósito ideal de uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade, mostrando as divisões de alta densidade (S_{1-3}) e o último estágio de baixa densidade (T_t, T_{d-e}) (Lowe, 1982).

A divisão S_1 mostra estruturas de tração, em geral laminação horizontal e estratificação cruzada, refletindo camadas planas e formas de leito do tipo duna, respectivamente. Neste estágio, a

corrente também pode ser localmente erosiva, e os depósitos podem mostrar lentes, amalgamação e escavações (Walker, 1978).

A divisão superior S_2 contém também finas lâminas horizontais, comumente com gradação inversa, e laminações de cisalhamento basal. Estas lâminas são interpretadas como depósitos de carpetes de tração, produzidos em conseqüência do aumento da instabilidade do fluxo, que, por sua vez, favorece o aumento da taxa de queda da carga suspensa mais grossa em direção ao fundo; a concentração destas partículas grossas gera uma pressão dispersiva, dada pela colisão entre os grãos, originando assim um nível basal com gradação inversa, depositado por congelamento friccional. Uma sucessão de carpetes de tração pode ser formada com a retomada deste processo, e a espessura dos mesmos é diretamente proporcional ao diâmetro da partícula (Bagnold, 1954; Lowe, 1976a).

A divisão mais superior S_3, depositada por queda da carga em suspensão (sedimentação por suspensão), pode ocorrer sem estruturas ou com gradação normal e comumente contém feições de escape de fluidos.

A seqüência S_{1-3} reflete um padrão de evolução do fluxo que é mecanicamente similar ao das correntes de turbidez de baixa densidade, na deposição das divisões T_{bc} (estruturas de tração) e T_d (laminação por tração/suspensão).

Muitas variações, entretanto, podem ocorrer na seqüência geral das divisões sedimentares. Fluxos desacelerando rapidamente, por exemplo, podem iniciar a deposição por carpetes de tração ou suspensão. Também, fluxos compostos principalmente de areia fina a muito fina não desenvolverão carpetes de tração, já que a pressão dispersiva é desprezível entre grãos finos.

Correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade

Devido à presença das populações de grãos 1, 2 e 3, os fluxos cascalhosos de alta densidade provavelmente variam desde dispersões densas ricas em cascalho, dominadas por pressão dispersiva intergranular e fluxos de grãos de densidade modificada (Lowe, 1976a), até fluxos arenosos mais diluídos, nos quais a turbulência contribui significativamente para o suporte dos grãos.

A maior parte do cascalho muito grosso é provavelmente transportada próxima à base, num carpete de tração altamente concentrado (Walker, 1975, 1977; Aalto, 1976), e em suspensão, na parte inferior do fluxo turbulento. A deposição de cascalho ocorrerá quase instantaneamente, logo que a velocidade do fluxo caia além do necessário para manter a pressão dispersiva no carpete de tração, ocasionando o congelamento do carpete e a sedimentação direta por suspensão do cascalho mais grosso (Walker, 1975, 1977). Desta forma, a deposição geralmente inclui um nível basal de carpete de tração inversamente gradado (R_2), recoberto por uma unidade de sedimentação por suspensão com gradação normal (R_3). A camada cascalhosa R_1, com estruturas de tração é rara.

Declive abaixo, em direção à porção distal da sedimentação cascalhosa, uma extrema instabilidade do fluxo resulta na sedimentação por suspensão direta do cascalho, sem o desenvolvimento de carpete de tração. Os depósitos consistem de conglomerados basais normalmente gradados, representando a fácies conglomerática gradada de Walker (1977). A deposição do material tamanho cascalho deixa relativamente estável uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade, que pode retrabalhar as camadas superiores do depósito de suspensão subjacente.

3.2.4.2 Correntes de Turbidez de Baixa Densidade

São constituídas principalmente por grãos da população 1, e, portanto, o suporte das partículas é praticamente independente da concentração das mesmas.

Em correntes de turbidez de baixa densidade, a desaceleração é marcada pela passagem de sedimento em suspensão para a carga de fundo, e subseqüente deposição por tração, formando as divisões T_b e T_c de Bouma. O recobrimento pela divisão T_d reflete mais diretamente uma sedimentação por suspensão, mas com alguma tração, antes ou durante a deposição, gerando a laminação fina e a seleção textural característica desta divisão (Walker, 1975; Hesse & Chough, 1981; apud Lowe, 1982). A divisão T_e é formada essencialmente pela sedimentação por suspensão dos sedimentos mais finos. Resultados experimentais de Middleton (1967) sugerem uma provável deposição por suspensão, a partir de correntes de alta densidade, para a divisão T_a

de Bouma, não sendo, por esta razão, inclusa na seqüência de estruturas depositadas por correntes de turbidez de baixa densidade.

3.2.4.3 Complexidade das Correntes de Turbidez de Alta Densidade

A evolução do fluxo, declive abaixo, é refletida pelas mudanças inferidas na seqüência das divisões dos depósitos de corrente de turbidez de alta densidade, semelhantes às mudanças que ocorrem nos depósitos de fluxos de baixa densidade (Fig. 3.5). Divisões individuais podem estar ausentes em qualquer turbidito, comumente S_1 e S_3, devido à extrema instabilidade do fluxo. A divisão R_1 é bastante rara, uma vez que o choque entre os grãos, devido ao seu tamanho elevado, inicia-se antes mesmo de se formar o depósito de tração, logo gerando os carpetes de tração. Na sua porção mais distal, a corrente de alta densidade deposita apenas uma fina divisão S_3. Segundo Lowe (1982), quando recoberta diretamente por divisões de estruturas de tração, depositadas pela desaceleração de fluxos residuais de baixa densidade, a divisão S_3 é igual à T_a (Fig. 3.3, modelo 10), e a sucessão T_{b-e} representaria então a seqüência turbidítica clássica de Bouma (1962).

A estruturação dos depósitos naturais de fluxos de sedimentos e os mecanismos deposicionais inferidos de suspensões concentradas sugerem que as correntes de turbidez de alta densidade, transportando uma ampla gama de tamanhos de grãos, podem depositar sedimentos em uma série de surtos de sedimentação separados (sedimentação episódica). Cada surto é caracterizado por um aumento abrupto da velocidade, seguido por uma desaceleração gradual. Os depósitos resultantes contêm, provavelmente, repetições de divisões com gradação e com estruturas (Fig. 3.6 A).

O primeiro surto de sedimentação comumente compreende a deposição dos cascalhos mais grossos por carpetes de tração e por suspensão, para formar divisões de conglomerados inversamente gradados (R_2), e maciços e normais (R_3), respectivamente (Fig. 3.6 B). A deposição de cascalhos finos e areia, a partir de correntes de turbidez arenosas residuais de alta densidade, ocorre durante o segundo surto, promovendo a sedimentação por tração sob fluxos de alta densidade quase estáveis (S_1), seguido por intervalos de

carpetes de tração (S_2) e sedimentação por suspensão (S_3), à medida que aumenta a instabilidade do fluxo e a queda de grãos. A corrente de turbidez residual de baixa densidade continua declive abaixo, eventualmente depositando sua carga sedimentar durante o terceiro surto de sedimentação, para formar as divisões T_{b-e} de Bouma.

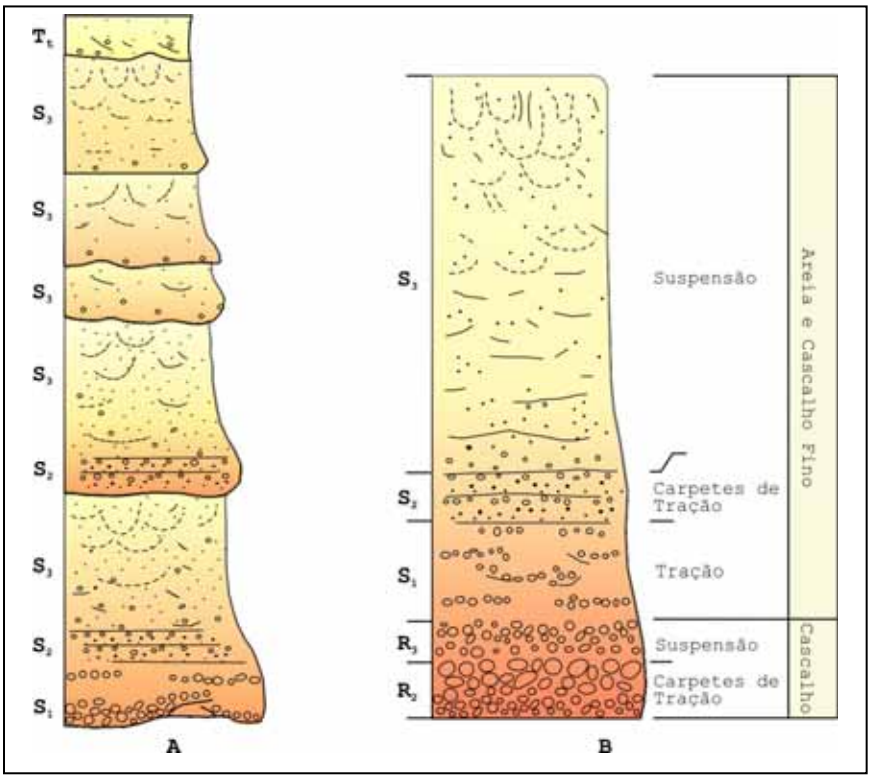


Figura 3.6 – (A) Unidade de sedimentação complexa depositada por oscilações de uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade; (B) Seqüência de divisões idealizadas, depositadas por uma única corrente de turbidez de alta densidade, declinando através de discretos surtos cascalhosos e arenosos de sedimentação (Lowe, 1982).

A deposição da carga suspensa de sedimentos grossos de alta densidade deixa, em suspensão turbulenta, uma corrente residual contendo a população 1 de grãos, que não é depositada com os detritos grossos. Estas correntes residuais podem variar desde fluxos de baixa densidade até fluxos com alta concentração de sedimentos finos, e podem mover-se e possivelmente acelerar-se declive abaixo como correntes de turbidez distintas, similares àquelas desenvolvidas acima dos fluxos coesos (Hampton, 1972). Este pode representar um dos principais mecanismos geradores de correntes de turbidez de baixa densidade.

Embora estes fluxos possam transpassar (*bypass*) completamente da área de deposição de correntes de turbidez de alta densidade,

podem gerar efeitos locais significantes, cisalhando, liquefazendo e homogeneizando os depósitos com empacotamento frouxo, formados por suspensão de alta densidade (Middleton, 1967). Podem ainda erodir e retrabalhar a parte superior de unidades S_3, deixando capas relativamente finas de laminações plano-paralelas de alta velocidade ou estratificação cruzada de grande porte (T_t), que não fazem parte da seqüência normal de Bouma (Hiscott & Middleton, 1979).

Quando instáveis, as correntes residuais de baixa densidade podem depositar sedimentos acima dos depositados pelos estágios de alta densidade. Os depósitos resultantes das correntes de turbidez de baixa densidade comumente incluem uma grande proporção de areia de granulação grossa a muito grossa, alternando finas camadas de sedimentos grossos de alta densidade (S_3) e unidades laminadas T_b, além de estruturas de deformação, sugerindo que as correntes residuais comumente retêm algum sedimento grosso em suspensão e que a mudança de fluxos de alta para baixa densidade é transicional.

Em direção ao topo, estes depósitos freqüentemente incluem laminação cruzada clino-ascendente (*ripple drift cross lamination*), indicando uma rápida e contínua queda de sedimento por suspensão, e geralmente mostram divisões T_d e T_e pobremente desenvolvidas, refletindo o transpasse (*bypassing*) da maior parte do material mais fino. Muitas vezes, devido às suas altas velocidades, espessuras e cargas grossas, os depósitos de correntes residuais de baixa densidade apresentam, em sua unidade basal, estratificação cruzada de grande porte (Hubert, 1966; Allen, 1970; Cãs, 1979; Hiscott e Middleton, 1979).

3.2.5 Fluxos "Pastosos" (*Slurry flows)*

O termo *slurry flow* foi aplicado por Lowe & Guy (2000) e Lowe *et al.* (2003), para designar um tipo de fluxo gravitacional de sedimentos rico em lama que ocorre em condições transicionais entre correntes de turbidez e fluxos de detritos (*debris flows*), exibindo suporte sedimentar tanto turbulento quanto coesivo, e, neste senso, muito semelhante a fluxos hiperconcentrados, embora estes sejam comumente não turbulentos. Seus depósitos incluem desde diamictitos, nos quais os clastos maiores atingem a base por decantação, até

camadas similares a turbiditos, com estruturas de tração, passando para camadas arenosas com matriz lamosa em direção ao topo.

Nos depósitos de *slurry flows* foram identificadas sete divisões, caracterizadas por uma assembléia distintiva de estruturas primárias e/ou escape de fluidos (Fig. 3.7; Lowe & Guy, 2000). As divisões que incluem estruturas primárias são representadas por: (M_1) arenito com estrutura de corrente e/ou maciço; (M_2) divisão bandada; (M_3) divisão laminada; (M_4) divisão com estruturas em *dish*; e (M_5) arenito microbandado a finamente laminado. Dois outros tipos comuns de divisões, estes representando modificações pós-deposicionais, são: (M_6) níveis consistindo de massas contorcidas de arenito laminado, de granulação fina a muito fina, que foram afundadas e misturadas com argilitos; e (M_7) unidades de arenito dominadas por estruturas de escape de fluidos.

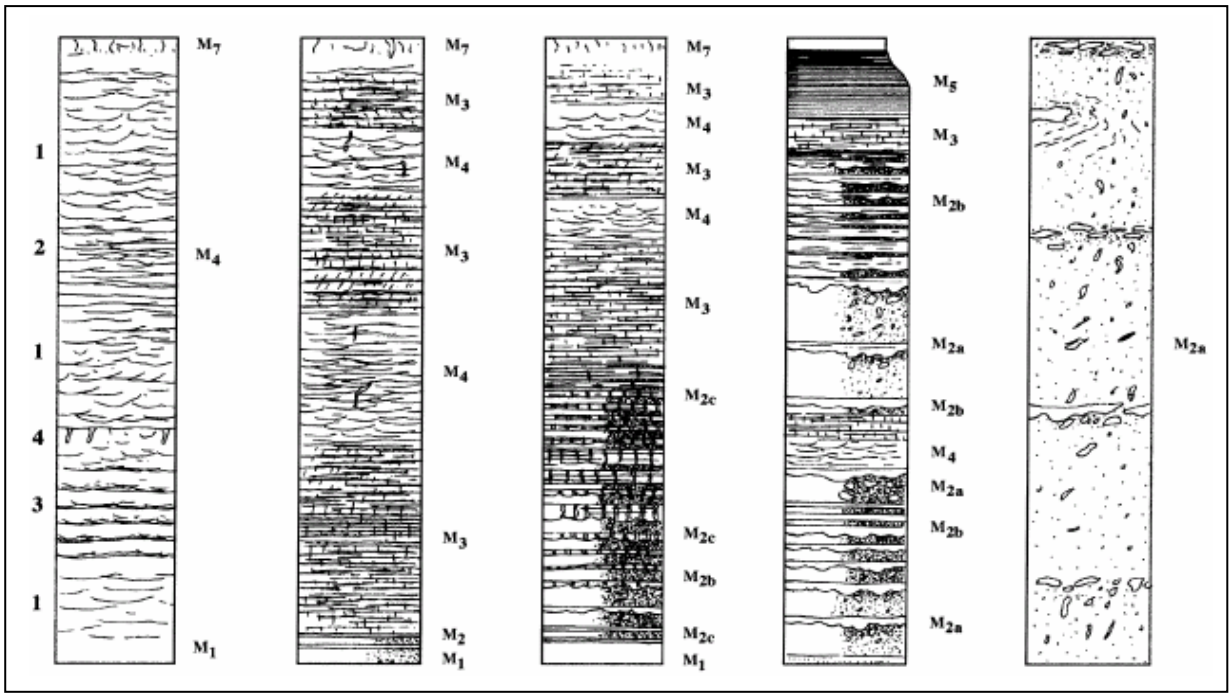


Figura 3.7 – Cinco tipos básicos de camadas de *slurry-flow* na parte leste do Campo de Britannia. Todos os tipos de camdas podem ter uma fina divisão M1 na base e uma M5, M6 ou M7 no topo (Lowe & Guy, 2000).

3.3 FATORES CONDICIONANTES DAS MUDANÇAS NO COMPORTAMENTO DE FLUXOS

3.3.1 Considerações sobre Estabilidade e Uniformidade de Fluxos

Diferentemente do que se pensava, existem vários tipos de turbiditos que não podem ser simplesmente explicados por um mecanismo de fluxo unidirecional desacelerante, formador de camadas gradacionais, a partir do qual se firmou o conceito de turbiditos. Fatores como a topografia, por exemplo, podem afetar tanto a deposição como as direções de fluxo dentro de correntes de turbidez (Kneller, 1995).

Assim, um fluxo é dito estável quando a velocidade da corrente permanece constante ao longo do tempo. Qualquer instabilidade no fluxo ocasionará desaceleração ou aceleração. Já as mudanças espaciais na velocidade do fluxo são designadas pelos termos uniforme e não-uniforme. Os fluxos uniformes descrevem uma velocidade constante através do espaço percorrido. Fluxos não-uniformes, por sua vez, podem tornar-se mais rápidos (pelo aumento da inclinação do talude) ou mais lentos (pela suavização do talude) corrente abaixo, sendo tratados como acumulativos e depletivos, respectivamente.

Com base nas características exibidas pelo fluxo ao longo do tempo e do espaço, pode-se esperar diferentes seqüências em camadas de turbiditos (Kneller, 1995):(1) *Fluxos em desaceleração depletivos* produzem seqüências de camadas com acamamento gradacional (seqüência de Bouma), ocorrendo em surtos; (2) *Fluxos estáveis depletivos* produzem arenitos maciços ou espessas seqüências com laminação cruzada clino-ascendente, sendo originados pelo processo de ignição e sustentados por uma descarga relativamente constante durante longos períodos; (3) *Fluxos em desaceleração uniformes* são representados por sucessões verticais gradacionais, mas não apresentam granodecrescência ou adelgaçamento no sentido corrente abaixo; (4) *Fluxos em aceleração depletivos* produzem camadas com granocrescência; e, finalmente, (5) *Fluxos em desaceleração acumulativos* produzem camadas gradacionais normais, mas com cortes, tanto na base como no topo, no sentido corrente abaixo.

A aceleração temporal é, portanto, função principalmente do mecanismo de iniciação do fluxo, que determina se terá uma fase acelerante ou se ficará mantido num estado quase estável por um período significativo. A aceleração espacial é uma função da topografia através da qual o fluxo se move. Todos esses termos influenciam o caráter de uma camada individual (sua seqüência vertical, seleção dos grãos e variações laterais), e, por conseguinte, sua porosidade e permeabilidade.

3.3.2 Transformações de Fluxos e Tratos de Fácies

Transformações de fluxos gravitacionais são mudanças no comportamento do fluxo entre estados laminares e turbulentos, que podem ocorrer mais de uma vez e de diferentes modos durante o fluxo em movimento (Fisher, 1983; Fig. 3.8), sendo divididas em quatro tipos:

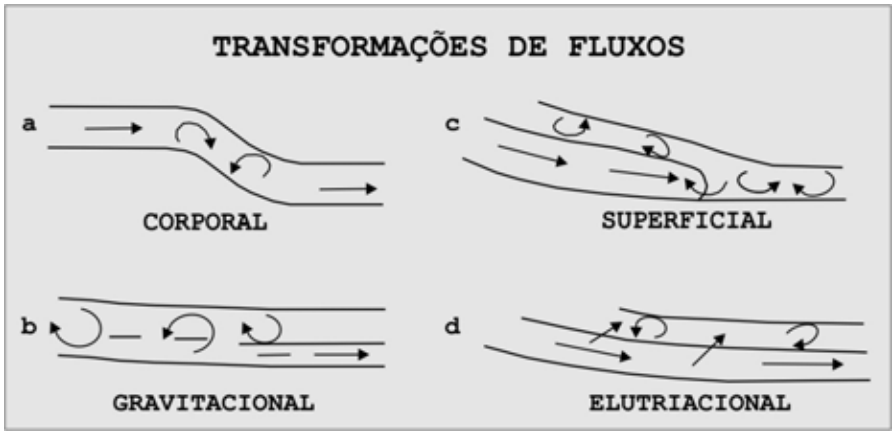


Figura 3.8 – Tipos de transformações de fluxos (Fisher, 1983).

a) Na **transformação corporal**, o fluxo varia entre laminar e turbulento dentro do corpo do fluxo, sem aumento significativo ou perda de fluido intersticial;
b) Na **transformação gravitacional**, fluxos carregados de partículas, inicialmente turbulentos, tornam-se gravitacionalmente segregados (ou bi-partidos), gerando um fluxo basal laminar de alta concentração e um fluxo superior turbulento mais diluído;
c) A **transformação superficial** ocorre quando o fluido ambiente se mistura nos limites do fluxo pelo arraste no topo, em um salto hidráulico, resultando na diluição e conseqüente turbulência e separação do fluxo em laminar e turbulento;

d) A **transformação elutriacional** (ou de fluidização) desenvolve-se por elutriação de partículas devido ao movimento ascendente dos fluidos, a partir de um fluxo de alta concentração, de modo a reproduzir uma fase diluída e turbulenta na parte superior do fluxo.

Kuenen (1953), com base em seus experimentos, sugeriu que quando a velocidade é suficientemente grande para produzir turbulência, os deslizamentos e/ou fluxos de detritos podem transformar-se em correntes de turbidez (transformação de corpo) sem mudança no conteúdo de água. Middleton (1967) demonstrou também experimentalmente o desenvolvimento de uma "*quick bed*", ou seja, um fluxo de sedimentos fluidizados que se desenvolveu a partir da segregação por gravidade na base de uma corrente de turbidez de alta concentração, inicialmente turbulenta (transformação gravitacional).

Outro fenômeno que influencia significativamente as mudanças no comportamento de fluxos gravitacionais foi definido por Komar (1971) como salto hidráulico.

Segundo Nemec (1990), em taludes de deltas íngremes os fluxos gravitacionais comumente encontrarão obstruções, quebras de talude (regiões de aplainamento abrupto), ou mesmo quebras locais devido a deslizamentos. Quando um fluxo supercrítico (número de Froude, Fr>1) encontra tais obstruções, um salto hidráulico poderá ser produzido dentro do fluxo, resultando na separação do fluxo em laminar e turbulento. Uma pequena obstrução ou quebra de talude pode apenas provocar uma desaceleração em fluxos granulares subcríticos (Fr<1), enquanto que em um fluxo supercrítico, se essa obstrução é pequena em relação à espessura do fluxo, poderá causar uma aceleração local nas proximidades da obstrução e gerar uma depressão local na superfície livre do fluxo. Se a obstrução for grande, no entanto, um salto hidráulico será produzido e tenderá a se propagar talude acima (Fig. 3.9).

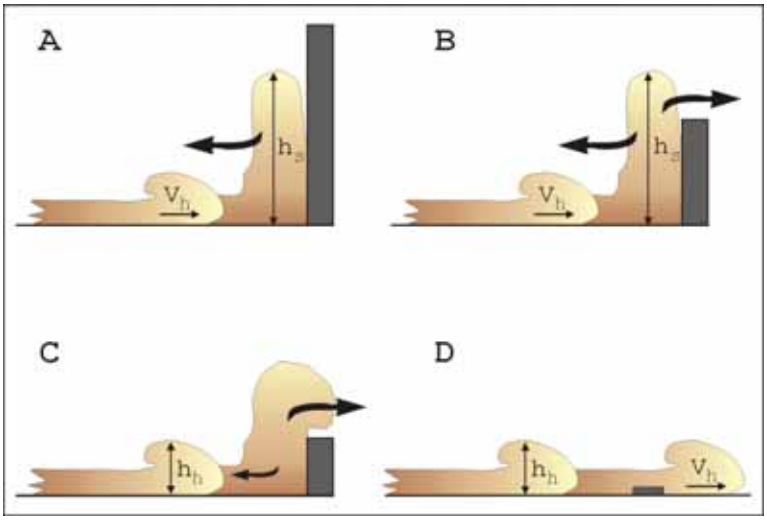


Figura 3.9 – Observações das alterações sofridas por uma corrente de turbidez devido a interações com obstáculos. (A) Com uma barreira vertical muito maior do que a espessura da corrente, parte do fluxo que atinge a barreira eleva-se a uma altura de "expansão" (h_s) e o fluxo é refletido para trás. (B) Com uma barreira mais alta do que a espessura da cabeça da corrente (h_h), porém menor que a altura de "expansão" (h_s), parte da corrente é refletida e parte (mais diluída) passa por sobre o topo do obstáculo. (C) Com uma barreira de altura igual à espessura da cabeça da corrente, um volume maior (mais denso) do fluido pode passar, mas ainda ocorre reflexão. (D) Com um obstáculo de altura muito menor que a espessura da cabeça, há relativamente pouca reação pela corrente. V_h= velocidade média da cabeça. (Alexander & Morris, 1994)

De acordo com d'Ávila & Paim (2003), nas correntes de turbidez, o salto hidráulico ocorre provavelmente na saída de contextos confinados (regiões dos cânions e canais) para contextos desconfinados (região de lobos). A região onde ocorre essa brusca passagem foi denominada por Mutti & Normark (1991) de transição canal-lobo. Simulações de Komar (1971) para o salto hidráulico, em sistemas cânion/canal submarino, revelam que uma corrente de turbidez dobra de espessura e tem sua velocidade reduzida à metade durante o salto, havendo ainda uma significativa redução de densidade ocasionada pela entrada de água durante essa expansão do fluxo, o que favorece o aumento da turbulência. Nesta ocasião, grande quantidade de sedimento grosso (tamanho cascalho a maior) é depositada. Entretanto, a competência do fluxo ainda alta e a turbulência gerada no salto hidráulico permitem a manutenção da carga de sedimentos finos (areia média até argila) em suspensão, não havendo perdas significativas até a sua deposição final.

As texturas e estruturas sedimentares, bem como as fácies laterais e verticais são condicionadas pelas transformações de fluxo. A forma como as partículas são suportadas dentro do fluxo no seu estágio final de movimento determina amplamente a textura e as estruturas dentro da camada, sendo uma função direta da concentração das partículas e da quantidade de sedimentos finos coesivos misturados no fluido, que, por sua vez, determina se ocorrerão transformações de fluxos de laminares para turbulentos, ou vice-versa.

A associação lateral de fácies genéticas, observada dentro de uma camada individual ou em um pacote de fácies estritamente equivalentes em tempo, foi definida por Mutti (1992) como um trato de fácies turbidítico. Trato de fácies laterais refere-se a mudanças de fácies observadas paralelamente ao fluxo.

As mudanças laterais de fácies são produzidas por transformações de fluxos, que ocorrem durante o movimento de fluxos gravitacionais declive abaixo. Apenas uma parte dessas transformações fica registrada em distintas fácies, algumas não deixam registro deposicional, e outras se exprimem principalmente por feições erosivas, que podem ou não estar associadas à deposição. Cortes ou escavações devem, portanto, ser incorporados dentro dos critérios que definem tratos de fácies (Della Fávera, 2000).

Seqüências verticais de divisões deposicionais dentro de camadas individuais registram transformações que ocorrem dentro de um mesmo fluxo, no mesmo local, com o passar do tempo, enquanto seqüências laterais registram transformações dentro de um mesmo fluxo no espaço, ou seja, em diferentes locais. Tais seqüências representam, portanto, o resultado dos processos atuantes dentro de uma corrente de turbidez, descritos por Kneller (1995). A combinação de variações laterais e verticais permite o entendimento dessas transformações de fluxo, no tempo e no espaço, e servem como ferramenta para predição de fácies dentro de um determinado sistema.

A composição textural da carga sedimentar transportada pelo fluxo original, bem como outros fatores (volume do fluxo, gradiente do talude, configuração da bacia etc.) determinam a geometria final de camadas individuais ou grupo de camadas similares, bem como o tipo de trato de fácies que se desenvolverá.

3.4 DISCUSSÃO GERAL

As correntes de turbidez são muito complexas e não podem ser simplesmente tratadas como um fluxo turbulento, pois apresentam uma série de transformações ao longo do tempo e do espaço. Tais transformações de fluxos têm-se mostrado muito importantes no entendimento da diversidade de fácies geradas por fluxos gravitacionais de sedimentos.

Um fluxo laminar pode se alterar para turbulento, quer seja incorporando água (transformação de superfície), acelerando-se (transformação de corpo), ou gerando uma nuvem turbulenta por elutriação. Estas transformações, contudo, tendem a ocorrer muito antes da deposição dos sedimentos. É necessário, portanto, se fazer uma distinção clara entre mecanismos de transporte e deposição, posto que as feições sedimentares registram apenas os últimos momentos do fluxo antes da deposição, ficando difícil inferir com segurança os mecanismos de transporte atuantes durante seu trajeto.

Segundo Mutti *et al.* (1999), o corpo de uma corrente de turbidez tende a desaparecer com a deposição das frações mais grossas (fácies F3, F5 e F6), enquanto a parte superior turbulenta prossegue corrente abaixo. Por transformação de gravidade, é gerada uma subcamada de fluxo laminar, onde são depositadas as frações intermediárias (F7, F8). Somente os sedimentos mais finos permanecem em suspensão no fluxo turbulento residual sobrejacente. Se persistir a turbulência até o momento da deposição destes sedimentos finos, então serão geradas fácies exibindo feições de suspensão e tração associadas, constituindo a fácies F9. As fácies de granulação grossa e fina poderão ocorrer empilhadas ou separadas por uma zona de *bypass*.

Os sedimentos mais grossos são depositados num contexto de fluxo plástico, de escoamento laminar, e as feições sedimentares refletirão isto. Somente nas frações mais finas, depositadas à jusante, é que pode ocorrer deposição diretamente associada a um fluxo turbulento residual, diluído.

De acordo com a conceituação proposta por Lowe (1982), pode-se dizer que as fácies de granulação grossa são depositadas por uma corrente de turbidez de alta densidade, enquanto que as frações mais finas representam os depósitos gerados pela corrente de turbidez de

baixa densidade. Entretanto, as feições sedimentares das fácies mais grossas enquadram-se melhor num fluxo plástico, laminar, e, por esta razão, a rigor, o termo "corrente de turbidez de alta densidade" não seria adequado. Shanmugan (1997) sugeriu o emprego do termo "fluxo de detritos arenoso" (*sandy debris-flow*) para estas fácies. Sanders (1965), por motivos semelhantes, sugeriu o abandono do termo "turbidito" no caso dos depósitos grossos maciços. Mutti (1992) utilizou o termo "corrente de turbidez de alta densidade", mais tarde substituindo por fluxo granular basal (Mutti *et al*., 1999). É necessário, portanto, a utilização de termos precisos para evitar confusões e interpretações equivocadas.

Todas estas discussões acerca da gênese das fácies turbidíticas arenosas, entretanto, têm contribuído significativamente para o aprimoramento do conhecimento geológico sobre os processos deposicionais associados a estas fácies.

CAPÍTULO IV

MODELOS DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS A MARGENS CONTINENTAL E DE RIFTE

4.1 ASPECTOS GERAIS DA DEPOSIÇÃO EM BACIAS DO TIPO RIFTE

Bacias rifte (extensionais ou transtensionais) apresentam comumente formas de meio-*grabens* assimétricos, resultantes da elevação muito maior da zona de borda de falha em relação à outra margem da bacia (Gawthorpe & Colella, 1990). Esta geometria estrutural, a ligação entre os segmentos falhados e a natureza episódica da atividade das falhas são fatores que afetam enormemente os sistemas deposicionais de deltas de granulação grossa. Os meio-*grabens* são, portanto, a unidade fundamental do rifte ou os blocos construtores do lago (Rosendahl *et al*., 1986).

De acordo com Lambiase (1990), um rifte passa por várias fases tectônicas e estruturais durante sua evolução, desde a fase inicial até a subsidência pós-rifte, cada uma acompanhada por um estilo deposicional particular. Antes da formação das ombreiras do rifte, a drenagem regional entra livremente na bacia e a taxa de sedimentação pode ser muito alta; após a sua formação, o sedimento fica restrito a fontes internas.

Inicialmente, quando o fundo da bacia é um complexo de blocos falhados basculados e com elevações um pouco menores que as ombreiras do rifte, os sedimentos são depositados nas regiões mergulho abaixo dos blocos falhados, formando depósitos de arenitos e conglomerados fluviais e aluviais, e ocasionalmente depósitos lacustres lateralmente restritos e finos (Fig. 4.1).

Com o processo subsidência, a assimetria da bacia se desenvolve rapidamente em relação à taxa de sedimentação, os lagos continuam restritos aos baixos topográficos entre os blocos falhados, e a sedimentação permanece igual, com alguma passagem de sedimentos pelos blocos baixos das falhas.

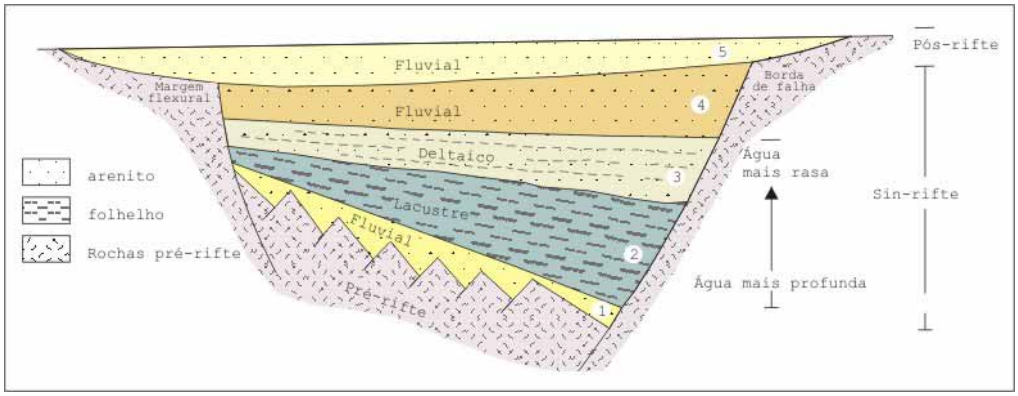


Figura 4.1 – Sucessão de ambientes deposicionais com a evolução tectônica de um rifte (Lambiase, 1990).

Com a contínua subsidência associada às falhas que originaram a bacia, as zonas de acomodação tornam-se altos topográficos, causando uma grande mudança na topografia correspondente ao estágio de desenvolvimento do grande lago. Posto que o processo de implantação do rifte, desde o início do falhamento de blocos até o estabelecimento do grande lago, é geologicamente muito rápido, há uma transição abrupta de ambientes subaéreos para condições de águas profundas (rápida subsidência) e a unidade basal geralmente apresenta espessura limitada.

Grande parte da drenagem das ombreiras é direcionada para fora do rifte, e isto implica que as feições que confinam o lago não servem de fonte significativa de sedimentos. Portanto, a contínua subsidência, juntamente com a baixa taxa de suprimento sedimentar, gera uma bacia faminta que acumula espessas seqüências de sedimentos lacustres.

Quando a taxa de suprimento sedimentar excede a taxa de subsidência, as bacias (meio-*grabens*) começam a ser gradualmente preenchidas, até que haja um novo evento tectônico. O preenchimento ocorre com a progradação de sedimentos arenosos, sendo predominante a sedimentação aluvial e fluvial em meio-*grabens* sem lagos, e a deposição deltaica e prodeltaica em bacias com lagos (Fig. 4.2).

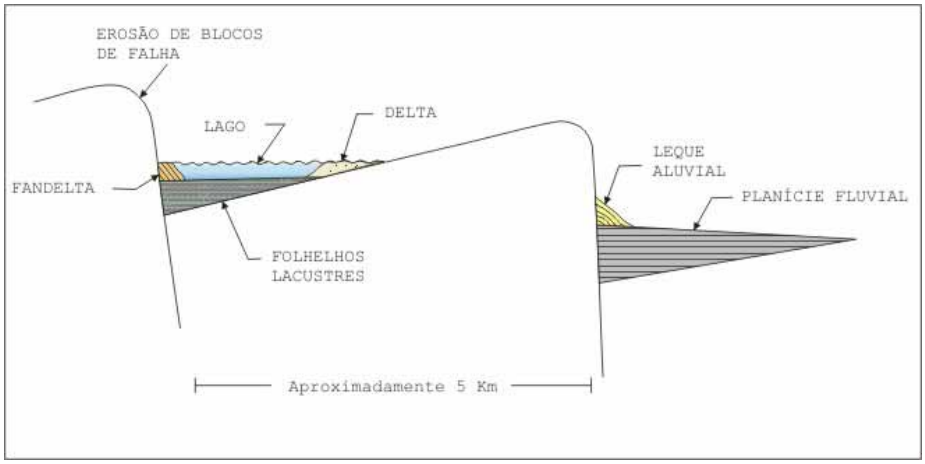


Figura 4.2 – Seção idealizada mostrando padrões de sedimentação em blocos falhados bacia adentro (Lambiase, 1990).

O volume ocupado durante o preenchimento da bacia provoca um aumento do nível do lago, até que o mesmo atinja a altura da menor barreira estrutural (condição estável). A sedimentação prodeltaica permanece em função da diminuição da profundidade da lâmina d'água, até que o lago desapareça totalmente. Este processo condiciona um contínuo raseamento observado nas seqüências lacustres, com a transição para o ambiente deltaico e, finalmente para o fluvial. Assim, o preenchimento da bacia continua sucessivamente ao longo do sistema rifte até que todas as zonas de acomodação estejam soterradas e prevaleça a deposição subaérea.

Neste modelo proposto por Lambiase (1990), cada sub-bacia (meio-*graben*) é preenchida seqüencialmente, e muito embora apresentem similaridades, não são equivalentes em tempo (Arienti, 1996).

4.2 SISTEMAS DE FANDELTA

O termo fandelta foi utilizado por Nemec & Steel (1988) para designar um leque aluvial que prograda diretamente em um corpo d'água permanente, seja um lago ou um mar (Fig 4.3).

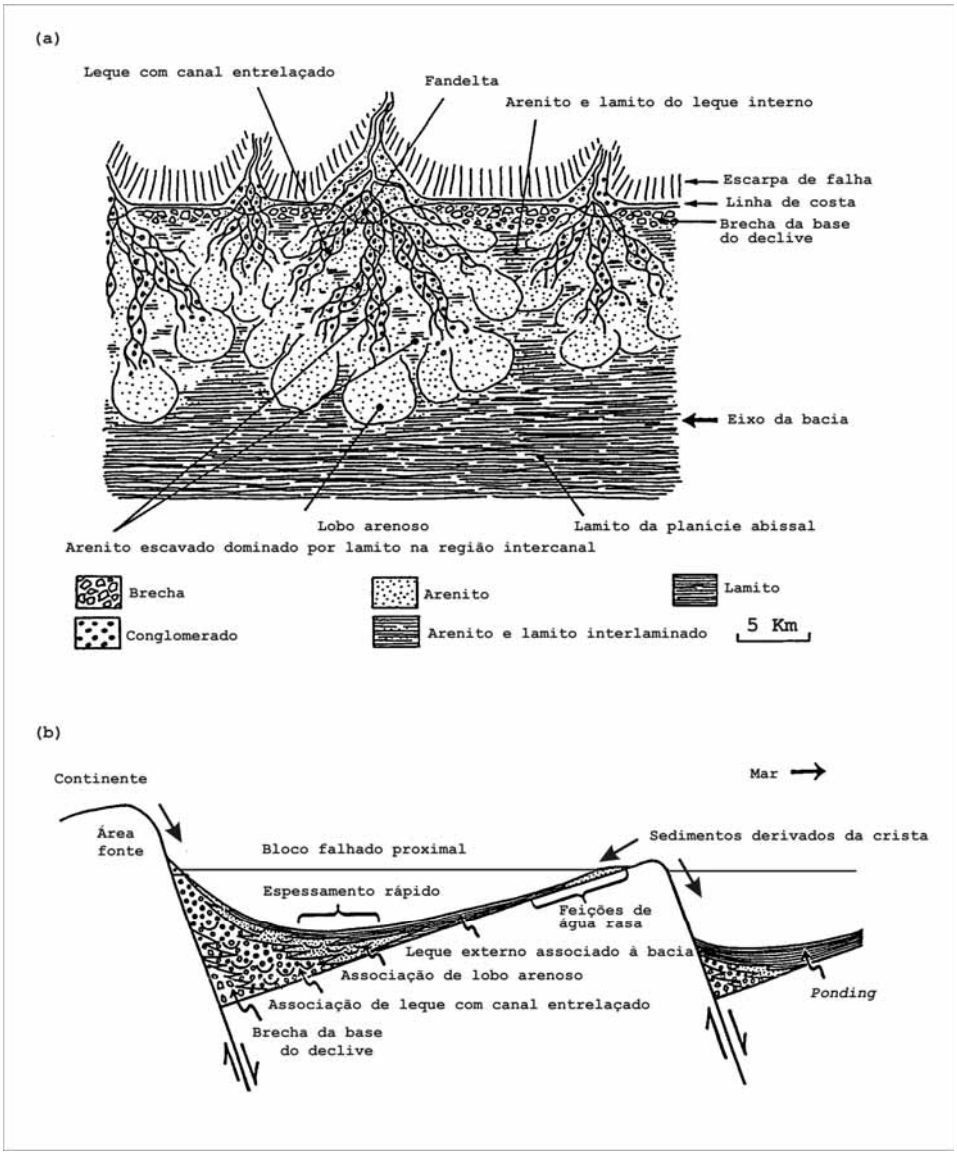


Figura 4.3 - Modelo de fandelta alimentando canais e lobos turbidíticos: (a) em planta; e (b) em corte transversal. (Surlyk, 1984).

