



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES
ITAPARICA E ÁGUA GRANDE E SEU POSICIONAMENTO NA
EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO RECÔNCAVO**

FABIANE WIEDERKEHR

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre, 01 de dezembro de 2008.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES ITAPARICA E ÁGUA
GRANDE E SEU POSICIONAMENTO NA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA
BACIA DO RECÔNCAVO**

FABIANE WIEDERKEHR

NOME DO ORIENTADOR:

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim (PPGeo / UNISINOS)

Dra. Karin Goldberg (PPGGeo / UFRGS)

COMISSÃO DE PROJETOS TEMÁTICOS:

Andréa R. Jelinek

Marcus V. D. Remus

Rualdo Menegat

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia,
junto à Disciplina Projeto Temático III, como requisito parcial para a obtenção do grau
de Geólogo.

Porto Alegre – 2008.

Wiederkehr, Fabiane

Arquitetura estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande e seu posicionamento na evolução tectônica da Bacia do Recôncavo / Fabiane Wiederkehr. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2008.

[97]f. : il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2008.

1. Bacia rifte. 2. Análise Estratigráfica. 3. Início do rifte I. Título.

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

Aos meus pais, por terem feito de mim o que hoje sou.

Ao Fagner, por me mostrar diariamente uma nova forma de me ver e ver o mundo.

“The most incomprehensible thing about the world is that it is comprehensible”

– Albert Einstein

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente a todos os professores do Instituto de Geociências da UFRGS, que, em maior ou menor grau, colaboraram para a minha formação acadêmica. Igualmente aos amigos e colegas da UNISINOS, que tiveram importante papel nos meus primeiros passos geológicos. Também à ANP, pela cedência dos poços e por seu Programa de Recursos Humanos PRH-12, e à parceria em projetos com a Petrobrás, pelo financiamento e suporte no desenvolvimento deste trabalho. Agradecimentos especiais aos que conduzem e mantêm o Programa de Geologia do Petróleo: Karin Goldberg e Claiton Scherer, pela coordenação; Carlinhos e Paulo, pela prestatividade, paciência e atenção nos serviços prestados; aos demais professores integrantes do Programa, (especialmente ao Marcus Remus, Lidia Vignol e Luis Fernando De Ros), pelas oportunas discussões geológicas; e aos colegas de Programa: Juliano Kúchle (pelos infinitos questionamentos), Camile Urban (pelo companheirismo e pelas dicas), Junia Casagrande e Renata Alvarenga (pela parceria no campo), Paula Dariva, Christian Born, Felipe Adegas, Alexandre Zanatta, Manoela Bálico e Olavo (companheiros de pesquisa). Agradecimentos também aos amigos de Curso, em especial Déa, Tânia e Edgar, e aos colegas da 51ª turma de formandos em Geologia, que tornaram agradáveis os cinco anos de curso.

Reitero meus agradecimentos a duas pessoas já citadas por sua importância geral, mas que foram especialmente importantes na construção desta geóloga que agora se apresenta. À Karin Goldberg, minha “mãe geológica”, que me ensinou os primeiros fascínios pela geologia, que ouviu minhas dúvidas, me orientou, me guiou e que se apresenta diariamente como ótimo exemplo de bom profissional na ciência geológica. Ao Claiton Scherer, por ter sido um dos melhores professores do curso, sempre prestativo e buscando a forma mais didática de apresentar a aplicação do conhecimento geológico, além de preencher como poucos todos os pré-requisitos de um bom orientador.

Agradeço finalmente à minha família e amigos, que me apoiaram e me motivaram incondicionalmente, mesmo na mais longa ausência. Igualmente ao meu noivo Fagner, pelo amor e pela paciência infinita durante as crises de fim de semestre e fim de curso e por toda a alegria que me proporciona.

RESUMO

A Formação Água Grande constitui um dos principais reservatórios da Bacia petrolífera do Recôncavo. Entretanto, poucos estudos publicados tratam da análise estratigráfica e da compreensão da distribuição das fácies dentro desta unidade. Este trabalho tem por objetivo preencher esta lacuna com base em dados de campo e poços. O perfil composto identificado consiste em uma sucessão deltaica associada aos pelitos lacustres da Formação Itaparica, sucedida por arenitos fluviais com periódicos retrabalhamentos eólicos. O contato gradacional observado entre as Formações Itaparica e Água Grande põe em questionamento a superfície erosiva apresentada entre estas duas formações na coluna estratigráfica da bacia. A correlação com poços e as feições apresentadas pelos mapas de isópacas e isólitais (construídos para estas formações) corroboram a hipótese de um sistema flúvio deltaico proveniente de norte (Formação Água Grande) progradando sobre um lago tectonicamente controlado cujo depocentro era o compartimento sul da bacia do Recôncavo (Formação Itaparica). A interpretação dos dados gerados e pesquisados demonstra que o intervalo estudado já está controlado pela geometria do meio-gráben. Isso permite a interpretação destas formações como pertencentes ao início da fase de maior subsidência mecânica da bacia (início do clímax do rifte *sensu* Prosser).

Palavras-chave: bacia rifte, análise estratigráfica, início do rifte

ABSTRACT

The Água Grande Formation is one of the most important reservoirs of the Recôncavo Basin. There is little knowledge on the stratigraphy and facies distribution in this unit. The objective of this work is to understand these issues by using surface and subsurface data. The composite profile assembled during field work showed a deltaic succession associated with lacustrine siltstones of the Itaparica Formation. It is overlain by fluvial sandstones with periodic aeolian reworking. The gradational contact between the Itaparica and the Água Grande Formations suggest that the erosive surface proposed in the Recôncavo Basin's Stratigraphic Chart should be reviewed. The correlation between field data, boreholes, and the characteristics of the isolith and isopach maps of these units corroborate the hypothesis of a fluvio-deltaic system coming from the north (Água Grande Formation) and progradating into a tectonic lake in which the depocenter was located in the Recôncavo's south compartment (Itaparica Formation). The interpretation of the generated and studied data showed the Itaparica and Água Grande Formations were deposited under the control of the half-graben geometry. Then, this interval represents the start of the main mechanical subsidence's phase (rift climax initiation *sensu* Prosser).

Keywords: rift basin, stratigraphical analysis, rift onset

SUMÁRIO

RESUMO.....	V
ABSTRACT	VI
LISTA DE FIGURAS	IX
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	3
3. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	4
3.1. O limite pré-rifte – rifte	4
3.2. Discordâncias sob e sobre a Formação Água Grande	7
4. MÉTODOS E TÉCNICAS	8
4.1. Revisão Bibliográfica	8
4.2. Trabalho de Campo	9
4.2.1. Perfis colunares	9
4.2.2. Medida de estruturas sedimentares.....	10
4.2.3. Fotomosaicos.....	11
4.3. Análise estratigráfica.....	11
4.3.1. Interpretação de Curvas Geofísicas	12
4.4. Mapa de isópacas.....	14
4.5. Mapas de isólitas	15
5. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	16
5.1. O rifte abortado do Recôncavo – Tucano – Jatobá	16
5.2. A Bacia do Recôncavo.....	19
5.2.1. Arcabouço estrutural.....	20
5.2.2. Bioestratigrafia	21
5.2.3. Litoestratigrafia e Cronoestratigrafia Local	22
5.3. As Formações Itaparica e Água Grande.....	26
5.3.1. Formação Itaparica	26
5.3.2. Formação Água Grande	27
5.3.3. O contato	29
6. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE RIFTES.....	30

6.1.	Evolução tectono-estratigráfica segundo Prosser	31
6.1.1.	Início do rifte – S2	32
6.1.2.	Clímax do rifte – S3	32
6.1.3.	Pós-rifte imediato – S4.....	33
6.1.4.	Pós-rifte tardio – S5	35
6.2.	Evolução tectono-estratigráfica segundo Bosence.....	35
6.3.	Evolução tectono-estratigráfica segundo Gawthorpe & Leeder.....	36
6.3.1.	Estágio de iniciação	36
6.3.2.	Estágio de interação e conexão de falhas	37
6.3.3.	Estágio de propagação da falha	37
6.3.4.	Estágio de abandono da falha	37
7.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	39
7.1.	Dados de Campo	39
7.1.1.	Fácies	40
7.1.2.	Associações de fácies	43
7.1.2.1.	Pró-delta / lacustre.....	43
7.1.2.2.	Frente deltaica	46
7.1.2.3.	Fluvial / Planície deltaica	49
7.1.2.1.	Dunas e Interdunas eólicas	56
7.1.3.	Perfil Composto	58
7.2.	Correlação Afloramento x Poços	61
7.3.	Análise estratigráfica.....	64
7.4.	Geração de Mapas	66
7.4.1.	Mapa de isópacas.....	66
7.4.2.	Mapa de isólitas	68
7.4.2.1.	Isólitas de pelito	69
7.4.2.2.	Isólitas de arenito.....	70
7.4.1.	Mapa de razão arenito / pelito	71
7.5.	Contexto evolutivo do intervalo.....	74
	CONCLUSÕES	77
	Sugestões de estudos futuros	78
	BIBLIOGRAFIA	80