Os fandeltas são controlados pelas variações no suprimento de sedimentos, geradas pelas oscilações das descargas fluviais. As enxurradas episódicas responsáveis pelo transporte de sedimentos nestes sistemas carregam grandes quantidades de sedimentos, que podem ser transportadas principalmente como carga de fundo e suspensões ricas em partículas finas. A importância relativa dos diferentes mecanismos de transporte pode variar a cada ponto da superfície do leque, em função do aumento e declínio da taxa de suprimento sedimentar, enquanto a distância de transporte varia com a energia do pico da enchente e do seu declínio. O fluxo resultante é do tipo hiperpicnal, que se acelera com a incorporação de

sedimentos, e, quando combinado a declives íngremes, pode desencadear na formação de fluxos gravitacionais subaquosos. Com a desaceleração, declive abaixo, tais fluxos podem sofrer transformações, passando de *debris flows* a correntes de turbidez.

Segundo Hampton (1972), as correntes de turbidez podem ser geradas a partir da dispersão da cabeça de um fluxo de detritos subaquoso, ou mesmo pela evolução deste fluxo, que se torna totalmente turbulento quando sofre aceleração. Bornhold & Prior (1988) acreditam que estas correntes podem ser derivadas de estágios de enchentes de rios, ou ainda, ser produzidas diretamente pela carga sedimentar jogada pelos rios, que é transportada pelos fluxos hiperpicnais e "bypassa" a margem do delta, sendo puxada pela gravidade talude abaixo. Neste caso, as correntes de turbidez tendem a criar oscilações de curta duração no fluxo (*surges*). Tais oscilações podem variar de breves até mais contínuas.

Wescott & Ethridge (1990) construíram três modelos de seqüências verticais de fácies para fandeltas de granulação grossa (Fig 4.4). O fandelta do tipo plataforma, passa verticalmente de lama de prodelta para unidades gradualmente mais grossas, não existindo conglomerados dentro da frente deltaica e do prodelta. Fandeltas de água profunda são caracterizados por conglomerados na fácies de talude e zona transicional retrabalhada. Já os fandeltas do tipo Gilbert podem ter conglomerados em camadas do topo, da base e da frente deltaica.

Em outro modelo de fandelta proposto por Colella (1988), os deltas de plataforma cascalhosa são considerados tipicamente como fandeltas de escala intermediária (9 a 70 Km de raio), com uma frente deltaica relativamente íngreme e uma planície deltaica bem drenada, caracterizada por rios de baixa sinuosidade (Fig. 4.5). Este modelo assemelha-se bastante ao contexto observado nos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão.

Gawthorpe & Colella (1990), estudando fácies grossas tectonicamente controladas em bacias do tipo rifte, constataram que há um claro controle tectônico na localização, forma e arquitetura de preenchimento da bacia e na geometria interna das seqüências individuais de deltas grossos. Tais deltas podem ser laterais

(associados aos blocos de borda de falha e de margem flexural) ou axiais.

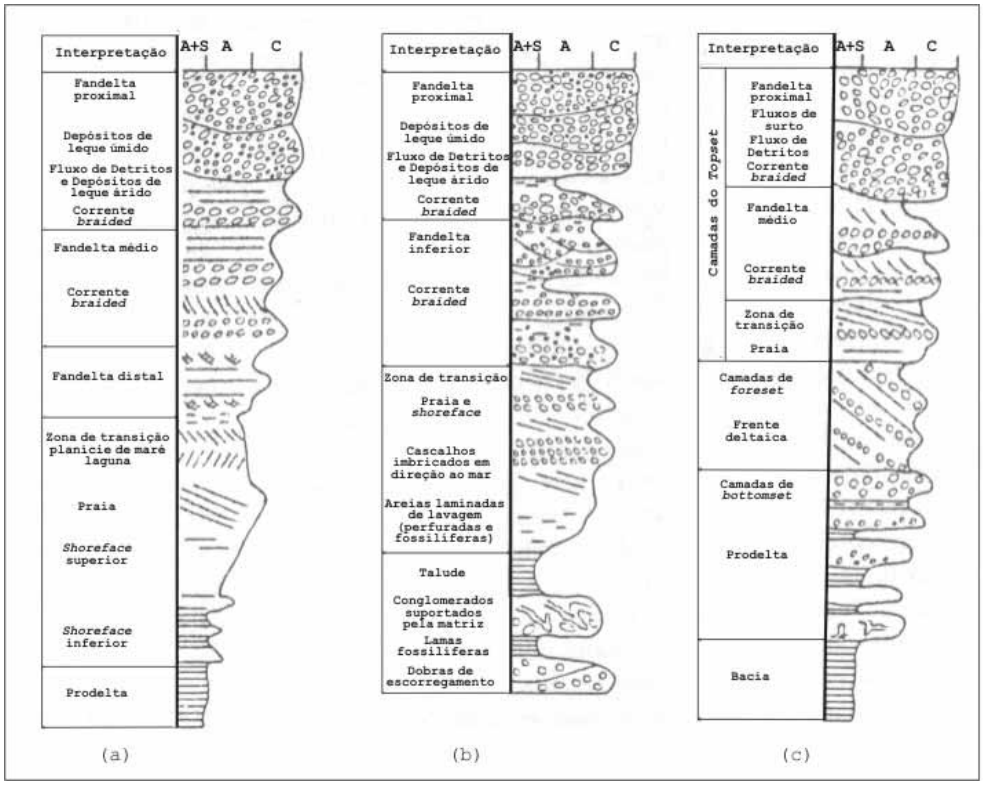


Figura 4.4 – Modelos de fandeltas de granulação grossa: (a) tipo plataforma; (b) tipo talude; e (c) tipo Gilbert (Wescott & Ethridge, 1990).

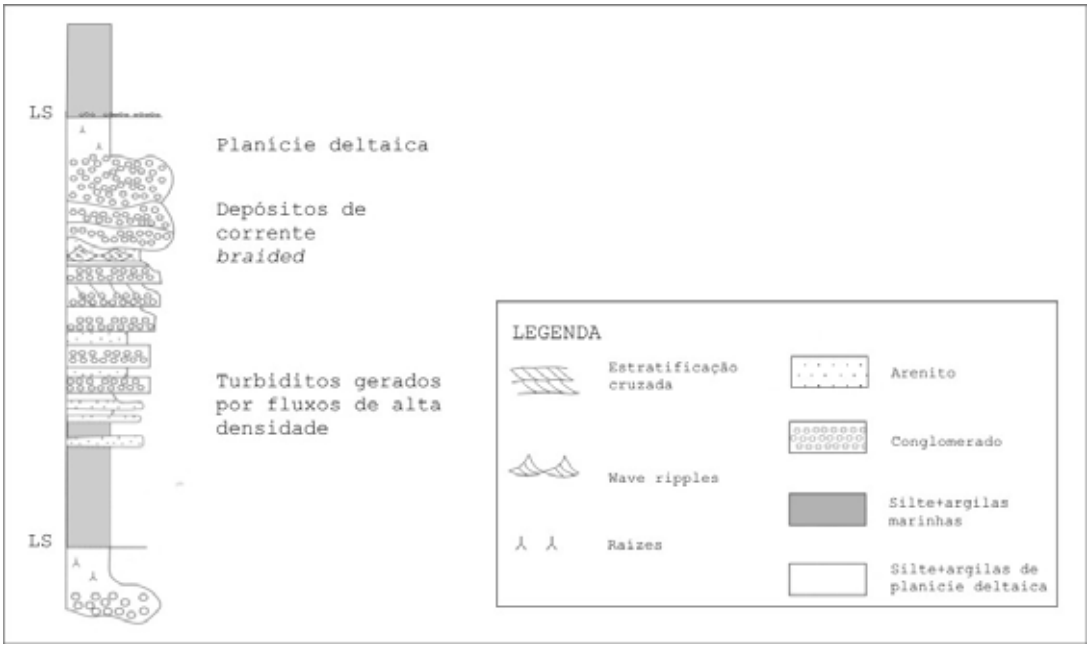


Figura 4.5 – Modelo de delta de plataforma de granulação grossa, dominado por rios entrelaçados, considerado um fandelta típico (Colella, 1988).

Scholz & Rosendahl (1990), a partir de dados de reflexão sísmica dos lagos Malawi e Tanganica no rifte africano, constataram uma variedade de fácies deposicionais de granulação grossa, incluindo fandeltas e cunhas clásticas (*slope aprons*) adjacentes a bordas de falhas, leques sublacustres de água profunda/sistemas de canais, deltas de lago baixo, e depósitos litorâneos clásticos e carbonáticos. Os leques subaquosos maiores são alimentados pelos grandes rios, fato este constatado por registros ecobatimétricos, onde se observam reflexões que se prolongam nas bases dos canais de água profunda, implicando que tais canais servem de condutos ativos para fluxos de turbidez.

Chan & Dott (1983), estudando a Bacia *forearc* do Oeste do Oregon, Eoceno Inferior, observaram associações não usuais de fácies de plataforma e de mar profundo, tais como: fácies deltaicas; de plataforma; leques turbidíticos superior, médio e inferior; e planície bacial. As fácies deltaicas compreendem arenitos grossos de canais distributários, com estratificação cruzada e carvão intercalado. O leque superior é formado por ninhos de canais, o leque médio por canais coalescentes preenchidos por camadas de areia amalgamadas, e o leque inferior por fácies de turbiditos gradados, interacamadados com folhelhos.

Surlyk (1989) propôs, a partir dos seus modelos definidos em turbiditos sin-*rift* do Mesozóico Médio da Groelândia (Fig. 4.6), que com o basculamento de pequenos blocos (gradientes relativamente suaves), em nível de lago baixo, desenvolvem-se fandeltas do Tipo Gilbert. Forte basculamento de blocos (gradientes acentuados), em um nível de lago baixo, condiciona o desenvolvimento de fandeltas sem formas progradacionais, onde dominam fortemente fluxos gravitacionais, desde depósitos de talus até *slope apron* e fandeltas. Já um forte basculamento de blocos associado a um nível de lago alto, com um controle climático superimposto condicionando épocas de grande umidade e chuvas no continente, com abundante aporte siliciclástico, favorece o desenvolvimento de leques subaquosos ricos em argilas (turbiditos).

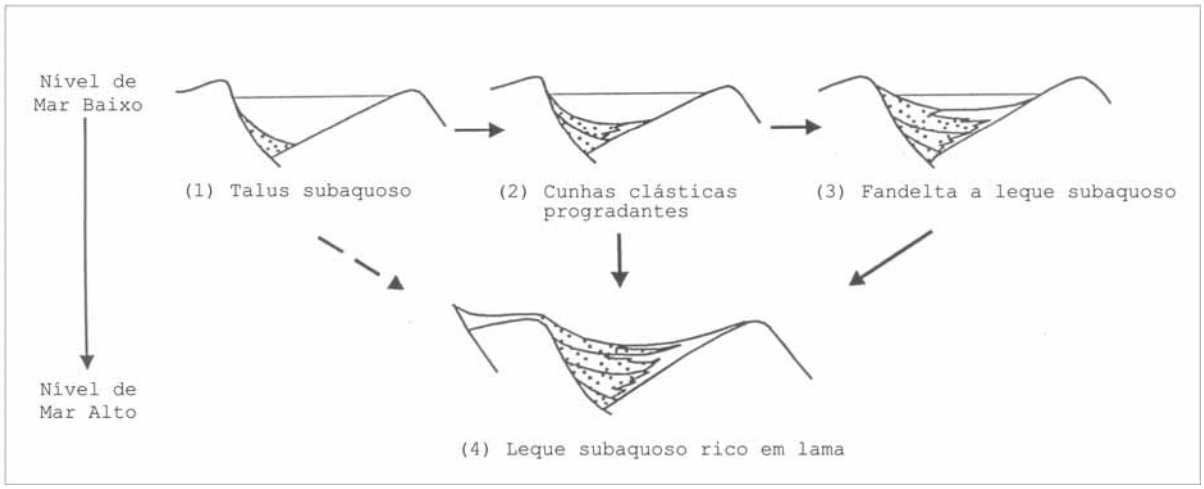


Figura 4.6 – Estágios de desenvolvimento de leques sin-*rift* do Mesozóico Médio (Surlyk, 1989).

Nos sistemas de fandeltas, podem ainda ocorrer escorregamentos (*slumpings*) e deslizamentos (*slidings*), ocasionados por falhas no talude ou pela grande sobrecarga sedimentar provocada pela rápida deposição durante a progradação dos mesmos. O resultado são cicatrizes, grandes blocos de deslizamento, acamamento convoluto e microfalhas em sedimentos inconsolidados. Estes fluxos gravitacionais de massa constituem importantes mecanismos de iniciação de fluxos gravitacionais de sedimentos. Falhas de crescimento, que provocam o espessamento de depósitos, são também produzidas por estes mecanismos.

Vale ressaltar a notável semelhança entre depósitos proximais de granulação grossa de origem subaérea e de origem subaquosa, considerando-se as estruturas e associações de fácies. Entretanto, de acordo com Nemec (1990), a origem subaquosa de uma sucessão de depósitos de fluxos gravitacionais de massa pode ser inferida a partir de certas características distintivas, tais como: associação com turbiditos; intercalações de camadas fossilíferas ou biomicríticas; bioturbação; presença de estruturas produzidas por ondas nas camadas arenosas; ou presença comum de folhelhos e siltes intercalados. Outro caráter que distingue estes dois tipos de depósitos é a tendência de organização interna (alinhamento de clastos, imbricação de seixos, gradação), comum nos depósitos subaquosos.

Middleton & Hampton (1973) observaram que em todos os fluxos gravitacionais operam os mesmos processos, embora atuando em graus diferentes. As feições observadas em conglomerados de águas profundas e em conglomerados fluviais podem ser idênticas, portanto, refletindo mais os processos de transporte e deposição do que propriamente o ambiente deposicional (Winn & Dott, 1977).

A grande parte dos sistemas associados a enchentes fluviais não podem ser, em termos de volume, adequadamente descritos e interpretados através de modelos de correntes de sedimentação fluvial. Seus depósitos podem englobar desde conglomerados desorganizados, depositados por fluxos de detritos coesivos e hiperconcentrados, até sedimentos finos laminados por correntes, depositados por correntes de turbidez de baixa densidade em desaceleração, constituindo os membros finais de um espectro de fluxos gravitacionais aluviais reconhecidos por Miall (1992). Já os membros transicionais, mais comuns, incluem conglomerados estratificados e maciços, arenitos seixosos e arenitos resultantes de diluição e transformações de fluxos talude abaixo, tendo sido por vezes confundidos com depósitos fluviais dominados por carga de fundo. Posto que a geometria e o arranjo interno dos depósitos de fluxos gravitacionais associados a enchentes são essencialmente controlados pelo volume e composição do fluxo original, se todas as outras características forem iguais, estes podem ser comparados à geometria e aos tratos de fácies de estratos turbidíticos de água profunda (Mutti, 1992). Segundo Bornhold & Prior (1990), estes fluxos catastróficos podem ser capazes de alimentar diretamente sistemas turbidíticos nas bacias profundas adjacentes.

4.3 SISTEMAS TURBIDÍTICOS

Diante da constante necessidade de se criar modelos que permitam a visualização espacial das relações entre os elementos constituintes de um sistema, vários autores (Bouma, 1962; Normark, 1970; Mutti & Ricci Lucchi, 1972; Walker, 1978; Mutti, 1992) propuseram diferentes modelos de fácies para os turbiditos. Por sua complexidade, dada a grande variedade de fácies, cada turbidito deve ser analisado particularmente, embora conservando a distribuição dos

elementos básicos num mesmo padrão de organização (Della Fávera, 2000; Fig. 4.7).

Vários fatores podem influenciar na construção de um sistema turbidítico, quais sejam: o controle tectônico local, que além de servir como fonte de sedimento atua como área deposicional; o clima e fatores afins, que controlam o tipo de intemperismo e o transporte das partículas; a extensão do sistema fluvial, condicionando o tamanho dos grãos; e a variação eustática glacialmente controlada, que influencia na quantidade de sedimentos disponíveis para ressedimentação, uma vez que, com o degelo, os rios ganham força e tamanho, permitindo assim o transporte de um grande volume de sedimento, sob condições de fluxo hiperpicnal, para a bacia receptora (Bouma, 2000). Difícil, porém, é predizer como ocorre a interação entre estes fatores que controlam um sistema turbidítico, na medida em que o número de estudos de detalhe neste tipo de sistema ainda é insuficiente (Fonseca *et al.*, 2003).

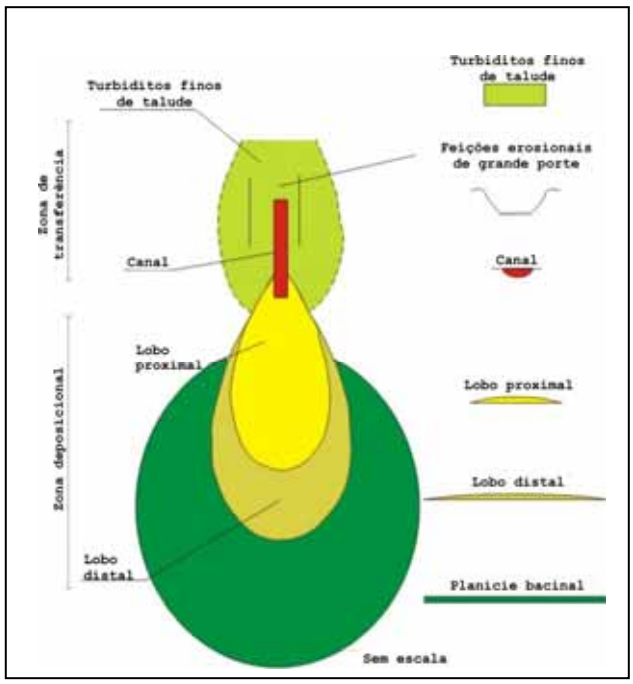


Figura 4.7 - Elementos básicos de um turbidito, definidos por Mutti *et al.* (1999).

Os sistemas deposicionais de água profunda têm sido geralmente classificados, com base no tipo de alimentação, em: *sistemas pontuais*, onde a passagem das correntes de turbidez em direção a águas profundas se dá através de cânions; e *sistemas de rampa com*

alimentação múltipla ou linear, nos quais a alimentação é feita através de um delta que avança até a quebra da plataforma, em taludes suprimidos por correntes de deriva, e através de inúmeros canais que recortam o talude (Fig. 4.8). Alguns aspectos fisiográficos e deposicionais, nas regiões proximal, mediana e distal de um sistema turbidítico, estabelecidos de forma simplificada por Fonseca *et al*. (2003) a partir de trabalhos desenvolvidos por diversos pesquisadores (p. ex., Mutti & Normark, 1991; Reading & Richards, 1994; Stow *et al*., 1996; entre outros), estão descritos adiante e serão considerados neste trabalho.

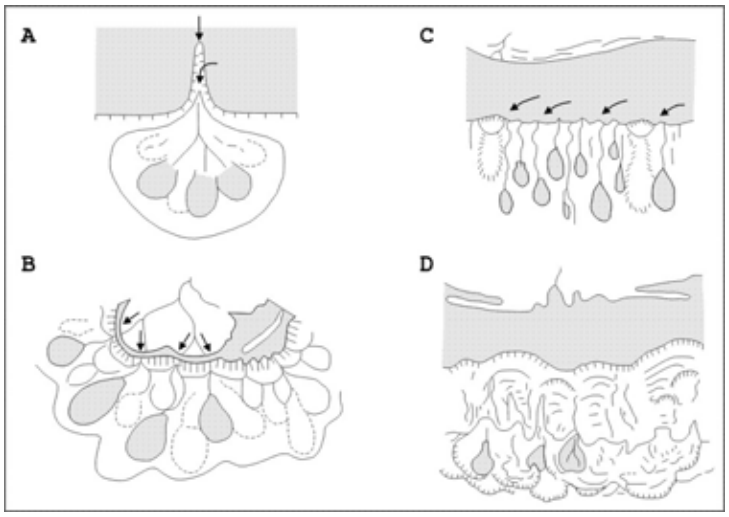


Figura 4.8 – Padrões de suprimento sedimentar na borda da plataforma e sistemas deposicionais resultantes: (A) fonte pontual (cânion); (B) fonte linear em arco (frente deltaica de margem de plataforma); (C) fonte linear (alimentação da plataforma); e (D) fonte linear (escorregamentos da margem da plataforma e talude superior). [Fonseca *et al*. (2003): modificado de Galloway (1998) e Surlyk (1987)].

Nas **regiões proximais**, independentemente do tipo de alimentação e levando-se em conta uma área fonte contendo todos os tamanhos de grãos, estarão ali presentes depósitos de mais alta energia. Outra feição importante nestas regiões é a presença de superfícies erosivas bem pronunciadas, relacionadas a canais associados a fluxos de detritos e gravitacionais de massa (escorregamentos e deslizamentos).

A porção proximal de sistemas turbidíticos canalizados freqüentemente inclui: canais meandrantes, com diques expressivos (*channel-levee*) ou com barras de acresção lateral dominantes; canais

entrelaçados (*braided*); ou canais relativamente retos, dominando as condições de *bypass* sedimentar, onde as areias se concentram nos lobos.

Em eventos de menor energia ou quando o sistema é abandonado ou afogado, turbiditos de baixa densidade preenchem os canais. Quando o volume de sedimentos transportado pela corrente é muito grande, geralmente a carga mais grossa é depositada no eixo do canal, enquanto o restante do fluxo ultrapassa os diques marginais, sendo depositado na zona de extravasamento. Correntes de alta energia podem, localmente, cortar os diques marginais e gerar depósitos de *crevasse*. Em alguns casos, a geometria de canais arenosos e cascalhosos é semelhante à de um sistema fluvial entrelaçado (Hein & Walker, 1982).

Segundo Mutti & Normark (1991), nem sempre os depósitos que preenchem os canais têm relação genética com sua formação. Há canais erosivos que servem essencialmente de conduto para a passagem de correntes de turbidez, ficando em seu interior apenas um *lag* cascalhoso-arenoso. Já nos canais mistos, ocorre a deposição de uma quantidade significativa de sedimentos, embora haja o *bypass* de parte da carga. Finalmente, existem os canais deposicionais, que não possuem relação alguma com a formação da feição canalizada, mas apenas recebem os sedimentos de correntes de turbidez que não têm competência para transportar adiante a carga sedimentar.

A porção proximal de sistemas turbidíticos não canalizados, principalmente em bacias do tipo rampa onde aportam deltas de sedimentos grossos (tipo Gilbert) e leques deltaicos, reúne feições representadas por lobos de conglomerados e arenitos com base erosiva, depositados por tração e suspensão a partir de correntes de turbidez e fluxos hiperpicnais de alta densidade, gerados por enxurradas fluviais.

Nas **regiões mediana e distal**, o tamanho do grão é predominentemente médio a fino, as superfícies erosivas são mais rasas e largas, os depósitos mais tabulares devido a maior continuidade lateral dos fluxos, e o retrabalhamento por correntes de fundo é comum. Os canais podem ocorrer com ou sem diques e depósitos de extravasamento, desembocando em lobos arenosos, semelhantemente ao que ocorre com sistemas deltaicos dominados por

rios. Nos lobos, há uma região proximal, mais arenosa, com presença de canais distributários, e uma região mais distal, com sedimentos mais finos, e sem distributários. As erosões nos lobos são menos pronunciadas que na porção canalizada e o tamanho dos grãos mais reduzido.

Depósitos com camadas decimétricas e centimétricas de arenitos médios a finos, maciços ou com gradação normal, localmente associadas a camadas com estruturas de tração (estratificação cruzada e carpete de tração), são predominantes nos lobos, tornando-se mais finos e delgados, com mais intercalações de folhelhos e siltitos em direção à bacia.

Os modelos de fácies turbidíticas de Bouma (1962) e Mutti (1992, 1999) serão abordados nos tópicos seguintes, uma vez que os mesmos reúnem características semelhantes às observadas nos depósitos turbidíticos estudados.

4.3.1 Considerações sobre o Modelo de Bouma

O modelo clássico de Bouma, convencionalmente composto pelas divisões T_a, T_b, T_c, T_d e T_e, foi desenvolvido a partir de observações feitas no Arenito Annot (oeste dos Alpes). Tal modelo foi interpretado como produto de um único evento de uma corrente de turbidez em águas profundas. Bouma (1962) individualizou os intervalos da seqüência com base nas variações do tamanho dos grãos nas camadas e dos estilos das laminações, sendo distribuídos numa ordem vertical particular (Fig. 4.9 e 3.3, modelos 10 e 11) e refletindo a desaceleração do fluxo que os originou. Segundo Lowe (1982), esta seqüência representa um turbidito clássico, depositado por uma corrente de turbidez de baixa densidade.

A divisão T_a representa o início da sedimentação, e consiste de arenito maciço (sem estrutura), por vezes gradado, gerado por uma rápida deposição dos grãos mais grossos da suspensão. Freqüentemente pode apresentar uma base erosional, devido à força da corrente de turbidez. Corresponde ao primeiro estágio hidrodinâmico dos turbiditos clássicos de Walker (1978), onde o cisalhamento contínuo dos grãos pelo fluxo, juntamente com o escape da água intersticial, imprime ao depósito um aspecto maciço.

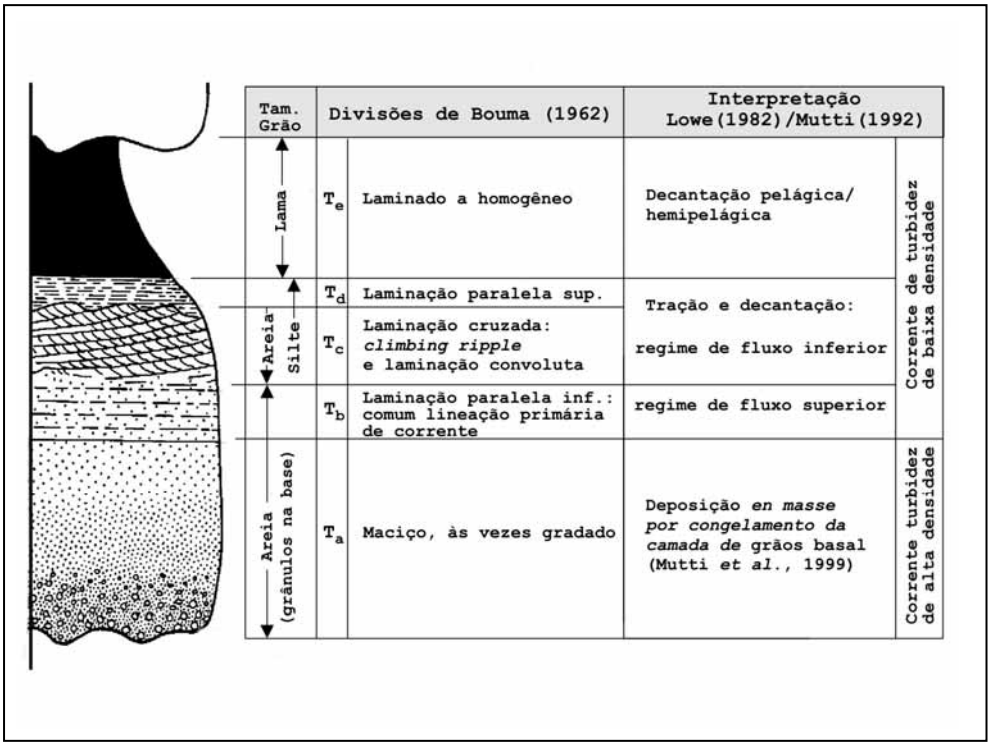


Figura 4.9 - Seqüência ideal de Bouma mostrando suas divisões T_a a T_e e interpretações dos mecanismos de deposição (Modif. de Collinson & Thompson, 1989).

Sobreposta à divisão T_a, encontra-se a divisão T_b, caracterizada por uma laminação horizontal, em geral com areia média e fina, originada por camadas planas em regime de fluxo superior. Lineação de partição é comum neste intervalo, refletindo a excelente orientação dos grãos (Allen, 1964).

Com a desaceleração continuada do fluxo, deposita-se a divisão T_c, caracterizada por laminação clino-ascendente (*climbing ripple*), que em algumas camadas pode ser convoluta, refletindo a deposição por tração. A laminação cruzada pode consistir de uma única camada ou um conjunto de múltiplas cruzadas clino-ascendentes, indicando, respectivamente, um retrabalhamento do sedimento sotoposto pela cauda da corrente de turbidez ou uma deposição contínua de sedimento durante a formação das *ripples* (Walker, 1969). Se a taxa de deposição é muito alta, o fluido fica trapeado entre os grãos e a laminação cruzada clino-ascendente torna-se convoluta pelo escape do fluido (Walker, 1978).

Segundo Walker (1978), as divisões T_b e T_c representam a segunda fase hidrodinâmica do fluxo, caracterizada pela tração.

A divisão T_d recobre a divisão T_c, sendo constituída de um intervalo de silte e argila com laminação horizontal. A deposição ocorre pelo processo de decantação seguida de tração. Tanto a divisão T_c como a T_d são originadas num regime de fluxo inferior.

O final da sedimentação da corrente de turbidez é representado pela divisão T_e, que se encontra no topo da seqüência, consistindo de argila ou silte, depositada por suspensão em condições de baixa energia, além de sedimentação hemipelágica após a corrente ter cessado completamente. Esta divisão, juntamente com a divisão T_d, compreende a terceira fase hidrodinâmica dos turbiditos clássicos de Walker (1978).

A seqüência completa representa um desenvolvimento ideal da deposição por correntes de turbidez de baixa densidade. Todavia, é muito comum a ausência de um ou mais intervalos. A espessura relativa dos intervalos é também variável. Em algumas seqüências predominam as divisões laminadas, enquanto que em outras domina a divisão T_a, apenas com um capeamento delgado do intervalo T_b ou T_c.

Camadas de turbiditos compostas apenas pela divisão T_a compreendem a principal fácies reservatório de vários campos brasileiros de petróleo. Feições secundárias que podem ser observadas nesta fácies incluem: níveis com gradação inversa, notadamente na base da camada; presença de grãos maiores, em geral grânulos ou pequenos seixos, dispersos ao longo da camada; intraclastos de folhelho, que podem ocorrer horizontalizados; níveis exibindo deformação plástica ou cisalhamento; estruturas de fluidização.

O aspecto dominantemente maciço desta fácies indica que não houve condições para ocorrer uma decantação, e que a concentração de sedimentos era grande, impedindo a turbulência. Nos fluxos plásticos, a deposição ocorre rapidamente, em massa, quando a tensão de cisalhamento do fluxo laminar não consegue mais vencer a resistência ao deslocamento. Os níveis com gradação inversa estão associados à ação de pressão dispersiva, gerando carpetes de tração, que ocorre quando a concentração de grãos é elevada. A distribuição horizontal dos clastos de pelitos depositados em massa por congelamento do fluxo é comum em fluxos laminares. A ocorrência de grânulos e seixos dispersos entre grãos mais finos evidencia que

houve um impedimento à decantação dos primeiros, novamente indicando uma alta concentração de sedimentos na água. Todas estas feições ajustam-se melhor sob um fluxo altamente concentrado ("*sandy debris-flow*"), de comportamento mais plástico, laminar, do que em relação a uma verdadeira corrente de turbidez, cuja reologia é fluidal (Shanmugam, 1997). Isto implica que esta fácies, tão comumente observada, não está relacionada a uma corrente de turbidez de baixa densidade.

4.3.2 O Modelo de Mutti

As fácies turbidíticas de Mutti (1992) são a reformulação da classificação de Mutti & Ricci Lucchi (1972), baseada na ocorrência de turbiditos dos Apeninos, na Itália. Nesta classificação, foram utilizados, principalmente, os conceitos definidos por Fisher (1983) sobre transformações de fluxo, os quais podem ser basicamente do tipo laminar e turbulento, podendo ocorrer mais de uma vez e de modos diferentes durante o movimento.

As fácies turbidíticas que caracterizam este modelo são resultantes dos diferentes estágios evolutivos do fluxo gravitacional declive abaixo (Figs. 4.10 e 4.11). Desta forma, cada fácies representa a perda progressiva das populações mais grossas, corrente abaixo, ou uma organização textural diferente, produzida pelas transformações no fluxo (Della Fávera, 2000).

A partir das transformações sofridas pelos fluxos gravitacionais subaquosos, as fácies geradas podem incluir desde conglomerados matriz-suportados, depositados por fluxos coesos de detritos (*debris* flows), até argilitos gradados depositados por correntes de turbidez muito diluídas. Algumas das fácies podem estar ausentes e dependerão amplamente do tipo de sedimento disponível inicialmente. Segundo Mutti (1992), a seqüência de Bouma encontra-se representada nas fácies F8 e F9a e abrange apenas 3% dos turbiditos em Grès d´Annot, na França, onde foi definida sua seqüência completa.

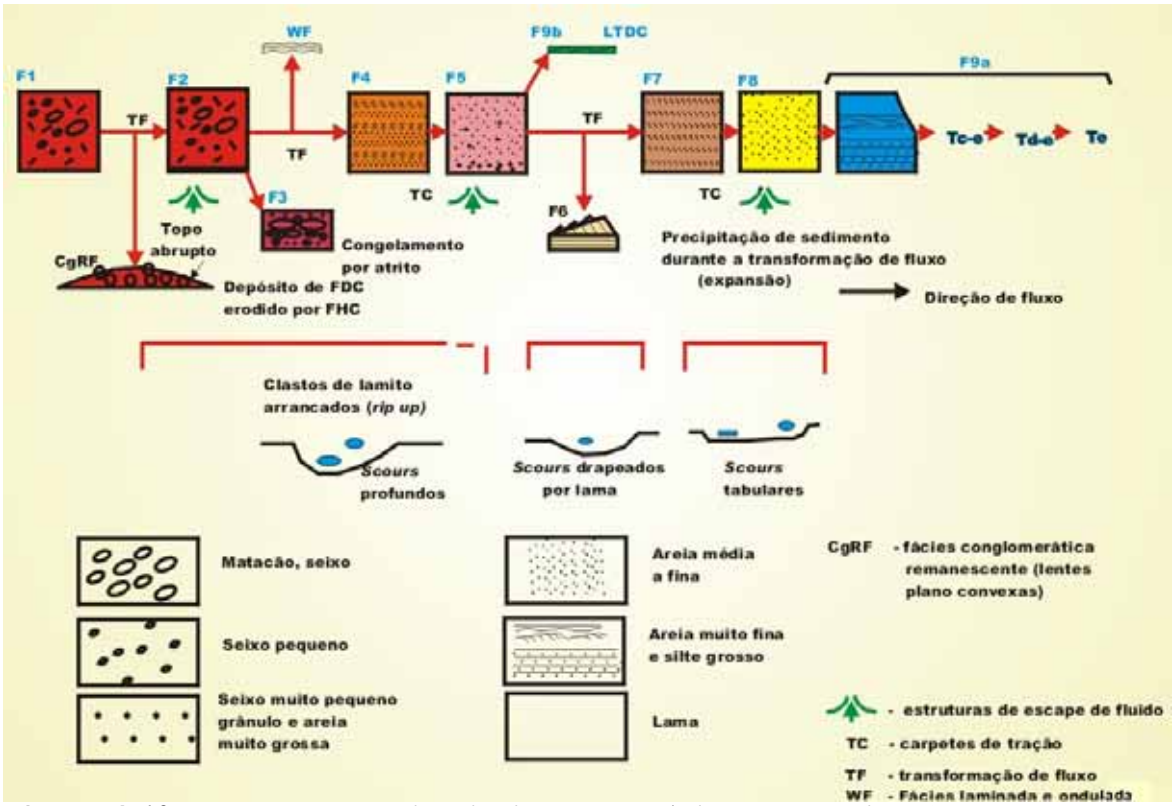


Figura 4.10 – Esquema de distribuição das fácies de Mutti (1992, adaptado por Della Fávera, 2000).

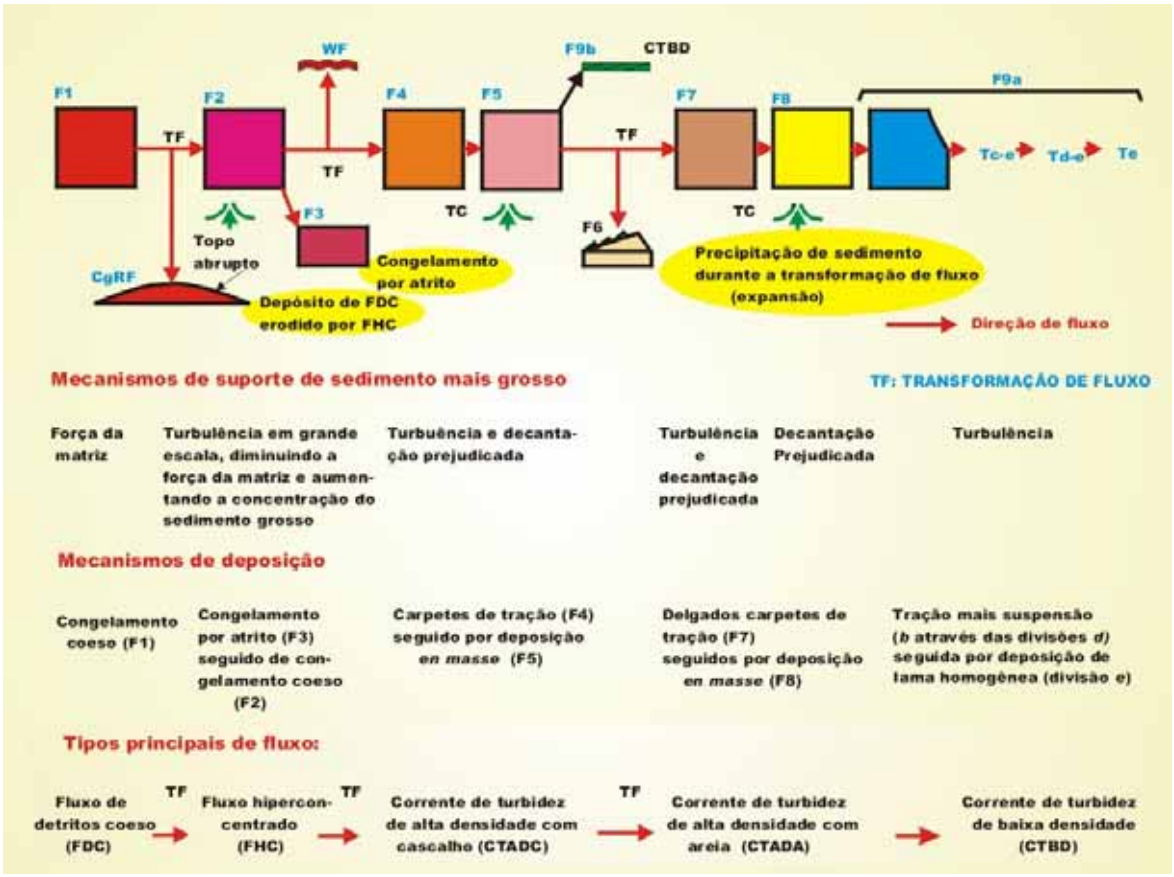


Figura 4.11 – Esquema de distribuição das fácies de Mutti, incluindo tipos de fluxos e mecanismos de suporte e deposição. (Mutti, 1992, adaptado por Della Fávera, 2000).

Fácies de Granulação Muito Grossa

Este conjunto, constituído pelas fácies F1, F2 e F3, é resultante da sedimentação por fluxos de detritos coesos e fluxos hiperconcentrados.

Os depósitos F1, originados por fluxos de detritos coesos (reologia plástica), caracterizam-se pela presença de grandes clastos flutuando numa matriz argilosa, que tendem a se projetar para cima. Os mecanismos de suporte e deposição são, respectivamente, a força da matriz e o congelamento coeso. Nestes depósitos, é típica a ausência de escavações basais.

Declive abaixo, o fluxo sofre transformação pela entrada de fluido ambiente, passando para um fluxo hiperconcentrado (reologia mais fluidal). A fácies F2, produto desta transformação, é caracterizada pela presença de grandes clastos flutuando numa matriz desorganizada, composta de cascalho, areia e lama. Como a intensidade da força da matriz é menor neste caso, os clastos tendem a se concentrar na porção inferior das camadas. A turbulência passa então a atuar como mecanismo de suporte na porção superior do fluxo. O mecanismo de deposição é ainda o congelamento coeso. O depósito conglomerático é matriz-suportado e mostra cortes basais profundos, além de grandes clastos de argila.

À medida que ocorre a segregação textural, o sedimento grosso concentra-se na porção mais inferior da camada. O resultado desta segregação é um depósito F3, consistindo de conglomerado clasto-suportado, sem estratificação e, em geral, com gradação inversa. A fácies F3 representa a deposição final do fluxo, imediatamente antes da sua transformação, e, por vezes, pode estar submetida a uma tensão cisalhante provocada pelo fluxo residual. Este fluxo deixa para trás um depósito residual (lag) F3.

Em alguns casos, a segregação textural é bem pronunciada, mas a fácies conglomerática basal ainda é matriz-suportada. O depósito resultante é então referido como F2-F3, uma vez que é difícil a distinção entre estas duas fácies.

A porção basal de depósitos F2 e F3 pode apresentar uma camada com *rip-up* e clastos angulosos de folhelhos, oriundos da fácies sotoposta. Mutti (1992) interpretou esta camada como resultado do

impacto da porção basal de um fluxo hiperconcentrado erodindo a camada de folhelho sotoposta.

Fácies de Granulação Grossa

O fluxo hiperconcentrado sofre transformação, declive abaixo, passando para uma corrente de turbidez seixosa de alta densidade (reologia mais fluidal), deixando como registro principal as fácies F4 e F5, além da fácies F6.

Os depósitos F4, gerados a partir desta corrente de turbidez seixosa de alta densidade, têm como estruturas diagnósticas os carpetes de tração. Na sucessão, ocorrem os depósitos F5, mal selecionados, geralmente com ausência de estratificação e presença de estruturas de escape de fluidos. Estes depósitos F5 podem também ser gerados logo após a transformação do fluxo hiperconcentrado, quando o congelamento é muito rápido, não havendo tempo suficiente para a formação dos carpetes de tração. A deposição, neste caso, ocorre por suspensão (em massa), formando depósitos F5 sem gradação e a fácies F4 é suprimida. Se o congelamento inicial ou o cisalhamento for insuficiente, os depósitos de F4 terão carpetes de tração pouco desenvolvidos. Os mecanismos de suporte atuantes são a turbulência e a decantação dificultada.

A fácies F6 pode ocorrer sobreposta ao depósito F5, sendo caracterizada por um depósito de granulação grossa, relativamente bem selecionado e com estratificações internas. A sucessão vertical diagnóstica inicia-se com estratificação horizontal, seguida de estratificação cruzada de médio porte e, no topo, estratificação cruzada de pequeno porte, refletindo a atuação de processos tracionais num fluxo declinante. Um salto hidráulico do fluxo durante sua transformação é a origem mais plausível para este depósito (Mutti, 1992), ocorrendo assim uma expansão do mesmo, onde os grãos mais grossos não conseguem se manter na turbulência e depositam-se por tração. A população destes grãos é a mesma da fácies F5, enquanto a população dos grãos mais finos pode transpassar (*bypass*) e gerar a fácies F9 sobrejacente. Caso ocorra transformação de fluxo, estes depósitos serão recobertos por depósitos F7 ou F8. Todavia, segundo Della Fávera (2000), alguns autores não reconhecem os depósitos F6 como parte de seqüências

turbidíticas, considerando-os como produtos de acresção lateral em canais meandrantes de águas profundas, pela presença das estratificações cruzadas do tipo *megaripples*.

Fácies de Granulação Fina

Este grupo de fácies é caracterizado por fluxos residuais resultantes de uma transformação ou um salto hidráulico da corrente de turbidez seixosa de alta densidade. Inclui registros sedimentares de correntes de turbidez arenosas de alta densidade, ou fluxo granular basal de Mutti *et al*. (1999), representados pelos depósitos F7 e F8, e de correntes de turbidez de baixa densidade (depósito F9).

O depósito F7, resultante da sedimentação por tração, apresenta lâminas horizontais, por vezes com gradação inversa, formando carpetes de tração. Estes carpetes afinam no sentido ascendente, indicando que a pressão dispersiva diminui à medida que o fluxo perde velocidade (fluxo declinante). É distinguida da fácies F4 pela presença de carpetes de tração mais delgados e de granulação mais fina, e do intervalo T_b de Bouma por possuírem uma granulação mais grossa em relação ao mesmo. Os depósitos F7 podem repousar diretamente sobre depósitos F5, por transformação gravitacional do fluxo, ou sobre unidades da fácies F6, através de um salto hidráulico do fluxo. Podem ser recobertos por depósitos F8 ou F9.

A sedimentação por suspensão direta (em massa) origina os depósitos F8, constituídos de areia de granulação média a fina, sem estrutura, mas, por vezes, com evidências de escape de fluidos e de gradação normal. Apresentam sedimentos de granulação mais fina e melhor selecionados em relação ao depósito F5. Os mecanismos de suporte atuantes são a turbulência e a decantação dificultada.

Após a deposição da carga sedimentar com a população de grãos mais grossos, resta uma corrente de turbidez de baixa densidade, que, por desaceleração, gera os depósitos F9, representantes da clássica seqüência de Bouma sem o intervalo T_a. O mecanismo de deposição é a decantação seguida de tração, originando divisões laminadas de arenito muito fino e silte grosso, capeadas por uma divisão de argilito maciço. Entretanto, para que estes depósitos se

desenvolvam é preciso que exista uma determinada quantidade de partículas finas disponíveis no fluxo e uma diminuição contínua da turbulência.

Com base no padrão de organização interna e na razão areia-argila, esta fácies foi dividida nas sub-fácies F9a e F9b. A sub-fácies F9a corresponde à seqüência de Bouma sem base, com estruturas sedimentares bem desenvolvidas e uma boa seleção das partículas. A sub-fácies F9b, por sua vez, apresenta um menor grau de organização interna e uma maior quantidade de sedimento arenoso. É interpretada como sendo depositada por fluxos de pequeno volume e altas taxas de desaceleração e, por esta razão, não há tempo suficiente para que as estruturas sejam bem desenvolvidas. Em contraposição, fluxos com maior volume, maior quantidade de sedimentos finos e menores taxas de desaceleração depositarão a sub-fácies F9a.

4.3.2.1 Modelo de Tratos de Fácies Relacionados à Eficiência do Fluxo

Mutti *et al.* (1999) identificaram, basicamente, quatro grupos maiores de fácies turbidíticas, que são primariamente definidas por sua textura: (A) clastos tamanho calhau a seixo pequeno; (B) seixos pequenos a areia grossa; (C) areia média a fina; e (D) areia fina a lama. Estas populações de tamanhos de grãos são as mesmas dos esquemas de fácies de Lowe (1982) e Mutti (1992), e tendem a ser transportadas e depositadas como entidades naturalmente distintas, formando assim diferentes grupos de fácies (Fig. 4.12). As duas primeiras populações movem-se invariavelmente numa camada basal granular; a terceira população move-se primeiro na camada granular, mas pode ser progressivamente incorporada como carga em suspensão no fluxo turbulento sobrejacente; a quarta população move-se, de preferência, como carga em suspensão no fluxo turbulento.

Os tipos de fácies produzidas estão arranjados em tratos de fácies, cada qual registrando um grau diferente de eficiência de fluxo (Fig. 4.13).

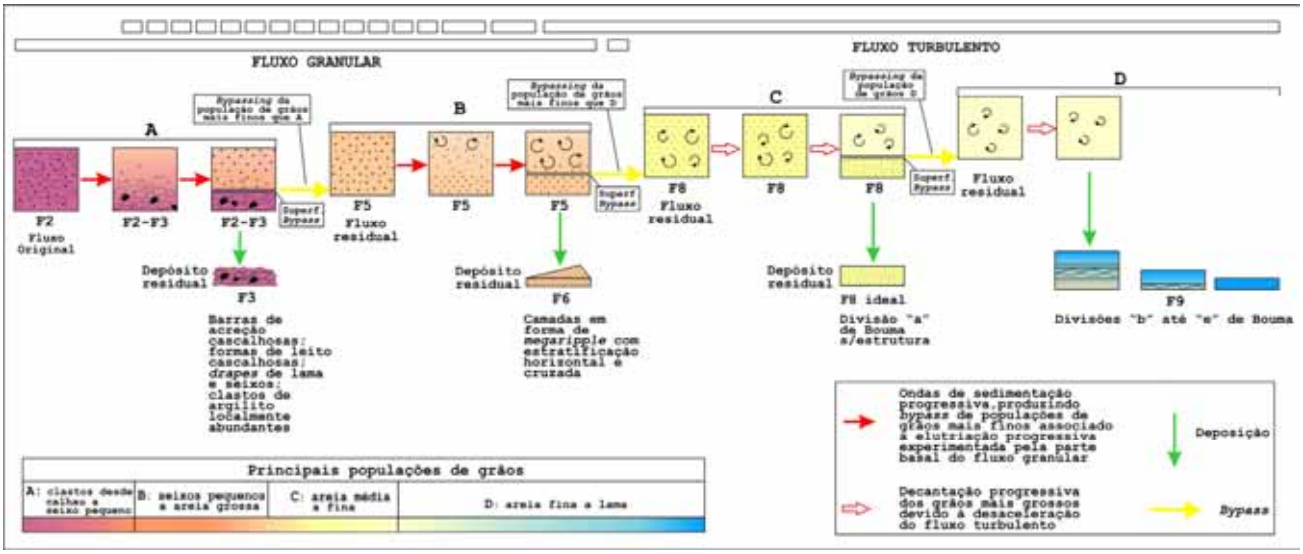


Figura 4.12 – Fácies e processos de correntes de turbidez altamente eficientes (Mutti *et al.*, 1999).

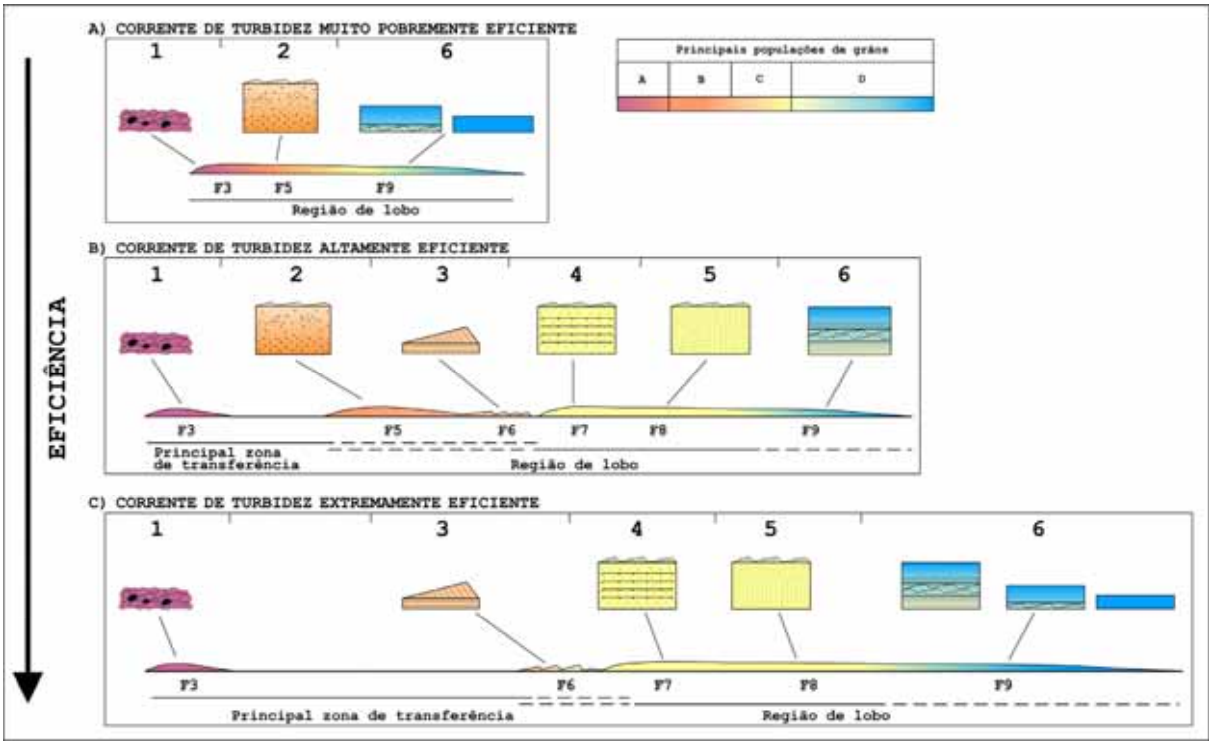


Figura 4.13 – Tratos de fácies relacionados à eficiência do fluxo (Mutti *et al.*, 1999).

1 – Depósito residual (F3) → deposição da população de grãos A, reunida na cabeça do fluxo granular;

2 – Arenito maciço pobremente selecionado com estruturas de escape de fluidos (F5) → deposição do fluxo granular inercial (população de grãos B);

3 – Arenito relativamente bem selecionado com estratificação cruzada (F6) → retrabalhamento, por tração, da parte frontal do depósito de fluxo granular inercial (população de grãos B);

4 – Finos carpetes de tração (F7) → processos de decantação seguida de tração (populações de grãos B e C);

5 – Divisão "a" de Bouma sem estruturas (F8) → alta taxa de decantação (população de grãos C);

6 – Seqüências de Bouma sem base (F9) → processos de decantação seguida de tração (população de grãos D).

O conceito de eficiência de fluxo refere-se à habilidade do fluxo carrear sua carga sedimentar em direção à bacia e segregar suas populações de grãos em diferentes tipos de fácies com a distância (Mutti *et al.*, 1999). Desta forma, fluxos extremamente eficientes segregarão totalmente as populações de grãos contidas no fluxo original com a distância, produzindo assim tipos de fácies relativamente bem variados, enquanto que fluxos muito pobremente eficientes segregarão apenas parcialmente suas diferentes populações de grãos, gerando um número mais limitado de tipos de fácies caracterizado por uma pobre variação textural.

No caso de uma corrente bi-partida, a eficiência deve ser considerada separadamente para os dois fluxos componentes. A eficiência da camada basal granular, ou seja, sua habilidade para transportar as populações de grãos A e B por distâncias consideráveis, depende do gradiente de velocidade que controla a taxa de escape de água e da quantidade de finos contidos no fluxo original, já que os finos impedem o escape de água. A eficiência do fluxo turbulento, por sua vez, depende primariamente da quantidade de energia turbulenta gerada nos limites do fluxo e, conseqüentemente, da quantidade de finos (populações de grãos C e D) que o fluxo pode incorporar da camada basal granular e da erosão que ocorre na cabeça do fluxo.

Um *fluxo extremamente eficiente*, considerado um fluxo ideal, pode segregar totalmente suas partículas de granulação mais grossa nos depósitos F3 e F6 (Fig. 4.13C). Os sedimentos de granulação mais fina são totalmente recolocados em suspensão no fluxo turbulento e carreados por distâncias maiores em direção à bacia.

O trato de fácies mais comumente observado em vários turbiditos antigos está relacionado a *fluxos altamente eficientes* (Fig. 4.13B), que são em geral de grande volume e longa duração, e têm consideráveis quantidades de finos em suspensão, sendo mantidos por correntes de turbidez sustentadas, cujos mecanismos de iniciação mais aceitos são os fluxos hiperpicnais ou inundações de longa duração, e os múltiplos deslizamentos.

Neste caso, a eficiência ainda é alta, mas apenas as partículas mais grossas da carga sedimentar são efetivamente segregadas (depósito F3). Um fluxo granular, sofrendo excesso de pressão

intersticial, deposita grande parte da população de grãos B, em camadas pobremente selecionadas, essencialmente sem estruturas (depósito F5), e apenas os depósitos mais distais desta população de grãos sofrem elutriação das partículas finas, sendo subsequentemente retrabalhados pelo fluxo turbulento sobrejacente, de longa duração e grande volume, em formas de leito muito distintas (camadas planas e mega*ripples* 3-D algumas vezes cobertas por *ripples* de granulação grossa, de pequena escala), denominados depósitos F6 (Mutti, 1992). A feição mais característica é a estratificação cruzada relacionada à migração de mega*ripples* corrente abaixo.

Seguindo corrente abaixo, em direção à bacia, ocorre o depósito F7 (população C), caracterizado por carpetes de tração de espessura milimétrica de areia grossa alternando com areia média e fina. Mutti *et* al. (1999) interpretou estas alternâncias como produto de um tipo misto de sedimentação em que a tração de areia grossa na base do fluxo ocorre concomitantemente com a suspensão de areia média e fina da suspensão sobrejacente, num processo totalmente agradacional. A areia grossa é derivada do retrabalhamento do depósito do fluxo granular localizado corrente mais acima.

Mais adiante corrente abaixo, ocorrem os depósitos F8 (população D), compostos de areia de granulação predominantemente fina, sem feições tracionais. A interpretação mais aceita para este tipo de depósito é a oferecida por Middleton e Hampton (1973), em que tais camadas resultariam de altas taxas de queda de sedimentos de uma suspensão sobrejacente, evitando assim a formação de feições de tração e causando liquefação ("quick bed") devido ao excesso de pressão intersticial. Mutti *et al.* (1999) sugerem que este depósito de granulação relativamente fina e sem estruturas deveria ser considerado a real divisão "a" da seqüência de Bouma.

As fácies mais distais deste trato é representada pela clássica seqüência de Bouma sem a base, isto é, areia fina e lama depositadas por processos de decantação seguida de tração e suspensão durante os estágios finais depletivo e desacelerante de uma corrente de turbidez (depósitos F9).

Os *fluxos pobremente eficientes*, gerados pelo escorregamento (*slump*) de volumes limitados de sedimentos ou por inundações de pequeno volume e curta duração, adaptando-se também ao conceito de

fluxos episódicos (tipo surto), não podem efetivamente segregar suas diferentes populações de tamanhos de grãos e a importância do seu fluxo superior turbulento é extremamente reduzida (Fig. 4.13A). O trato de fácies resultante compreende, portanto, sedimentos em geral pobremente selecionados e caracterizados por uma extensão areal consideravelmente menor do que aqueles depositados por fluxos altamente eficientes. Tipicamente, os depósitos distais e de granulação mais fina destes fluxos (depósitos F9b) são pobremente desenvolvidos, sugerindo que o fluxo original não continha quantidades substanciais de finos ou o fluxo não teve energia suficiente para erodir quantidades substanciais de lama do fundo (Mutti *et al*. 1999).

4.3.3 Classificação de Sistemas Turbidíticos Brasileiros

A partir da integração de parâmetros descritivos de afloramentos com dados de subsuperfície, Bruhn & Moraes (1989) identificaram 5 tipos principais de sistemas turbidíticos brasileiros, com base em associações de fácies e geometrias (Figs. 4.14 e 4.15), os quais auxiliarão na classificação dos depósitos turbidíticos discutidos no Capítulo 5.

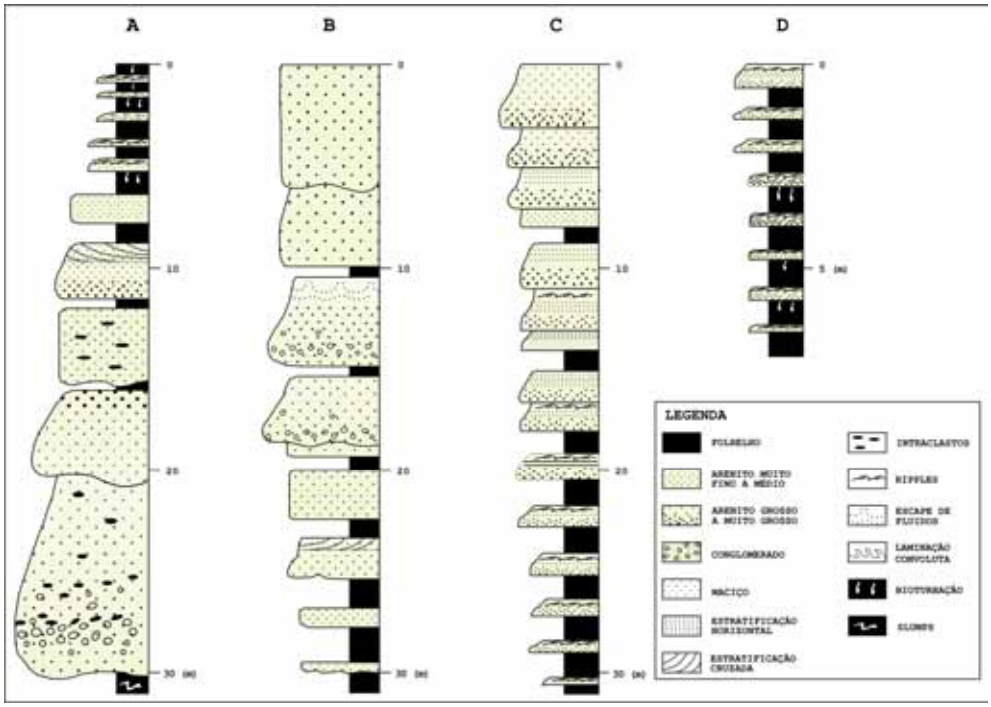


Figura 4.14 – Associações de fácies típicas dos: (A) complexos de canais; (B) lobos canalizados; (C) lobos não canalizados; e (D) Franjas (Bruhn & Moraes, 1989).

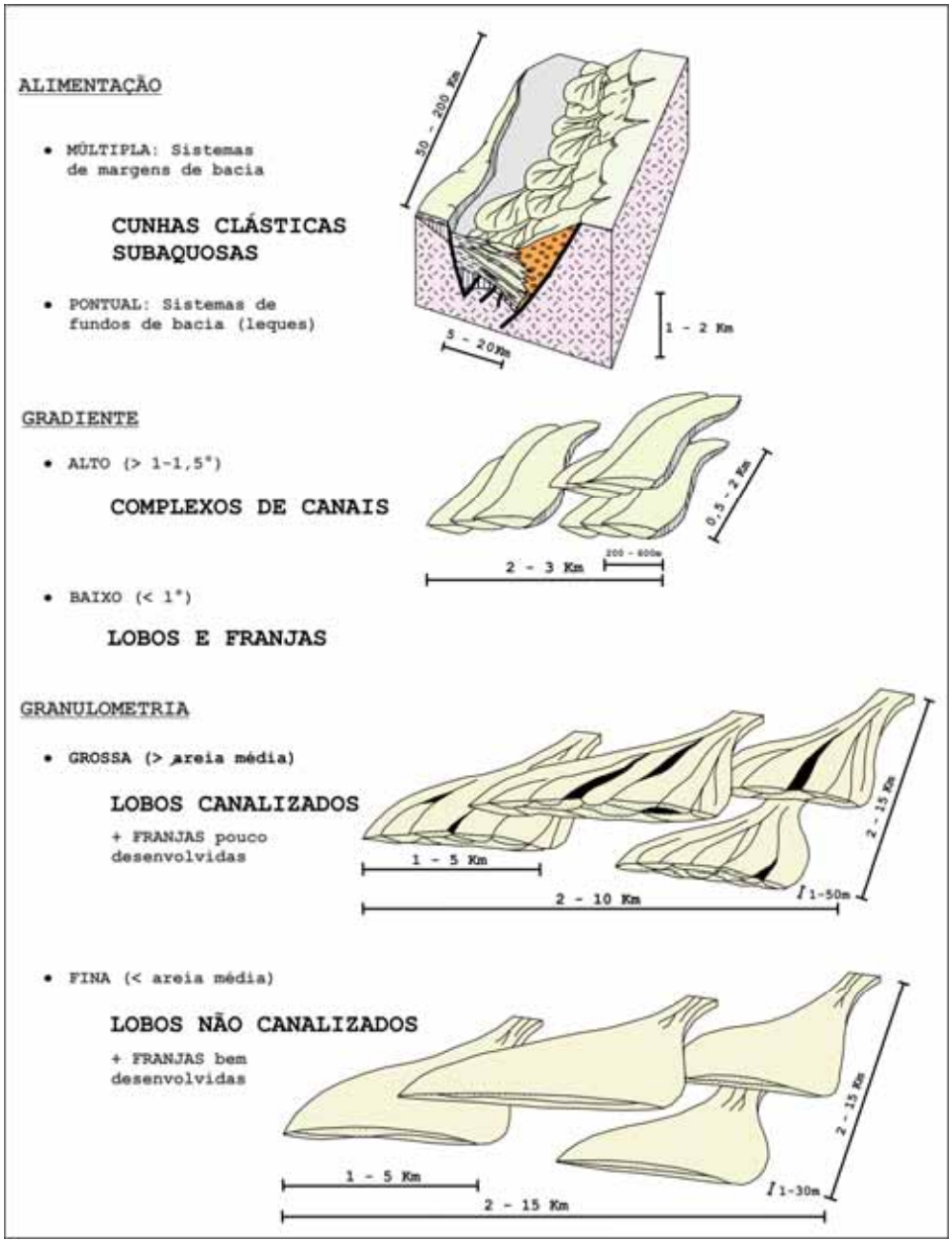


Figura 4.15 – Parâmetros geométricos e fatores condicionantes dos principais tipos de depósitos turbidíticos (Bruhn & Moraes, 1989).

Complexos de Canais

Constituem grupos de corpos arenosos e/ou conglomeráticos estreitos (200 a 600 m), alongados e com espessuras entre 5 e 50 m, gerados pelo preenchimento de canais sinuosos e assimétricos, que representam feições erosionais de menor escala que as dos *canyons* submarinos ou sublacustrinos, podendo abrigar no seu talvegue vários canais ativos. Compõem seqüências de granodecrescência (*fining-*

upward) e afinamento ascendente (*thinning-upward*) com espessuras variadas, em resposta à contínua migração dos canais.

O preenchimento dos canais se dá por agradação, onde a maior parte dos sedimentos é depositada a partir da carga suspensa de correntes de alta densidade, bruscamente desaceleradas. A associação de fácies típica compreende arenitos e/ou conglomerados maciços, com gradação normal, ricos em clastos argilosos, reflexo do grande poder erosivo das referidas correntes (Fig.4.14). Subordinadamente apresentam gradação inversa, estratificação horizontal ou estratificação cruzada. As fácies de extravasamento que compõem os diques marginais e zonas intercanal são também importantes na associação de fácies, sendo representadas essencialmente por folhelhos bioturbados intercalados a turbiditos clássicos (T_{bc} e T_c) centimétricos com laminações convolutas e cruzadas clino-ascendentes (ocasionadas pelas altas taxas de sedimentação dos canais em relação às porções distais dos leques turbidítcos), bem como clastos de argila. Outra fácies característica são os depósitos de *slumps* (escorregamentos), cuja deposição é favorecida pelos elevados gradientes (superiores a 1-1,5°) das margens dos canais e faces externas de diques marginais.

Estes depósitos estão bem expostos em afloramentos da Formação Urucutuca (Campaniano-Maastrichtiano) na Bacia de Almada, da Formação Candeias (Neocomiano), na Ponta da Sapoca em Salvador, e do Grupo Itajaí (Proterozóico Superior), na BR-470, Km 103 e 108, em Santa Catarina. Exemplos de subsuperfície ocorrem nos campos de Pargo, Carapeba e Moréia, na Bacia de Campos (Membro Carapebus); no Campo de Lagoa Parda, Bacia do Espírito Santo (Formação Urucutuca); e no Campo de Mero (Membro Calumbi) na Bacia Sergipe-Alagoas.

Bruhn (1998), estudando reservatórios turbidíticos de água profunda das bacias *rift* e de margem passiva brasileiras, associou a ocorrência de complexos de canais (CC) ricos em cascalho e areia com: fossas e *canyons* limitados por falhas das bacias lacustres (fase rift, Cretáceo Inferior); *canyons* submarinos com incisões profundas na plataforma (megassequência marinha transgressiva, Maastrichtiano Inferior ao Eoceno Inferior); e *canyons* submarinos cortados no talude (megassequência marinha regressiva, Eoceno Médio a Mioceno Inferior).

Nestes reservatórios de complexos de canais, Brunh (1998), em seu estudo de reservatórios de água profunda distribuídos dentro da seqüência evolutiva da margem continental brasileira, identificou várias fácies. A fácies 1, constituída por conglomerado de seixos ou matacões, arenito com grânulos e arenito muito grosso a grosso, apresenta gradação normal (eventualmente inversa) e corresponde às fácies F2 a F4 de Mutti (1992). A fácies 2 é formada por conglomerado maciço e arenito muito grosso, com gradação normal e inversa, compondo também as fácies F2 a F4. A fácies 3, formada por arenitos grossos a muito grossos, com gradação normal, corresponderia à fácies F5 de Mutti (1992). A fácies 4, formada por arenitos médios gradando para arenitos finos em direção ao topo, constituiria seqüências de Bouma (fácies F8 e F9 de Mutti, 1992). Por fim, a fácies 5 seria constituída de lamitos intercalados com arenitos muito finos da fácies F9 de Mutti (1992).

Lobos Canalizados

Os lobos canalizados são formados pela desaceleração de correntes de turbidez, carregada de sedimentos grossos (fração maior ou igual a areia média), ao atingirem áreas com baixa declividade (inferior a 1°), com o fluxo distribuindo-se segundo canais rasos e efêmeros (Fig. 4.15), os quais, com sua contínua migração, constroem extensos depósitos de arenitos maciços amalgamados. Tais arenitos compõem espessos corpos (até 50 m), relativamente homogêneos e com ampla extensão areal (acima de 10 Km^2), exibindo, em corte, um perfil ligeiramente convexo no sentido do topo e, em planta, apresentam geometria de leque.

A associação de fácies típica compreende os arenitos maciços, comumente com gradação normal (Fig. 4.14), embora a porção superior de muitos ciclos seja removida pela freqüente implantação e/ou migração dos canais. Fácies de arenitos com estruturas de escape de fluidos, com gradação inversa, ou estratificados, e ainda fácies de delgados níveis conglomeráticos, ocorrem subordinadamente.

Os teores mais baixos de clastos de argila e o pobre desenvolvimento e/ou preservação de depósitos de extravasamento são características que permitem diferenciar facilmente os lobos canalizados dos complexos de canais.

Exemplos de lobos canalizados são mais comuns em subsuperfície, podendo ser citados os campos mais importantes da Bacia de Campos, quais sejam Marlim, Pargo e Carapeba (Membro Carapebus) e os arenitos do Campo de Namorado (Formação Macaé Superior).

Lobos canalizados podem ser identificados em reservatórios GSLc (lobos turbidíticos confinados em calhas, ricos em cascalho e areia), descritos por Brunh (1998). Tais reservatórios são encontrados principalmente em sucessões do Albiano-Cenomaniano, Coniaciano-Santoniano e do Maastrichtiano, em fossas no talude, geradas pela subsidência provocada por falhas lístricas, como efeito do fluxo de evaporitos subjacentes, e pela erosão ocasionada por correntes de turbidez de alta densidade.

As fácies típicas desses reservatórios, representadas por camadas gradacionais de conglomerados, ricos em grânulos ou pequenos seixos, passando a areia muito grossa até média, correspondem principalmente à fácies F5 de Mutti (1992). Estas camadas apresentam geometria tabular ou lobada.

Lobos Não Canalizados

Lobos não canalizados são construídos quando correntes de turbidez, transportando sedimentos essencialmente finos, atingem sítios deposicionais com gradiente suave (inferior a 1°) (Fig. 4.15).

As características geométricas dos lobos não canalizados assemelham-se bastante as dos lobos canalizados, diferenciado-se apenas pela grande continuidade lateral de camadas de folhelhos intercalados às camadas arenosas nos lobos não canalizados, formando seqüências com razão arenito/folhelho maior que 2 (Fig. 4.14).

A associação de fácies típica corresponde a sucessões de turbiditos clássicos (tipicamente T_{ab} e T_{abc}), em ciclos amalgamados, formando corpos arenosos com espessuras entre 1 e 30 m, distribuídos em grande extensão areal (acima de 10 Km^2).

A progradação de sistemas com lobos não canalizados produz seqüências de granocrescência (*coarsening-upward*) e espessamento ascendente (*thickening-upward*). Contudo, a migração lateral e a implantação de novos lobos podem gerar outro padrão de variação de difícil identificação.

Exposições de lobos não canalizados foram identificados na BR-470, Km 97, em Santa Catarina, pertencentes ao Grupo Itajaí (Proterozóico Superior). Em subsuperfície, podem ser citados os turbiditos: da Formação Pendência (Neocomiano), no Campo de Upanema, Bacia Potiguar; do Membro Calumbi (Paleoceno), no Campo de Guaricema, Bacia de Sergipe-Alagoas; e do Membro Gomo (Neocomiano), no Campo da Fazenda Bálsamo, Bacia do Recôncavo.

Os representantes dos lobos não canalizados são os reservatórios Sluc (lobos turbidíticos ricos em areia, não confinados), descritos por Bruhn (1998). Os sistemas Sluc são alimentados por múltiplas fontes, que preenchem amplas depressões no talude. Estes depósitos são encontrados em sucessões do Eoceno Médio e Oligoceno Superior/Mioceno Inferior da megassequência marinha regressiva e fazem parte dos tratos de sistema de mar baixo.

Reservatórios Sluc compreendem camadas gradacionais de arenitos médios a muito finos ou grossos a finos (fácies F5 e F8 de Mutti, 1992), geradas por correntes de turbidez de alta densidade, por vezes capeadas por arenitos muito finos (fácies F9a e b), associados a correntes de turbidez de baixa densidade.

Franjas

As franjas são formadas por correntes de turbidez diluídas, após a distribuição da maior parte de sua carga sedimentar para a construção dos lobos, depositando o material restante nas porções mais distais e/ou externas dos leques turbidíticos.

Corresponde a camadas arenosas tabulares de turbiditos clássicos centimétricos (dominantemente T_{bc} e T_c) intercaladas com folhelhos, construindo seções com razão arenito/ folhelho menor que 1 (Fig. 4.14), com ampla distribuição areal (acima de 20 Km^2). A pequena espessura e a intensa cimentação são fatores que reduzem o potencial destes depósitos como reservatórios de petróleo.

As franjas apresentam-se mais desenvolvidas em sistemas turbidíticos ricos em sedimentos finos do que naqueles onde a carga sedimentar disponível é essencialmente grossa.

Depósitos de franjas podem ser vistos em afloramentos da Formação Candeias (Neocomiano), na Ilha de Itaparica, Bahia; do Grupo Itajaí (Proterozóico Superior), na BR-470, Km 97 e 106.5, em

Santa Catarina; e da Formação Maricá (Neo-Vendiano ao Eo-Cambriano), no Vale do Piquiri, Rio Grande do Sul. Em subsuperfície, ocorrem em vários campos como o de Upanema (Formação Pendência, Bacia Potiguar), Fazenda Bálsamo (Formação Candeias, Bacia do Recôncavo) e Namorado (Formação Macaé, Bacia de Campos).

Os reservatórios SML (lobos turbidíticos de areia e lama), descritos por Bruhn (1998), representam depósitos de franja. Estes reservatórios ocorrem tanto no contexto lacustre de seqüências *rift* do Cretáceo Inferior, sendo associados a deltas progradantes de margem flexural e originados por deslizamentos e escorregamentos de frentes deltaicas com taludes íngremes, quanto nas sucessões neoalbianas da megasseqüência marinha transgressiva, estando confinados a depressões no talude, com suaves gradientes de fundo, relacionadas ao deslizamento de evaporitos aptianos subjacentes.

Reservatório SML são compostos principalmente de camadas gradacionais não estratificadas de arenitos finos a muito finos e camadas amalgamadas com T_{ab}, T_{abc} e T_{bc} de arenitos finos a muito finos (fácies F8 e F9 de Mutti, 1992).

Cunhas Clásticas Subaquosas

Estes depósitos são formados quando o suprimento de sedimentos se dá continuamente ao longo de margens falhadas e altamente subsidentes (Fig. 4.15).

São compostas, em sua maior parte, por conglomerados e arenitos grossos de até 2 quilômetros de espessura. Apresentam-se, em planta, como faixas alongadas, paralelas às bordas das bacias, com largura inferior a 20 Km e comprimento de dezenas de quilômetros.

Associações de fácies típicas são difíceis de se estabelecer, na medida em que os depósitos tendem a ser bastante heterogêneos, com grande variabilidade lateral e vertical. Todavia, nas porções proximais há uma predominância de conglomerados maciços ou com gradação inversa-normal, associados a arenitos maciços preenchendo *scours*, enquanto nas porções distais, ocorrem associações de fácies semelhantes às dos complexos de canais e às dos lobos canalizados.

As cunhas clásticas subaquosas são típicas de bacias tipo *rift*.

São representadas, na Bacia do Recôncavo, por afloramentos da Formação Salvador, em Mont Serrat, Salvador, e pelos reservatórios de petróleo dos campos de Aratu, Lagoa Verde, Lobato e Mapele.

Na Bacia de Alagoas, destaca-se a Formação Maceió, onde as fácies mais distais afloram na praia de Morros de Camaragibe, município de Matriz de Camaragibe, e as proximais, em Japaratinga e em outras áreas afastadas da costa. Seus correspondentes em subsuperfície são os campos de Cavala, Fazenda Guindaste e Tabuleiro dos Martins.

Conglomerados da Formação Maricá (Neo-Vendiano ao Eo-Cambriano), no Vale do Piquiri, Rio Grande do Sul, compreendem excelentes exposições de cunhas clásticas subaquosas, não se tratando, entretanto, de deposição em bacia do tipo *rift*, e sim, de sedimentação molássica do Ciclo Orogênico Brasiliano.

Estes depósitos de cunhas clásticas subaquosas estão representados pelos reservatórios AP (abas de turbidito e debritos ricas em cascalho e areia) e DU (depósitos de subfluxos de densidade, lacustres, ricos em areia), descritos por Bruhn (1998).

Os reservatórios AP compõem cunhas clásticas formadas por fandeltas coalescentes acumulados nas margens falhadas das bacias na fase *rift* (Bacia do Recôncavo), os quais apresentam estilo retrogradacional imposto pela tectônica, bem como na fase transicional (bacias de Sergipe-Alagoas, Camamu, Espírito Santo e Campos), gerando um padrão rotacional lístrico, embora conservando o caráter retrogradacional. Conglomerados e debritos (diamictitos) constituem as fácies típicas, sendo geradas por processos deposicionais que variam de correntes de turbidez de alta densidade a fluxos detríticos.

Os reservatórios do tipo DU ocorrem também em *rifts* lacustres do Neocomiano (Bruhn 1998) e na fase transicional da Bacia Sergipe-Alagoas e em bacias intracratônicas paleozóicas, sendo denominados depósitos de *flysch-like delta front* (Della Fávera 2000). Os subfluxos lacustres correspondem a fluxos hiperpicnais gerados por águas de degelo ou por estarem carregados de sedimentos que são transportados para as porções mais profundas dos lagos. Grande parte das fácies identificadas por Bruhn (1998) compreendem arenitos finos a médios, com laminação plano-paralela e *climbing ripples* (seqüência

de Bouma T_{bc}), típicos de correntes de turbidez de baixa densidade e de longa duração, originadas pelo processo de ignição (correntes produzidas pela carga hiperpicnal de enchentes fluviais).