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** **A)** Mapa de localização da Bacia do Recôncavo, destacando o rifte abortado do Recôncavo-Tucano-Jatobá, segmentado por falhas (rios encaixados). **B)** No detalhe, a Bacia do Recôncavo e suas principais acumulações de óleo e gás. Os campos mais importantes estão nomeados na figura (modificado de Milani, 1987). 1
- Figura 2.** Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo com a identificação de quinze *plays* exploratórios conhecidos (modificado de Santos *et al.*, 1990). 2
- Figura 3.** Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, indicando as interpretações de sua evolução tectônica (modificada de Silva *et al.*, 2007 e Bueno, 2001)^{1,2}. 6
- Figura 4.** Quadro de fácies segundo Miall (1996). 10
- Figura 5.** Desenho esquemático exemplificando subsidência e aporte sedimentar diferenciais em bacias rifte e conseqüentes diferenças nos padrões de preenchimento reconhecidos (modificado de Howell & Flint, 1996). 13
- Figura 6.** Procedimento de geração de mapas de contornos a partir de uma tabela de dados (Surfer®). **A)** Tabela contendo as informações de coordenadas (X, Y) e da espessura do intervalo (Z); **B)** Mapa de pontos; **C)** Grid regular gerado a partir dos dados inseridos e curvas de contornos geradas a partir do grid. 15
- Figura 7.** Contexto evolutivo da Microplaca do Leste brasileiro. **A)** Formação do rifte intracontinental e cisalhamento na borda oeste da microplaca. **B)** Eixo de ruptura migra para a margem continental, abandonando o rifte interior, e consolidação da placa da América do Sul (Milani, 1987). 16
- Figura 8.** Geologia regional e arcabouço tectônico do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá, exemplificando o forte controle das estruturas do embasamento. As áreas clareadas das bacias são os principais depocentros (modificado de Milani, 1987). 17
- Figura 9.** Bloco estrutural da Bacia do Recôncavo, representando suas principais falhas, a geometria de meio gráben e compartimentação. A variação na orientação dos esforços exemplifica sua complexidade estrutural (modificado de Destro *et al.*, 2003). 20

Figura 10.	Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Silva <i>et al.</i> , 2007), com indicação do intervalo de estudo (quadro azul).....	24
Figura 11.	Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Recôncavo, com base nos andares locais (modificado de Braga, 1987 <i>apud</i> Santos <i>et al.</i> , 1990).....	25
Figura 12.	Gráfico de subsidência x tempo construído para o Poço El Morgan 8 do Golfo de Suez, e sua correlação com o modelo de evolução tectono-estratigráfica de Prosser (1993) (Gupta <i>et al.</i> , 1998).....	31
Figura 13.	Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte proposta por Prosser (1993).....	34
Figura 14.	Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte proposta por Bosence (1998).....	36
Figura 15.	Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte proposto por Gawthorpe & Leeder (2000). A) Estágio de iniciação; B) Interação e conexão de falhas; C) Propagação e subsidência; e D) Abandono da falha.	38
Figura 16.	Localização dos afloramentos descritos (pontos vermelhos) e dos poços selecionados para a correlação estratigráfica (pontos escuros).	39
Figura 17.	Legenda referente às seções colunares apresentadas neste trabalho.	40
Figura 18.	Quadro das características descritivas, processos genéticos e paleocorrentes das fácies identificadas (parte 1/2).....	41
Figura 19.	Seção colunar do afloramento 05.....	44
Figura 20.	Seção colunar do afloramento 03.....	45
Figura 21.	Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies pró-delta / lacustre.	46
Figura 22.	Seção colunar do afloramento 01.....	47
Figura 23.	Seção colunar do afloramento 04.....	47
Figura 24.	Diagrama de rosetas para a associação de fácies de frente deltaica. ..	48
Figura 25.	Gráfico dos campos de estabilidade das formas de leito arenosas, indicação das condições de formação da fácies Ssg (modificado de Ashley, 1990). ...	49

Figura 26.	Fotomosaico e interpretação do Perfil 01, apresentando a arquitetura da associação de fácies de frente deltaica (Parte 1/2).....	50
Figura 27.	Seção colunar do afloramento 02.	52
Figura 28.	Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de planície deltaica / fluvial.	53
Figura 29.	Fotomosaico do afloramento 04, mostrando as associações de fácies de frente deltaica e fluvial / planície deltaica.	54
Figura 30.	Fotomosaico do afloramento 02, mostrando a arquitetura das associações de fácies fluvial e eólica.	55
Figura 31.	Diagrama de rosetas indicativo da paleocorrente para a associação de fácies de dunas e interdunas eólicas.	56
Figura 32.	Diagrama de rosetas indicando o sentido de migração dos foresets das dunas eólicas (A) e das superfícies de acreção associadas (B).	57
Figura 33.	Perfil composto a partir das seções colunares, incluindo em sua base a Formação Sergi (litologia e paleocorrentes da contribuição de Scherer <i>et al.</i> , 2007)...	59
Figura 34.	Modelo deposicional para o intervalo Itaparica – Água Grande, idealizado com base nos dados de campo. Nos quadros, exemplos atuais e detalhamentos. A base estrutural foi modificada de Destro <i>et al.</i> (2003).....	60
Figura 35.	Correlação estratigráfica entre o perfil composto e poços, com interpretação das superfícies-chave.....	62
Figura 36.	Seção estratigráfica mostrando as relações laterais das fácies fluvial e eólica da Formação Água Grande no Campo de Araçás (Campos & Perroni, 1990). Notar, entretanto, que não há referência ao datum utilizado pelos autores.....	64
Figura 37.	Mapa dos compartimentos estruturais da Bacia do Recôncavo, com indicação da posição dos demais dados utilizados (poços e afloramentos).	67
Figura 38.	Mapa de isópacas construído para a soma das espessuras das Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia.	68
Figura 39.	Mapa de isólitas construído para a espessura total de pelitos das Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia.	69

- Figura 40.** Mapa de isólitais construído para a espessura total de arenitos das Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia. 71
- Figura 41.** Mapa da razão arenito / pelito construído para o intervalo entre as Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia. 72

1. INTRODUÇÃO

A primeira descoberta de petróleo no Brasil ocorreu em 1939, no Campo de Lobato, próximo à cidade de Salvador (Bahia). Desde então, os estudos na Bacia do Recôncavo foram intensificados, resultando em cerca de 1000 poços perfurados, 95 campos produtores de dimensões variáveis e 250 milhões de m³ recuperáveis de petróleo (Milani, 1987).

As acumulações de hidrocarbonetos conhecidas possuem distribuição bastante irregular, estando, normalmente, associadas a zonas de falhas com orientações NW e NE (Figura 1B). Além disso, existem pelo menos quinze modelos de acumulação petrolífera (*plays* exploratórios) identificados para a bacia, os quais estão esquematizados na Figura 2. Esta complexidade exploratória direcionou a maior parte dos estudos geológicos realizados na bacia, voltados para a locação de poços com alta probabilidade de descobertas. A pesquisa científica excessivamente voltada ao interesse econômico deixou lacunas no conhecimento geológico da bacia, que só começaram a ser resolvidos em estudos recentes (e.g. Milani, 1987).

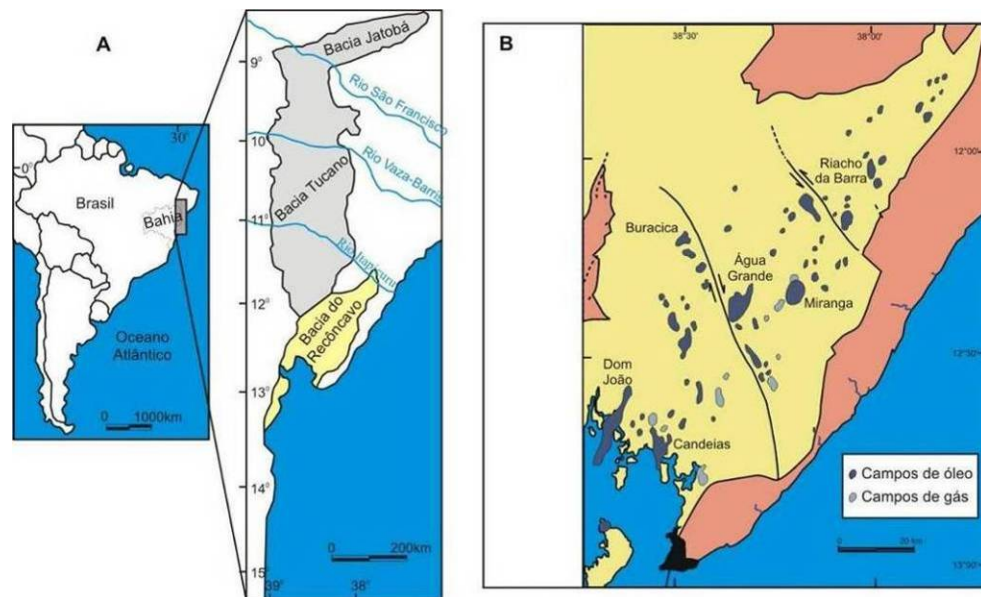


Figura 1. A) Mapa de localização da Bacia do Recôncavo, destacando o rifte abortado do Recôncavo-Tucano-Jatobá, segmentado por falhas (rios encaixados). B) No detalhe, a Bacia do Recôncavo e suas principais acumulações de óleo e gás. Os campos mais importantes estão nomeados na figura (modificado de Milani, 1987).

Um dos sistemas petrolíferos mais importantes da bacia tem como reservatório os arenitos fluviais e eólicos da Formação Água Grande (*plays* 1, 2 e 3 na Figura 2). No entanto, poucos estudos foram conduzidos ou publicados sobre esta unidade estratigráfica. Existem questões não respondidas referentes à natureza e origem de discordâncias entre a Formação Água Grande e as Formações Itaparica (subjacente) e Candeias (sobrejacente). Estes questionamentos remetem inclusive à possibilidade de não haver estas discordâncias. Além disso, este intervalo é por vezes interpretado como pertencente à fase rifte (Cupertino, 2000) e outras vezes como pertencente à fase pré-rifte, depositada em uma bacia do tipo SAG (e.g. Figueiredo *et al.*, 1994). Os critérios utilizados no posicionamento deste limite são díspares.

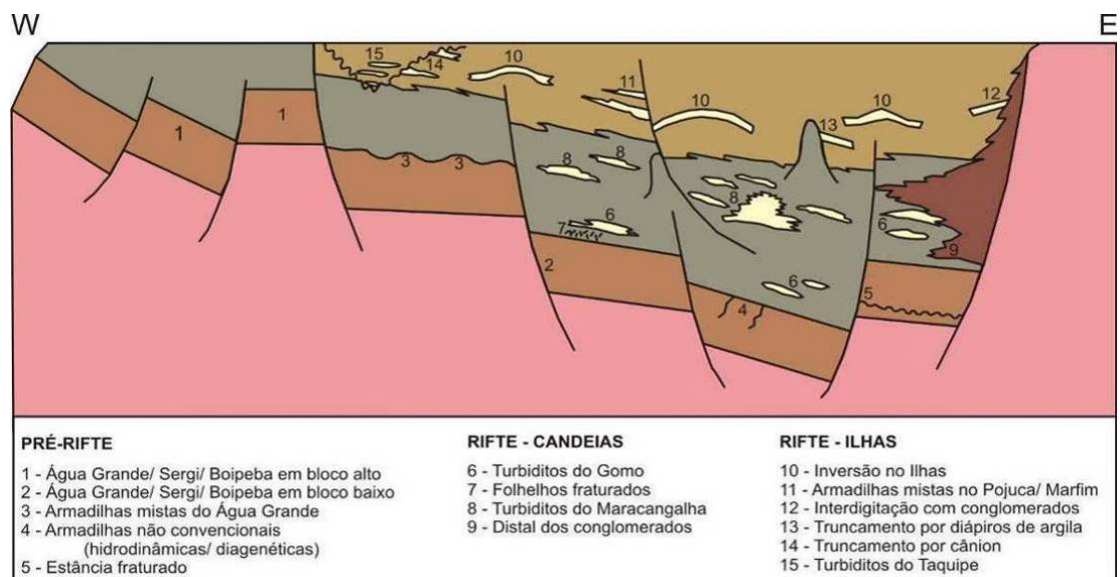


Figura 2. Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo com a identificação de quinze *plays* exploratórios conhecidos (modificado de Santos *et al.*, 1990).

A presente monografia busca reinterpretar as formações Itaparica e Água Grande, com base em dados de campo e de subsuperfície. A metodologia empregada envolve a análise faciológica de afloramentos, buscando a identificação dos sistemas deposicionais atuantes e suas inter-relações, além do estudo de poços para compreender a distribuição destes ambientes no espaço e no tempo. São apresentadas também a contextualização geológica e a revisão dos principais modelos propostos para a evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte. Com base nos novos dados gerados e interpretados, associados à análise crítica dos trabalhos existentes, é apresentado um novo modelo de evolução estratigráfica para a sucessão Itaparica – Água Grande.

2. OBJETIVOS

Como objetivos gerais, o resultado deste trabalho pretende reavaliar o modelo evolutivo da Bacia do Recôncavo, pelo menos no seu preenchimento basal, que inclui o intervalo estudado. Integrando os dados gerados com informações da bibliografia, será possível posicionar de forma metodologicamente consistente o início do rifte na Bacia do Recôncavo e reinterpretar sua história evolutiva à luz dos recentes avanços no conhecimento deste tipo de bacia.

Este estudo tem como objetivo específico testar duas hipóteses:

- de que as Formações Itaparica e Água Grande já estão condicionadas pela geometria de meio-gráben da Bacia do Recôncavo;
- de que as Formações Itaparica e Água Grande são um sistema contemporâneo flúvio-eólico-lacustre.

3. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A importância do estudo regional de bacias rifte e da relação entre tectonismo e sedimentação nestas bacias foi reconhecida recentemente, sendo pioneiros os trabalhos de Leeder & Gawthorpe (1987) e Frostick & Read (1990). A partir da década de 80, diversos pesquisadores estudaram as estruturas e o preenchimento de bacias rifte do mundo inteiro, com o objetivo de criar modelos de evolução tectono-estratigráfica para este tipo de bacia. Dentre os modelos mais recentes estão o de Prosser (1993), de Bosence (1998) e de Gawthorpe & Leeder (2000).

A interpretação mais aceita para a Bacia do Recôncavo, baseada na carta estratigráfica de Silva *et al.* (2007), não se adapta aos modelos evolutivos existentes para bacias rifte. Ao confrontar a proposição para a bacia e os modelos, destacam-se divergências, especialmente na base do preenchimento. Neste sentido, duas questões guiaram a proposta deste trabalho: a aplicação do termo “pré-rifte” e as freqüentes discordâncias próximas ao limite pré-rifte / rifte proposto para a Bacia do Recôncavo.

3.1. O limite pré-rifte – rifte

Existem duas linhas de pensamento quanto à evolução tectônica da bacia. Segundo Chang *et al.* (1988), todo o preenchimento juro-cretácico da bacia pertence à fase sin-rifte da megasequência continental. A fase Sin-rifte I é caracterizada por uma ampla depressão, enquanto na Sin-rifte II há individualização dos meio-grábens. Já a segunda linha, proposta por Asmus & Guazelli (1981, *apud* Szatmari *et al.*, 1987)¹ subdivide a bacia nas fases pré-rifte, (sin-)rifte e pós-rifte.

O termo pré-rifte foi sugerido para designar o intervalo depositado antes da formação do meio-gráben nas bacias marginais brasileiras (Asmus & Guazelli, 1981, *apud* Szatmari *et al.*, 1987)¹. Entretanto, cada pesquisador utiliza critérios diferentes

¹ Asmus, H.E. & Guazelli, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: PETROBRAS. **Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. p. 187-269. (Projeto Remac 9).

para a identificação deste evento no registro estratigráfico. Isso resulta na proposição de diversos limites para a passagem entre as fases pré-rifte e rifte, como pode ser observado nos exemplos da coluna de evolução tectônica (Figura 3). A proposta mais antecipada estratigraficamente é posicionada na base da Formação Itaparica por Cupertino (2000), que considera que os pelitos desta formação já se depositaram restritos ao limite da bacia. Silva (1993) considera os depósitos fluviais como primeiros representantes da sedimentação rifte, posicionando o limite na base da Fm. Água Grande. Magnavita (1992) considera que os folhelhos negros depositados em lagos profundos refletem a intensa tafrogenia da fase rifte, posicionando o limite na base da Formação Candeias. Silva *et al.* (2007) utilizam o mesmo limite e argumentam também que a defasagem entre o primeiro registro de conglomerado de borda e o início do estágio rifte é compatível com o tempo necessário para o soerguimento das ombreiras do rifte e sua posterior erosão para a constituição de leques aluviais e fan-deltas. Para Dias (1991, *apud* Bueno, 2001)², o que define o início do rifte é a deposição dos conglomerados sintectônicos da falha de borda, que ocorrem interdigitados com os folhelhos do Membro Gomo, posicionando o limite pré-rifte / rifte na base deste membro. Alguns autores adotam posicionamentos sem sequer justificá-los.