CAPÍTULO V

ANÁLISE FACIOLÓGICA, GEOMETRIA E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS

5.1 INTRODUÇÃO

Um dos objetivos principais da Estratigrafia é descrever e interpretar a arquitetura deposicional dos sedimentos que preenchem as bacias sedimentares.

Para tanto, faz-se necessária uma análise faciológica, destacando-se os aspectos geométricos externos dos corpos sedimentares e o reconhecimento dos padrões de associações de litofácies e suas relações internas de organização (arranjo interno). O termo "arquitetura deposicional" ou "arquitetura de fácies", bastante difundido em função da sua larga aplicação no estudo de heterogeneidades de reservatórios (p. ex., Miall & Tyler, 1991), é aplicado a quaisquer sucessões estratigráficas, para abordar a disposição das fácies e de suas associações no espaço.

Um aspecto fundamental para a definição da arquitetura de depósitos sedimentares é o reconhecimento da escala arquitetural, que se refere à hierarquização de escalas de feições sedimentares, representadas pelo empilhamento de formas de leito relacionadas vertical e lateralmente, delimitadas por superfícies de acamamento (Allen, 1983). Outro conceito importante é a unidade arquitetural, designada por Allen (1983) de "elemento arquitetural".

Jackson (1975) hierarquizou as formas de leito arenosas em três grupos, com base em escalas temporal e física: as microformas, compreendendo estruturas de pequena escala, tais como as ondulações, com comprimentos de onda da ordem de centímetros a decímetros e com duração variando de segundos até horas; as mesoformas constituem depósitos de maior escala (comprimentos de onda da ordem de metros a dezenas de metros), como as dunas e megaondulações, onde grandes volumes de sedimentos são movidos em períodos de tempo geologicamente instantâneos; e, por fim, as macroformas, que representam a acumulação de sedimento a longo prazo, formando

depósitos de grande escala (comprimentos de onda da ordem dezenas de metros a quilômetros), tais como barras e deltas.

A partir de conceitos de diversos autores (p. ex., Visher, 1965; Jackson, 1975; Brookfield, 1977; Miall, 1985; entre outros), o elemento arquitetural pode ser definido como uma massa de sedimento ou rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais por escala (Fig. 5.1), superfícies de acamamento limitantes (p. ex. Miall, 1988; Fig. 5.2), geometria, arranjo interno de estratos (incluindo sua orientação e relações de terminação contra a superfície limitante – concordante, *onlap*, *dowlap*, *toplap* e truncamento) e fácies (Borghi, 2000).

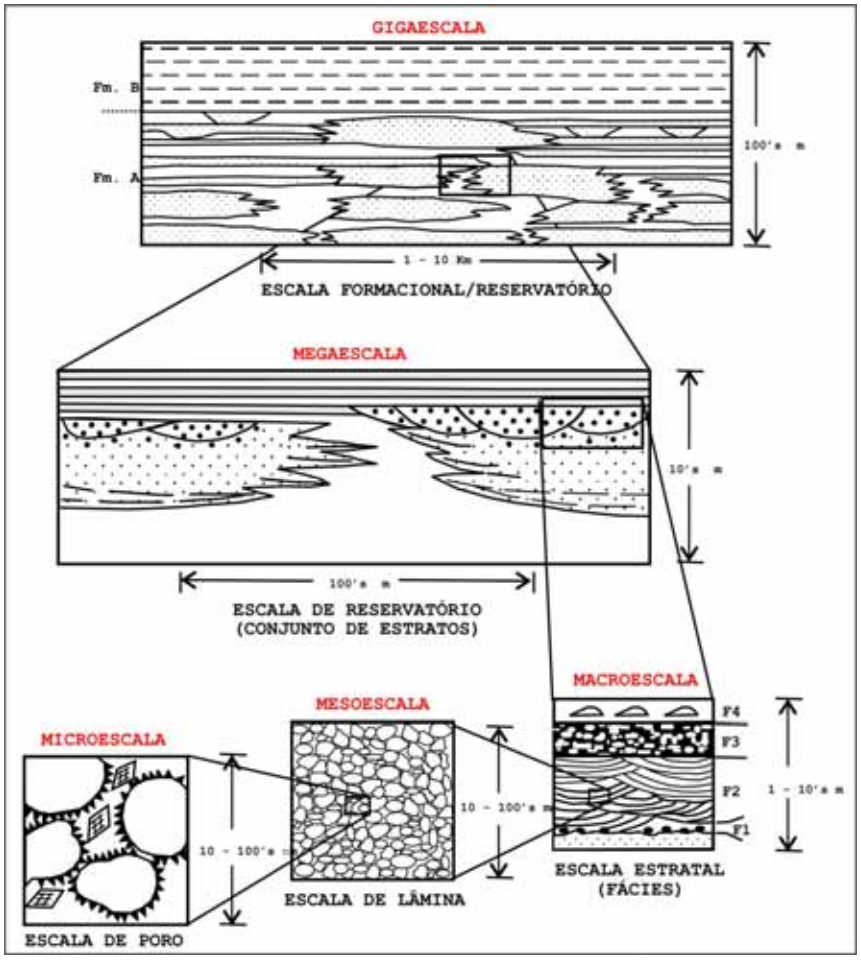


Figura 5.1 – Escalas arquiteturais mostrando níveis de heterogeneidade em depósitos fluvio-deltaicos da Formação Tilje (Jurássico, Noruega), segundo Dryer (1993; *In*: Borghi, 2000). (F1 a F4 representam fácies sedimentares).

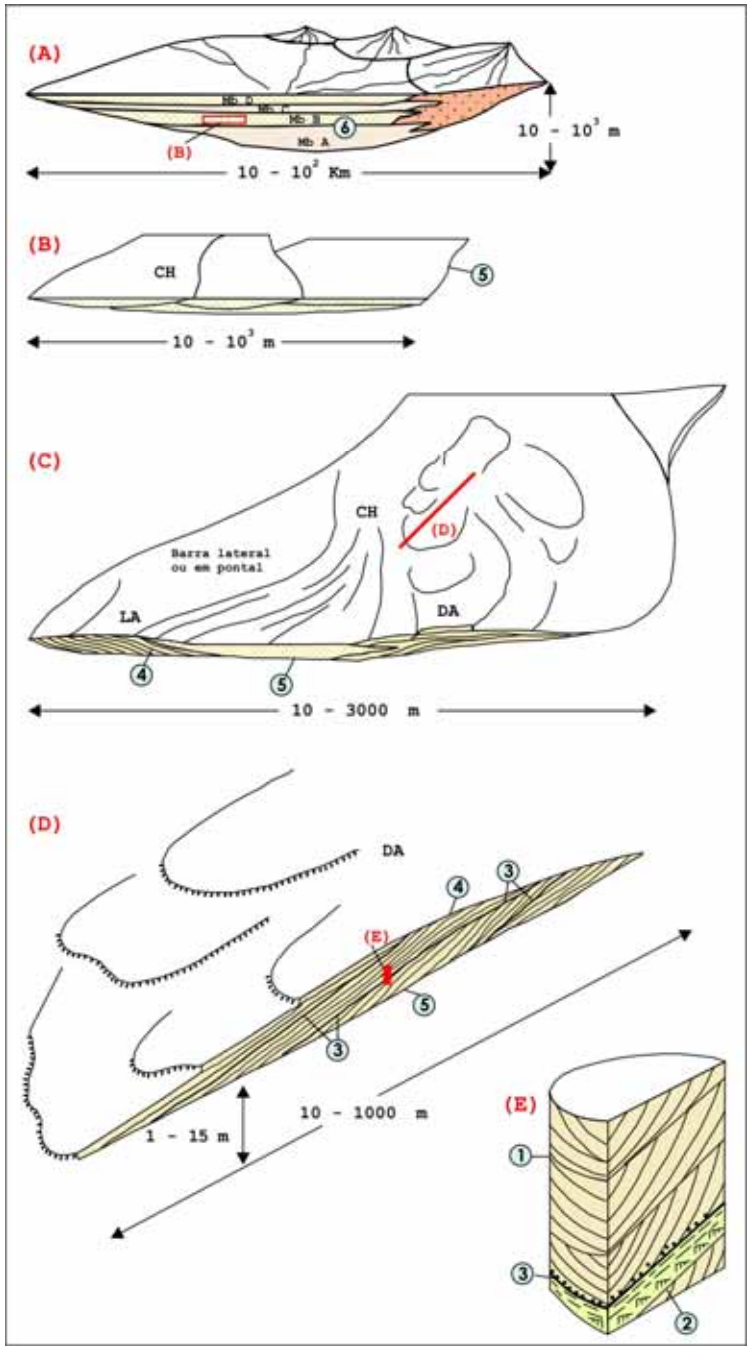


Figura 5.2 – Hierarquia de superfícies de acamamento (números de 1 a 6) e de elementos arquiteturais (diagramas de A a E) em diversas escalas (segundo Miall, 1988), e suas diagnoses em testemunho (diagrama E). (Mb) membro; (LA,CH, DA) elementos arquiteturais fluviais.

A proposta de hierarquia de superfícies de acamamento apresentada por Allen (1983) inclui: (a) contatos de 1ª ordem, que limitam *sets* individuais de estratificações cruzadas ou pacotes de laminação plano-paralela; (b) contatos de 2ª ordem, que limitam grupos de unidades de sedimentação dos tipos delineados pelos contatos de 1ª ordem, definindo complexos, ou seja, assembléias de

litofácies geneticamente relacionadas; e (c) contatos de 3ª ordem, que definem grupos de complexos, limitando corpos de arenito propriamente, constituindo, em geral, superfícies de erosão bem definidas (superfícies de reativação). Entretanto, poderiam também ser reconhecidos contatos de ordem zero, representados pelas superfícies que definem lâminas ou estratos, e caberiam ainda contatos de 4ª ordem, definindo grupos de canais em paleovales (Miall, 1985).

A identificação destas superfícies de acamamento hierarquizadas nem sempre é fácil. Borghi (1993), baseando-se no método proposto por Brookfield (1977), ordenou as superfícies de forma crescente para o interior do elemento. Desta forma, o elemento arquitetural é limitado pela superfície de ordem mais inferior (ordem 1), e, à medida que se detalha o seu interior, surgem as superfícies de ordem superior (n+1, n+2...). Este método permite uma melhor caracterização do elemento arquitetural como bloco fundamental da acumulação sedimentar.

Dentro do escopo da análise da arquitetura deposicional, os elementos arquiteturais se permitem organizar em "associações", assim como suas fácies constituintes, e são a base para a formulação de sistemas deposicionais.

A dinâmica dos sistemas deposicionais controla a arquitetura deposicional e a geometria dos corpos sedimentares (processos autigênicos atuantes em macro e mesoescala). Já os atributos físicos e composicionais reconhecidos em estudos petrográficos (microescala) são decorrentes, em última análise, de processos pós-deposicionais (Paim *et al.*, 2003).

As técnicas convencionais de análise faciológica e de interpretação ambiental são baseadas no uso da Lei de Walther (Lei de Sucessão Vertical de Fácies), focada na interpretação de perfis verticais, embora estes perfis não representem as variações tridimensionais de composição e geometria dos depósitos (Miall, 1985). Na tentativa de adequar a aplicação desta lei a um novo princípio, Borghi (1997) postulou que *fácies contidas entre superfícies de acamamento de mesma ordem hierárquica em uma mesma sucessão estratigráfica, sem a intervenção de superfícies de magnitude maior, guardam entre si uma relação genética e podem ser estabelecidas em associação* (Postulado de Relações de Fácies).

Neste capítulo, é apresentada a descrição e interpretação das fácies identificadas nos afloramentos, e sugerido um modelo para os sistemas deposicionais atuantes. A análise faciológica de reconhecimento dos elementos da arquitetura deposicional, como estabelecida por Allen (1983), foi aqui utilizada. Fez-se ainda um exercício de aplicação da hierarquia de superfícies limitantes, levando-se em conta a ordem sugerida por Borghi (1993), nos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão, visto que estes mostram características mais próximas ao sistema fluvial onde estas superfícies são facilmente identificáveis.

5.2 CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS

As principais características das fácies e suas associações identificadas nos afloramentos estudados, bem como a interpretação genética dos processos responsáveis por sua deposição estão descritas adiante.

No afloramento de Morros de Camaragibe, a disposição das fácies obedece a um padrão divergente, aproximadamente simétrico, onde as fácies mais antigas estão aflorando na porção central, assemelhando-se a uma anticlinal (Fig. 5.3). As fácies apresentam, no setor norte, uma direção preferencial das camadas de 35 Az, mergulhando de 6° a 11° para NW, e, no setor sul, direção 340 Az, com mergulhos mais fortes, em torno de 13° a 18° para SW. Este padrão divergente deve-se provavelmente à presença de falhas transcorrentes na porção central do afloramento, que provocou o basculameto das camadas ao norte. Outras evidências desta transcorrência podem ser observadas no setor norte, nos *drapes* argilosos, onde ocorre uma série de microfalhamentos e estruturas em flor positiva. Não foi possível, entretanto, observar a continuidade lateral e vertical das fácies, na passagem do setor norte para o sul, em função do intenso processo erosivo atuante na área e a posterior cobertura pelos sedimentos da Formação Barreiras. Vale salientar a presença comum de clastos de rochas graníticas e/ou gnaissicas nos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão e a sua ausência nas fácies do afloramento de Morros de Camaragibe, evidenciando, desta forma, uma provável contribuição da borda principal da bacia para os primeiros.

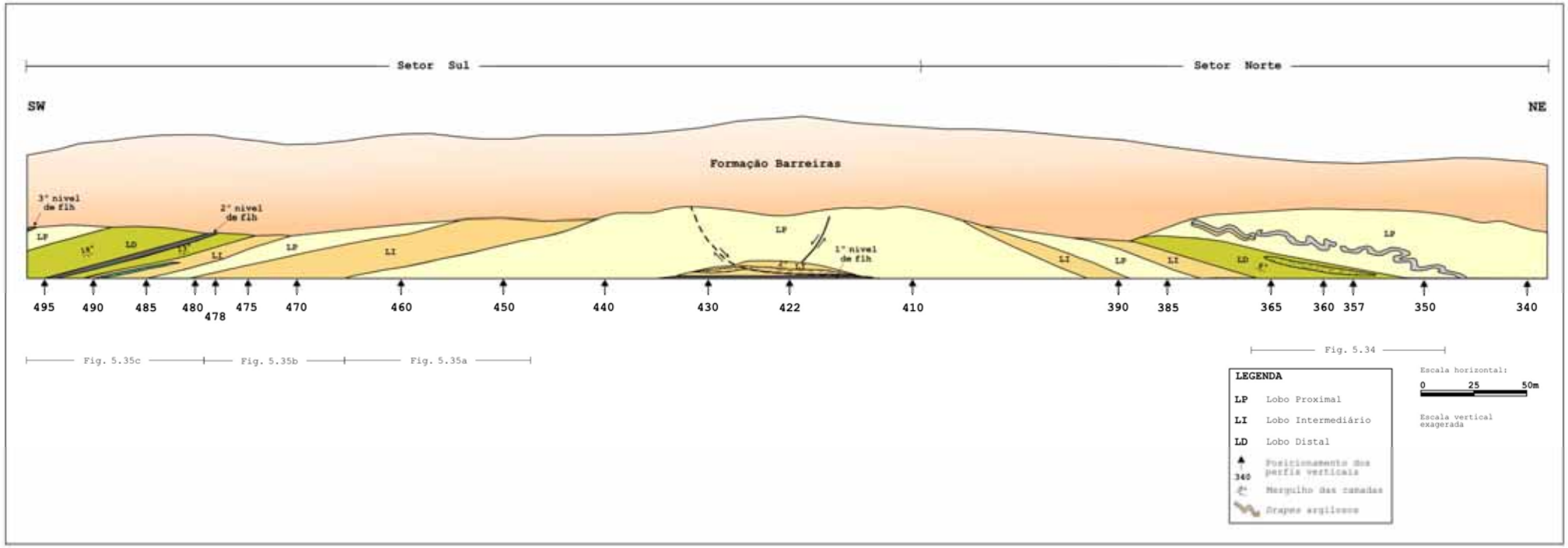


Figura 5.3 - Distribuição esquemática dos elementos arquiteturais (associações de fácies) e das seções estratigráficas no afloramento de Morros de Camaragibe.

Todas as fácies estão geneticamente associadas a fluxos subaquosos gravitacionais (Morros de Camaragibe) ou gravitacionais e tracionais (Japaratinga e Barreiras do Boqueirão), tendo sido comparadas, quando possível, às fácies estabelecidas nos modelos de Mutti (1992; 1999) e Lowe (1982). A síntese de todas as fácies observadas neste estudo, incluindo descrição, mecanismos deposicionais e geometria, está apresentada no quadro 1 (anexo 1).

5.2.1 Fácies de Granulação Conglomerática

FÁCIES A

Esta fácies está presente apenas no afloramento de Japaratinga e corresponde a um conglomerado intraclástico. Seu arcabouço é composto de intraclastos angulosos de folhelho e argilito esverdeado, deformados, de tamanhos variados (até 1m de comprimento), oriundos da fácies J mais basal, além de seixos de rochas graníticas e gnáissicas, dispersos numa matriz areno-conglomerática arcosiana, muito embora os clastos maiores concentrem-se preferencialmente na base. Seu contato superior com a fácies E é gradacional, ao passo que seu contato basal com a fácies C é marcado por uma ampla superfície erosiva, configurando-lhe uma geometria de canal (Fig. 5.4). Localmente, observa-se estratificação cruzada tabular de grande porte (1,5 m), com níveis arenosos intercalados com níveis ricos em intraclásticos (Fig. 5.5).

Esta fácies foi gerada por fluxos tracionais, dada às suas características mais marcantes, quais sejam os cortes basais profundos de canal e a presença de grandes intraclastos arrancados de folhelho. A presença, embora localizada, de estratificação cruzada tabular é outro indício de processos tracionais, também evidenciados nos estratos cruzados e lâminas plano-paralelas da fácies E sobrejacente. Trata-se, provavelmente, de canais distributários, associados a uma planície deltaica.

(A)

(B)

Figura 5.4 – Vista geral (A) e detalhe (B) da fácies A em contato basal com a fácies C, exibindo os grandes intraclastos de folhelho e siltito dispersos na matriz e corte basal profundo, no afloramento de Japaratinga. A seta aponta para a escala de 8 cm.

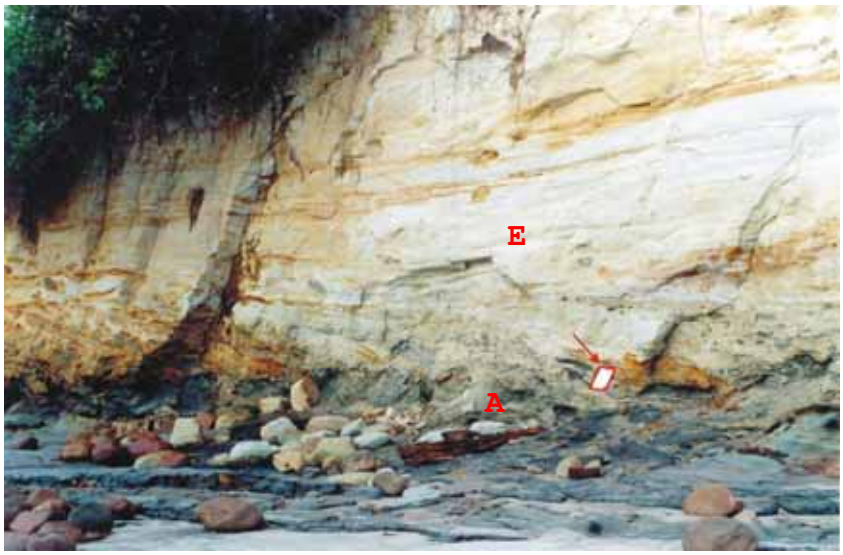
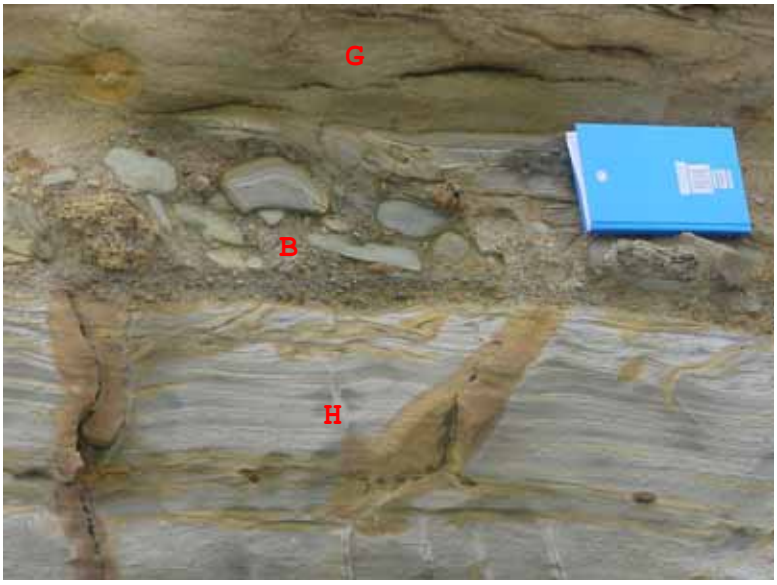


Figura 5.5 – Fácies A, em contato superior gradacional com a fácies E, exibindo estratificação cruzada tabular de grande porte (à esquerda). A seta aponta para a escala de 30x20 cm. Foto: Joel C. Castro.

FÁCIES B

Esta fácies ocorre no afloramento de Morros de Camaragibe, e compreende um conglomerado com grandes concentrações de clastos de arenito, siltito, folhelho e carvão, de até 20 cm de diâmetro, imersos numa matriz areno-conglomerática, quartzo-feldspática (Fig. 5.6). Apresenta geometria tabular, sendo o seu contato basal erosivo, e o superior, abrupto. Ocorre, em geral, associada à fácies H.



(A)

(B)

Figura 5.6 – Fácies B exibindo concentração de clastos numa matriz areno-conglomerática (A), e detalhe da matriz areno-conglomerática (B), entre os perfis verticais 422 e 430 do afloramento de Morros de Camaragibe. A escala mede 20 x 15 cm.

Resulta provavelmente da segregação das partículas mais grossas de um fluxo hiperconcentrado, que deixou um depósito residual, enquanto o sedimento de granulação mais fina foi reposto em suspensão no fluxo turbulento superior. Embora a segregação textural esteja bem desenvolvida, o depósito resultante é um conglomerado matriz-suportado, podendo ser reconhecido como F2-F3, já que a distinção entre estas duas fácies é muito difícil. Representa a deposição final, imediatamente antes da transformação sofrida por um fluxo extremamente eficiente (Mutti et al. 1999). Os mecanismos de transporte e deposição são respectivamente a turbulência e congelamento coeso.

5.2.2 Fácies de Granulação Grossa

FÁCIES C

Esta fácies é representada por um arcósio lítico, médio a conglomerático, mal selecionado, de coloração cinza, contendo seixos e matacões de rochas graníticas e gnáissicas (com diâmetros entre 10 e 50 cm), por vezes imbricados, grânulos e seixos de quartzo, além de pequenos clastos de folhelhos, dispersos na matriz.

As estruturas sedimentares presentes são bem marcantes, representadas por laminação plano-paralela, próximo à base, estratificação cruzada acanalada do tipo festão e estratificação cruzada tabular tangencial de pequeno e médio porte, geradas pela alternância de arenito muito grosso e médio, localmente erodindo parte das laminações plano-paralelas (Fig. 5.7). Estas estruturas podem estar parcialmente mascaradas por fluidização. Este arenito tem contato inferior erosivo e superior brusco, e está presente na porção basal dos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão.

No afloramento de Barreiras do Boqueirão, o processo de liquefação é bem evidente, podendo ser observadas estruturas de escape de fluidos (Fig. 5.8).

Figura 5.7 - Fácies C, mostrando estratificação cruzada acanalada truncando a laminação plano-paralela, com seixos dispersos na camada, em contato basal erosivo com a fácies J, no perfil vertical 01 do afloramento de Japaratinga. A escala mede 20x15 cm.

Figura 5.8 - Estruturas de escape de fluidos cortando laminações plano-paralelas, na fácies C, entre os perfis verticais 50 e 55 do afloramento de Barreiras do Boqueirão. Foto: Joel C. Castro.

Essa fácies foi gerada por fluxos tracionais, num contexto proximal de um sistema fandeltaico. Tais fluxos podem ter sido produzidos por enchentes fluviais. O mecanismo de transporte destes arenitos estratificados com matacões e seixos dispersos deve-se provavelmente à atuação de correntes de turbulentas de alta densidade, onde os grãos foram preferencialmente transportados numa

subcamada de fluxo laminar. O processo de deposição atuante denota uma fase de tração, responsável pela presença de estratificações cruzadas abundantes, seguida, declive abaixo, por uma fase de instabilidade do fluxo devido ao movimento ascendente dos fluidos. Essa fácies ocorre sempre associada, no topo, a camadas com laminações cruzadas clino-ascendentes (*ripple drift cross lamination*) e níveis argilosos da fácies J (semelhantes aos intervalos T_c e T_{d-e} da Seqüência de Bouma; fácies F9b de Mutti, 1992), depositados em conseqüência da contínua desaceleração da corrente.

As medidas de campo indicam direções de paleocorrentes preferencialmente para SW.

FÁCIES D

Esta fácies é caracterizada por um arenito médio a muito grosso, de coloração creme, por vezes avermelhada em virtude da oxidação presente em níveis micáceos, contendo grãos predominantemente subangulosos, moderadamente selecionados, de até 1 cm de diâmetro. Apresenta estratificação cruzada tabular tangencial de médio e grande porte (cerca de 2 m de espessura), bem desenvolvida, cujos *foresets* são originados pela alternância de lâminas de arenito médio e arenito muito grosso, lâminas estas de até 1 cm de espessura e por vezes com gradação inversa (Fig. 5.9). Os arenitos contêm internamente, em direção ao topo, estratificações cruzadas acanaladas de pequena escala. O conjunto dos diferentes *foresets* forma verdadeiras línguas de arenito, sendo separados por superfícies internas de truncamento (Fig. 5.10).

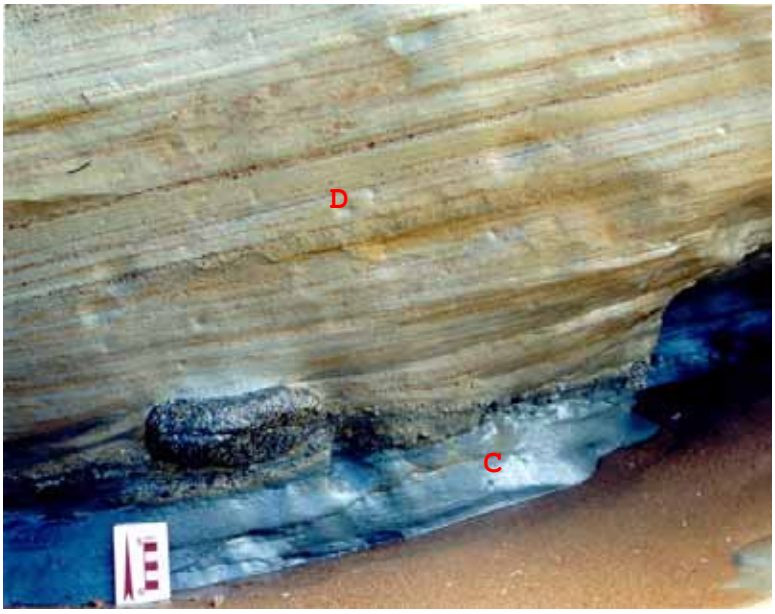
As medidas de paleocorrentes indicam dois *sets*, com sentido preferencial de mergulho para SW, sendo um variando em intensidade de 12° a 19°, e outro com mergulhos mais íngremes, que variam de 24° a 28°. No contato basal erosivo com a fácies C, observa-se a presença de seixos subangulosos a subarredondados de quartzo e rochas graníticas, de até 19 cm (Fig. 5.11). Seu contato superior com a fácies E é abrupto.

Figura 5.9 – Gradação inversa observada localmente na fácies D, no afloramento de Barreiras do Boqueirão.

(A)

(B)

Figura 5.10 – (A) Vista geral da fácies D; e (B) superfície de truncamento (seta), no afloramento de Barreiras do Boqueirão.



(A)

(B)

Figura 5.11 – (A) Seixo de rocha granítica e (B) detalhe do seixo e dos grãos grossos na base da fácies D, no afloramento de Barreiras do Boqueirão.

Esta fácies representa um depósito tracional (avalhanche) de uma barra de foz de distributário relacionada ao sistema fandeltaico.

Embora se observe em lâminas petrográficas uma certa bimodalidade, a presença de grãos angulosos de cerca de 1 cm de diâmetro, seixos de quartzo e rochas graníticas, bem como os níveis micáceos bem marcantes, descartam a possível associação com processos eólicos. Estruturas de escape de fluidos, além de estratos convolutos superimpostos a falhas lístricas antitéticas (Fig. 5.12), sindeposicionais, indicativas provavelmente de uma distensão da

camada na parte superior da face frontal da duna, são reconhecidas nesta fácies.

Figura 5.12 – Escape de fluidos e estratificação convoluta sobreposta a falhas lístricas antitéticas, além de estruturas de escape de fluidos, na fácies D, entre os perfis verticais 50 e 55 do afloramento de Barreiras do Boqueirão.

FÁCIES E

Compreende um arcósio lítico, de coloração avermelhada em função da presença de óxido de ferro, cujo arcabouço é constituído de grandes intraclastos de folhelho, bem como blocos de composição granítica e seixos de quartzo dispersos na matriz areno-conglomerática, com uma incipiente gradação normal.

No afloramento de Japaratinga, estão presentes estruturas sedimentares, tais como estratificação cruzada acanalada de pequeno e grande porte e laminação plano-paralela, por vezes obliteradas por estruturas de escape de fluidos. Os clastos de rochas graníticas possuem até 30 cm de diâmetro. Seu contato basal com a fácies A tende a ser gradacional. Na verdade, identificam-se dois ciclos de granodecrescência, cada qual com cerca de 5 m de espessura: o ciclo inferior é constituído pelo conglomerado da fácies A seguido do arenito da fácies E, e o superior é todo contido nesta última fácies.

No afloramento de Barreiras do Boqueirão, ocorrem grandes intraclastos de folhelho e argilito (de até 80 cm de comprimento) e seixos de rochas graníticas e quartzo (atingindo 20 cm de diâmetro) distribuídos por toda a camada, embora se concentrem preferencialmente na porção inferior (Fig. 5.13). No topo, entre os perfis verticais 60 e 62, observa-se uma camada de folhelho (fácies J) e siltito maciço, com cerca de 70 cm de espessura por 11 m de comprimento, apresentando pequena continuidade lateral dentro do depósito, provavelmente por ter sido removido por erosão. Uma característica também relevante nesta fácies é a presença de laminação plano-paralela e de estratificação cruzada tabular tangencial e acanalada, de pequeno a médio porte (Fig. 5.13B). Podem-se também notar, nesta fácies, dois ciclos de granodecrescência. Apresenta contatos inferior e superior abruptos, respectivamente com as fácies D e L. Medidas de paleocorrentes confirmam um fluxo com sentido preferencial para SW.

A presença de estruturas tracionais bem evidentes no afloramento de Barreiras do Boqueirão e a sua associação com a fácies A em Japaratinga sugerem que se trata da parte superior de canais distributários, relacionados a uma planície deltaica.

FÁCIES F

Esta fácies é caracterizada por um arcósio, médio a muito grosso, maciço a gradacional, fluidizado, por vezes com porções conglomeráticas e clastos de folhelho e siltito de diversos tamanhos (poucos centímetros a cerca de 1 m), localmente imbricados. Ocorre no afloramento de Morros de Camaragibe associado a níveis da fácies H (*drapes* com Seqüência Bouma T_{ce}, T_{de} ou T_c), em alguns trechos extremamente deformados e rompidos (Fig. 5.14). Apresenta geometria de canal, sendo o seu contato inferior geralmente erosivo. Os canais mostram-se em geral amalgamados (Fig. 5.15).

São comuns as estruturas de escape de fluidos de pratos (*dishes*) e pilares (Fig. 5.16), muitas vezes obliterando as estruturas primárias. Ocasionalmente, podem ser observadas estratificação cruzada tabular, de pequeno a médio porte, laminação plano-paralela, e pequenas escavações (*scours*).

(A)

(B)

Figura 5.13 - Fácies E, entre os perfis verticais 62 e 65 do afloramento de Barreiras do Boqueirão, exibindo: (A) clastos angulosos de folhelhos; e (B) estratificações cruzadas acanaladas, além de seixos de rochas graníticas (setas) dispersos por todo o pacote (escala no canto superior direito mede 12 cm).

Figura 5.14 – Fácies F com níveis da fácies H extremamente deformados e rompidos por microfalhas, entre os perfis verticais 350 e 357 do afloramento de Morros de Camaragibe.

Figura 5.15 – Vista geral dos lobos da fácies F, no afloramento de Morros de Camaragibe. (P-450 = perfil faciológico vertical 450).

Figura 5.16 – Estruturas em prato (*dish*) da fácies F, no afloramento de Morros de Camaragibe.

Esta fácies foi depositada por correntes arenosas de turbidez de alta densidade, onde os principais mecanismos de suporte atuantes foram a turbulência e a deposição dificultada. A textura maciça indica que a deposição aconteceu muito rapidamente (*en masse*), não havendo tempo para a deposição gradual das partículas. As estruturas de escape de fluidos foram geradas pela expulsão de fluidos decorrente da rápida deposição de sedimentos (Lowe, 1975). A gradação incipiente é o resultado da desaceleração local do fluxo turbulento, refletindo a decantação mais rápida dos grãos maiores e permitindo a formação progressiva do depósito da base para o topo. Sua associação com *drapes* argilosos extremamente deformados implica provavelmente na atuação de processos de escorregamentos (*slumpings*). Corresponde às fácies F5 e F8 de Mutti (1992) e à divisão S_3 de Lowe (1982). As estratificações cruzadas estão provavelmente associadas a depósitos residuais da fácies F6 de Mutti (Fig. 5.17).

(A)

(B)

Figura 5.17 – Vista geral (A) e detalhe (B) da estratificação cruzada tabular próxima à base do arenito da fácies F, caracterizando a fácies F6 de Mutti, entre os perfis verticais 450 e 460 do afloramento de Morros de Camaragibe.

FÁCIES G

Esta fácies compreende um arenito médio a grosso, maciço, de coloração cinza. Apresenta intraclastos de folhelho e argilito, bem como grânulos de carvão, concentrando-se, localmente, nos níveis superiores das camadas. Por vezes, este arenito grada verticalmente para um siltito argiloso maciço. Ocorre no afloramento de Morros de Camaragibe geralmente associada às fácies I e H, formando estratos rítmicos de espessura entre 0,3 e 0,8 m de arenito em contato gradacional ou abrupto com intervalos T_{ce} (arenito com laminação cruzada clino-ascendente, siltito e folhelho da fácies H). Às vezes apresenta-se acanalado e com espessura métrica, podendo ainda exibir estrutura do tipo *ball and pillow*, resultante de sobrecarga no topo

mais siltoso das camadas, formando pseudonódulos (Fig. 5.18). Passa vertical e lateralmente para a fácies F, no sentido ascendente do fluxo. Todavia, suas camadas, de geometria tabular (Fig. 5.19), são menos espessas (máximo de 2,5 m) que as da fácies F.

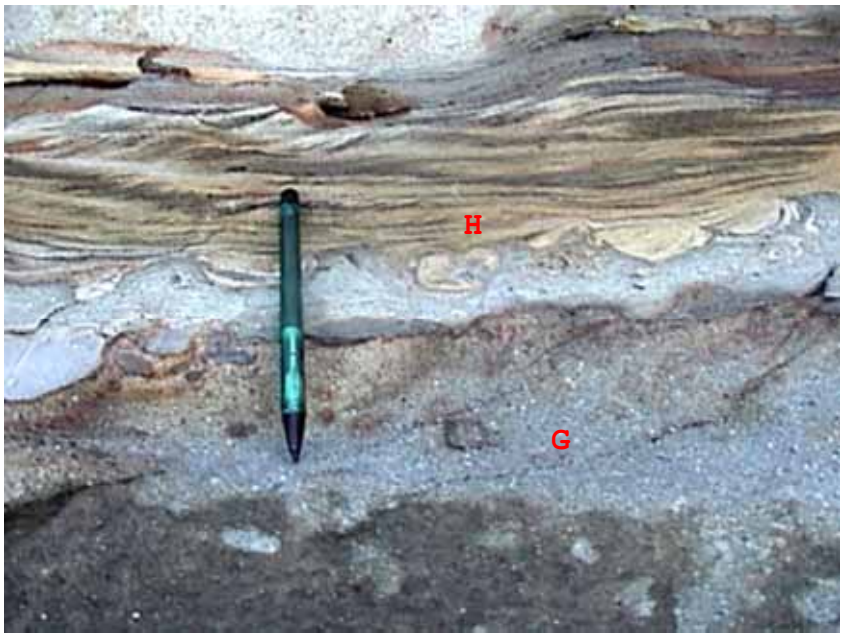


Figura 5.18 – Arenito da fácies G sotoposto a siltito maciço, e associado à fácies H com laminação cruzada clino-ascendente e estrutura de sobrecarga (*ball and pillow* e pseudonódulos) na base.

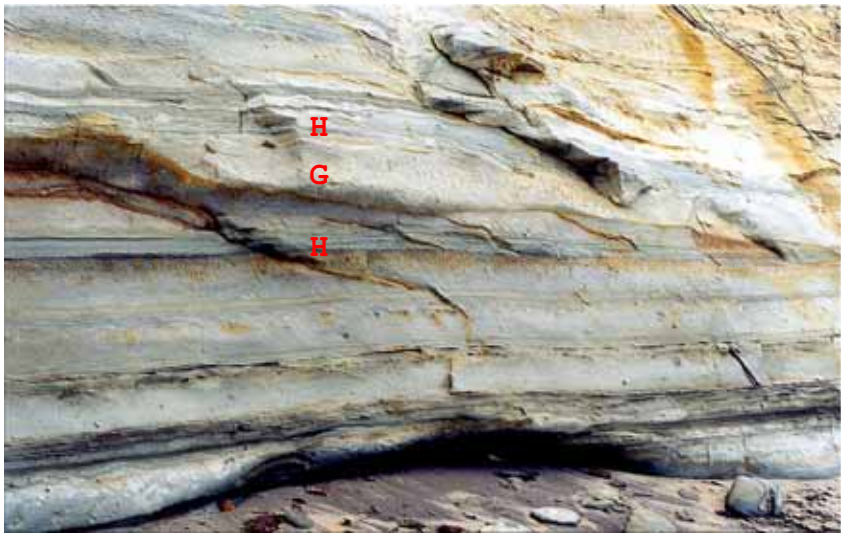


Figura 5.19 – Fácies G intercalada com a fácies H, exibindo geometria tabular, entre os perfis verticais 470 e 460 do afloramento de Morros de Camaragibe. Notar, na camada mais basal, arenito cinza com pseudonódulos arenosos (*slurry*).

Uma feição bem marcante, que ocorre entre os perfis verticais 480 e 490, é uma camada de arenito muito fino a síltico, com pseudonódulos de arenito e clastos de folhelho contorcido, além de fragmentos de carvão, onde os maiores, afundados das camadas sobrejacentes, mergulham na matriz em direção à base, formando um depósito semelhante a um arenito liquefeito (*slurry*; Fig 5.20).

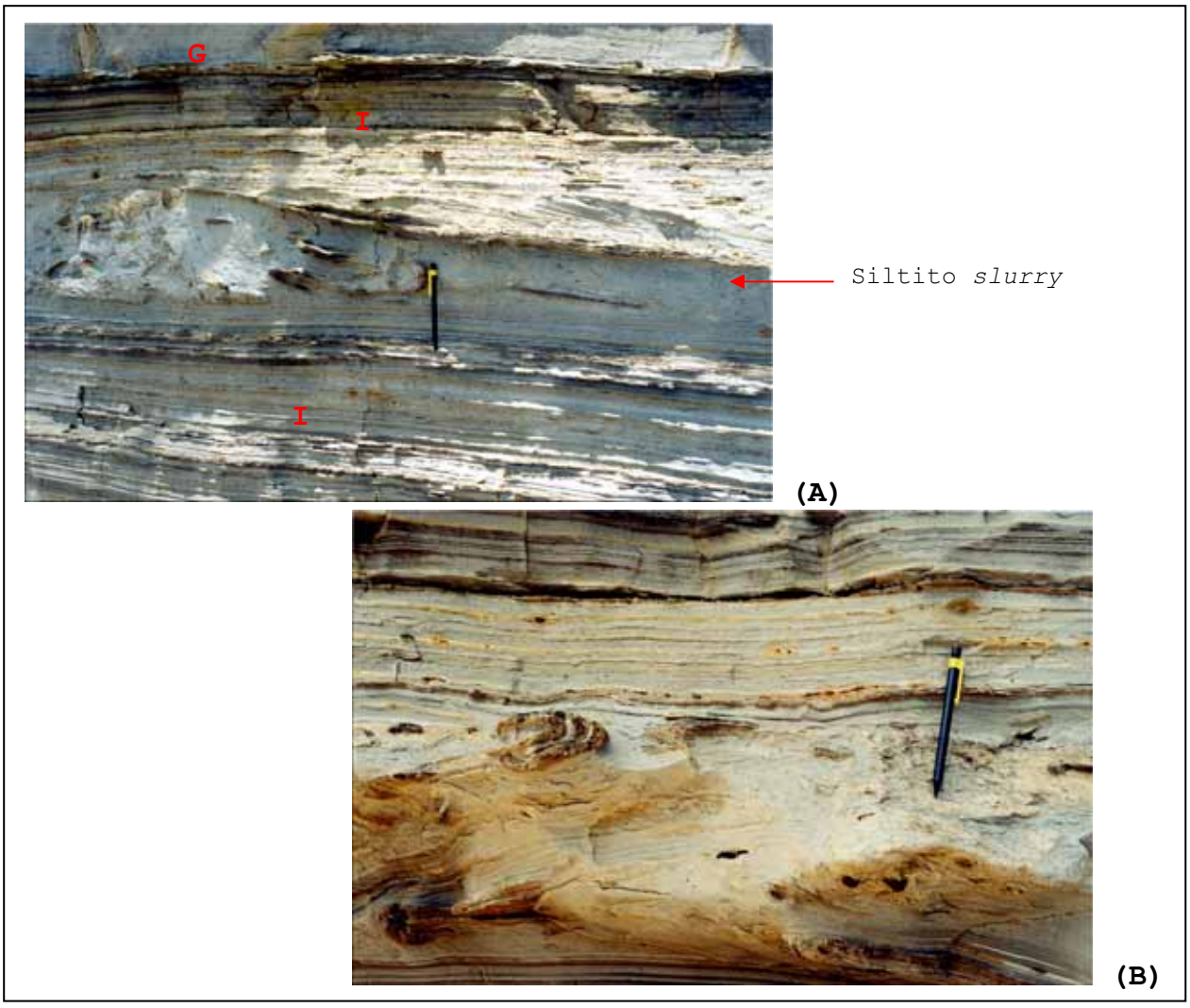


Figura 5.20 – (A) Depósito de siltito liquefeito (*slurry*) intercalado à fácies I, apresentando pseudonódulos de arenito e clastos de folhelho contorcidos; e (B) detalhe dos clastos. Perfil vertical 490 do afloramento de Morros de Camaragibe.

Esta fácies foi depositada por uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade, resultante do salto hidráulico sofrido por uma corrente de turbidez cascalhosa. Representa provavelmente o *bypassing* sedimentar do arenito mais fino depositado sobre o arenito grosso da fácies F. Os mecanismos de suporte atuantes foram a

turbulência e a decantação dificultada, enquanto o mecanismo de deposição foi a sedimentação por suspensão (*en masse*).

Assemelha-se bastante à fácies F8 de Mutti (1992), podendo também ser comparada ao intervalo T_a de Bouma, nos locais onde aparece em conjunto com os outros intervalos da sequência (fácies I e H).

5.2.3 Fácies de Granulação Fina

FÁCIES H

Esta fácies compreende intercalações de estratos centimétricos (2 a 10 cm) constituídos de arenito médio a fino, siltito e folhelho, dispostos em geral nesta ordem, da base para o topo, caracterizando pequenos ciclos de acamamento gradacional. Os estratos de arenito apresentam laminação plano-paralela e laminação cruzada clino-ascendente. Em alguns locais, pela pequena espessura, os estratos são difíceis de serem individualizados, podendo também um ou outro estar ausente (Fig. 5.21). Estruturas de sobrecarga do tipo *ball and pillow* e em chama (Fig. 5.22), laminações convolutas, além de fragmentos de carvão, podem ser encontrados distribuídos por toda a fácies.

Ocorre no afloramento de Morros de Camaragibe, estando freqüentemente associada ao arenito da fácies G, ou da fácies F (na forma de *drapes*), muito embora apareça eventualmente, no setor norte do afloramento, também associada à fácies B. Neste trabalho, foi considerada como a parte menos distal da fácies I, uma vez que exibe características semelhantes à mesma, todavia apresentando uma razão areia/argila maior e camadas mais espessas.

Esta fácies foi depositada pela desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade, com carga sedimentar relativamente elevada. Os mecanismos de transporte e deposição atuantes foram, respectivamente, a turbulência e a decantação seguida de tração.

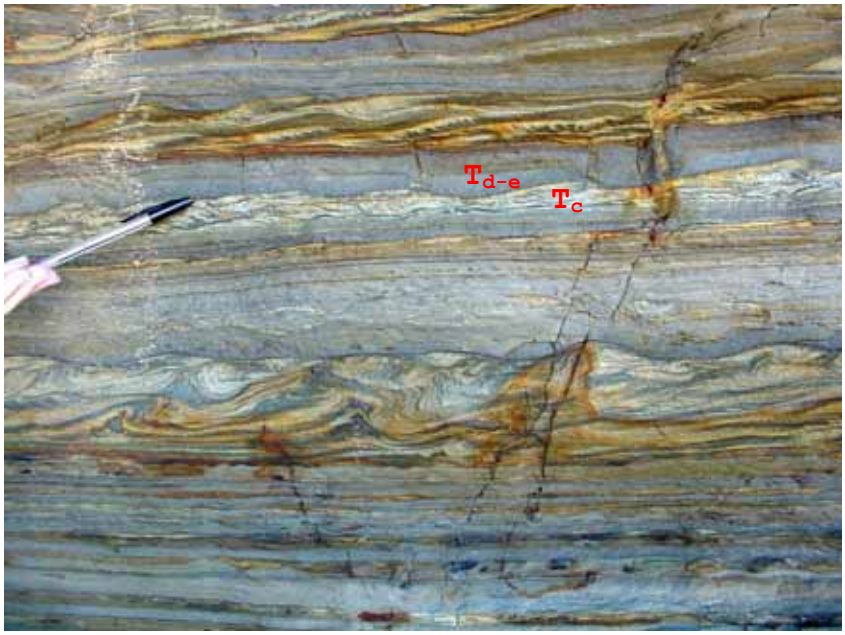


Figura 5.21 – Fácies H, mostrando intervalos T_{cde} de Bouma bem definidos, com laminações cruzadas clino-ascendentes ora bem preservadas ora deformadas e truncadas pelo pelito sotoposto, no perfil vertical 360 do afloramento de Morros de Camaragibe.

Figura 5.22 – Estruturas em chama da fácies H, no perfil vertical 410 do afloramento de Morros de Camaragibe.

Assemelha-se à seqüência de Bouma, porém nem sempre todos os intervalos podem ser reconhecidos, possivelmente devido à maior proporção de areia no sistema e ao baixo grau de organização interna (fácies F9b de Mutti, 1992).

FÁCIES I

Esta fácies, com razão areia/argila bastante baixa em relação à fácies H, é representada por um pacote de ritmitos, ora apresentando-se finamente laminado e com níveis de calcilutito, ora em lâminas mais espessas e intercaladas a camadas de arenito fino, tendo sido observada na porção sul do afloramento de Morros de Camaragibe.

Os pacotes finamente laminados são constituídos de folhelhos de coloração cinza e siltito de coloração mais clara, muito localmente intercalados com níveis milimétricos de calcilutito, mais destacados que os níveis argilosos em função da sua maior resistência à erosão. Dispersos no pacote, observa-se também pequenos fragmentos de carvão e estruturas de *linsen*, estas restritas a algumas lâminas de siltito. Nas lâminas mais espessas intercaladas a camadas de arenito fino, é característica a presença de laminações cruzadas clino-ascendentes, no entanto menos desenvolvidas que na fácies H (Fig. 5.23).

Figura 5.23 - Fácies I, mostrando intervalos T_{cde} de Bouma. As lâminas milimétricas mais claras são compostas de arenito e, localmente, calcilutito, e as laminações cruzadas clino-ascendentes são pouco desenvolvidas. Perfil vertical 490, no afloramento de Morros de Camaragibe. A escala mede 20x15cm.

A deposição desta fácies é também resultante da desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade, associada a processos de tração e suspensão, representando a fase final de deposição de um fluxo altamente eficiente (Mutti *et* al., 1999), podendo ser

relacionada à fácies F9a de Mutti (1992). Os intervalos da seqüência de Bouma podem ser facilmente reconhecidos nesta fácies, embora alguns deles possam estar ausentes localmente.

FÁCIES J

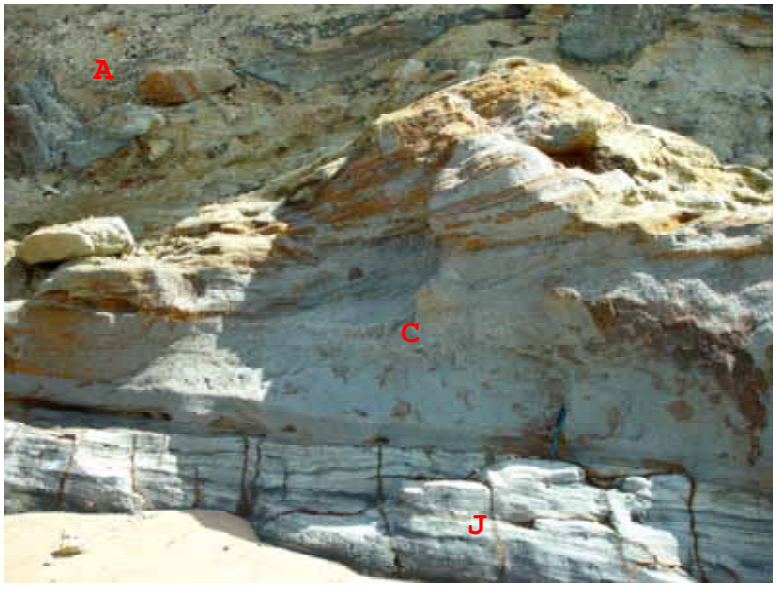
Esta fácies compreende uma seqüência granodecrescente, constituída, da base para o topo, de camadas de arenito fino a muito fino de coloração cinza, siltito maciço esverdeado, e de folhelho verde escuro, micáceo, rico em matéria orgânica, de origem lacustre. Ocorre na base dos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão, alternando-se sempre com a fácies C (Fig. 5.24A). As camadas de folhelho contêm raros fragmentos de vegetais e conchostráceos, que se encontram bem preservados na forma de impressões carbonosas e moldes. As camadas arenosas, por sua vez, caracterizam-se pela presença de laminação cruzada clino-ascendente. Uma ou outra camada pode estar ausente, muitas vezes em conseqüência de processos erosivos (Fig. 5.24B).

No afloramento de Barreiras do Boqueirão, entre os perfis 50 e 55, ocorre uma fina camada argilosa (8 cm) desta fácies recobrindo a fácies C, porém por uma extensão limitada (cerca de 10 m) em função do processo erosivo ao qual foi submetida. Esta camada apresenta pequenas fendas preenchidas por areia, tendo sido interpretada em trabalhos anteriores (Arienti, 1996; Siqueira, 2002) como gretas de dessecação. Entretanto, tais fendas não se distribuem regularmente, e, por vezes, a abertura ocorre da base para o topo e até mesmo seccionando toda a camada, não existindo, portanto, evidências mais concretas de que se trata realmente de gretas.

FÁCIES L

A fácies L é representada por um folhelho cinza escuro, ricamente fossilífero, por vezes apresentando fragmentos de carvão. Em direção ao topo, há uma tendência granocrescente dada pelo aumento da quantidade de silte.

(A)



(B)

Figura 5.24 – Fácies J, no afloramento de Japaratinga, mostrando: (A) camadas de siltito (S) e folhelho (F), em contato basal e superior com a fácies C; e (B) porções mais arenosas com laminação cruzada clino-ascendente, em contato superior com a fácies C.

No afloramento de Morros de Camaragibe, este folhelho ocorre geralmente no topo dos ciclos turbidíticos, em três níveis principais, o mais basal aflorando entre os perfis verticais 410 e 422, o intermediário, entre os perfis verticais 480 e 495, e o superior, a cerca de 140 m do perfil vertical 495 em direção ao sul. O segundo nível (Fig. 5.25) foi escolhido como *datum*, embora aflore apenas no setor sul deste afloramento.

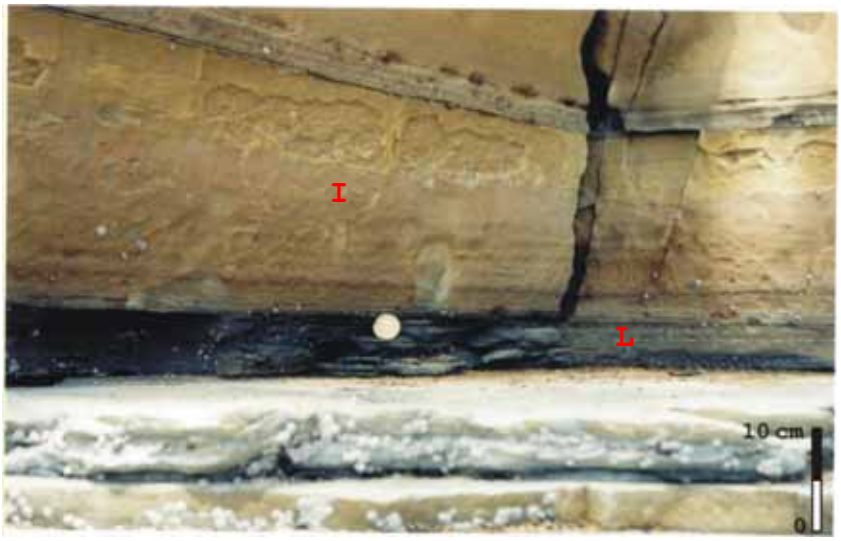


Figura 5.25 - Folhelho betuminoso da fácies L (2° nível), na base do perfil vertical 495 do afloramento de Morros de Camaragibe.

No primeiro nível, a análise paleontológica aponta para um folhelho cinza esverdeado com aspecto papiráceo, rico em matéria orgânica, contendo fragmentos vegetais (< 1 cm), tais como cutículas, fragmentos de caules e pequenas folhas. Também foram reconhecidas superfícies com estruturas discóides piritizadas (4 mm), piritização esta resultante do processo de decomposição por bactérias anaeróbicas. Localmente, apresenta vênulos de gipsita e lentes com sais e sulfetos.

O conteúdo fossilífero do segundo nível é documentado pela presença de superfícies com abundância monoespecífica de ostracodes, consistindo de carapaças bastante fraturadas semelhantes à espécie *Pattersoncypris micropapillosa*?, além de coprólitos e fragmentos de caules em quantidades subordinadas.

No terceiro nível foram identificados fragmentos de vertebrados (possíveis partes de nadadeiras), espinhas, dentes e ossos de crânio (Fig. 5.26) de peixes Sarcopterígios, incluindo Coelacanthidae? e outros provavelmente dipnóicos; pequenas partes brancas com textura sacaróide, lembrando diminutas conchas (ostracodes?); pequenos pedaços de caule e coprólitos; e ainda lentes com espessuras milimétricas de areia fina com cutículas vegetais, formando *linsen* e ondulações suaves. Uma espécie de foraminífero miliolídeo, semelhante à *Quinqueloculina*, também foi encontrada neste nível, denotando possivelmente as primeiras contribuições marinhas ao sistema.

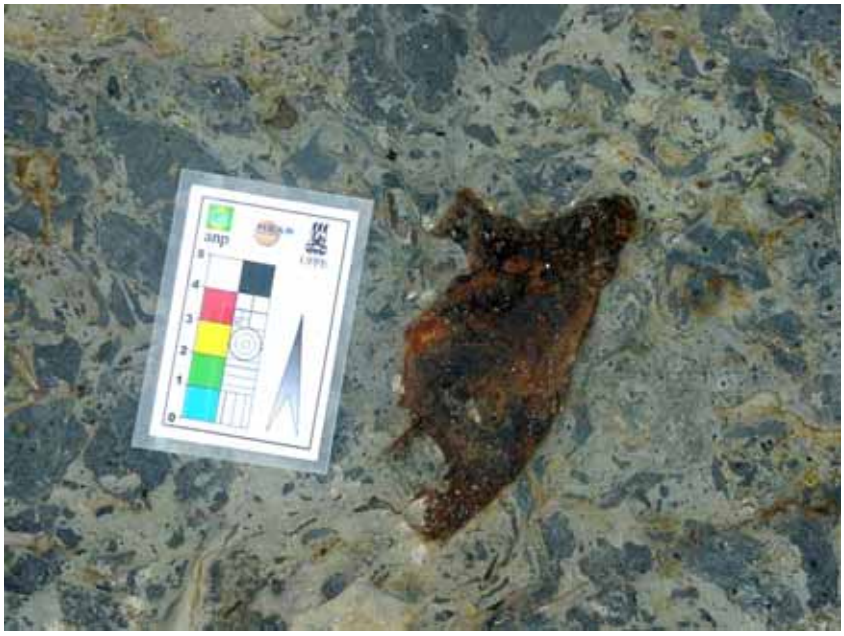


Figura 5.26 – Fragmento de crânio de Coelacanthidae? encontrado no folhelho da fácies L (3° nível), cerca de 140 m a sul do perfil vertical 495 do afloramento de Morros de Camaragibe.

No topo do afloramento de Barreiras do Boqueirão, este folhelho ocorre entre os perfis verticais 65 e 74 (Fig. 5.27), sendo representado por uma espessa camada, onde foram constatados três níveis de mortandade em massa da fauna (Viana *et al.*, 2001): no nível mais inferior (NM1), foi identificada uma concentração monoespecífica de conchostráceos (*Cizycus* sp.?), além de cutículas vegetais e peixes (Gonorynchiformes e Clupeomorpha?); o nível intermediário (NM2) é caracterizado por uma concentração de peixes Gonorynchiformes juvenis, provavelmente do gênero *Dastilbe*, associados com conchostráceos, fragmentos vegetais com evidência de humificação e, mais raramente, com Clupeomorpha?; o nível mais superior (NM3), que contém mais fração argilosa e menos teor de matéria orgânica, apresenta uma concentração de peixes Clupeomorpha, ainda indeterminado, e ocorrência subordinada de conchostráceos, fragmentos vegetais e Gonorynchiformes.

Os folhelhos da fácies L provavelmente representam ciclos sedimentares lacustres repetidos e relacionados a variações climáticas e do nível do lago. Os níveis de mortandade em massa podem evidenciar comunicações episódicas com o Proto-Atlântico, cujo aumento de salinidade seria a *causa mortis* da biota. A presença de vegetais humificados sugere elevações no nível do lago (inundações)

e pode estar associada a essas ingressões marinhas, em clima mais úmido (Viana *et al.*, 2001).

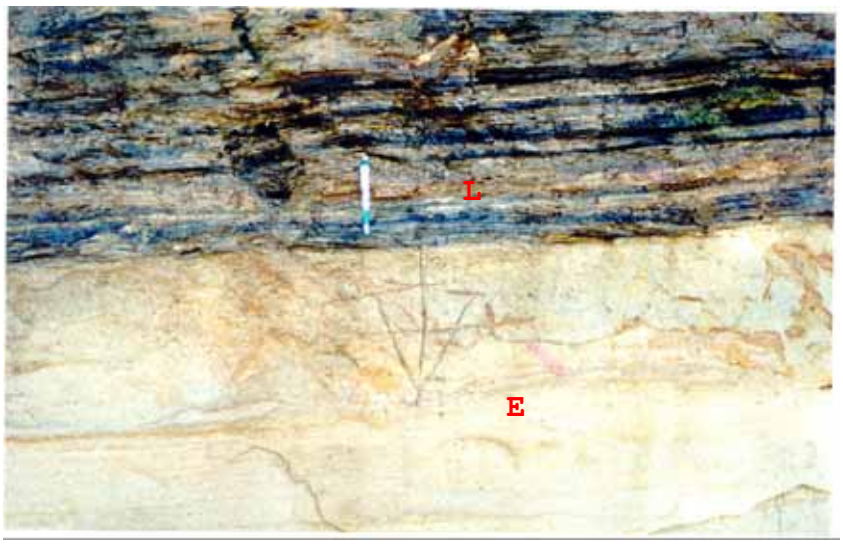


Figura 5.27 – Folhelho betuminoso da fácies L sobre arenito arcosiano da fácies E, no perfil vertical 74 do afloramento de Japaratinga.

A origem desta fácies está relacionada à atuação de uma sedimentação essencialmente lacustre, em decorrência da ausência de material detrítico no sistema, não havendo, desta forma, o desenvolvimento de correntes de turbidez. Os níveis de mortandade evidenciam ciclos sedimentares relacionados a variações climáticas e do nível do lago.

5.3 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

As fácies identificadas no presente trabalho relacionam-se a sistemas de fandelta progradando diretamente em um lago, e turbidítico, cujo sentido principal do fluxo é para SW, com suprimento sedimentar preferencialmente axial, ou seja, oriundo da borda norte da bacia (Alto de Maragogi), e contribuição secundária de oeste, da borda principal. O modelo deposicional proposto está ilustrado na figura 5.28. Neste modelo, observam-se dois estágios distintos: um lacustre relativamente profundo, dominado por fluxos gravitacionais, sucedido por um estágio deltaico-lacustre raso.

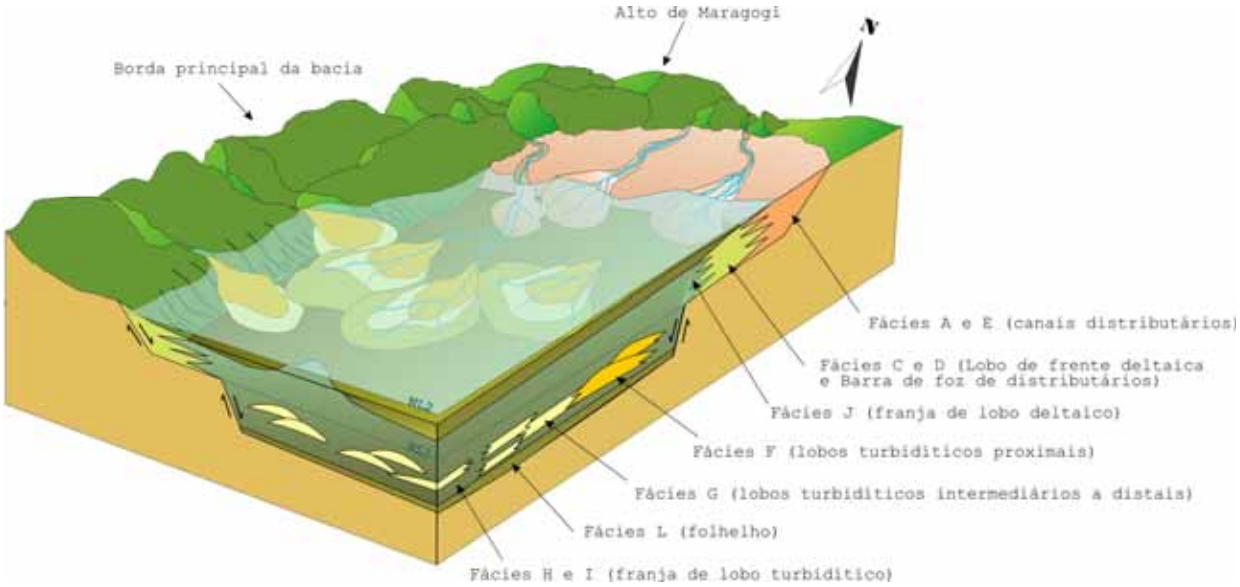


Figura 5.28 – Modelo deposicional esquemático proposto para a porção norte da Formação Maceió, com base nas fácies descritas nos afloramentos. NL1= Nível do Lago 1; NL2= Nível do Lago 2.

As fácies e suas associações, expressas pela correlação entre os perfis verticais levantados nos afloramentos, determinam os elementos arquiteturais presentes, os quais foram descritos levando-se em conta dois contextos principais, de acordo com a posição fisiográfica em relação à fonte: um contexto proximal de águas rasas, representado pelos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão (Fig.5.29), onde havia uma pobre variação granulométrica, com sedimentos grossos a conglomeráticos, de baixa maturidade mineralógica, denotando o curto transporte a partir de um embasamento muito próximo; e outro mediano a distal, de águas relativamente mais profundas, representado pelo afloramento de Morros de Camaragibe (Fig. 5.30), onde sedimentos grossos e também imaturos foram transportados por fluxos altamente eficientes, segregando uma grande variedade de fácies.

5.3.1 Afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão

Estes afloramentos são caracterizados por um sistema fandeltaico onde predominam depósitos tracionais e torrenciais, tendo sido identificados três elementos arquiteturais: canais distributários (CD), barra de foz de distributário (BD) e lobo de frente deltaica (LF) (Figs. 5.31 a 5.33). Os depósitos lacustres presentes foram referidos juntamente com o elemento arquitetural ao qual se encontrava associado.

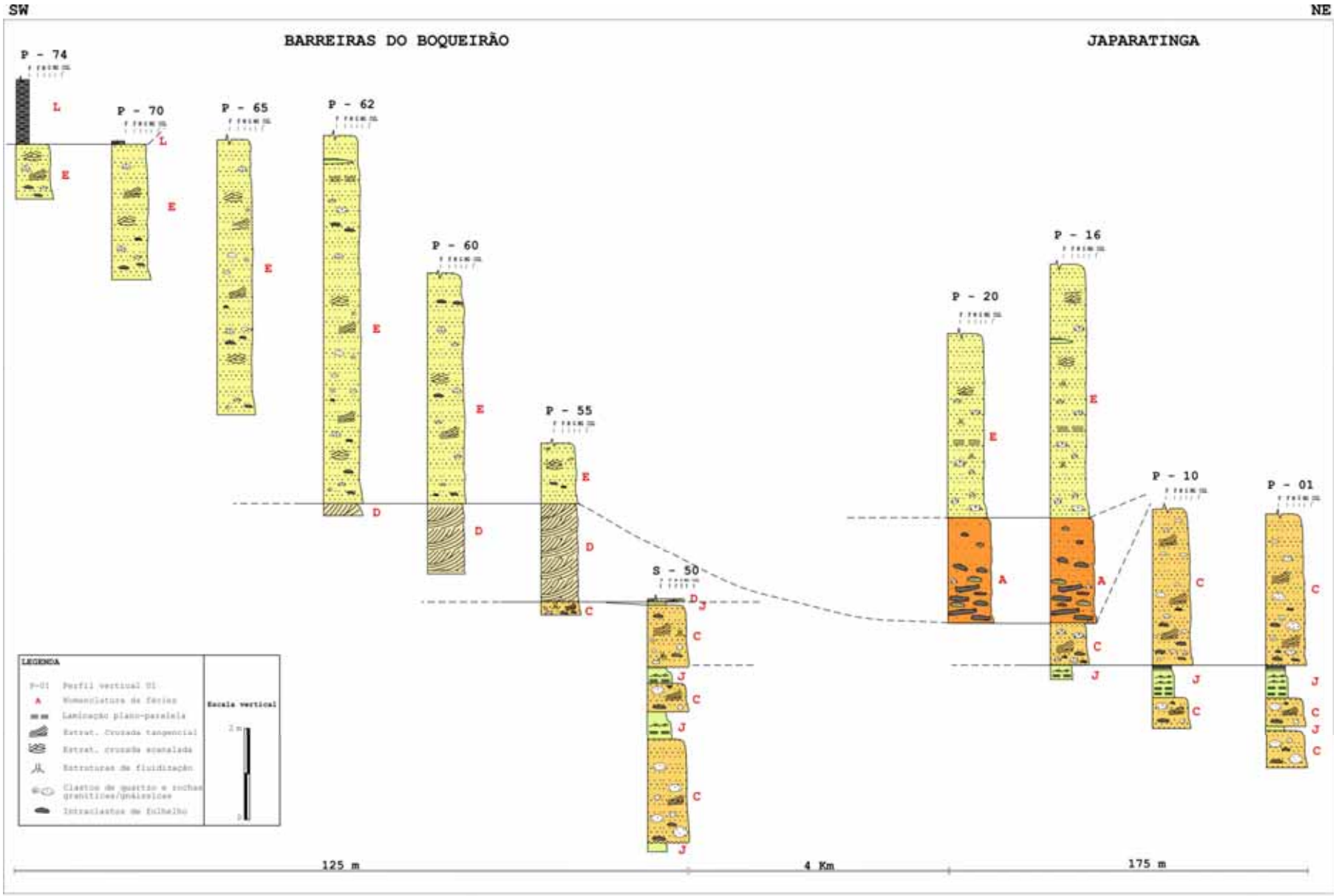


Figura 5.29 - Seção correlativa de perfis verticais dos afloramentos de Barreiras do Boqueirão e Japaratinga.

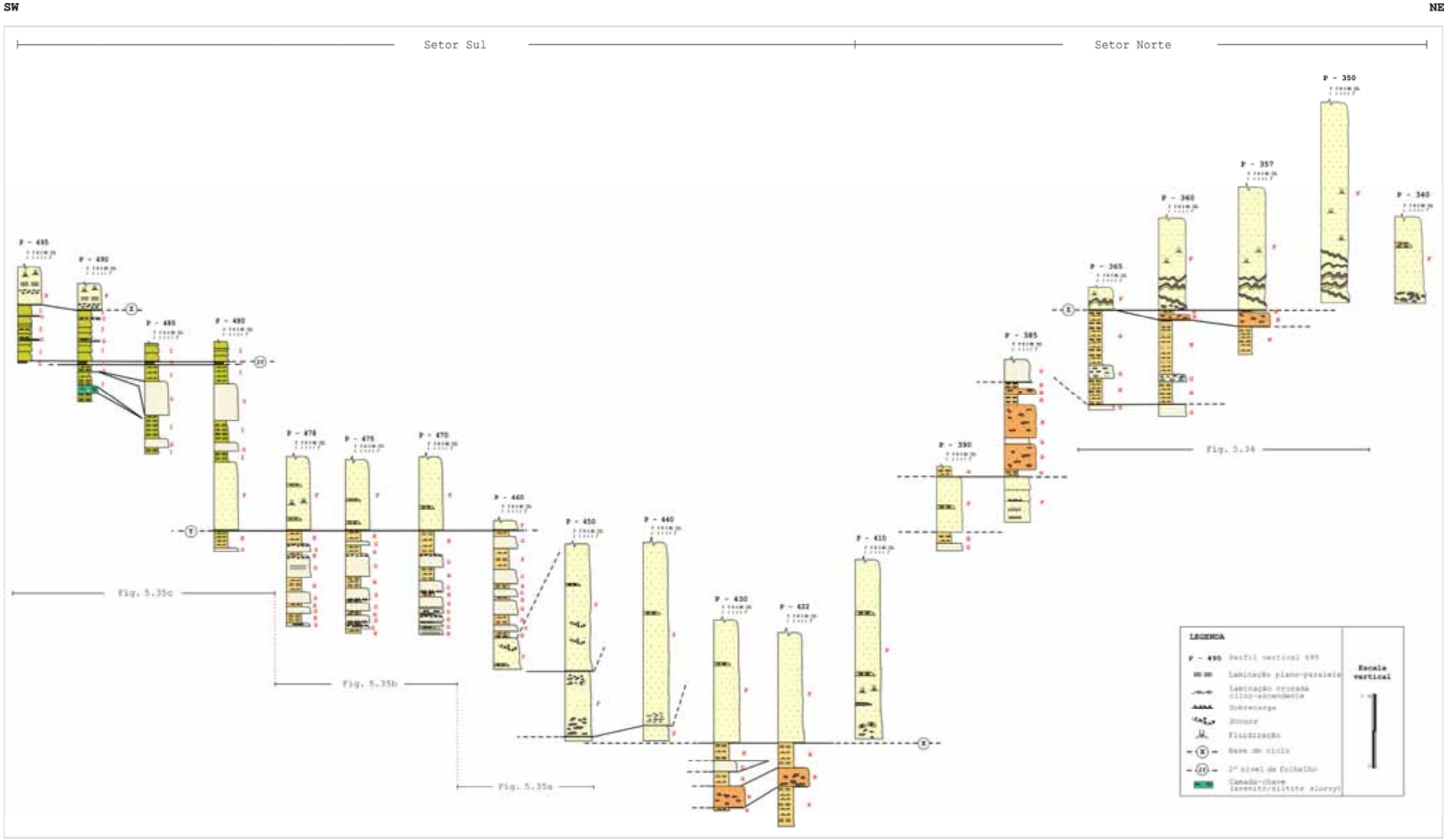


Figura 5.30 – Seção correlativa de perfis verticais do afloramento de Morros de Camaragibe.

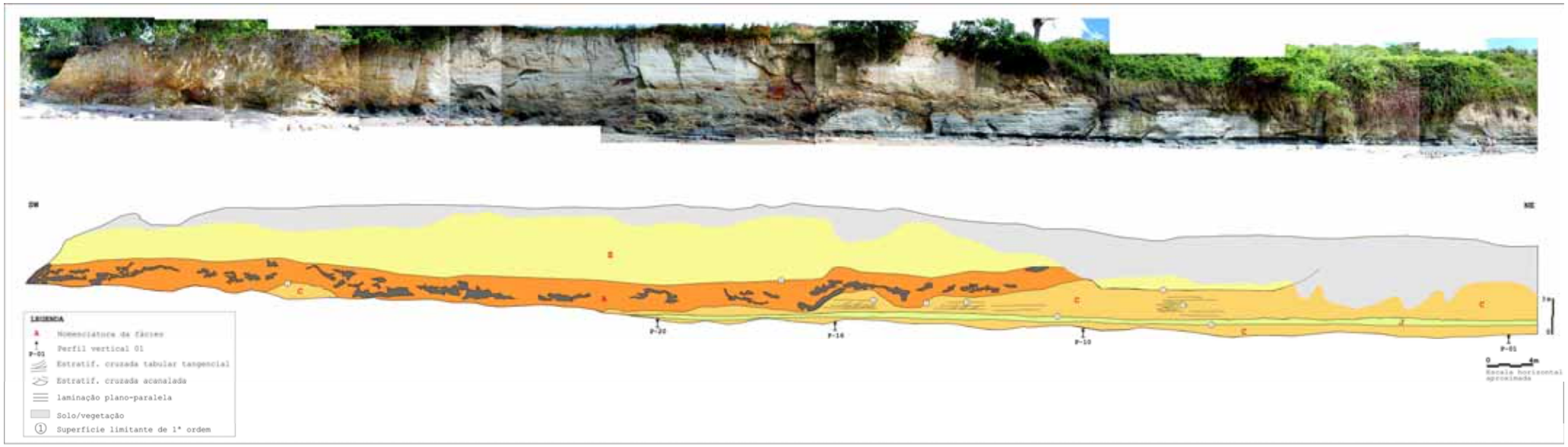


Figura 5.31 - Arquitetura deposicional do afloramento de Japaratinga.

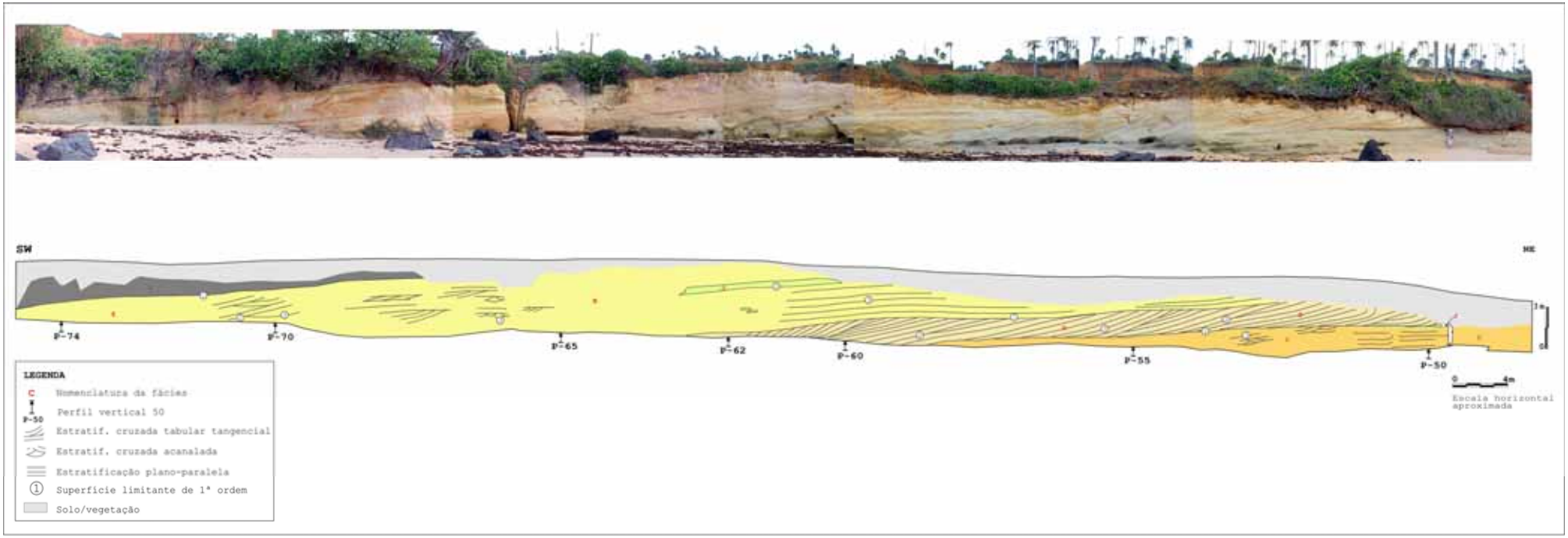


Figura 5.32 - Arquitetura deposicional do afloramento de Barreiras do Boqueirão

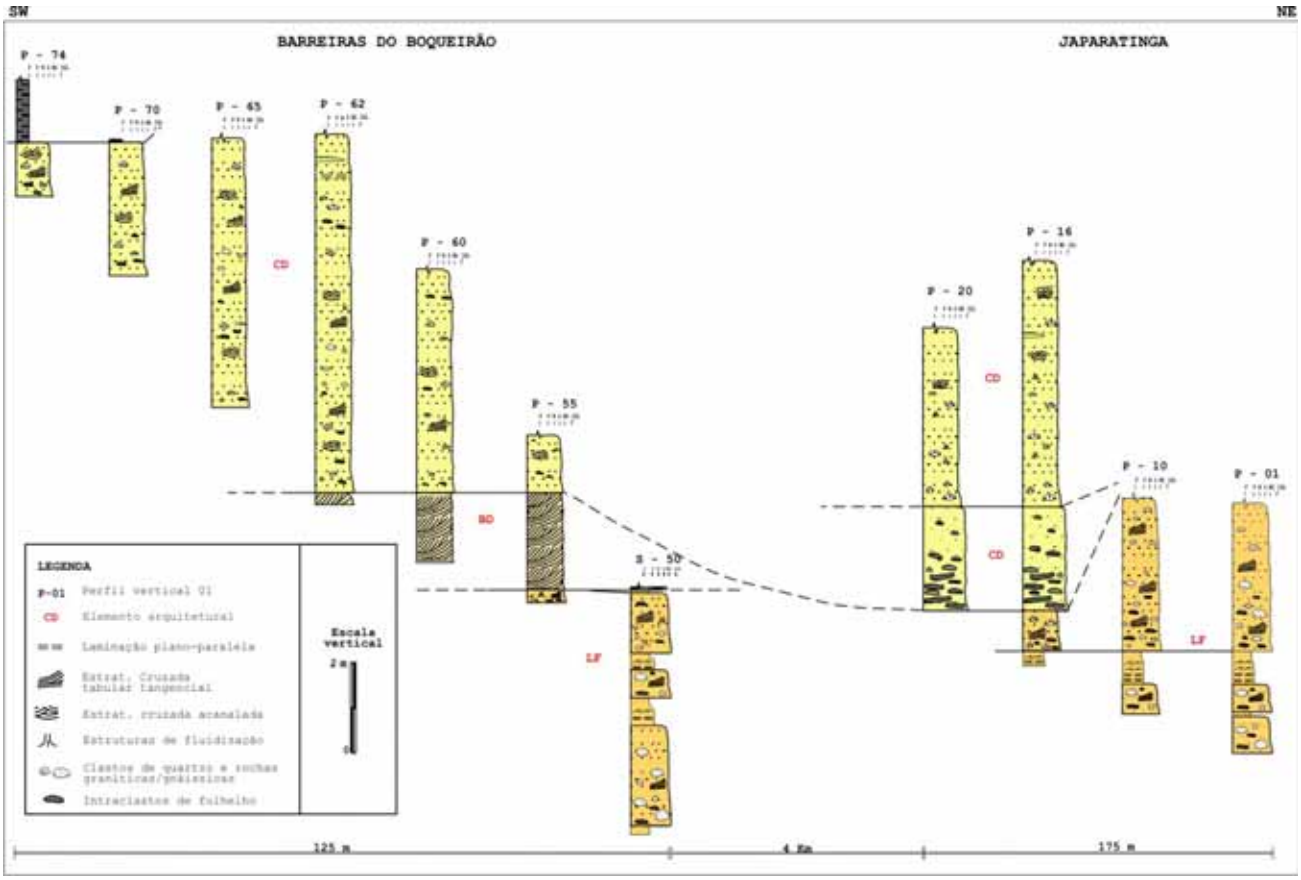


Figura 5.33 - Elementos arquiteturais identificados nos afloramentos de Barreiras do Boqueirão e Japaratinga: canal distributário (CD), barra de foz de distributário (BD) e lobo de frente deltaica (LF).