Já nos recentes modelos evolutivos de bacias do tipo rifte, o termo pré-rifte é invariavelmente utilizado em outro sentido. “*Pre-rift strata*” é qualquer unidade geológica anterior aos esforços tectônicos e sem relação genética com o processo de rifteamento (*e.g.* Prosser, 1993). Pré-rifte seria, então, o embasamento da bacia, seja ele composto por rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares. Os modelos propostos descrevem o estágio inicial de rifteamento como uma fase de tectonismo incipiente, dominada por sistemas fluviais (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000). O estudo do desenvolvimento das falhas de borda em riftes corrobora com a ocorrência de uma longa fase inicial de lento soterramento, seguida por um abrupto incremento nas taxas de subsidência (Gupta *et al.*, 1998).

Esta comparação nos leva a refletir sobre dois temas. Inicialmente, sobre o uso indevido do termo pré-rifte no Brasil, já que alguns autores esclarecem usar este termo para definir estratos indiretamente formados pelo processo de rifteamento (*e.g.* Magnavita, 1992). Também sobre a necessidade de reavaliar a história evolutiva da

² Dias, J.L. 1991. **Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil.** Rio de Janeiro. 145 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

bacia, adequando seu entendimento aos avanços científicos empreendidos com sucesso em bacias rifte.

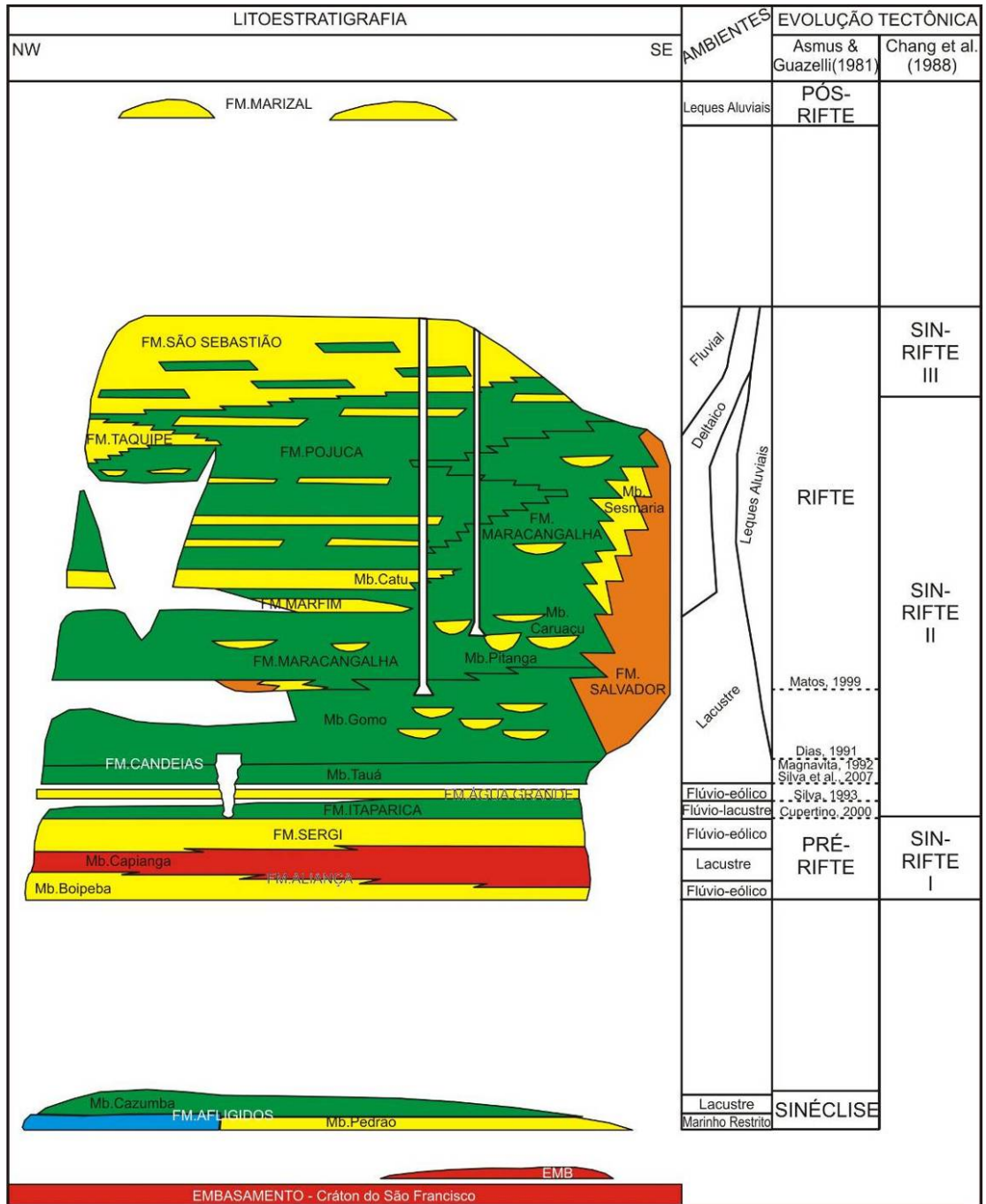


Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, indicando as interpretações de sua evolução tectônica (modificada de Silva *et al.*, 2007 e Bueno, 2001)^{1,2,3}.

³ Matos, R.M.D. 1999. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West-Africa. In: Cameron, N.R.; Bate, R.H. & Clure, V.S. (ed.). **The oil and gas habitats of South Atlantic**. London, Geological Society Special Publication 153. p. 55-73.

A fase pós-rifte é caracterizada por subsidência por relaxamento termal, posterior ao cessamento das atividades tectônicas na bacia.

3.2. Discordâncias sob e sobre a Formação Água Grande

Com relação às discordâncias, é questionável a existência de tão freqüentes eventos erosivos, que desconectam registros que obedecem à Lei de Walter⁴ e isolam um pacote de arenitos dos folhelhos lacustres sub- e sobrejacentes. Estas discordâncias estão posicionadas na base e no topo da Formação Água Grande, e não são justificadas de forma consistente na bibliografia disponível.

Ao abordar o intervalo, os autores que tratam da história do preenchimento da Bacia do Recôncavo desconsideram as discordâncias e abordam os ambientes de cada formação superficialmente, sem buscar suas inter-relações. Os autores que admitem a existência das discordâncias não entram no mérito de buscar suas origens. Os modelos de evolução tectônica, tanto os propostos para a Bacia do Recôncavo quanto os de bacias rifte em geral, não prevêm nenhum evento significativo de soerguimento ou rebaixamento abrupto do nível de base que justificasse tais discordâncias.

Especialmente no que diz respeito à relação entre as formações Água Grande e Itaparica, é fácil imaginar um sistema contemporâneo. Sabe-se que os pelitos lacustres do Itaparica possuem intercalações com arenitos, que poderiam ser a fácies distal dos fluviais tão conhecidos da Fm. Água Grande. Entre a Formação Água Grande e o Membro Tauá da Formação Candeias, a dificuldade reside em encontrar o agente erosivo, já que o Membro Tauá representa o sistema lacustre de baixa energia que recobre arenitos eólicos. Mesmo discordâncias relacionadas ao tectonismo da bacia rifte ocasionariam uma rotação de blocos, com erosão restrita à margem flexural da bacia, que não se refletiria em toda sua extensão.

⁴ "it is a basic statement of far reaching significance that only those facies and facies areas can be superimposed primarily which can be observed beside each other at the present time." (Johannes Walther, 1894; traduzido por Middleton, 1973; extraído de Posamentier & Walker, 2006). Ou seja, as fácies que ocorrem em sucessões verticais concordantes também ocorrem em ambientes lateralmente adjacentes.

4. MÉTODOS E TÉCNICAS

Devido à escala de trabalho do estudo de bacias sedimentares, esta pesquisa envolve métodos de mapeamento de bacias, incluindo correlação estratigráfica de poços e perfis de campo, além da geração de mapas de unidades estratigráficas. O suporte fornecido pela bibliografia é essencial, por disponibilizar uma grande quantidade de informações a serem utilizadas na interpretação dos dados obtidos.

A base de dados utilizada no desenvolvimento deste estudo é composta essencialmente por poços e afloramentos. Informações de sub-superfície utilizadas na análise estratigráfica e na geração dos mapas foram extraídas da bibliografia ou fornecidas pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). As atividades de campo foram desenvolvidas com financiamento parcial da ANP (no âmbito do Programa de Recursos Humanos) e complementar de convênios com a PETROBRAS. Os dados obtidos em campo foram utilizados na interpretação dos ambientes sedimentares e integrados aos dados de poços, visando aprimorar a interpretação da evolução geológica da bacia.