Canal Distributário (CD)

Este elemento arquitetural é reconhecido pelas fácies A e E, que estariam associadas como fácies de planície deltaica, representando depósito de canal entrelaçado. Encontra-se recoberto por uma fácies essencialmente lacustre (fácies L), entre os perfis verticais 65 e 74, no topo do afloramento de Barreiras do Boqueirão, não tendo sido aqui individualizada como elemento arquitetural.

A parte inferior desta associação (fácies A), composta por conglomerado intraclástico com matriz areno-conglomerática arcosiana desorganizada, mostra feições de cortes basais, com grandes intraclastos arrancados de folhelho e argilito da fácies J sotoposta, concentrados preferencialmente na base do canal. O topo da associação (fácies E), por sua vez, é relativamente homogêneo, constituído de arcósio lítico, com laminação plano-paralela e estratificação cruzada tabular tangencial e acanalada de pequeno a médio porte, exibindo um perfil relativamente convexo no sentido do

topo, e apresentando lentes da fácies J, que em geral constituem o final de ciclos aluviais de textura granodecrescente.

Esta associação mostra dois ciclos de granodecrescência, compreendendo depósitos com cerca de 8 m de espessura e até 150 m de extensão lateral, e está relacionada a fluxos tracionais e hiperconcentrados.

Barra de Foz de Distributário (BD)

Este elemento, de ocorrência restrita ao afloramento de Barreiras do Boqueirão, é representado pela fácies D, estando relacionado à frente deltaica. Corresponde a arenito médio a muito grosso, moderadamente selecionado, com grãos predominantemente subangulosos. Apresenta estratificação cruzada tabular tangencial de médio e grande porte. Apresenta base erosiva e perfil convexo para o topo, constituindo um depósito com espessura de cerca de 2 m e extensão lateral de 60 m, tendo sido depositado como dunas subaquosas, onde atuaram processos de avalanche que deram origem às línguas arenosas.

Lobo de Frente Deltaica (LF)

Os depósitos que compõem este elemento são reconhecidos pela associação das fácies C e J, as quais caracterizam lobos e franjas de lobo de frente deltaica, respectivamente. Esta associação ocorre em pulsos cíclicos, que representam enxurradas episódicas transportando os sedimentos como carga de fundo e suspensões de partículas finas, através de um fluxo inicialmente tracional e torrencial, passando, declive abaixo, para correntes de turbidez desacelerantes. O contato basal da fácies C com a fácies J do ciclo anterior é sempre erosivo, caracterizando o início de uma nova enxurrada, que produz ondas de sedimentos mais grossos. A fácies J registra a desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade.

Os arenitos de enxurrada são médios a conglomeráticos, mal selecionados, e contêm seixos e matacões de rochas graníticas e gnáissicas, grânulos e seixos de quartzo, além de pequenos clastos de folhelhos. Apresenta laminação plano-paralela e estratificações

cruzada acanalada e cruzada tabular tangencial de pequeno e médio porte, podendo estar parcialmente mascaradas por fluidização.

Estes depósitos apresentam espessura de até 4 m e estendem-se por cerca de 100 m. O topo desta associação, no afloramento de Barreiras do Boqueirão, é marcado por uma fina camada argilosa (8 cm), de pequena extensão lateral (cerca de 10 m).

5.3.2 Afloramento de Morros de Camaragibe

Este afloramento caracteriza o sistema turbidítico onde os depósitos estão relacionados a fluxos altamente eficientes, o que permitiu uma segregação de fácies amplamente variadas. Assim, foram identificados os seguintes elementos arquiteturais (Figs. 5.34 a 5.36): lobos turbidíticos proximal (LP), intermediário (LI) e distal (LD). Os depósitos lacustres, observados em três níveis principais ao longo da seção aflorante (Fig. 5.3), não foram também aqui identificados como elementos particulares, e sim referidos juntamente com o elemento arquitetural ao qual aparece associado.

Lobo Turbidítico Proximal (LP)

A associação das fácies F e H representa este elemento, e compõe ciclos de acamamento gradacional comparáveis à Seqüência Bouma. Na verdade, o componente fino (fácies H) ocorre em contato abrupto sobre a fácies F, na forma de *drapes*. Já o componente arenoso (fácies F) pode ocorrer em corpos amalgamados, em virtude da erosão da fácies H.

Estes lobos proximais são do tipo canalizado e podem se estender por centenas de metros, chegando a atingir mais de 8 m de espessura. São caracterizados por arcósios, de granulometria média a muito grossa, maciços a gradacionais, fluidizados, por vezes com porções conglomeráticas e clastos de folhelho e siltito, estando relacionados a correntes de turbidez arenosas de alta densidade. Seu contato basal é geralmente erosivo.

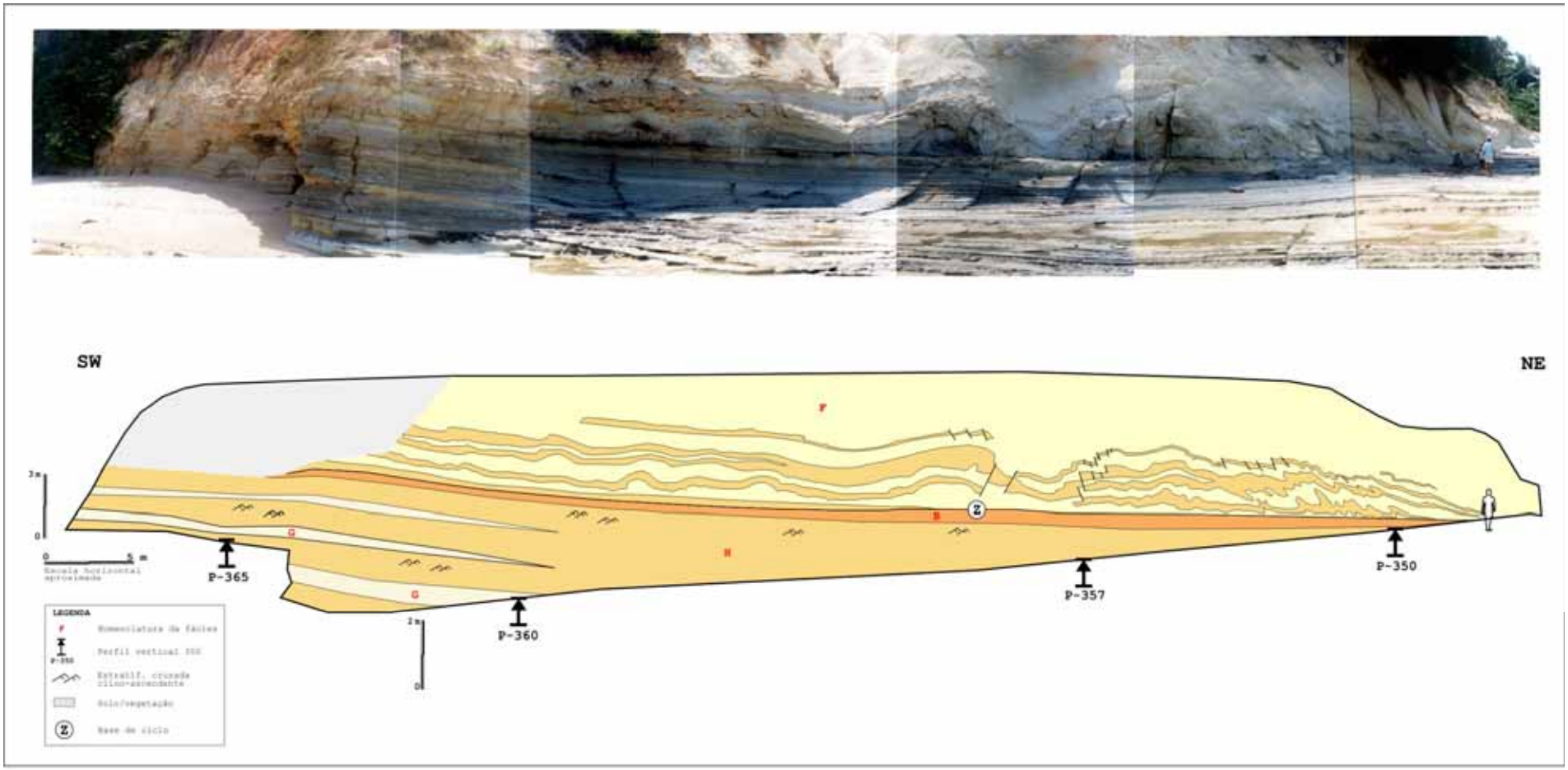


Figura 5.34 - Arquitetura deposicional do setor norte do afloramento de Morros de Camaragibe, entre os perfis verticais 350 e 365.

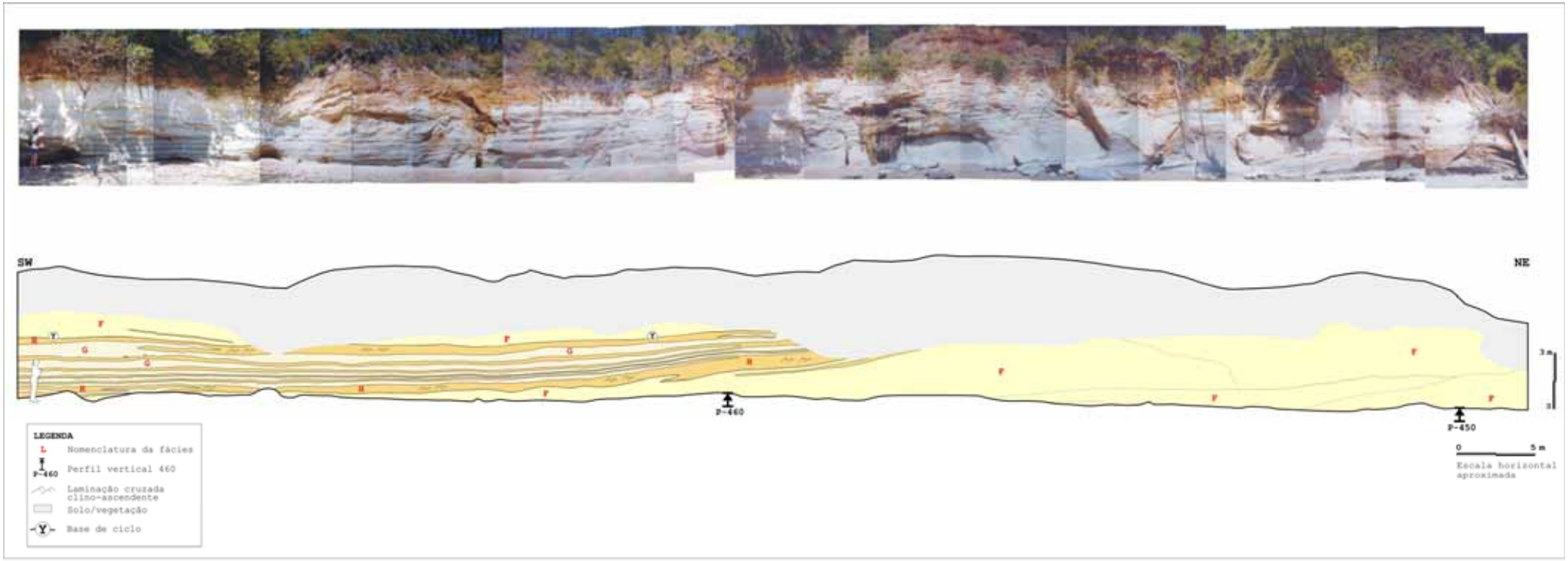


Figura 5.35a - Arquitetura deposicional do setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe (parte 1).

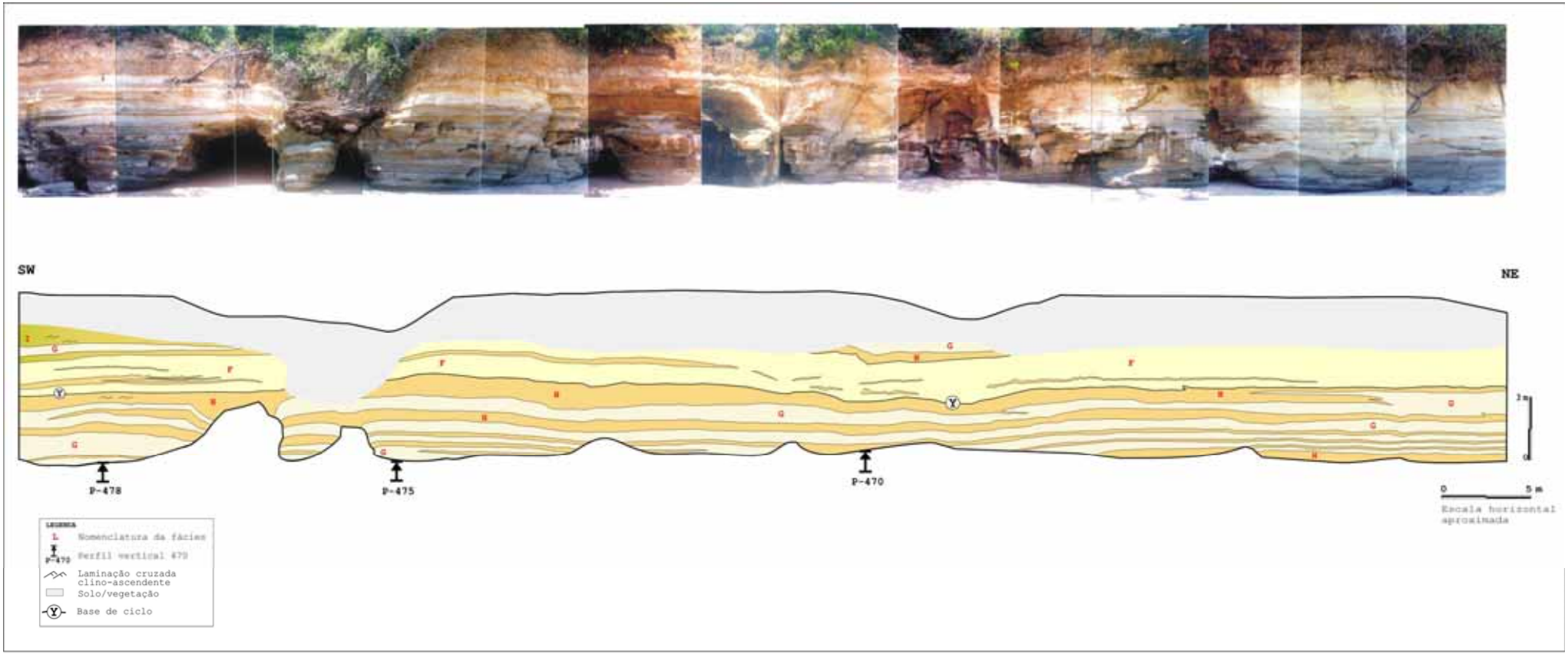


Figura 5.35b - Arquitetura deposicional do setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe (parte 2).

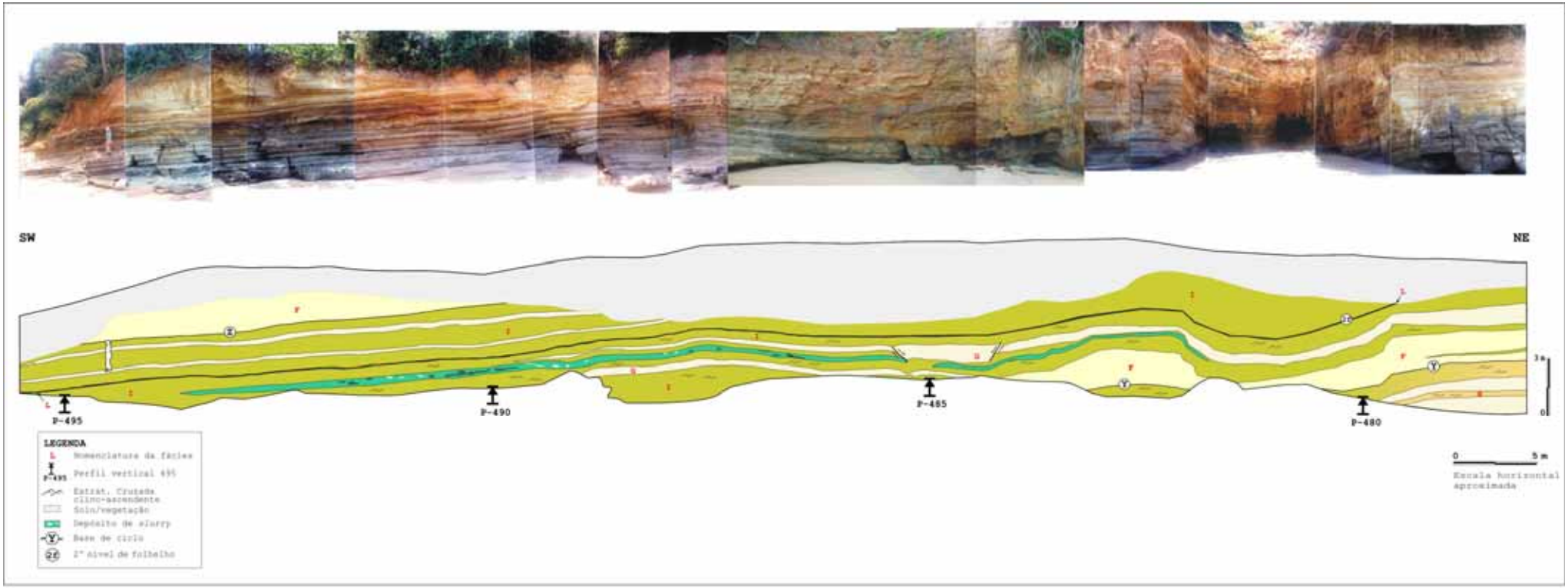


Figura 5.35c - Arquitetura deposicional do setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe (parte 3).

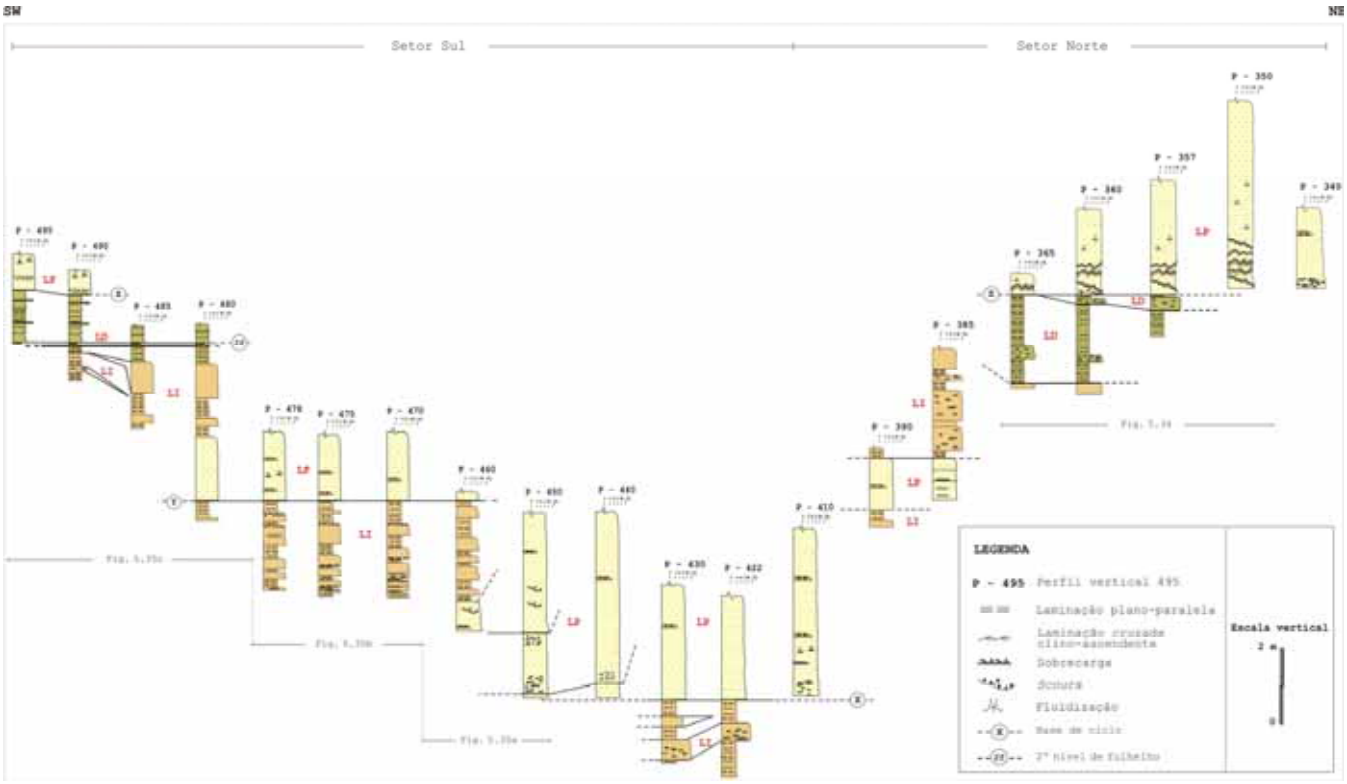


Figura 5.36 - Elementos arquiteturais identificados no afloramento de Morros de Camaragibe: lobo proximal (LP), lobo intermediário (LI) e lobo distal (LD).

Ocasionalmente, podem ser observadas estratificação cruzada tabular, de pequeno a médio porte (fácies F6 de Mutti), laminação plano-paralela, e pequenas escavações. O topo dos ciclos (fácies H) representa a desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade, com carga sedimentar relativamente elevada, compreendendo intercalações de estratos centimétricos (2 a 10 cm) constituídos de arenito médio a fino com laminação cruzada clino-ascendente, siltito maciço e folhelho, dispostos em geral nesta ordem, da base para o topo (população de grãos C e D de Mutti *et al.*, 1999), formando corpos tabulares descontínuos ao longo de toda a seção aflorante, muito embora, no setor norte do afloramento, apresentem-se bastante deformados e atinjam até 80 m de extensão.

Lobo Turbidítico Intermediário (LI)

Este elemento é representado por três associações de fácies.

Na primeira, dominam as fácies G e H, sendo reconhecida no setor sul do afloramento, entre os perfis verticais 460 e 480. O arenito médio a grosso e maciço da fácies G está intimamente relacionado à sucessão granodecrescente da fácies H (arenito médio a

fino com laminação cruzada clino-ascendente, siltito maciço e folhelho), constituindo ritmitos. Esta associação representa a transição das correntes de turbidez arenosas de alta (fácies G) para baixa densidade (fácies H). Em algumas camadas da fácies G, observam-se pseudonódulos de arenito "afundados" no siltito subjacente, o que as torna muito semelhantes à camada-chave de arenito e siltito gerada por fluxo "pastoso" (*slurry flow*).

Os corpos de arenito maciço (fácies G) apresentam geometria tabular, por vezes plano-convexa, com espessuras de 20 a 60 cm e estendendo-se por mais de 100 metros. Seu contato basal é, em geral, erosivo, e o superior, abrupto. Os depósitos da fácies H apresentam espessuras que variam de 10 a 60 centímetros, e, em geral, grande continuidade lateral (até 100 m).

A segunda associação envolve as fácies G e I, ocorrendo do topo do perfil vertical 478 até a base do perfil 490.

Neste caso, os corpos da fácies G apresentam espessuras de até 60 cm, mas que são consideravelmente reduzidas à medida que os corpos se tornam mais distais. Numa porção restrita, perfil vertical 485, uma camada desta fácies sofreu um espessamento localizado, provavelmente em decorrência de falhas normais que afetaram a camada, exibindo contatos inferior e superior bruscos com a fácies I. Observações de campo mostram que estas falhas atingiram apenas o arenito e uma pequena parte do ritmito, sendo interpretadas como falhas sindeposicionais. Os depósitos da fácies I são tabulares, com espessuras de até 60 cm e extensão lateral de dezenas de metros, bastante argilosos, correspondendo ao componente mais distal da fácies H. O arenito liquefeito resultante de fluxo "pastoso" (*slurry flows*) associado a esta fácies mostra uma geometria lenticular, com espessura de até 40 centímetros e estendendo por cerca de 30 metros.

A terceira associação de lobos intermediários reúne as fáceis B, H e G, e ocorre no setor norte do afloramento, entre os perfis 385 e 390, e no setor sul, entre os perfis 422 e 430.

Os conglomerados (fácies B) apresentam intraclastos de folhelhos de até 30 cm de diâmetro bastante concentrados e orientados na direção do fluxo, imersos numa matriz areno-conglomerática. Apresentam geometria tabular, com dimensões de 20 a 1 m de espessura e extensão lateral de dezenas de metros.

Representam eventos episódicos de grande intensidade e ocorrência restrita.

No setor sul, parte inferior entre os perfis 422 e 430, encontra-se o primeiro nível de folhelho da fácies L, folhelho este rico em matéria orgânica, representando possivelmente o topo de um ciclo anterior de afogamento do lago.

Lobo Turbidítico Distal (LD)

Este elemento representa o final da transição entre correntes de turbidez de alta para baixa densidade, sendo reconhecido pelas fácies H, I e G, e eventualmente B. No setor sul, do topo do perfil vertical 480 até o perfil 495, predominam as fácies I e G que se encontram intercaladas ao folhelho lacustre da fácies L, enquanto no setor norte, ocorrem as fácies H e G, e, por vezes, B.

A fácies G (descrita anteriormente), neste elemento arquitetural, apresenta espessuras que variam de 50 a 5 cm (ficando menos espessas à medida que se tornam mais distais), estende-se por algumas dezenas de metros, e está associada à desaceleração de correntes de turbidez de alta densidade ("*sandy debris flows*").

A fácies B, nesta associação, ocorre em corpos com geometria tabular, pouco espessos (até 40 cm), estendendo-se lateralmente por até 50 m.

A franja de lobo é constituída pela fácies I, de menor energia (menor razão areia-argila), e pela fácies H (no setor norte) sendo lateral e verticalmente equivalentes. Estes depósitos de lobo distal (franja de lobo), formados por camadas tabulares pouco espessas (em média 20 cm) que empilhadas chegam até 1,5 m de espessura, apresentam grande continuidade lateral (até cerca de 80 m de extensão), podendo ser verificada uma gradativa diminuição vertical e lateral da razão areia/argila e um decréscimo no desenvolvimento de laminações cruzadas clino-ascendentes em direção ao perfil vertical 495.

A fácies L, neste elemento, é representada pelo segundo e terceiro níveis de folhelho do afloramento. Estes níveis destacam-se por um conteúdo fossilífero mais rico, em comparação com o 1° nível. A presença de fósseis, tais como ostracodes e foraminínferos, vem

afirmar a hipótese da ocorrência das primeiras ingressões marinhas no lago, nesta fase.

CAPÍTULO VI

CARACTERIZAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES NOS DEPÓSITOS ESTUDADOS

6.1 INTRODUÇÃO

A caracterização de reservatórios é feita, essencialmente, com base na identificação, classificação e interpretação das variações de heterogeneidades, na medida em que estas compreendem as principais causas de dificuldades na recuperação de óleo.

Heterogeneidade é um termo sem definição precisa, usado para indicar a falta de uniformidade dentro de uma rocha. É considerada primária, quando controlada por processos deposicionais, e secundária, se resultante de modificações diagenéticas ou estruturais (Cândido, 1989).

O estudo de heterogeneidades petrofísicas, associado à análise litofaciológica, é o elemento crucial no que diz respeito à explotação de reservatórios de hidrocarbonetos (Weber, 1986).

Galloway & Hobday (1998) definiram heterogeneidades como mudanças em um ou mais dos seguintes parâmetros: granulometria, composição mineralógica dos grãos e da matriz, cimentos, permo-porosidade, estruturas sedimentares (primárias ou secundárias), estruturas biogênicas, geometria externa, padrão de empilhamento, descontinuidades internas e conectividades.

A partir dos conceitos propostos por Pettijohn *et* al. (1973), Weber (1986) reconheceu uma seqüência hierárquica de tipos de heterogeneidades, com base na escala (Fig. 5.1), origem genética e influência no fluxo de fluidos, que podem ser reconhecidos e quantificados durante a avaliação e o desenvolvimento de um campo: falhas selantes, semi-selantes e não-selantes; superfícies limitantes de unidades genéticas; zoneamento de permeabilidade dentro de unidades genéticas; intercalações de folhelhos e feições desordenadas dentro de unidades genéticas, relacionadas ao ambiente deposicional ou processos diagenéticos; estruturas sedimentares (laminação e estratificação cruzada);

heterogeneidades microscópicas, incluindo tipos de poros e suas interconexões, tipos texturais e mineralogia; e, por fim, fraturas abertas e fechadas.

De acordo com Weber (1986), os limites de unidades genéticas têm um forte efeito, tanto horizontal quanto vertical, na eficiência do avanço do óleo. Contudo, problemas de recuperação em zonas de avanço, tais como distribuição de saturação de óleo residual não uniforme, são principalmente governadas por heterogeneidades de escala menor. As estratificações cruzadas, por exemplo, são um tipo de heterogeneidade muito comum em arenitos, cuja influência no fluxo de fluidos é dependente de contrastes de permeabilidade das laminações cruzadas e das camadas basais associadas.

Investigar heterogeneidades associando-as às diferentes propriedades petrofísicas é, portanto, uma tarefa complexa. Por serem produtos de diferentes processos deposicionais, as heterogeneidades apresentam-se na natureza em diferentes níveis hierárquicos. Desta forma, Van De Graaff & Ealey (1989), partindo da premissa de que a quantificação das heterogeneidades em diferentes escalas contribui substancialmente nos estudos de simulação numérica, propuseram quatro escalas de estudo: de campo (1 a 10 Km); de reservatório (100 a 1000m); de camadas arenosas (10 a 500m), que permite identificar zoneamentos de permeabilidade; e de estrutura sedimentar (1 a 100 cm).

A compreensão do arranjo das camadas, bem como suas propriedades internas, é estratégica no desenvolvimento de um campo, uma vez que exercem um significativo impacto no comportamento da produção de fluidos (Lowry & Jacobsen, 1993). Outro fator que influencia na movimentação de fluxos de fluidos é a presença de clastos argilosos, concreções de calcita, e de camadas de folhelho, quase sempre com boa continuidade lateral.

Ringorose *et al.* (1993) descreveram o comportamento de fluxos imiscíveis em arenitos com estratificações cruzadas e plano-paralelas, a partir de modelos de deslocamento água/óleo, e mostraram, através de parâmetros de fluxos mutifásicos que capturam os efeitos das estruturas sedimentares de pequena escala, que existem importantes diferenças na recuperação de óleo nestes

dois tipos de estruturas. O efeito das propriedades internas de arenitos (porosidade-permeabilidade), relacionadas à diagênese, foi destacada por Weber (1982), que apresentou uma discussão sobre modelos detalhados de distribuição de permeabilidade. Hand *et al*. (1994) observou que folhelhos contínuos disseminados no reservatório podem fazer com que a capa de gás, ao se expandir, deixe para trás óleo aprisionado. Daí a importância do mapeamento de heterogeneidades no estudo de análogos.

Vale ressaltar a importância da identificação de heterogeneidades de microescala, dada à necessidade de se prever danos à formação durante a perfuração e produção, bem como a interação rocha/fluido durante os processos de injeção, uma vez que tais danos em reservatórios areníticos podem ocorrer pela migração de partículas, expansão das argilas, entre outras.

Portanto, pode-se afirmar que a aquisição de dados em qualquer nível de escala é importante. Todavia, a integração de dados em multiescala gera uma estrutura teórica concisa e abrangente, com uma escala fornecendo subsídios para a escala seguinte (Küchle & Holz, 2002).

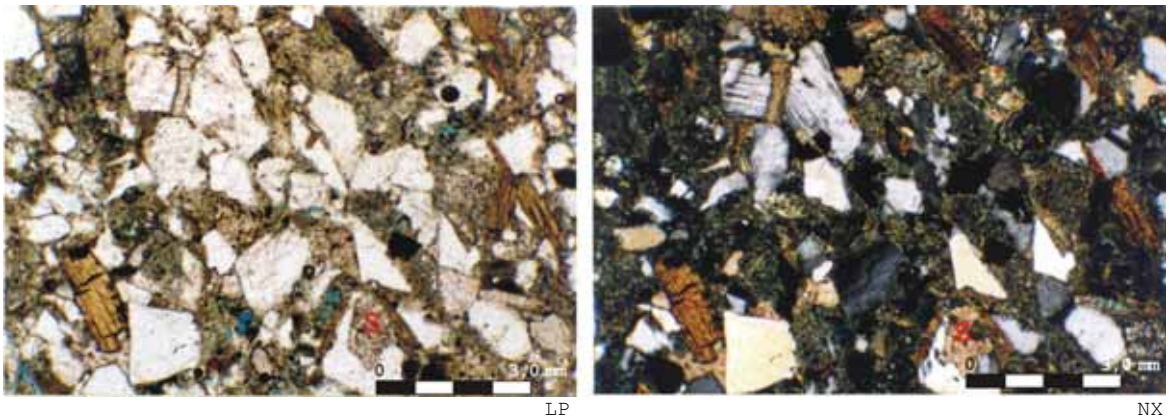
Neste capítulo, são abordados os principais tipos de heterogeneidades observadas nos depósitos estudados. No afloramento de Barreiras do Boqueirão, a investigação foi detalhada, com uma coleta sistemática de amostras em diversas posições das camadas arenosas, para a análise da mineralogia, textura e porosidade, tendo sido discutida em três níveis hierárquicos, da macro até a microescala. Uma série de simulações numéricas de fluxo foi ainda realizada em um trecho deste afloramento, utilizando propriedades petrofísicas de reservatórios brasileiros com evolução diagenética semelhante a estes depósitos, uma vez que as porosidades obtidas nos ensaios mostraram valores muito elevados, provavelmente em função da ausência de pressão litostática e da freqüente exposição aos processos intempéricos, muito embora estudos de porosidade realizados na Formação Maceió por Abreu & Potter (1990), utilizando dados de testemunhos, denotaram que as melhores porosidades e permeabilidades encontram-se no topo desta e nas regiões próximas aos seus afloramentos (valores maiores que 20%). Os dados de porosidade obtidos

serviram, no entanto, para a determinação do comportamento relativo da porosidade dentro do depósito.

6.2 Resultados das Análises Petrográficas

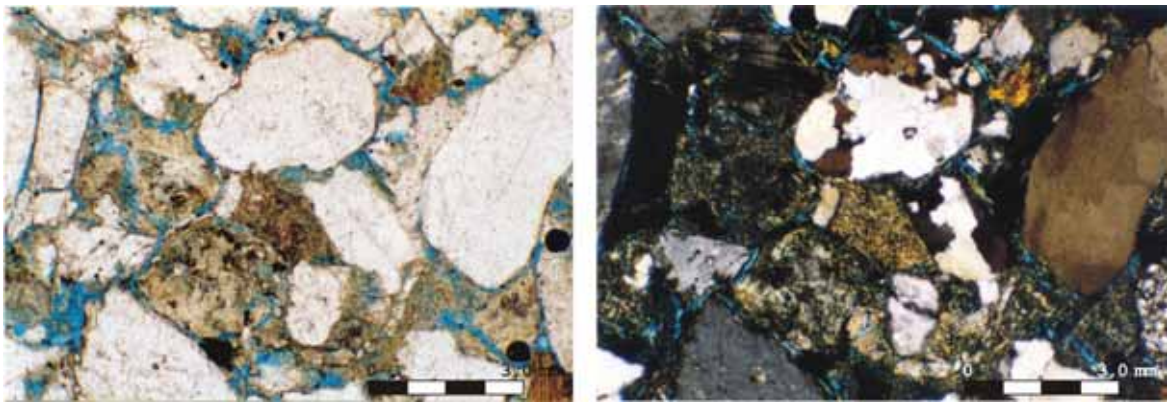
As análises petrográficas foram realizadas nas fácies arenosas fandeltaicas C, D e E, dos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão, e turbidítica F, do afloramento de Morros de Camaragibe.

A **fácies C** é constituída de quartzo (45%), feldspato (35%), fragmentos líticos (20%), bem como biotita, muscovita e sericita, caracterizando um arcósio lítico (Folk, 1968). Texturalmente, os grãos variam em média de 0,4 a 2 mm, sendo angulosos a subangulosos, alguns subarredondados, moderadamente a mal selecionados, e localmente com gradação normal. Observa-se uma grande quantidade de grãos de feldspato argilizados. Esta fácies apresenta uma porosidade em torno de 3% no afloramento de Japaratinga (Fig. 6.1). Entretanto, no afloramento de Barreiras do Boqueirão, foi observada, nas porções mais finas, uma porosidade em torno de 15%, e, nas mais grossas, cerca de 10%, que ocorre, em sua maioria, entre os grãos e a matriz/cimento, compreendendo os tipos intergranular secundária, com uma pequena quantidade de porosidade intragranular (Fig. 6.2).



LP NX

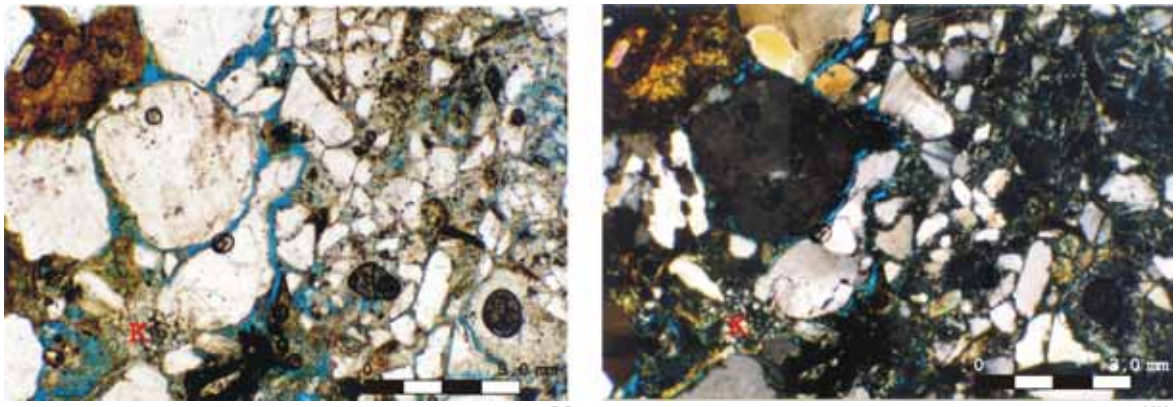
Figura 6.1 – Arcósio lítico fino a grosso, seleção regular, com biotita; freqüente argilização de grãos feldspáticos; calcita como cimento e substituição de grãos (S); baixa porosidade. Perfil vertical 10, no afloramento de Japaratinga. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados.



LP NX

Figura 6.2 – Arcósio lítico médio a muito grosso, seleção regular; freqüente argilização de grãos feldspáticos, e regular porosidade intergranular. Entre os perfis verticais 50 e 55, no afloramento de Barreiras do Boqueirão. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados.

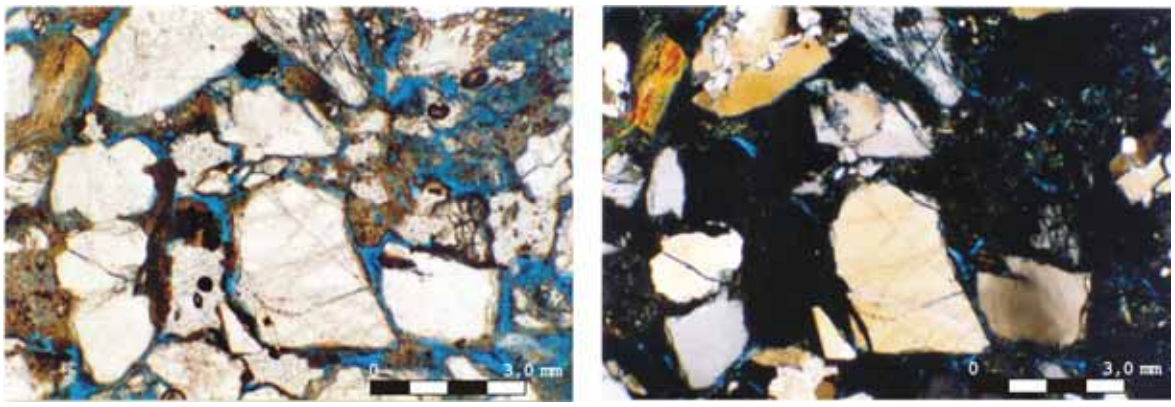
A **fácies D** constitui-se de quartzo (60%), feldspatos (30%), fragmentos líticos (10%), e, subordinadamente, de granada, muscovita, sericita e biotita. De uma forma geral, os grãos apresentam-se angulosos a subarredondados, com baixa esfericidade, moderadamente selecionados, com a predominância de dois tamanhos (1,0 e 3,0 mm) formando microlaminações que variam de 7,0 a 8,8 mm. Apresenta cimento de caulinita e *overgrowth*. A sericita e outros argilominerais são em geral resultantes da alteração de feldspatos. Essa argilização é mais freqüente nas microlâminas com concentração de partículas menores, onde a porosidade está em torno de 5%, enquanto nas de maiores, está em torno de 10% (Fig. 6.3).



LP NX

Figura 6.3 – Arenito fino e grosso/muito grosso (bimodal), respectivamente arcosiano e lítico; filme de argila e argiloso (secundário?), quando fino. Poroso, com cimento de caulinita (K) e alguma argila infiltrada, quando grosso. Perfil vertical 60, no afloramento de Barreiras do Boqueirão. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados.

Na **fácies E**, observações de lâminas petrográficas indicam, para o afloramento de Japaratinga, que a mesma é constituída de feldspato (45%), quartzo (40%) e fragmentos líticos (15%), além de micas, numa percentagem de cerca de 60% de matriz-cimento para 40% de grãos. Os grãos têm tamanho médio de 1 mm, são angulosos, moderadamente selecionados e com esfericidade moderada. Apresenta baixa porosidade, oscilando entre 2 e 5%. Já para o afloramento de Barreiras do Boqueirão, o percentual dos grãos mostrou-se bem maior (cerca de 70%) do que a matriz-cimento (aproximadamente 30%), contendo feldspatos (40%), fragmentos líticos (35%), quartzo (25%), biotita, muscovita e sericita. Os grãos são predominantemente subarredondados, com poucos subangulosos a arredondados, mal selecionados, variando em tamanho de 0,1 a 5,0 mm. A porosidade do arenito é boa, em média 20%, sendo predominantemente intergranular, provavelmente em conseqüência da menor argilização dos feldspatos (Fig. 6.4). Também ocorre, em menor quantidade, o tipo intragranular, também associado aos feldspatos (Lira *et al.*, 2003). Estes arenitos são classificados como arcósios líticos (Folk, 1968).

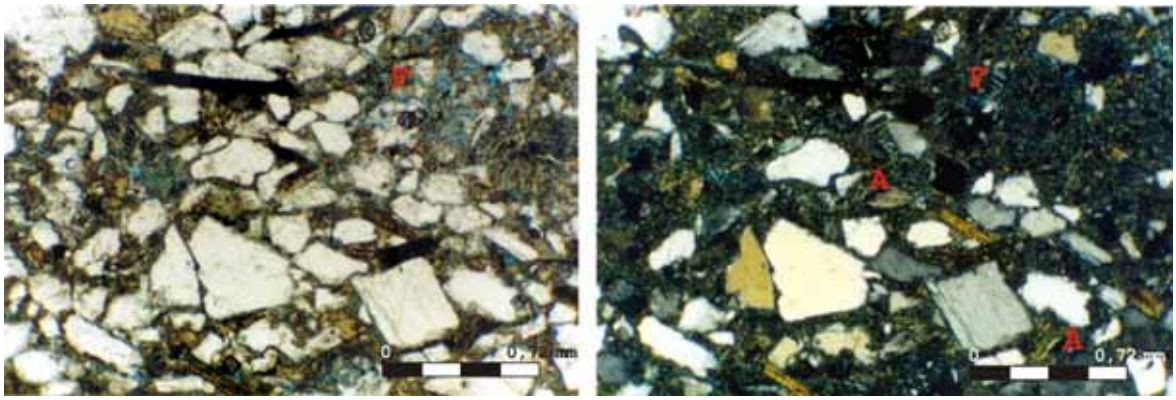


LP NX

Figura 6.4 – Arcósio lítico grosso, mal selecionado, com forte alteração de grãos. Porosidade bem desenvolvida, parcialmente obliterada por argilas infiltradas (pedogenéticas). Perfil vertical 65, no afloramento de Barreiras do Boqueirão. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados.

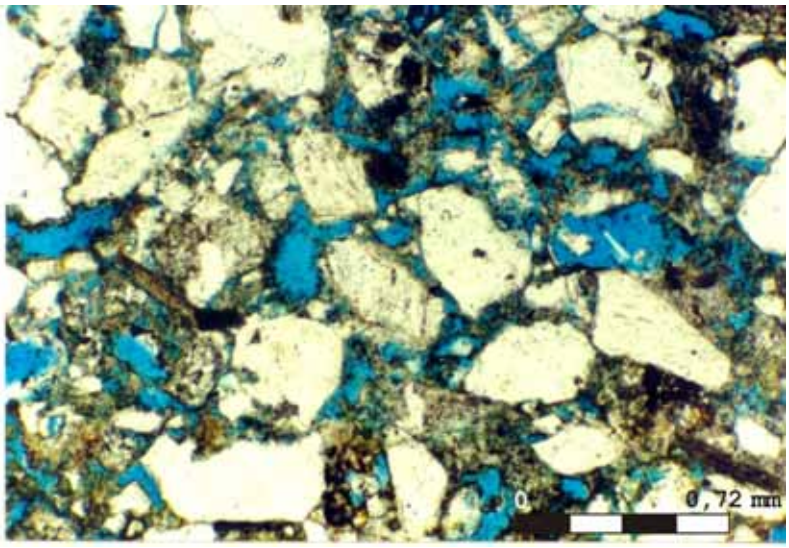
A **fácies F**, por sua vez, é composta por feldspatos (45%), quartzo (45%), fragmentos líticos (10%), além de moscovita, biotita, sericita, clorita e opacos, como acessórios, caracterizando um arcósio (Folk, 1968). Os grãos apresentam-se em geral mal selecionados, angulosos a subarredondados, variando de 0,2 a 2,2 mm. A porosidade está em torno de 5% (Fig. 6.5), podendo

variar lateralmente para 15% (Fig.6.6), sendo predominantemente do tipo intergranular secundária e alguma primária, além de intragranular por fraturas e argilização de feldspatos.



LP NX

Figura 6.5 – Arcósio fino a médio-grosso, micáceo, seleção regular. Notar, em nicóis cruzados, áreas com intensa argilização de grãos (A), bem como microporosidade em argilas intersticiais (matriz?) e alguma porosidade intrafeldspato (F). Perfil vertical 440, no afloramento de Morros de Camaragibe. Foto: Maria Caroline Nascimento. LP=luz paralela; NX=nicóis cruzados.



LP

Figura 6.6 – Arcósio fino a médio-grosso, micáceo (biotita), seleção regular a boa, freqüentes grãos argilizados. Perfil vertical 430, no afloramento de Morros de Camaragibe. Foto: Maria Caroline Nascimento. LP=luz paralela.

Para o sistema turbidítico, os resultados das análises petrográficas revelaram-se surpreendentemente muito elevados no que diz respeito ao conteúdo de material argiloso, em sua maioria, como alteração de grãos de feldspato. O sistema de fandelta mostra, localmente, cimentos de calcita e caulinita. O aumento local de porosidade interpartícula e intrapartícula, bem como de

microporosidade, deve-se possivelmente à dissolução de calcita, podendo alcançar valores de 20% em arenitos fandeltaicos, e apenas 5% nos arenitos turbidíticos.

6.3 MODELOS GEOLÓGICOS

Os modelos geológicos, elaborados a partir da integração das informações obtidas dos depósitos sedimentares estudados, serão discutidos adiante, levando-se em conta a possível influência de suas heterogeneidades no fluxo de fluidos.

6.3.1 Afloramento de Japaratinga

Os depósitos detríticos presentes neste afloramento, de uma forma geral, não constituem bons reservatórios, sendo representados por fácies de conglomerados, com cortes basais profundos e grandes clastos de folhelhos, e fácies de arenitos grossos a conglomeráticos, com estratificações plano-paralelas e cruzadas de pequeno e médio porte.

Em escala macroscópica, as heterogeneidades observadas relacionam-se às escavações associadas aos canais (superfície limitante de 1ª ordem), que, juntamente com os grandes clastos de folhelhos (*rip up*), concentrados preferencialmente na base, funcionariam como barreiras ao fluxo (Fig. 6.7).

Em mesoescala, as estratificações cruzadas (superfícies limitantes de 3ª ordem) não representariam barreiras, apenas condicionariam o sentido preferencial do fluxo. A camada de folhelho presente próxima à base do afloramento não pode ser considerada uma selante, tendo em vista a sua pequena espessura e a pouca continuidade lateral, em conseqüência dos cortes profundos das unidades sobrejacentes.

Observações em lâminas petrográficas (análise visual semi-quantitativa) indicam uma porosidade entre 2 e 5% para o arenito mais superior, e cerca de 3% para o mais inferior, o que corrobora para a má qualidade do reservatório.

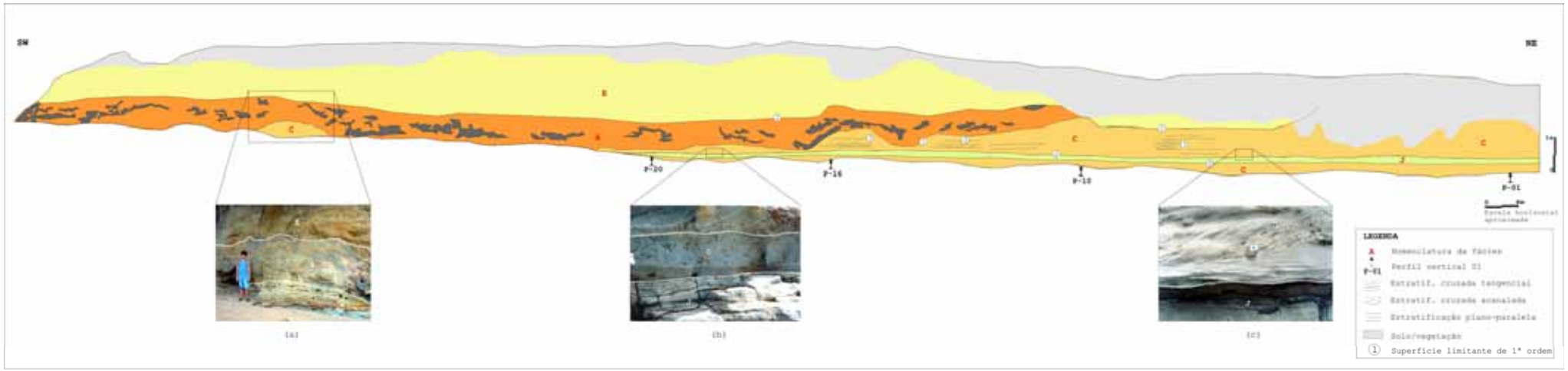


Figura 6.7 - Heterogeneidades identificadas no afloramento de Japaratinga, mostrando algumas feições importantes em macro e mesoescala: (a) clastos de pelitos misturados à matriz, na Fácies A; (b) contato erosivo da Fácies C com a Fácies J, esta não mais apresentando o nível de folhelho; e (c) estratificações cruzadas com seixos de rochas graníticas e gnáissicas dispersos no meio dos estratos, e pelitos da fácies J.

6.3.2 Afloramento de Barreiras do Boqueirão

Este afloramento compreende fácies de arenitos médios a arenitos conglomeráticos, com estratificações plano-paralelas, cruzadas de pequeno a grande porte e estruturas de fluidização, representando depósitos de canal distributário, barra de foz de distributário e lobo de frente deltaica. Estas unidades representam reservatórios de melhor qualidade em relação às do afloramento de Japaratinga (Fig. 6.8).

Em escala macroscópica, as heterogeneidades podem ser representadas pela discordância erosiva na base da unidade de barra de foz de distributário (superfície limitante de 1ª ordem), o que provavelmente não afetaria significativamente o fluxo de fluidos. Outra feição marcante é a presença da espessa camada de folhelho fossilífero, que, neste caso, poderia atuar tanto como selante, uma vez que apresenta relativa espessura e continuidade lateral, ou como geradora, dado o seu rico conteúdo em matéria orgânica.

Em mesoescala, as heterogeneidades incluem a presença de estratificações, estruturas secundárias (escape de fluidos) e camada argilosa de pequena extensão lateral. As estruturas de escape de fluidos ocorrem mascarando as estruturas primárias da unidade mais basal, podendo até melhorar a permo-porosidade do arenito, embora estas evidências tenham sido constatadas em escalas maiores, resultando na conectividade entre corpos arenosos dentro do reservatório (Purvis *et al.*, 2002). As estratificações (superfícies limitantes de 2ª e 3ª ordens), por sua vez, exercem uma certa interferência no fluxo do fluidos, redirecionando-o de acordo com a mudança de inclinação dos estratos. Entretanto, este tipo de interferência, segundo Paim & Scherer (2003), causaria influência significativa apenas em estágios bastante avançados de recuperação. Uma camada argilosa, na unidade superior (entre as seções 60 e 62), com extensão lateral de aproximadamente 11 m e cerca de 50 cm de espessura, tem seu papel de barreira ao fluxo bem evidenciado no modelo numérico apresentado adiante.

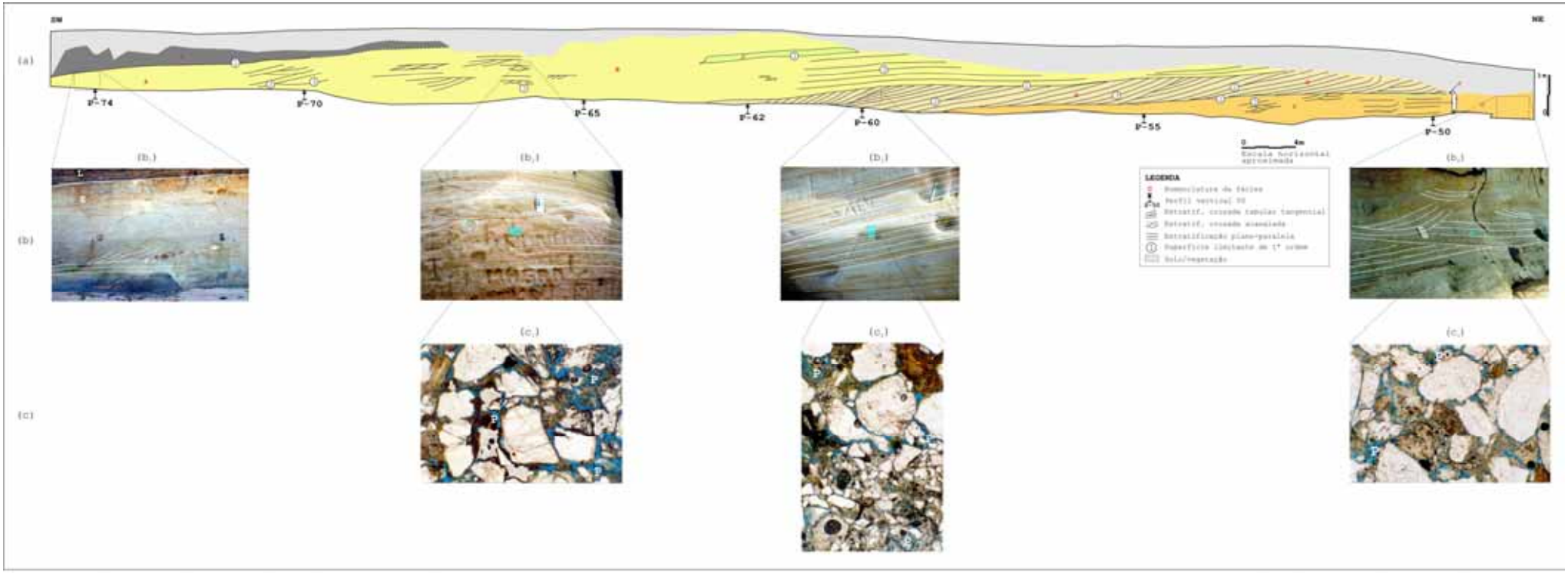


Figura 6.8 - Heterogeneidades identificadas no afloramento de Barreiras do Boqueirão, em macro, meso e microescala: (a) heterogeneidades de macroescala correspondentes a superfícies de ordem 1; (b_1) a (b_4) estruturas de mesoescala, relativas às superfícies de ordem 2 e 3; e (c) feições de microescala, (c_1) mostrando pouca argilização e boa porosidade (20%), (c_2) bimodalidade e porosidade entre 5 e 10%, e (c_3) argilização dos grãos e porosidade de 10% a 15%.

As heterogeneidades de microescala foram caracterizadas com base na mineralogia e porosidade. A análise mineralógica permitiu avaliar a alteração dos minerais presentes, destacando-se a argilização dos feldspatos, processo este que pode causar danos à formação, em termos de migração de partículas ou expansão das argilas, e conseqüente redução na porosidade. A porosidade foi calculada através de análises quantitativas e semi-quantitativas (análise visual através de lâminas petrográficas).

A maior parte das lâminas evidencia o tipo de porosidade interpartícula secundária. Este tipo ocorre principalmente por substituição dos feldspatos. Na unidade mais superior (fácies E) a presença de porosidade intrapartícula é subordinada, porém mais expressiva do que nas outras duas unidades, ocorrendo principalmente por dissolução parcial dos feldspatos. Ainda nesta unidade observou-se um percentual de porosidade significativo em termos de reservatório (20%).

A análise quantitativa da porosidade, por sua vez, forneceu valores bastante elevados (Tabela 6.1). Isto, no entanto, já era previsto, dada à ausência de pressão litostática deste depósito em relação a reservatórios em subsuperfície, como também à sua constante exposição aos processos intempéricos. Todavia, estes dados podem ser úteis como parâmetro para se prever a variação relativa, lateral e vertical, de porosidade em um reservatório com características genéticas semelhantes (Fig. 6.9).

6.3.3 Afloramento de Morros de Camaragibe

Este afloramento foi analisado em sua porção sul, uma vez que neste setor pode-se observar a interconexão de todos os elementos arquiteturais: depósitos de lobos turbidíticos proximais, intermediários e distais (Fig. 6.10). Compreende fácies de arenitos associados a depósitos de correntes de turbidez de alta densidade. Os arenitos são arcoseanos, de granulometria média a conglomerática, maciços a gradacionais, por vezes fluidizados, e localmente com clastos de folhelho e siltito de diversos tamanhos (poucos centímetros a cerca de 1 m), com geometria plano-convexa. Estes arenitos tornam-se menos espessos e tabulares à medida que

passam lateral e verticalmente de lobo proximal para distal. Os depósitos de baixa densidade incluem seqüências de arenito fino a muito fino com laminação cruzada clino-ascendente, siltito maciço e argilitos e folhelhos.

Tabela 6.1 – Resultados da análise quantitativa da porosidade nas fácies arenosas do afloramento de Barreiras do Boqueirão.

AMOSTRA	UMIDADE (h)	DENSIDADE DO SOLO SECO (γ_{sec}) (Mercúrio)	DENSIDADE DOS GRÃOS (γ_g) (Picnômetro)	POROSIDADE (η)
BB-C1	0,1454	1,830	2,65	39,6
BB-C2	0,0999	1,863	2,65	36,2
BB-C3	0,1330	1,889	2,66	23,9
BB-D1	0,0941	1,727	2,61	39,5
BB-D2	0,0972	1,827	2,65	37,1
BB-D3	0,1529	1,819	2,61	39,5
BB-D4	0,0658	1,899	2,66	32,9
BB-D5	0,1955	1,937	2,63	38,3
BB-D6	0,1249	1,919	2,63	35,1
BB-E1	0,1114	1,800	2,60	37,7
BB-E2	0,1114	1,909	2,64	34,9
BB-E3	0,1141	1,806	2,62	38,1
BB-E4	0,0586	1,750	2,61	37,1
BB-E5	0,1370	1,899	2,61	35,9
BB-E6	0,1117	1,795	2,61	38,1
BB-E7	0,0982	1,808	2,66	38,0
BB-E8	0,0582	1,826	2,60	33,5

OBS.: Os cálculos foram efetuados a partir das seguintes fórmulas:

$h = (P_{água}/P_{solo\ seco}) = (P_{total} - P_{solo\ seco})/ P_{solo\ seco}$;

$\gamma_{sec} = \gamma_h/1+h$, onde γ_h é o peso espec. solo (através da imersão em mercúrio);

$e = \gamma_g/\gamma_{sec}$, onde e é o índice de vazios;

$\eta = e/1+e$, onde η é a porosidade.

Em macroescala, as heterogeneidades podem ser marcadas pela superfície que delimita a base dos ciclos maiores (base dos depósitos de lobos proximais), e pelo 2° nível de folhelho (*datum*), intercalado aos depósitos de lobo distal. A primeira feição, nesta escala de observação, provavelmente não interferiria no movimento dos fluidos; entretanto, o nível de folhelho poderia atuar como selante e, se acaso apresentasse uma espessura considerável, poderia até funcionar como rocha geradora.

As heterogeneidades de mesoescala compreendem os depósitos de baixa densidade que apresentam em geral grande continuidade lateral.

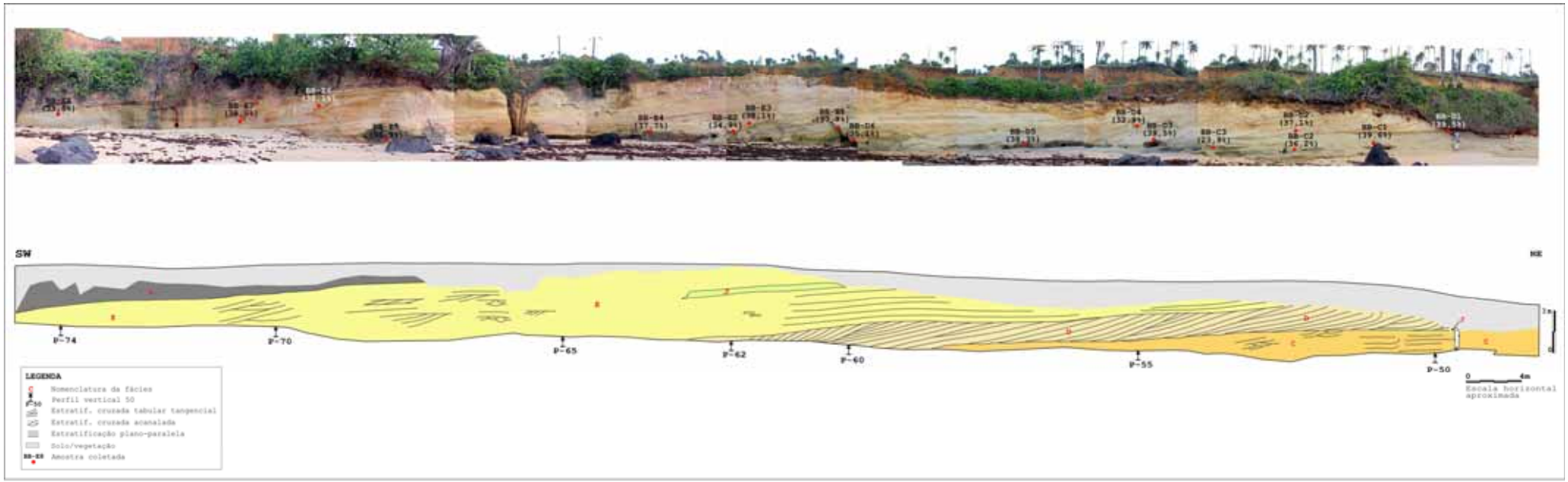


Figura 6.9 - Distribuição dos valores de porosidade obtidos em laboratório (ver Tabela 6.1), para o afloramento de Barreiras do Boqueirão.

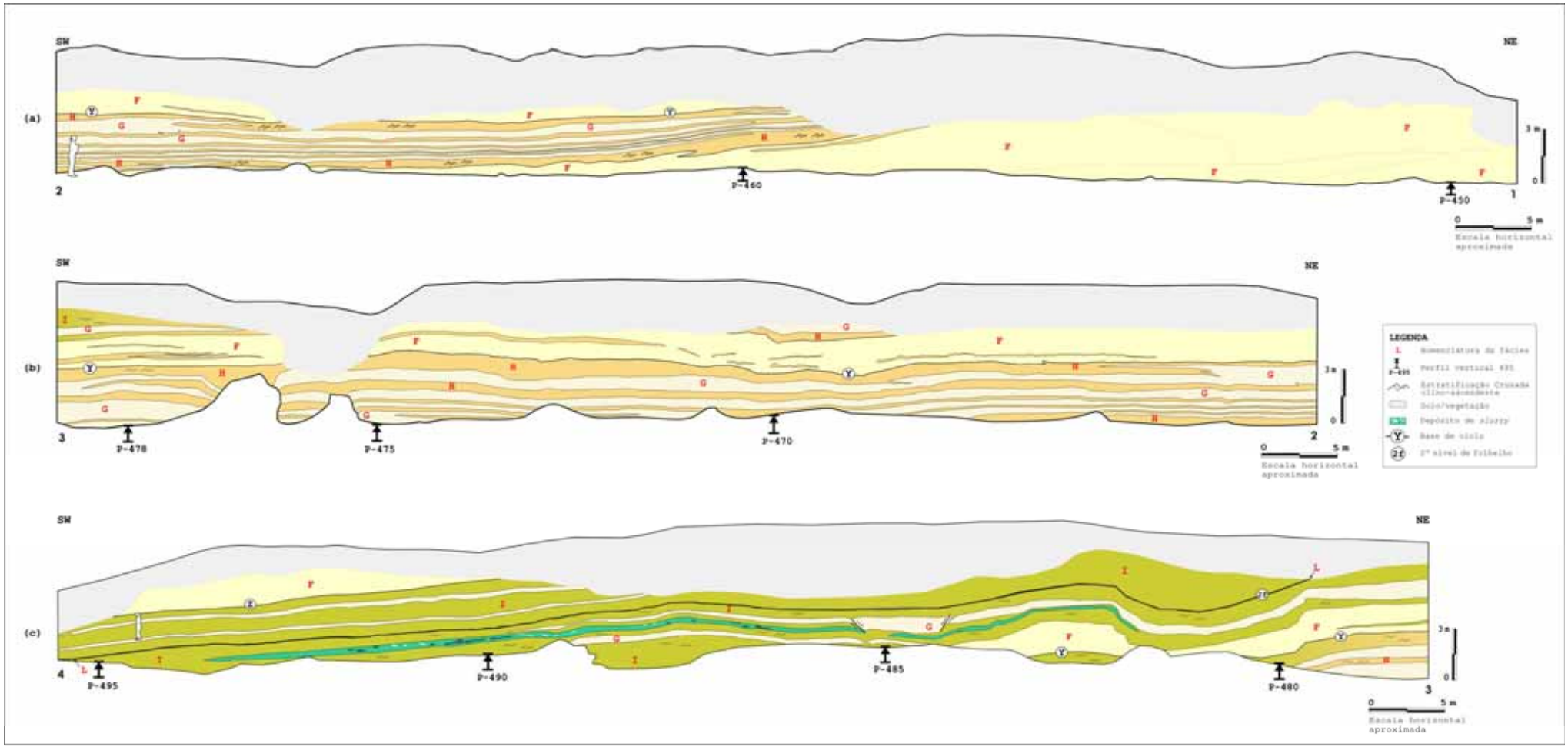


Figura 6.10 - Heterogeneidades em macroescala identificadas no setor sul do afloramento de Morros de Camaragibe, marcadas pela superfície que delimita a base dos ciclos maiores (superfícies Y e Z na base dos depósitos de lobos proximais), e pelo 2° nível de folhelho (*datum*), intercalado aos depósitos de lobo distal. Os números 2 e 3 correspondem à amarração do painel intermediário (b) aos extremos (a) e (b).

Na região de lobo proximal, estas heterogeneidades podem ocasionar desvios no sentido do fluxo, já que por vezes apresentam-se em corpos descontínuos, e mesmo quando contínuos, possuem um conteúdo de argila muito baixo. Nos lobos distais, entretanto, podem atuar como verdadeiras barreiras ao fluxo ou até mesmo como selantes, dada à sua baixa razão areia/argila.

Ensaios de porosidade para a fácies F revelaram valores em torno de 15%, não sendo, porém, representativos para toda a seção.

6.4 MODELO NUMÉRICO PARA O AFLORAMENTO DE BARREIRAS DO BOQUEIRÃO

A modelagem numérica, realizada em macroescala, restringiu-se a um trecho do afloramento de Barreiras do Boqueirão, em virtude da superposição de três fácies arenosas com características (texturas, estruturas e arranjo interno) bem distintas. A modelagem numérica deste análogo de reservatório, elaborada no Laboratório de Métodos Computacionais em Geomecânica–LMCG a partir do modelo geológico obtido neste estudo, permitiu a realização de várias simulações de fluxo multifásico (água e óleo), tendo sido considerados dois casos principais: um caso base, com óleo pouco viscoso e injeção de água à temperatura de 30°C; e um caso térmico, com óleo pesado e injeção de água a 100°C.

Tanto as propriedades dos fluidos, quanto os dados petrofísicos utilizados na modelagem foram obtidos da literatura, tendo-se buscado informações de reservatórios brasileiros com evolução diagenética similar à Formação Maceió, em virtude das dificuldades de liberação de dados reais deste reservatório no Campo de Tabuleiro dos Martins, sob controle da empresa de petróleo Marítima. Também não foram usados os resultados dos ensaios de porosidade realizados neste trabalho, uma vez que os mesmos não retratariam as condições reais de subsuperfície.

6.4.1 Simulações Numéricas

Nas simulações, foram consideradas as evoluções das saturações e fluxos, além do fator de recuperação, para um período de exploração do depósito com injeção de água de 5 anos, utilizando-se como ferramenta o programa CODE_BRIGHT (COupled DEformation, BRIne, Gas and Heat Transport). Neste programa Olivella (1995) implementou numericamente as equações que regem o problema THM (termo-hidro-mecânica) para um meio poroso deformável e multifásico utilizando o método dos elementos finitos.

Através do CODE_BRIGHT, obteve-se uma discretização do domínio (malha) bastante fiel à geometria real do análogo de reservatório, possibilitando a identificação detalhada dos diferentes regimes de fluxo durante os 5 anos de exploração. Utilizando o módulo térmico do CODE_BRIGHT, realizou-se um exercício de simulação com injeção de água quente, para incrementar o fator de recuperação, admitindo-se ser este um reservatório contendo óleo pesado, em um campo maduro.

Para a determinação do modelo numérico, foram definidos os materiais a partir da caracterização faciológica (Tabela 6.2). Os dados petrofísicos dos materiais (Tabela 6.3), bem como as propriedades dos fluidos a uma profundidade de 2040m (Tabela 6.4), adotadas nas simulações numéricas para o caso base, foram obtidos a partir de informações de reservatórios brasileiros com evolução diagenética similar à Formação Maceió. Considerou-se ainda que a permeabilidade vertical (Kv) corresponde a 40% da permeabilidade horizontal (Kh). As fronteiras superior e inferior do modelo do análogo foram consideradas impermeáveis e o efeito da gravidade nos fluxos de água e óleo foi desprezado.

A Figura 6.11 mostra a fotomontagem e o modelo geológico do trecho do afloramento onde foram realizadas as simulações de fluxo de fluidos.

Tabela 6.2 – Materiais considerados nas análises, determinados com base na descrição das fácies

Fácies	Descrição Sumária	Materiais
C	Arenito arcoseano médio a conglomerático	Arenito grosso
D	Arenito quartzoso médio a muito grosso	Arenito médio
E	Arenito arcoseano médio a conglomerático	Arenito grosso
Camada pelítica	Folhelho e siltito argiloso maciço	Argila

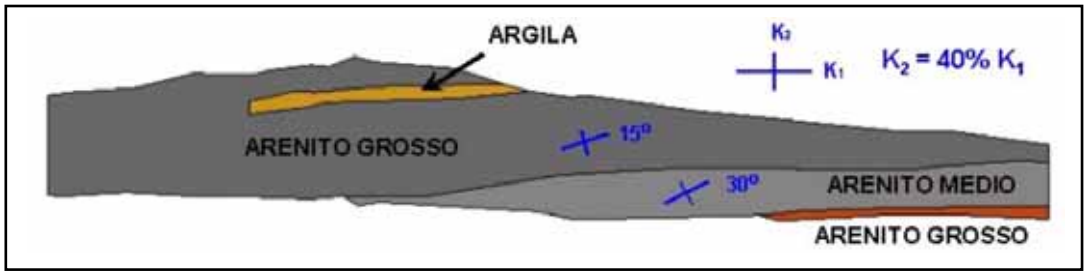
Tabela 6.3 – Propriedades dos materiais para o caso base

Materiais	Porosidade(%)	Kh (mD)
Arenito Grosso	19.7	50.0
Arenito Médio	25.0	100.0
Argila	30.0	0.30

Tabela 6.4 – Propriedades dos fluidos para o caso base

	Água	Óleo
Densidade (kg/m^3)	1000.0	888.7
Compressibilidade $(kg/cm^2)^{-1}$	$4.8x10^{-5}$	$3.26x10^{-4}$
Viscosidade (mPa.s)	0.5	0.5

(a)



(b)

Figura 6.11 – Trecho do afloramento de Barreiras de Boqueirão: (a) fotomontagem; e (b) geometria do modelo numérico para fluxo multifásico. (Modif. de Lima Filho, 2003).

A formulação matemática e suas hipóteses básicas para a determinação do modelo com o CODE_BRIGHT, bem como o modelo e as

simulações realizadas com o IMEX (CGM), programa de diferenças finitas largamente difundido na indústria de petróleo e utilizado como ferramenta de validação das aplicações do CODE_BRIGHT para este análogo de reservatório, estão publicadas em Lima Filho (2003) e Santos (2002).

A malha de elementos finitos utilizada é uma malha bidimensional relativamente fina, com 1907 elementos e 1046 nós (Fig. 6.12).

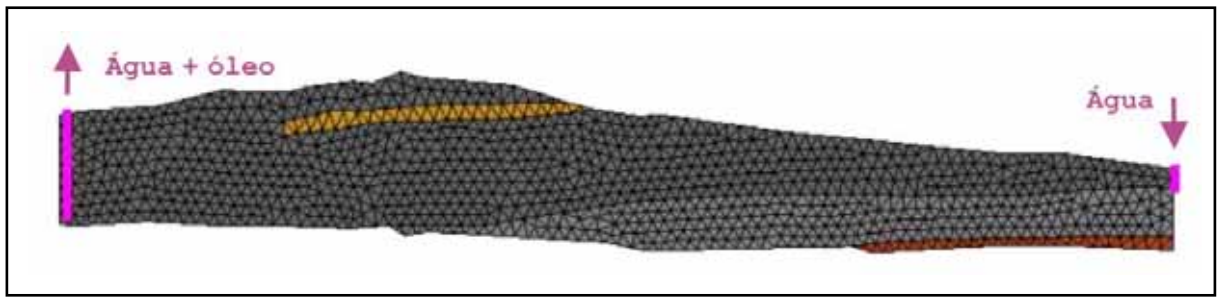


Figura 6.12 - Malha de elementos finitos (1907 elementos e 1046 nós), ilustrando ainda a completação dos poços de injeção (de água) e produção (de água e petróleo). (Lima Filho, 2003).

Na modelagem de fluxo, foram considerados dois casos: um caso base, com óleo pouco viscoso e injeção de água à temperatura de 30°C; e um caso térmico, com óleo pesado.

Para o caso base, o fator de recuperação (FR) para 5 anos atingiu cerca de 65%. Este alto fator de recuperação pode ser devido à baixa viscosidade adotada para o óleo, próxima à da água, ou ainda, pode resultar de não se ter considerado a formação de gás no reservatório, mesmo depois de sua despressurização com a abertura do poço de produção.

A Figura 6.13 mostra o deslocamento do petróleo dentro do reservatório, ocasionado pela água injetada, bem como a distribuição da saturação de água obtida para 105 e 209 dias. Embora injetada na camada superior de arenito grosso, a água percola preferencialmente através da camada intermediária de arenito médio, em virtude da sua maior permeabilidade. Na distribuição da saturação de água para 209 dias, pode-se verificar que a camada de argila funciona como uma barreira aos fluidos devido à sua baixa permeabilidade.

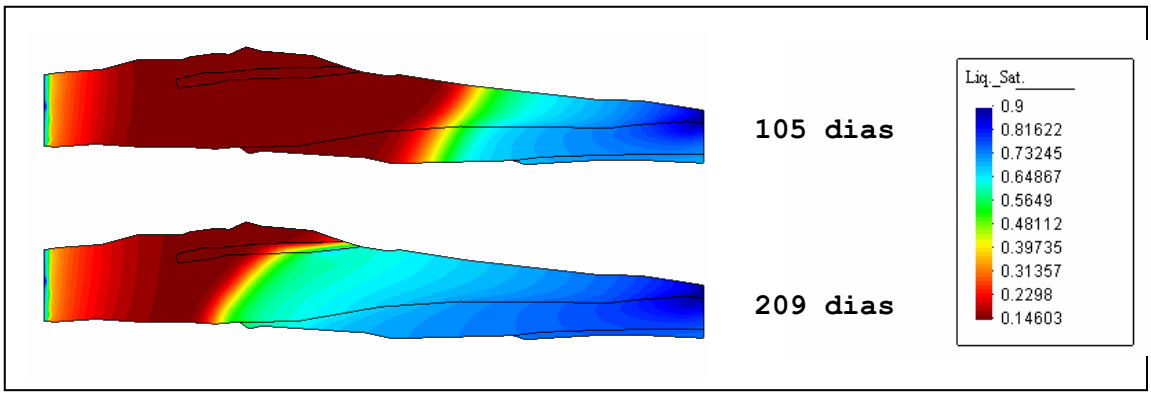


Figura 6.13 - Evolução da saturação de água no caso base. (Lima Filho, 2003).