4.1. Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi a primeira etapa do projeto, sendo uma das causadoras do mesmo, já que a compilação de dados bibliográficos expôs o problema. Foi, também, uma etapa contínua e essencial no desenvolvimento do projeto, pois forneceu complemento ao conhecimento adquirido em sala de aula durante o curso, além de dados importantes para a interpretação do preenchimento inicial da bacia (considerando que a escala de trabalho exige grande quantidade de informações). Estes estudos incluem os trabalhos publicados sobre a Bacia do Recôncavo e o intervalo de estudo, modelos conceituais propostos para a evolução de bacias rifte e livros ou capítulos de livros que tratam de assuntos como fácies, ambientes sedimentares, estratigrafia, bacias e geologia estrutural.

A revisão bibliográfica é contínua, pois há retorno a textos conhecidos para reavaliar alguns conceitos, se descobrem novas publicações sobre o assunto de

interesse e há necessidade de buscar respostas para novas perguntas que surgem no decorrer do trabalho.

4.2. Trabalho de Campo

Embora o intervalo estudado ocorra em toda a bacia, suas exposições restringem-se à margem flexural. Portanto, o trabalho de campo desenvolvido neste projeto limita-se ao centro-oeste da Bacia do Recôncavo. Devido ao intenso tectonismo na bacia, os afloramentos ocorrem de forma bastante descontínua, em blocos basculados, dificultando a identificação da sucessão vertical de fácies e de suas variações laterais. Por isso torna-se importante a sistematização da coleta e interpretação de dados, incluindo o levantamento de seções colunares, a medida de estruturas e a representação dos afloramentos em fotomosaicos.

4.2.1. Perfis colunares

No levantamento de perfis, a descrição segue a análise faciológica, com registro das medidas de paleocorrentes, em que estrutura foi obtida e localização no perfil das medidas, fotos e amostras coletadas. As fácies são nomeadas de acordo com as propostas de Miall (1996), na qual a primeira letra é maiúscula e indica a granulometria e a segunda, minúscula, indica a estrutura (Figura 4). Essas fácies são descritas conforme seus atributos definidores (cor, textura, estruturas, paleocorrente e conteúdo fóssilífero), e analisadas em conjunto na definição de sucessões de fácies. Estas sucessões implicam na mudança progressiva e sistemática das fácies, tanto vertical quanto horizontalmente. A íntima relação entre os ambientes deposicionais e a sucessão de fácies resultante (Lei de Walther)⁴ possibilita a interpretação e a reconstrução paleoambiental a partir das associações de fácies, auxiliando no entendimento da história evolutiva da bacia.

As seções colunares levantadas podem ser empilhadas de acordo com as associações de fácies, de forma a obter-se um perfil composto que represente toda a unidade estudada. Este perfil composto é mais facilmente utilizado na interpretação paleoambiental e nas correlações estratigráficas entre poços e afloramentos. Este tipo de correlação demonstra a correspondência lateral entre unidades fisicamente separadas, com base na idade, litologia, fósseis ou outra propriedade. Esta correlação

é mais comumente baseada na identificação de superfícies-chave nos poços e de prováveis superfícies-chave em afloramentos.

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/ crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scour fills</i>)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (<i>swamps</i>)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Figura 4. Quadro de fácies segundo Miall (1996).

4.2.2. Medida de estruturas sedimentares

A medida de paleocorrentes é uma ótima ferramenta para investigar mudança na orientação de barras de canais e variabilidades direcionais através da unidade estratigráfica; reconstrução do padrão de paleofluxo regional ou local; mudanças na direção do fluxo através da seção estratigráfica como um indicador da interação de sistemas fluviais ou mudanças verticais na orientação de um sistema, em resposta a mudanças paleogeográficas na bacia.

Concomitantemente com a medida em estruturas indicadoras do fluxo, devem ser tiradas medidas do plano de acamadamento do perfil litológico, já que os afloramentos estudados encontram-se em blocos basculados. As medidas que indicam sentido de migração das formas de leito são corrigidas em projeções estereográficas pela horizontalização virtual do plano de acamadamento, restaurando, assim, o sentido de fluxo original (não basculado). Esta correção é efetuada em programas específicos, como o RockWorks ®.

Todos os dados de paleocorrentes apresentados neste trabalho referem-se ao norte atual. No entanto, segundo os modelos de reconstrução paleogeográfica, o norte não variou significativamente desde o Cretáceo.

4.2.3. Fotomosaicos

Fotomosaicos são um conjunto de fotografias com recobrimento em torno de 50%, tomadas a uma distância constante do afloramento de forma a diminuir as distorções. São utilizadas na construção de perfis laterais de afloramentos (Miall, 1990; Miall, 1996), permitindo a identificação de elementos arquiteturais, traçados em um *overlay* (papel vegetal ou lâmina transparente) sobre a foto. Entretanto, esta metodologia pode ser aplicada apenas quando há ótimas condições no afloramento, com boa exposição e extensão lateral.

A representação dos afloramentos em fotomosaicos mostra a distribuição das fácies em duas dimensões. Assim, ao contrário dos perfis colunares, ficam registradas as variações laterais de fácies e de suas superfícies limítrofes. Permite também a identificação de elementos arquiteturais, como canais, lençóis de areia, barras, dunas simples ou compostas,... As hierarquias das superfícies limítrofes nos sistemas fluviais e eólico seguem as propostas de Miall (1988) e Kocurek (1996), respectivamente.

4.3. **Análise estratigráfica**

A análise estratigráfica foi aplicada ao perfil composto e aos perfis de poços fornecidos pela ANP. A seleção dos poços para este estudo levou em consideração a localização, a presença do intervalo de interesse e os tipos de perfis geofísicos existentes. A descrição litológica e os perfis geofísicos utilizados nas interpretações permitem aplicar os conceitos da Estratigrafia de Seqüências e analisar os padrões de

empilhamento do intervalo, bem como observar suas variações laterais e suas implicações genéticas.

Dentro do arcabouço estratigráfico, as primeiras unidades a serem reconhecidas são as parasseqüências, limitadas por superfícies de inundação abruptas, refletindo mudanças significativas na bacia. Um conjunto de parasseqüências é definido com base no padrão de empilhamento e definem os Tratos de Sistemas, classificados quanto à mudança nesse padrão. Só então pode-se definir as seqüências deposicionais, unidade básica da Estratigrafia da Seqüências, limitada no topo e na base por discordâncias ou suas concordâncias correlatas (Posamentier & Vail, 1988). Na integração dos perfis de campo com poços, as curvas geofísicas auxiliaram na interpretação do registro.

A aplicação e interpretação da Estratigrafia de Seqüências nesta etapa é complexa devido ao mecanismo de subsidência em bacias rifte. Como a deformação é concentrada junto à falha de borda, há subsidência diferencial ao longo da bacia. Além disso, a estruturação tectônica condiciona fortemente o aporte sedimentar. A interação destes fatores resulta em diferentes padrões de empilhamento para seqüências crono-correlatas (Figura 5; Howell & Flint, 1996). Assim, evitou-se uma análise estratigráfica de detalhe, focando o estudo apenas na identificação das superfícies que individualizavam estratos crono-correlatos e do padrão de empilhamento.

4.3.1. Interpretação de Curvas Geofísicas

Durante a perfuração de um poço são recuperadas amostras de calha, que são os fragmentos de rocha que sobem até boca do poço junto com a lama de perfuração, e tem sua profundidade facilmente calculada. Estas amostras são descritas, configurando o perfil litológico fornecido junto com os dados do poço. Após a perfuração (ou uma fase desta) concluída, o poço é percorrido por um conjunto de sensores que registram continuamente a variação das características elétricas, acústicas ou radioativas das rochas que o poço atravessa. Recentemente, a indústria do petróleo tem utilizado um sistema de perfilagem geofísica que acompanha a ferramenta de perfuração.

Estes dados geofísicos são apresentados na forma de gráficos (diagrfias), e sua interpretação fornece importantes informações quanto às características físicas das rochas e dos fluidos em seus interstícios. Os perfis elétricos, por exemplo, são

utilizados na identificação do tipo de litologia que o poço atravessa com base na sua resistividade, podendo também indicar o tipo de fluido presente nos poros. Os sensores nucleares medem a radioatividade emitida pelos intervalos, sendo um bom indicador de camadas argilosas. Já a ferramenta acústica emite ondas sonoras e mede o tempo de retorno das mesmas até o receptor (tempo de trânsito), a partir do qual se infere o tipo de rocha devido à impedância acústica de diferentes litologias.

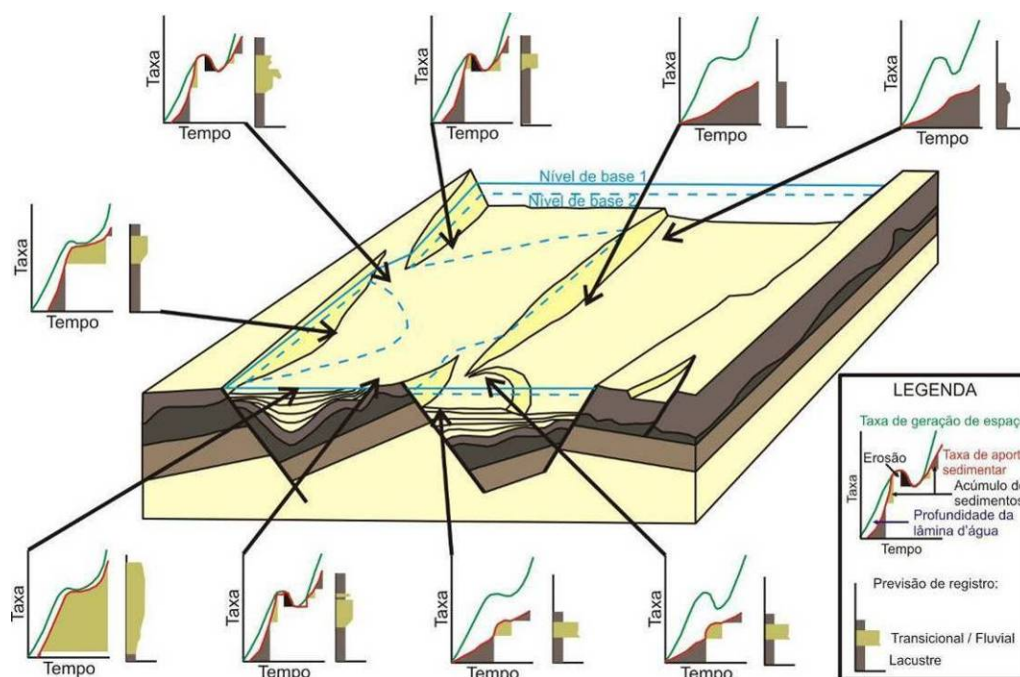


Figura 5. Desenho esquemático exemplificando subsidência e aporte sedimentar diferenciais em bacias rifte e conseqüentes diferenças nos padrões de preenchimento reconhecidos (modificado de Howell & Flint, 1996).

Diversas curvas geofísicas podem ser utilizadas (isoladamente ou em conjunto) para interpretações estratigráficas e correlações entre poços. As principais para a análise estratigráfica são os perfis de raios gama, de potencial espontâneo e de resistividade. O perfil de raio gama (GR) é o mais utilizado, pois reflete facilmente os ciclos deposicionais característicos da estratigrafia de seqüências. Picos de raios gama indicam alta argilosidade, típicos das inundações que limitam parasseqüências, enquanto intervalos progressivamente menos radioativos são considerados mais arenosos. O perfil de potencial espontâneo (SP) dá uma resposta semelhante, mas o princípio é bem diferente. O potencial espontâneo indica a condutividade elétrica da rocha atravessada pelo sensor, a qual é maior em rochas porosas portadoras de fluido e inexistente em rochas não porosas, formando uma linha base (não deflexionada) frente a folhelhos. Assim, a curva SP tende a ser inversa à GR, refletindo igualmente

as variações cíclicas deposicionais. O perfil de resistividade (RES) fornece informações da resistividade elétrica dos corpos em subsuperfície, refletindo essencialmente as camadas porosas e os fluídos que contêm, partindo de princípio elétrico semelhante ao do perfil SP.

4.4. Mapa de isópacas

Os mapas de isópacas são uma ferramenta essencial para a interpretação da história de uma bacia sedimentar, pois indicam a evolução da forma e orientação da bacia, as variações na geometria do preenchimento da mesma, além de possivelmente fornecer informações paleogeográficas associadas.

Uma isópaca é uma linha de igual espessura. Um mapa de isópacas, portanto, ilustra a geometria da bacia para determinado intervalo através da variação da espessura deste intervalo no espaço. Este tipo de mapa pode ser construído para toda a bacia ou para uma área de interesse, destacando os principais depocentros e altos intra-baciais (Miall, 1990).

Uma característica importante dos mapas de isópacas é que eles revelam o preenchimento da bacia na sua forma original e não deformada (Miall, 1990). É ideal, portanto para áreas estruturalmente complexas, como bacias rifte, por mascarar estruturas posteriores e indicar estruturas contemporâneas à sedimentação. Assim, pode-se avaliar o desenvolvimento das estruturas em associação com o preenchimento sedimentar, fornecendo ótimas respostas na construção da evolução tectono-estratigráfica de uma bacia. Sua utilização é, entretanto, restrita a unidades que não sofreram erosão posterior à deposição, as quais poderiam interferir negativamente na informação sin-deposicional. Outra restrição é a aplicação em unidades de difícil correlação, que possam ser confundidas com outros intervalos deposicionais, interferindo na qualidade dos resultados.

Para resultados efetivos e confiáveis, deve-se utilizar a maior densidade de dados possível. Estes dados podem ser extraídos diretamente de programas de interpretação de poços ou medidos visualmente nas imagens dos poços e organizados apropriadamente na forma de uma tabela. Esta tabela é importada para programas de interpolação, como o Surfer® ou o GoCad®, os quais geram um *grid* regular a partir dos dados irregularmente distribuídos e aplicam algoritmos que ajustam os dados em superfícies elípticas ou esferoidais, traçando assim os mapas de contornos (Figura 6).

4.5. Mapas de isólitais

Os mapas de isólitais são mapas construídos de forma a fatiar ainda mais um intervalo estratigráfico, individualizando as espessuras referentes a cada litofácies (Miall, 1990). Para uma unidade flúvio-lacustre, por exemplo, pode-se individualizar a contribuição dos pelitos lacustres e dos arenitos fluviais, obtendo-se dois mapas de isólitais de onde se extraem informações paleogeográficas da distribuição destes ambientes na bacia. O procedimento de geração dos mapas é idêntico ao descrito para o mapa de isópacas (Figura 6), sendo apenas o alvo de estudo (dado base) diferente.

A construção de mapas de isólitais permite também que a distribuição de cada litofácies seja interpretada individualmente, com base em seus próprios controles deposicionais. Além disso, pode-se construir mapas multicomponentes, obtendo-se a razão entre duas diferentes litologias para ressaltar as variações ao longo da bacia (Miall, 1990). Por exemplo, a taxa de clásticos é dada pela razão entre a soma do aporte clástico na bacia (conglomerado, arenito e pelito) e a soma do material não clástico (carbonatos, evaporitos, carvão). No caso da Bacia do Recôncavo, uma relação importante de ser analisada é a razão entre arenitos e pelitos, especialmente nos ciclos flúvio-lacustres, cujo mapa resultante é dado em termos de percentual de areias no intervalo de interesse. Este tipo de mapa destaca os principais locais de aporte sedimentar e de acúmulo de areias.

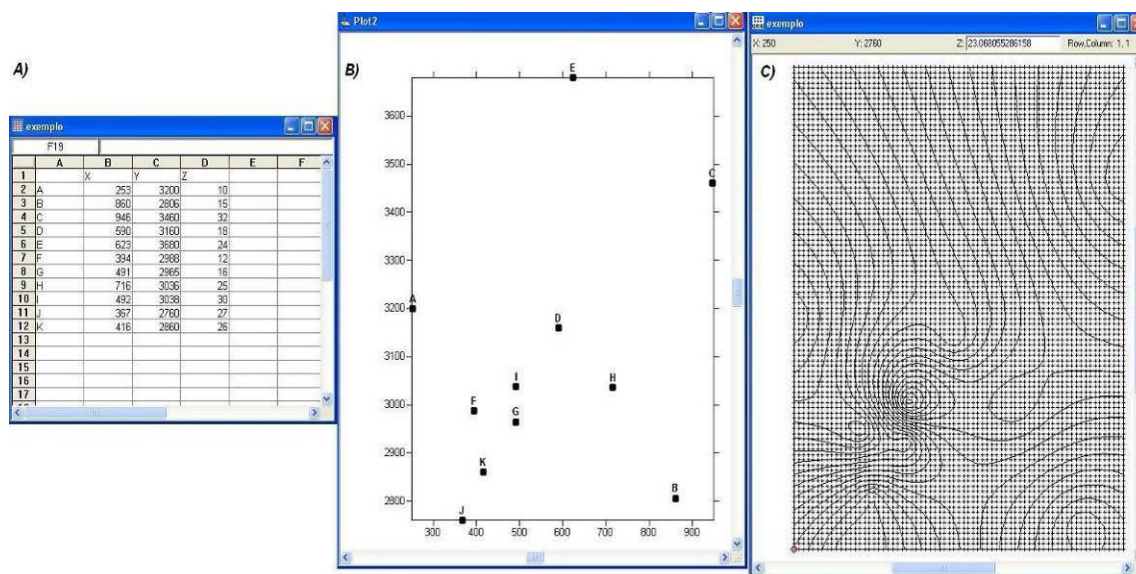


Figura 6. Procedimento de geração de mapas de contornos a partir de uma tabela de dados (Surfer®). **A)** Tabela contendo as informações de coordenadas (X, Y) e da espessura do intervalo (Z); **B)** Mapa de pontos; **C)** Grid regular gerado a partir dos dados inseridos e curvas de contornos geradas a partir do grid.