No caso térmico, o aumento da temperatura do reservatório permite diminuir a viscosidade do óleo, refletindo assim em um aumento da mobilidade do mesmo dentro do reservatório e, conseqüentemente, produzindo um aumento do fator de recuperação. Os métodos térmicos mais comuns são combustão *in situ* e injeção de vapor. Todavia, existem outros métodos também eficientes e economicamente viáveis. Para o análogo analisado, simulou-se o método térmico com injeção de água quente, método este bastante utilizado em campos maduros de pouca profundidade contendo óleo de alta viscosidade e com a existência de fontes geotermais (Pederson & Sitorus, 2001).

Para as simulações no caso térmico, os parâmetros termo-hidráulicos adotados para o análogo estudado, incluindo calor específico das fases sólidas e fluidas, condutividade térmica do meio poroso, densidade e viscosidade, foram obtidos através de formulações matemáticas detalhadamente descritas em Santos (2002).

Considerando-se apenas óleos pesados, foram analisados dois casos: um isotérmico, com injeção de água a 30°C, onde o FR foi de 35%; e outro não isotérmico, com injeção de água a 100°C, cujo FR chegou a 54%. A injeção de água a 100°C, portanto, aumenta a mobilidade do óleo, provocando um aumento do fator de recuperação de 35% para 54%. Este resultado está ilustrado na figura 6.14, onde se pode observar a distribuição da saturação de água após 5 anos de injeção, mostrando, para o caso não isotérmico, valores superiores aos do caso isotérmico.

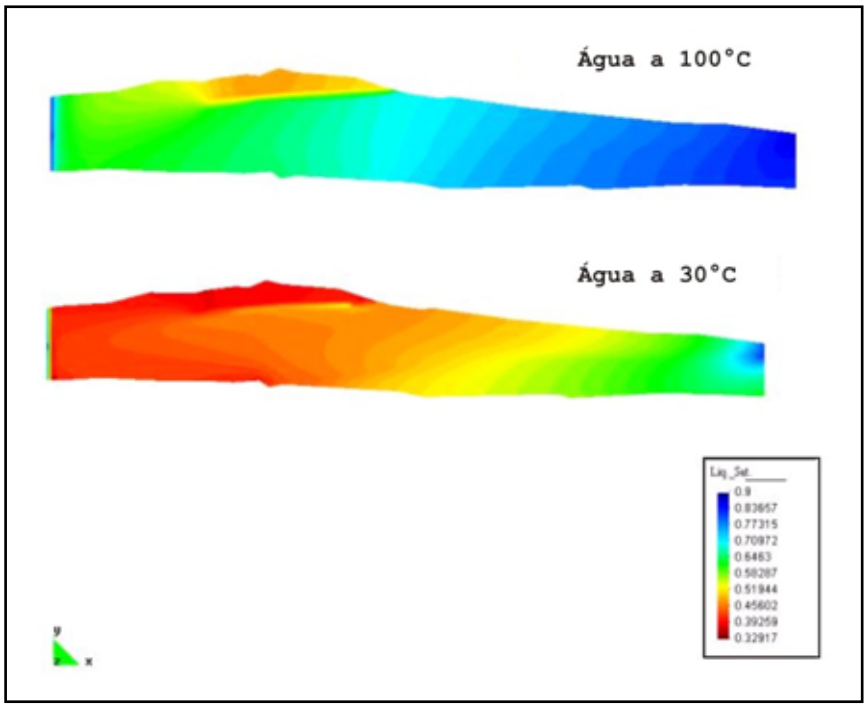


Figura 6.14 - Distribuição da saturação de água após 5 anos de injeção de água a diferentes temperaturas (100 e 30°C). (Lima Filho, 2003).

Estas simulações bidimensionais foram ainda estendidas para a condição de análise de um modelo tridimensional idealizado, com uma malha de elementos finitos contendo 1993 nós e 8430 elementos tetraédricos (Fig. 6.15).

As simulações tridimensionais mostraram resultados bastante semelhantes aos das análises bidimensionais. A distribuição da saturação de água após 5 anos de injeção, por exemplo, exibiu o mesmo comportamento, em que o deslocamento de óleo pela água é muito maior no caso com injeção de água a 100°C do que no caso isotérmico (Fig. 6.16).

Os resultados obtidos nas duas análises (bi e tridimensional) permitiram então compreender o comportamento dos fluidos dentro do análogo de reservatório, além de validar o método térmico com injeção de água quente como bastante efetivo no incremento do fator de recuperação de um reservatório contendo óleo pesado. Entretanto, a geração de modelos mais sofisticados e próximos da realidade de um reservatório de petróleo requer a obtenção de dados petrofísicos do reservatório em subsuperfície, bem como a determinação do comportamento tridimensional do análogo.

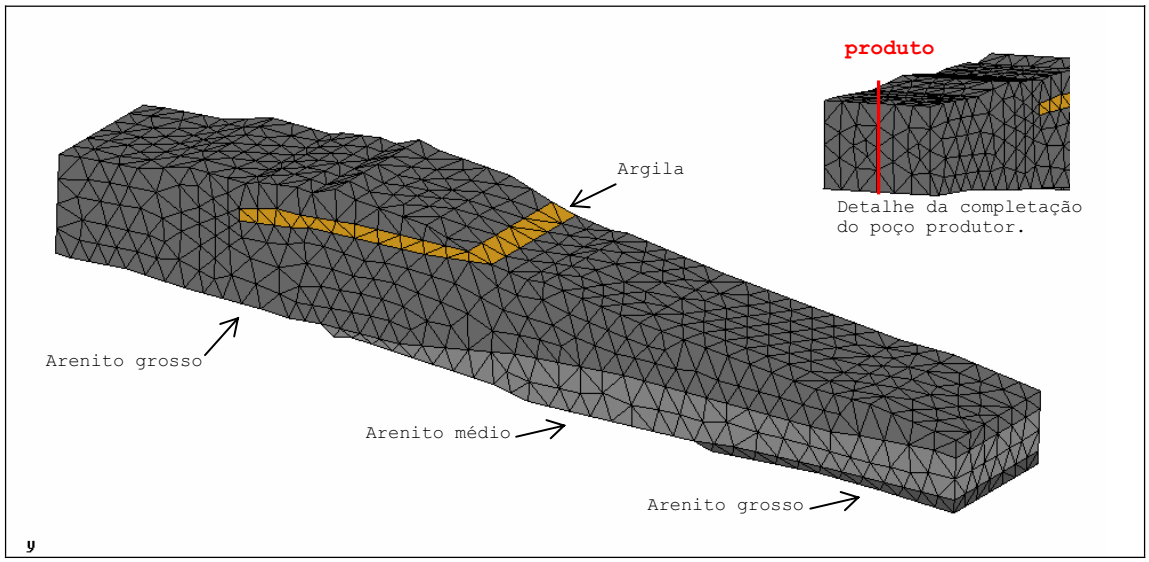


Figura 6.15 - Malha de elementos finitos, utilizada nas simulações tridimensionais. (Lima Filho, 2003).

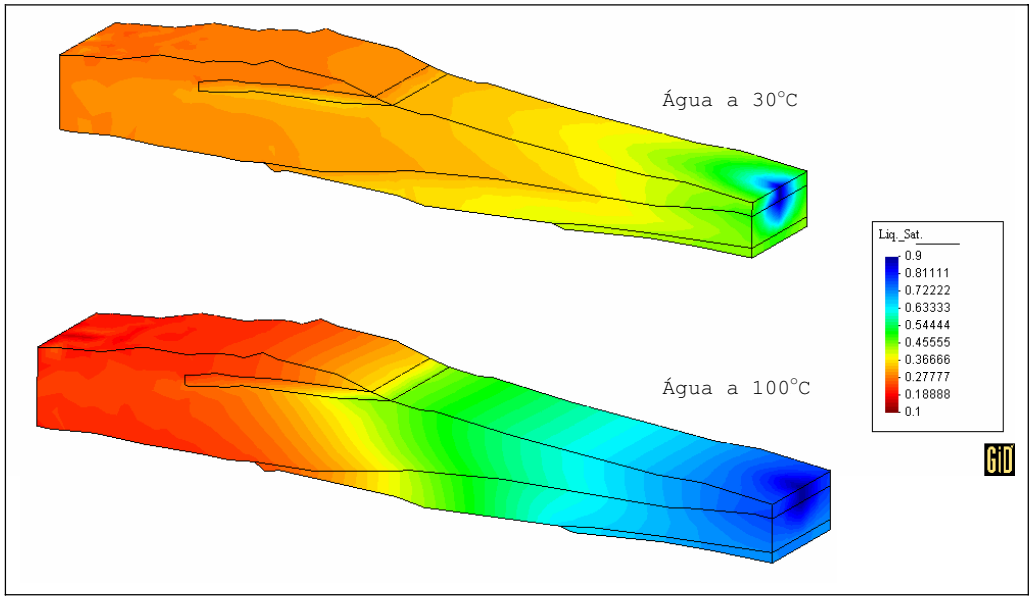


Figura 6.16 - Distribuição do grau de saturação após 5 anos de injeção de água, sob diferentes temperaturas (30 e 100°C). (Lima Filho, 2003).

CAPÍTULO VII

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Nesta pesquisa, buscou-se fazer uma caracterização multiescalar de corpos sedimentares aflorantes, para a definição de modelos geológicos passíveis de aplicação em estudos de reservatórios, na tentativa de minimizar investimentos e aumentar o fator de recuperação de hidrocarbonetos em campos maduros.

Os estudos detalhados de estratigrafia física nos três afloramentos selecionados da Formação Maceió, permitiram a identificação das fácies e suas associações, sistemas deposicionais, geometria externa, heterogeneidades e características petrofísicas, resultando no desenvolvimento de modelos geológicos e numéricos dos depósitos sedimentares.

As fácies identificadas se enquadram em dois contextos distintos. O primeiro, mais distal e de águas pouco profundas, representado pelo afloramento de Morros de Camaragibe, caracteriza a deposição em trato de lago baixo, tipicamente relacionada a um sistema turbidítico. As fácies geradas, reunidas em associações, permitiram a definição de três elementos arquiteturais: lobos turbidíticos proximal, intermediário e distal. Numa fase posterior de trato de lago alto, depositaram-se as fácies proximais de águas rasas, associadas ao sistema de fandelta (afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão). Os elementos arquiteturais reconhecidos neste sistema compreendem: canal distributário e barra de foz de distributário (de planície deltaica), e lobo e franja de lobo (de frente deltaica). Estes dois estágios são evidenciados na fase *rift* de várias bacias marginais brasileiras (Castro, 1992).

Estes sistemas desenvolveram-se numa bacia tipo meio-*graben*, cuja evolução se deu através de movimentos tectônicos causados pela separação dos continentes sul-americano e africano, que nesta época se encontravam relativamente próximos. Nestas bacias do tipo rifte, o espaço físico é relativamente limitado, os processos de deposição são extremamente dinâmicos e a diferenciação e segregação de fácies ocorrem muito rapidamente, tanto vertical com lateralmente.

O sentido principal do fluxo é para SW, com suprimento sedimentar preferencialmente axial, ou seja, oriundo da borda norte da bacia (Alto de Maragogi), e contribuição secundária de oeste (borda principal).

No afloramento de Morros de Camaragibe atuaram essencialmente fluxos gravitacionais, tendo sido identificados três grandes ciclos de afinamento ascendente.

Os lobos proximais são caracterizados por espessos pacotes (até 8 m) de arenito arcosiano médio a muito grosso, com *drapes* de pelitos, podendo se estender por centenas de metros, tendo sido depositados *en masse* por correntes arenosas de turbidez de alta densidade. Os *drapes* representam a desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade. Estes arenitos, ao contrário do que se espera de um reservatório turbidítico, mostraram valores muito baixos de porosidade, cerca de 5%, localmente atingindo 10%.

Os lobos intermediários reúnem pequenos ciclos de afinamento ascendente, formando extensos estratos rítmicos (mais de 100 m). São representados por pacotes tabulares de arenito médio a grosso, com espessuras de até 80 cm, resultantes também da deposição por correntes arenosas de turbidez de alta densidade, cobertos por contínuas camadas de uma sucessão de sedimentos mais finos depositados por correntes de turbidez de baixa densidade. Apresentam feições características de transição, resultante de mudanças que ocorrem quando uma corrente de turbidez sofre um salto hidráulico (Mutti e Normark, 1987). Estes pacotes arenosos têm sua espessura consideravelmente reduzida em direção ao lobo distal. Os depósitos de baixa densidade podem representar uma pequena barreira ao fluxo, porém, dada à sua alta razão areia/argila, não funcionariam como selante.

O lobo distal, por sua vez, é caracterizado por uma sedimentação predominantemente fina como resultado da desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade, associada a camadas tabulares de arenito de 5 a 50 cm, ficando menos espessas à medida que se tornam mais distais. Localmente, ocorrem intercaladas camadas de siltito *slurry*, além de folhelho lacustre.

Nos afloramentos de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão predominam depósitos subaquosos tracionais e torrenciais, ocorrendo ainda depósitos gravitacionais.

O canal distributário, representado na base por conglomerado intraclástico e no topo por um arcósio lítico grosso a conglomerático, está relacionado a fluxos hiperconcentrados e tracionais e caracteriza-se por dois ciclos de granodecrescência, formando corpos de cerca de 8 m de espessura e até 150 m de extensão lateral. Em Barreiras do Boqueirão, este arcósio apresenta uma porosidade que pode atingir cerca de 20%.

A barra de foz de distributário constitui um depósito de arenito médio a muito grosso com espessura de cerca de 2 m e extensão lateral de 60 m, tendo sido depositado como dunas subaquosas, onde atuaram processos de avalanche. A porosidade deste arenito varia de 5 a 10%.

Os depósitos de lobo e franja de lobo de frente deltaica representam enxurradas episódicas com transporte de sedimentos como carga de fundo e suspensões de partículas finas, através de um fluxo inicialmente tracional e torrencial, passando, declive abaixo, para correntes de turbidez desacelerantes, registrando repetidos ciclos de granodecrescência. Estes arenitos mostram uma baixa porosidade, cerca de 3%.

Análises petrográficas realizadas nas principais fácies areníticas revelaram resultados pouco animadores. Foram identificados localmente cimentos de calcita e caulinita (principalmente no sistema de fandelta), e filmes de argila. A presença de argilização dos grãos (feldspatos) é bastante comum. As porosidades são principalmente do tipo intergranular, embora também ocorra o tipo intragranular e microporosidade. As porosidades nos arenitos de fandelta chegaram a alcançar 20%, mostrando-se bem maiores que nos arenitos turbidíticos (em geral, 5%). A dissolução de calcita pode ser responsável pela porosidade local observada no afloramento de Barreiras do Boqueirão.

Os folhelhos que ocorrem nos afloramentos ora recobrindo, ora intercalados aos corpos arenosos, provavelmente representam depósitos lacustres cíclicos e relacionados a variações climáticas e do nível do lago. Os níveis de mortandade em massa observados nos

folhelhos podem evidenciar comunicações episódicas com o Proto-Atlântico, cujo aumento de salinidade seria a *causa mortis* da biota. Podem funcionar como selantes ou até como rocha geradora, caso apresentem espessura adequada.

A modelagem numérica realizada em um trecho do afloramento de Barreiras do Boqueirão, embora utilizando dados petrofísicos da literatura, permitiu a visualização do comportamento dos corpos arenosos em uma série de simulações de produção.

A caracterização dos depósitos pode ainda ser ampliada, a partir da integração de dados de poços e sísmica, com a determinação de modelos geológicos em megaescala, o que, juntamente com a dados petrofísicos (permeabilidade e porosidade) de testemunhos, permitirão a elaboração de modelos numéricos mais próximos das reais condições de um reservatório de petróleo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AALTO, R. R. 1976. Sedimentology of melange: Franciscan of Trinidad, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 913-929.

ABREU, C. J. 1989. *Predicting reservoir quality in the cretaceous Maceió Member of the Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil.* Cincinatti, University of Cincinatti, M.Sc. thesis.

ABREU, C. J. & POTTER, P. E. 1990. Tipos e distribuição de porosidade nos arenitos do Membro Maceió, Cretáceo da Bacia Sergipe-Alagoas, NE do Brasil. *Bol. Geoci. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 4(3): 315-336.

ALEXANDER, J. & MORRIS, S. 1994. Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. Journal of sedimentary research, A64(4): 899-909.

ALLEN, J. R. L. 1964. Primary current lineation in the Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh basin. *Sedimentology*, 3: 89-108.

ALLEN, J. R. L. 1970. The sequence of sedimentary structures in turbidites, with special reference to dunes. *Scott. Journal Geology*, 6(2): 146-161.

ALLEN, J. R. L. 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bar, bar-complexes and sandstone sheets (lowsinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 33: 237-293.

ARIENTI, L. M. 1996. *Análise estratigráfica, estudo de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos "rift" da Fm. Maceió e Fm. Poção – Bacia de Alagoas.* Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Tese de Doutorado), 398p.

AZAMBUJA FILHO, N. C. & SPADINI, A. R. 1994. Field guide to the Sergipe-Alagoas Basin. 14th International Sedimentological Congress, Recife, 26p.

AZAMBUJA FILHO, N. C.; CRUZ, E. G.; ARIENTI, L. M. & HOOK, S. C. 1998. Sergipe-Alagoas Basin field tripe. Rio de Janeiro, *ABGP*. (Formato digital).

AZEVEDO, R. L.; GOMIDE, J.; VIVIERS, M. C. 1987. Geo-história da Bacia de Campos-Brasil; do Albiano ao Maastrichtiano. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 139-146.

BAGNOLD, R. A. 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Royal Soc., Ser.* A, 225: 49-63.

BORGHI, L. 1993. *Caracterização e análise faciológicas da Formação Furnas (Pridoli-Devoniano Inferior) em afloramentos do bordo leste da Bacia do Paraná, Estado do Paraná, Brasil.* Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (Dissertação de Mestrado), 277 p.

BORGHI, L. 1997. Postulado de relação de fácies. Resumo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* Rio de Janeiro, 69: 435.

BORGHI, L. 2000. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. Rio de Janeiro, *Bol. do Museu Nacional,* n° 53, p. 1-26.

BORNHOLD, B. D. & PRIOR, D. B. 1988. Morphology and sedimentary process on the subaqueous Noeick River Delta, British Columbia, Canada. *In*: Coarse grained deltas. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 10: 169-184.

BOUMA, A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168p.

BOUMA, A. H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 137-143.

BROOKFIELD, M. E. 1977. The origin of boulding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.

BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. 1989. *Análise geométrica de reservatórios e mapeamento de heterogeneidades. Fase 1 – Turbiditos*. Petrobrás/Cenpes. Relatório Interno.

BRUHN, C. H. L. 1998. Deep-water reservoirs from the eastern Brazilian rift and Passive margin basins. Petroleum Geology of Rift and Passive Margin Turbidite Systems: Brazilian and Worldwide Examples. *AAPG International Conference & Exibition*, Rio de Janeiro, Course #6, Pt.2.

CAMPOS NETO, O. P. A.; GARCIA, M. T. M.; CÔRTES, M. H. 1989. Tabuleiro dos Martins: modelo geológico, caracterização dos reservatórios e mapeamento físico das acumulações de hidrocarbonetos. *Depex/Direx/Serint/Petrobrás*. Relatório Interno.

CÂNDIDO, A. 1989. Heterogeneidades de reservatórios e seus efeitos na recuperação de óleo. *Depex/Denest/Petrobrás*. Relatório Interno.

CAPUTO, H. P. 1996. *Mecânica dos solos e suas aplicações: fundamentos*. Rio de Janeiro, LTC Editora, 6ª ed, 1: 21-47.

CARMINATTI, M. 1994. Fluxos gravitacionais de sedimentos e turbiditos. *SINTEX/Petrobrás*, p. 135-140.

CÃS, R. 1979. Mass-flow arenites from a paleozoic interarc basin, New South Wales, Autralia: mode and environment of emplacement. *Journal of Sedimentary Petrology*, (49): 29-44.

CASTRO, J. C. 1992. Turbiditos lacustres rasos e profundos na fase *rift* de bacias marginais brasileiras. Bol. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, 6(1/2):89-96.

CHAGAS, L. S.; CHIOSSI, D. S. N.; HAMSI, G. P. Jr. 1983. Evolução tectono-estratigráfica do rift da Bacia de SE/AL e novas perspectivas exploratórias.*Depex/Direx/Serint/Petrobrás*. Relatório Interno.

CHAN, M. A. & DOTT, R. H., Jr. 1983. Shelf and deap-sea sedimentation in Eocene Forearc Basin, Western Oregon – Fan or non-fan?. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67(11): 2100-2116.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O. & FIGUEIREDO, A. M. F. 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. *In*: GABAGLIA, G. P. R. & MILANI, E. J. (eds.). *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*, Ed. Gávea/Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 269-289.

COLELLA, A. 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati basin, Southern Italy: a consequence of varying tectonic condtions. *In*: Emery, D. & Myers, K. J. (eds.) *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, 1ª ed. 297p.

COLLINSON, J.D.; THOMPSON, D.B., 1989. *Sedimentary Structures*. 2° ed. Ed. Unwin Hyman, London, 207p.

D'ÁVILA, R. S. F. & PAIM, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. *In*: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. & NETTO, R. G. (eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Pub. do

Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale Rio dos Sinos, p. 93-121.

DELLA FÁVERA, J. C. 2000. *Sedimentos de águas profundas. Uma revisão dos conceitos sobre turbiditos e contornitos*. Rio de Janeiro, Universidade do Rio de Janeiro. (Formato digital).

DOTT, R. H. Jr. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional process. Am. Assoc. Pet. Geol. *Bull*. 47: 104-128.

ENOS, P. 1977. Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, 24: 133-142.

FALKENHEIN, F. U. H. (Coordenador). 1984. Projeto Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro, Petrobrás. Relatório Interno.

FALKENHEIN, F. U. H.; FERNANDES, G. & CAINELLI, J. A. 1986. *Análise da Bacia de Sergipe-Alagoas*. Rio de Janeiro, Depex/Sedoc/ Petrobrás. Relatório Interno, 220p.

FEIJÓ, F. J. 1992. Seqüências continentais das fases pré-*rift* e *rift* da Sub-bacia de Alagoas Central. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (Dissertação de Mestrado), 165p.

FEIJÓ, F. J. (Ed.). 1994. Estratigrafia das bacias sedimentares do Brasil. *Bol. Geociências da Petrobrás*, 8(1): 149-161.

FEIJÓ, F. J. & VIEIRA, R. A. B. 1990. Seqüências cretáceas das bacias de Sergipe e Alagoas. *In*: Simpósio de Geologia do Cretáceo, 1. *Atas...* Rio Claro, Universidade Estadual Paulista.

FERREIRA, J. V. 1990. Faciologia e características de reservatório das unidades PDO-I e PDO-IV da Formação Penedo no Campo do Pilar, Bacia Sergipe-Alagoas. *In*: Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório, 4. Natal, Petrobrás, p. 419-430.

FIGUEIREDO, A. M. F. 1978. Avaliação das perspectivas petrolíferas da Bacia Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro, Petrobrás. Relatório Interno.

FISHER, R. V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11(5): 273-274.

FOLK, R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphil's, 170p.

FONSECA, M. M.; SILVEIRA, A. S.; D'ÁVILA, R. S. F.; ZUCATTI DA ROSA, A. L.; APPI, C. J. & PAIM, P. S. G. . 2003. *In*: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. & NETTO, R. G. (eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Pub. do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale Rio dos Sinos, p. 122-146.

FRITZ, W. J. & MOORE, J. M. 1988. Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentation. New York, John Wiley & Sons, Inc., 371p.

GALLOWAY, W. E. 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 82(4): 569-595.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAY, D. K. 1998. *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer-Verlag, New York, USA. 2nd Ed. 423p.

GAWTHORPE, R, L. & COLELLA, A. 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. *In*: Coarse grained deltas. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment*. 10:p.113-128.

HAMPTON, M. A. 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.

HAND, J. L.; MORITZ, A.; YANG, C. T. & CHOPRA, A. K. 1994. Geostatistical integration of geological, petrophysical and outocrop data for evaluation of gravity drainage infill drilling at Prudhoe Bay. *SPE 69th Annual Techinical Conference and Exhibition*, New Orleans, LA, SPE 28396.

HEIN, F. J. & WALKER, R. G. 1982. The Cambro-Ordovician Cap Enragé Formation, Québec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, 29: 309-329.

HISCOTT, R. N. & MIDDLETON, G. V. 1979. Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub.*, 27: 307-326.

HUBERT, J. F. 1966. Sedimentary history of Upper Ordovician geosynclinal rocks, Girvan, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 677-699.

JACKSON, R. G. 1975. Hierarchical attributes and a unifrying model of bed forms composed of cohersionless material and produced by

shearing flow. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 1523-1533.

KNELLER, B. C. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: Hartley, A.J. & Prosser, D.J. (eds.), Characterization of Deep Marine Clastic Systems, *Geol. Soc. America Spec. Publ.*, n° 94, p. 31-49.

KOMAR, P. D. 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. *GSA Bull.* 82: 1477-1488.

KÜCHLE, J. & HOLZ, M. 2002. Aplicação da Estratigrafia de Seqüências para caracterização em Multiescala de reservatórios no Grupo Guatá (Eopermiano da Bacia do Paraná) na região de São Gabriel – RS, Brasil. Porto Alegre, *Pesquisas em Geociências*, 29(2): 3-20.

KUENEN, Ph. H. 1953. Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. K. Ned Akad Wetensch. Afd. Nat. Verh. Ist Ser. 20: 1-47.

KUENEN, P. H. & MIGLIORINI, C. I. 1950. Turbidit currents as a cause of graded bedding. *Journal Geology*, 58: 91-127.

LAMBIASE, J. J. 1990. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. *In*: Lacustrine basin exploration – Case studies and modern analogs. Katz (Ed.). *AAPG*, memoir 50.

LANA, M. C. 1985. *Rifteamento na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil*. Ouro Preto, Depto. de Geologia da Escola de Minas da Universidade de Ouro Preto. (Dissertação de Mestrado), 124p.

LANA, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: GABAGLIA, G. P. R. & MILANI, E. J. (eds.) *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*, Ed. Gávea/Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 311-332.

LIMA FILHO, M. (ed.). 2003. Estratigrafia física dos depósitos sedimentares aflorantes como auxílio na predição de modelos de subsuperfície. Projeto Análogos - Relatório integrado (formato digital).

LOWE, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.

LOWE, D. R. 1976a. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 188-199.

LOWE, D. R. 1976b. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23: 285-308.

LOWE, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub.*, 27: 75-82.

LOWE, D. R. 1982. Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, 52(1): 279-297.

LOWE, D. R.; GUY, M. & PALFREY, A. 2003. Facies of slurry-flow deposits, Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: implications for flow evolution and deposit geometry. *Sedimentology*, 50: 45–80.

LOWE, D. R. & GUY, M. 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology*, 47: 31-70.

LOWRY, P. & JACOBSEN, T. 1993. Sedimentological and reservoir characteristics of a fluvial-dominated delta-front sequence: Ferroan sandstone member (Turonian), east-central Utah, USA. *Geological Society Special Publication*, n° 69, p. 81-103.

LIRA, A. R. A.; MOURA, C. R.; LIMA FILHO, M. & NASCIMENTO, M. C. 2003. Análise das heterogeneidades em um análogo de reservatório siliciclástico da Formação Maceió, Bacia de Alagoas, Nordeste do Brasil. Recife, *Estudos Geológicos*, 13: 16-22.

MCLANE, M. 1995. *Sedimentology*. Oxford University Press, New York, 423 p.

MIALL, A. D. 1985. Architetural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308.

MIALL, A. D. 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. *In*: KLEINSPEH, K. L. & PAOLA, C. H. (eds.). *New perspectives in basin analysis*. New York: Springer-Verlag, p. 67-82.

MIALL, A. D. 1992. Alluvial deposits. *In*: WALKER, R. (ed.). *Facies Models*, 4th ed., p. 119-139.

MIALL, A. D. & TYLER, N. 1991. *The thredimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa: SEPM – Society for

Sedimentary Geology. Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3:309p.

MIDDLETON, G. V. 1967. Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. *Canadian Journal Earth Science*, 4: 475-505.

MIDDLETON, G. V. 1993. Sediment deposition from turbidity currents. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 21: 89-114.

MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition, in Tubidites and Deep-Water Sedimentation. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists*, Pacific Section Short Course Lecture Notes, p. 1-38.

MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. *In*: STANLEY, D. J. & SWIFT, D. J. P. (eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York, Willey, p. 197-218.

MUTTI, E. 1992. *Turbidite sandstones*. Agip, Melano, 275p.

MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. *In*: LEGGETT & ZUFFA (eds.). Marine clastic sedimentology.

MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1991. A integrated approach to the study of turbidite systems. *In*: WEIMER, P. & LINK, M. H. (Eds.). *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and tunbidite systems*. New York, Springer-Verlag, p. 75-104.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI. F. 1972. Le torbiditi dell´Appennino settentrionale: introduzione all´analisi di facies. *Soc. Geol. Italiana Mem.*, 11: 161-199.

MUTTI, E.; TINTERRI, R.; REMACHA, E.; MAVILLA, N.; ANGELLA, S. & FAVA, L. 1999. *An introduction to the analysis of ancient turbidite basin from na outocrop perspective.* Tulsa, The American Association of Petroleum Geologists (continuing education course note series n° 39), 96p.

NEMEC, W. 1990. Aspects of sediment moviment on steep delta slopes. *In*: Coarse grained deltas. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 10: 29-73.

NEMEC, W. & STEEL, R. J. 1988. What is a fandelta and how do we recognize it? In: Nemec, W.; Steel, R.J. (eds.), *Fandeltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son. London, p. 3-13.

NORMARK, w. R. 1970. Growth patterns of deep sea fans. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54: 2170-2195.

OJEDA, H. A. O. & FUGITA, A. M. 1974. Bacia de Sergipe/Alagoas: geologia regional e perspectivas petrolíferas. *In:* Cong. Bras.

Geologia, 28, Porto Alegre. *Anais*... Porto Alegre, SBG, 1: 137-158.

OLIVELLA, S. 1995. *Nonisothermal Multiphase Flow of Brine and Gas Through Saline Media*. PhD thesis, Departamento de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España.

PAIM, P. S. G.; GARCIA, A. J. V.; FACCINI, U. F. & LAVINA, E. L. C. 2003. Geoarq, uma abordagem integrada e aplicada da Geologia Sedimentar. *In*: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. & NETTO, R. G. (Eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Pub. do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale Rio dos Sinos, p. 16-24.

PAIM, P. S. G. & SCHERER, M. S. 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões fluvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região de Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. *In*: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. & NETTO, R. G. (Eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Pub. do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale Rio dos Sinos, p. 38-58.

PEDERSON, J. M. & SITORUS, J. H. 2001. Geothermal Hot-Water Flood-Balam South Telisa Sand, Sumatra, Indonesia. *SPE Asia Pacific Oil and Gas Conference and Exhibition*. Jakarta, Indonesia.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E. & SIEVER, R. 1973. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

PINHO, G. C. & COSTA, M. N. C. 1990. Fácies eólica na Formação Barra de Itiúba – exemplo de potencial reservatório profundo. Rio de Janeiro, *Bol. Geoci. Petrobrás*, 4(4): 489-507.

PURVIS, K.; KAO, J.; FLANAGAN, K.; HENDERSON, J. & DURANTI, D. 2002. Complex reservoir geometries in a deep water clastic sequence, Gryphon Field, UKCS: injection structures, geological modeling and reservoir simulation. *Marine and Petroleum Geology*, 19: 161-179.

READING, H. G. & RICHARDS, M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain-size and feedr system. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78(5): 792-822.

RINGOROSE, P.S., SORBIE, K.S., CORBETT, P.W.M, JENSEN, J.L. 1993. Immiscible flow behaviour in laminatede and cross-bedded sandstones. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Amsterdam, 9: 103-124.

RODINE, J. D. & JOHNSON, A. M. 1976. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic material, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23: 213-234.

ROSENDAHL, B. R.; REYNOLDS, P. M.; BURGESS, C. F.; McGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J. J. & DERKSEN, S. J. 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyca, Africa. *In*:

FROSTICK *et al.* (eds.). Sedimentation in the African Rifts. *Geological Society Special Publication*. (25):29-43.

SANDERS, J. E. 1965. Concepts of fluid mechanics provided by primary sedimentary structures. J. Sediment. Petrol. 33: 173-179.

SANTOS, E. A. 2002 Estudo de casos utilizando o método dos elementos finitos para simulação de reservatórios de petróleo. Recife, UFPE, Departamento de Engenharia Civil. Dissertação de Mestrado.

SCHALLER, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe/Alagoas. Rio de Janeiro, *Bol. Téc. Petrobrás*, 12(1): p. 21-86.

SCHOLZ, C. A. & ROSENDAHL, B. R. 1990. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyka, East Africa. *In*: Lacustrine basin exploration – Case studies and modern analogs. Katz (ed.). *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir 50.

SHANMUGAM, G. 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42: 201-229.

SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. 1995. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 79: 672-695.

SIQUEIRA, D. V. 2002. Arquitetura deposicional 2D da Formação Maceió, nos afloramentos de Japaratinga, Barreiras do Boqueirão e Morros de Camaragibe – Bacia de Alagoas. Pós-Graduação em Geociências – UFPE. (Dissertação de Mestrado), 123p.

SPADINI, A. R.; ESTEVES, F. R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. & RODRIGUES, R. 1988. The Macae Formation, Campos Basin, Brazil: its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 261-272.

STOW, D. A. V.; READING, H. G. & COLLINSON, J. D. 1996.Deep seas. *In*: READING, H. G. (ed.). *Sedimentary Enviroments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd Edition. Oxiford. Blackwell Sci. Pub., p. 395-453.

SURLYK, F. 1984. Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. *In*: Sedimentology of gravels and conglomerates. KORSTER & STEEL (eds.). *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 10, p.359-382.

SURLYK, F. 1987. Slope and deep shelf gully sandstones, Upper Jurassic, East Greenland. *AAPG Bull*. 71: 464-475.

SURLYK, F. 1989. Mid-Mesozoic syn-rift turbidit systems: controls and predictions. *In*: Correlations in hydrocarbon exploration, *Norwegian Petrol. Soc.*, Grahan & Trotman, 231-241.

VAIL, P. R.; MITCHUM Jr., R. M. & THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. E. (Ed.), Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 26, p. 83-97.

VAN DE GRAAFF, W. J. E. & EALEY, P. J. 1989. Geological modeling for simulation studies. *AAPG Bull.*, 73(11): 1436-1444.

VIANA, M. S. S.; BARBOSA, J. A.; LIRA, A. R. A.; SIQUEIRA, D. V.; LIMA FILHO, M. F.; LIRA, B. G. & NASCIMENTO, M. C. 2001. Interpretação paleoambiental em folhelhos superiores da Formação Maceió (Aptiano-Albiano da Bacia de Alagoas). In: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 1, Natal, *Anais...* p. 53.

VIEIRA, M. 1991. *Parâmetros controladores da qualidade de reservatórios profundos na Bacia de Sergipe-Alagoas*. Ouro Perto, Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 172p.

VISHER, G. S. 1965. Use of vertical profile in environmental reconstruction. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, 49:41-61.

WALKER, R. G. 1969. Geometrical analysis of ripple-drift cross-lamination: Canadian Jour. *Earth Sci.* 6: 383-391.

WALKER, R. G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. America Bull.*, 86: 737-748.

WALKER, R. G. 1977. Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. *Geol. Soc. America Bull.*, 88: 273-285.

WALKER, R. G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, 62: 932-966.

WEBER, K. J. 1982. Influence of common sedimentary structures on fluid flow in reservoir models. *J. Pet. Technol*, 34(3): 665-672.

WEBER, K. J. 1986. How heterogeneity affects oil recovery. *Reservoir Caracterization*, Netherlands, p. 488-541.

WESCOTT, W. A. & ETHRIDGE, F. G. 1990. Fan deltas – alluvial fans in coastal settings. *In*: READING, H. G. (ed.) Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science, 3ª ed. 688p.

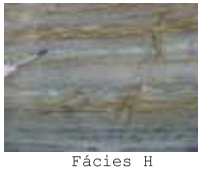
WINN, R. D. Jr. & DOTT, R. H. Jr. 1977. Large-escale traction-produced structures in deep-water fan-channel conglomerates in southern Chile. *Geology*, 5: 41-44.

A N E X O 1

Quadro 1 - Síntese das fácies identificadas nos afloramentos de Japaratinga, Barreiras do Boqueirão e Morros de Camaragibe.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	ORIGEM	GEOMETRIA E DIMENSÕES	FOTOGRAFIAS
A	Conglomerado com grandes intraclastos de folhelho e argilito, deformados e arrancados da fácies basal J, dispersos em matriz areno-conglomerática arcosiana.	Fluxos tracionais	Côncavo-plana. Espessura: cerca de 3m Extensão lateral: 130m	 Corte basal erosivo
B	Conglomerado composto por clastos de arenito, siltito, folhelho e carvão, dispersos em matriz areno-conglomerática arcosiana. Corresponde à fácies F2-F3 de Mutti.	Fluxos hiperconcentrados	Tabular. Espessura: 0,2 a 1m Extensão lateral: 20m	
C	Arcósio lítico cinza, médio a conglomerático, com laminação plano-paralela, estratificações cruzadas tabular tangencial e acanalada, de peq. e médio porte. Presença de blocos e seixos de rochas graníticas e estruturas de escape de fluidos.	Fluxos tracionais	Plano-convexa/Tabular. Espessura: até 4m Extensão lateral: 100m	 Japaratinga Barreiras do Boqueirão
D	Arenito médio a muito grosso, com estratificação cruzada tabular de grande porte. Presença de clastos de quartzo e rochas graníticas (até 19cm) na base.	Fluxos tracionais	Base erosiva e perfil convexo para o topo. Espessura: cerca de 2m Extensão lateral: 60m	
E	Arcósio lítico, grosso a conglomerático, com intraclastos de folhelho e seixos de rochas graníticas, estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela.	Fluxos tracionais	Perfil relativamente convexo para o topo. Espessura: até 5m Extensão lateral: até 150m	 Japaratinga Barreiras do Boqueirão
F	Arcósio médio a muito grosso, maciço a gradacional, localmente com clastos de folhelho, estruturas de prato (*dish*) e estratificação cruzada tabular. Corresponde às fácies F5 e F8 de Mutti, e à divisão S_3 de Lowe.	Desaceleração de correntes arenosas de turbidez de alta densidade	Plano-convexa. Espessura: mais de 8m Extensão lateral: 100's m	
G	Arenito médio a grosso, maciço, gradando localmente para um siltito. Apresenta intraclastos de folhelho e estruturas *ball and pillow* e pseudonódulos de arenito. Corresponde à fácies F8 de Mutti e ao intervalo T_a de Bouma.	Desaceleração de correntes arenosas de turbidez de alta densidade	Tabular/Plano-convexa. Espessura: 20 a 60cm Extensão lateral: > 100m	

Cont. Quadro 1 - Síntese das fácies identificadas nos afloramentos de Japaratinga, Barreiras do Boqueirão e Morros de Camaragibe.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	ORIGEM	GEOMETRIA E DIMENSÕES	FOTOGRAFIAS
H/I	A fácies H compreende pacotes de ritmitos, formados por estratos de arenito médio a fino com laminação cruzada clino-ascendente, siltito e folhelho. Corresponde a fácies F9b de Mutti. A fácies I corresponde à porção mais distal da fácies H, com razão areia/argila muito menor, correspondendo à fácies F9a de Mutti.	Desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade	Tabular. Espessura: 10 a 60cm Extensão lateral: 60 a 100m	 Fácies H Fácies I
J	Seqüência granodecrescente, formada por camadas de arenito fino a muito fino com laminação cruzada clino-ascendente, siltito maciço e folhelho rico em matéria orgância, correspondendo aos intervalos T_{cde} de Bouma.	Desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade	Tabular. Espessura: 10 a 70cm Extensão lateral: > 100m	Japaratinga
L	Folhelho cinza escuro, rico em matéria orgânica, com fragmentos de carvão e ossos de peixes.	Lacustre	Tabular. Espessuras: 0,1 a 1,5m Extensão lateral: 20 a 80m	Barreiras Boqueirão Morros de Camaragibe