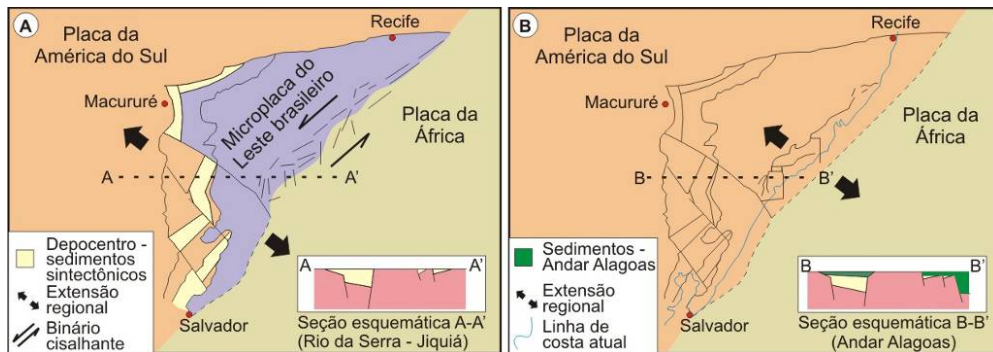
5. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área e intervalo de estudo estão inseridos em um contexto tectono-estratigráfico bastante complexo. Décadas de estudos resultaram em um significativo acúmulo de informações, aqui sintetizado.

5.1. O rifte abortado do Recôncavo – Tucano – Jatobá

No nordeste brasileiro existe uma feição ímpar em toda margem: um rifte abortado de 45.000 km², alongado norte-sul, constituído pelas bacias do Jatobá, Tucano e Recôncavo (Figura 1A, p.1). Este processo de rifteamento continental está relacionado à extensão, iniciada no Jurássico Superior, que resultou na fragmentação do Gondwana. No Cretáceo Inferior, entretanto, os esforços distensivos migraram para a abertura do Atlântico, dando origem às bacias marginais do nordeste brasileiro e abandonando a calha tectônica do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Magnavita, 1992).

Segundo Szatmari *et al.* (1987), a ruptura crustal segundo planos de fraqueza permitiu a individualização da Microplaca do Leste Brasileiro, situada entre estas bacias e a margem continental atual. A depressão do rifte foi gerada pela rotação anti-horária desta microplaca (com pólo situado próximo à atual borda leste da Bacia Jatobá) em relação à Placa da América do Sul. No Aptiano, o eixo principal de rifteamento se concentrou na abertura do Oceano Atlântico. Conseqüentemente, o movimento da microplaca cessou, abandonando o rifte interior (Figura 7).



O embasamento destas bacias é constituído predominantemente por unidades do Arqueano e Proterozóico, localmente cobertas por sedimentos mais recentes. Inclui o cinturão granulítico Atlântico, os terrenos granito-*greenstones* do Cráton São Francisco, os terrenos gnáissico-migmatíticos do Maciço Pernambuco-Alagoas, os metassedimentos do Sistema de Dobramentos Sergipano e as coberturas eopaleozóicas (Milani, 1987) (Figura 8). Regionalmente, este rifte intracontinental mostra franco condicionamento às estruturas pré-cambrianas do embasamento sobre o qual se instalou. Ou seja, as principais estruturas geradas no evento de ruptura mesozóico não são perpendiculares à orientação do campo de tensão (N60°W, segundo Milani, 1985), mas se instalaram em zonas de fraqueza pré-existentes (Figura 8). Estudos em riftes atuais têm destacado a forte tendência ao rejuvenescimento de estruturas (e.g. Ring, 1994).

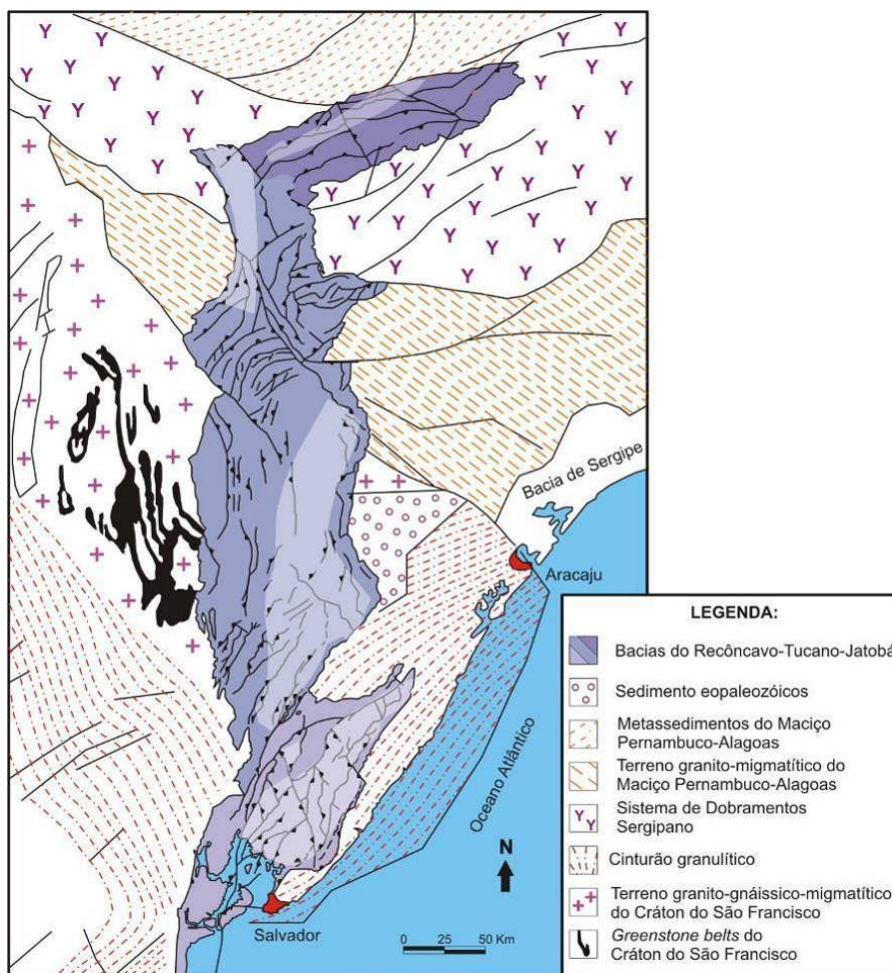


Figura 8. Geologia regional e arcabouço tectônico do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá, exemplificando o forte controle das estruturas do embasamento. As áreas clareadas das bacias são os principais depocentros (modificado de Milani, 1987).

A estruturação observada no Cráton do São Francisco, embasamento da porção central do rifte, é predominantemente N-S, marcada por plano de foliação, falhas e eixos de dobramentos anti- e sinformais (Milani, 1987). Estas estruturas provavelmente condicionaram a direção geral de abertura do rifte, configurando uma megafatura crustal com orientação N-S (Milani, 1987). Curiosamente, um pouco a norte, a anisotropia do embasamento parece não ter influenciado a abertura crustal, já que as estruturas da Faixa de Dobramentos Sergipana são cortadas pelas do rifte.

A sul, onde se formou a Bacia do Recôncavo, o embasamento é dominado por um cinturão granulítico intensamente cisalhado na direção SW-NE. Esta orientação foi herdada pelas principais falhas desta bacia, dando a ela uma forma alongada com orientação diferente do restante da depressão (Cordani *et al.*, 1984 *apud* Milani, 1985)⁵. O limite sul desta bacia com a Bacia de Camamu coincide com a inflexão da foliação deste cinturão contornando o Cráton do São Francisco.

Já a norte, a influência marcante do lineamento de Pernambuco provocou uma inflexão na direção de abertura do rifte, resultando na Bacia de Jatobá. A falha principal a norte da bacia (Falha de Ibimirim) faz parte do antigo lineamento. A reativação das feições de cisalhamento do Maciço de Pernambuco-Alagoas como falhas normais gerou o meio-gráben do Jatobá, alongado E-W e com mergulho para N (Milani, 1987).

Toda a depressão do rifte é segmentada por falhas de transferência, individualizando compartimentos estruturais de forma e tamanho variados nas Bacias do Recôncavo e Tucano. Cada compartimento possui geometria meio-gráben, com grande falha normal a leste (falha principal) e falhas de pequeno rejeito a oeste (margem flexural). Exceção para o meio-gráben do Tucano Norte, que apresenta mergulho para oeste, provavelmente invertido por influência da Falha Transpressional de Itaporanga (onde está encaixado o Rio Vaza-Barris, Figura 1A, p.1). O meio gráben do Jatobá possui orientação diferente dos demais grábens, assimetria mergulhando para norte e depocentros mais rasos. Apresenta significativo pacote paleozóico, atestando que a área já era subsidente neste período, possivelmente conectada à Bacia do Parnaíba.

O preenchimento desta calha tectônica é pouco compreendido como um todo. É fato que a fração arenosa aumenta para norte em todas as unidades estratigráficas,

⁵ Cordani, U.G. et al. 1984. **Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 70 p. (Ciências-Técnica-Petróleo 15).

o que determina o interesse econômico e científico crescente para sul, onde há maior possibilidade de haver folhelhos geradores de hidrocarbonetos. Admitiu-se por anos a progradação axial de um sistema flúvio-deltaico proveniente de norte sobre um lago instalado a sul (Guignone, 1979). Atualmente é aceita a evolução estratigráfica em sub-bacias desconectadas, cujo preenchimento é independente do meio-gráben adjacente (Milani, 1987).

A estratigrafia para estas bacias foi formalizada por Viana *et al.* (1971) e posteriormente foram propostas colunas individualizadas para cada bacia. O preenchimento sedimentar é comumente dividido em três fases: pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte, mais facilmente individualizadas nas bacias do Recôncavo e Tucano Sul. Durante o pré-rifte foram depositados pelitos e arenitos avermelhados (*red beds*), em uma calha anterior à instalação do grábens, mas sob influência do campo distensivo. Durante a fase rifte a atividade tectônica e subsidência mecânica são intensas e há formação de conglomerados junto à falha de borda, interdigitados com frações finas lacustres. É nesta fase que se formam os folhelhos geradores pela preservação de matéria orgânica nos grandes depocentros. A fase pós-rifte é representada por sedimentos marinhos e fluviais em discordância angular com as rochas sotopostas.

Esta sucessão de fácies, sem a proeminente superfície erosiva que em muitos casos marca o início do rifte (*syn-rift unconformity* de Bosence, 1998) indica rifteamento passivo. Ou seja, a subsidência é constante e progressiva, por vezes acentuada pelo peso dos sedimentos, e não há evidências de arqueamento crustal e erosão. Estas feições são comumente observadas em riftes ativos, com magmatismo associado, que não é o caso do nordeste brasileiro.

5.2. A Bacia do Recôncavo

Embora relatos sobre as rochas encontradas no recôncavo baiano existam desde o descobrimento do Brasil, as primeiras proposições oficiais para a geometria da bacia e sua estratigrafia ocorreram na década de 40, como resultado do acompanhamento da perfuração de poços (Guignone, 1979). Uma síntese do conhecimento adquirido desde então é aqui apresentado.

5.2.1. Arcabouço estrutural

A Bacia do Recôncavo está localizada no estado da Bahia, no nordeste brasileiro, ocupando uma área de 11.500 km² alongada NW-SE (figura 1A, p.1). Constitui a porção sul do rifte abortado, apresentando estruturação complexa, compartimentação em três blocos estruturais (nordeste, central e sul) e geometria de meio-gráben que mergulha para SE (Figura 9). É limitada da Bacia de Tucano a norte pelos Altos de Aporá e Dom João, e da Bacia de Camamu a sul pelo Sistema de Falhas da Barra. A leste fica o Sistema de Falhas de Salvador, cujo depocentro adjacente ultrapassa 6.000 metros. A oeste, entretanto, o rejeito das falhas é bem menos expressivo, configurando uma margem flexural falhada. O limite admitido é a Falha de Maragogibe, cujo rejeito vertical médio é 200 metros (Figueiredo *et al.*, 1994).

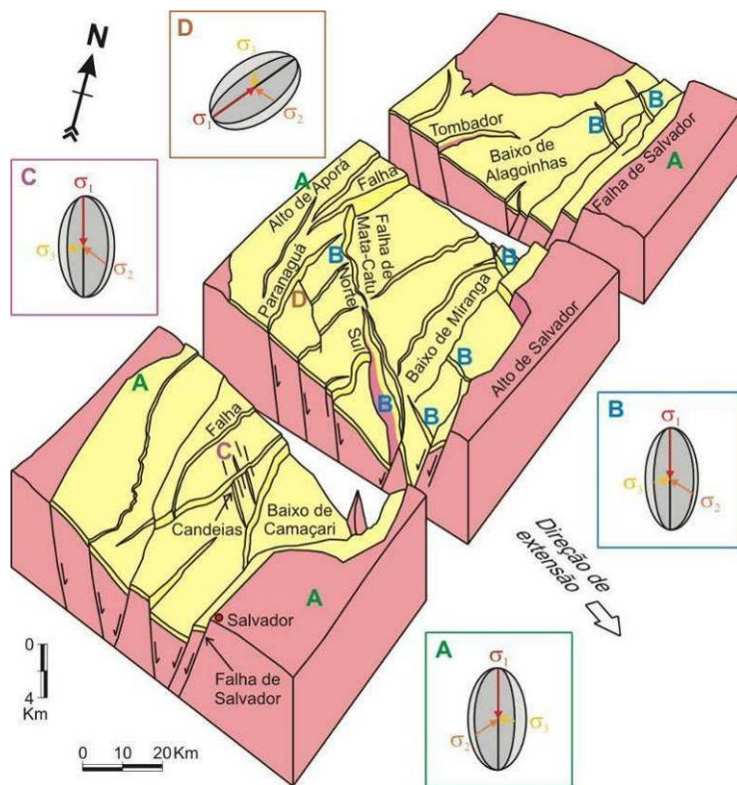


Figura 9. Bloco estrutural da Bacia do Recôncavo, representando suas principais falhas, a geometria de meio gráben e compartimentação. A variação na orientação dos esforços exemplifica sua complexidade estrutural (modificado de Destro *et al.*, 2003).

Internamente, a bacia possui uma série de falhamentos normais com orientação N30°E e alto mergulho, em geral sintéticos. Estas falhas delimitam porções relativamente estáveis da bacia (as plataformas) e porções com altas taxas de subsidência (os depocentros). Outro sistema importante de falhas é N40°W,

interpretado como falhas de alívio (Destro *et al.*, 2003), resultantes das diferentes taxas de estiramento impostas. Destas se destacam as Falhas de Itanagra-Araçás e Mata-Catu, responsáveis pela segmentação da bacia em três compartimentos: nordeste, central e sul, cada qual com suas particularidades em termos de evolução tectônica e registro sedimentar.

O Compartimento Sul possui como feição mais proeminente o Baixo de Camaçari, que manteve-se como área subsidente durante toda a evolução da bacia, resultando no maior depocentro (cerca de 6 km de profundidade). Outra feição peculiar deste compartimento foi o desenvolvimento da única feição erosiva proeminente da bacia, o Cânion do Taquipe. No Bloco Central ocorrem dois depocentros separados pela Plataforma de Quiricó. Estas duas depressões evoluíram em momentos diferentes, subsidindo primeiro o Baixo de Miranga, a leste, caracterizado pela abundante ocorrência de diápiros de argila. Após o cessamento do tectonismo no primeiro, por influência de Falha de Mata-Catu, formou-se o Baixo de Alagoinhas, que é a única depressão significativa na borda oeste da bacia. O Bloco Norte possui o único falhamento de baixo ângulo da bacia, a Falha das Pedras, com mergulho de 30°. O Membro Gomo, característico da fase de maior tectonismo em toda a bacia, foi depositado neste compartimento em regime tectônico estável. Estima-se uma erosão de quase 1.600 metros de sedimentos no fim da evolução do rifte, feição constatada apenas neste compartimento (Santos *et al.*, 1990).

5.2.2. Bioestratigrafia

O fatiamento cronoestratigráfico da bacia é baseado em zonas de intervalo definidas a partir de 112 espécies de ostracodes não marinhos. Os ostracodes evoluem rapidamente e são bastante sensíveis à profundidade da lâmina d'água e ao clima (Bueno, 2001). Portanto, refletem com muita precisão as mudanças ambientais pelas quais a bacia passa como reflexo de sua evolução tectono-sedimentar. O quadro bioestratigráfico foi publicado inicialmente por Viana *et al.* (1971) e posteriormente revisado e melhorado por diversos pesquisadores. Conta hoje com nove zonas (NRT 001 a 009) e 26 sub-zonas, de fácil reconhecimento e ampla distribuição regional (Santos *et al.*, 1990).

Estudos palinológicos também são importantes na bacia, embora a evolução dos palinomorfos seja mais lenta que a dos ostracodes, permitindo a definição de

apenas 5 zonas (PC 01 a 05; Figueiredo *et al.*, 1994). Como a evolução dos palinomorfos é menos endêmica do que a dos ostracodes da bacia, sua bioestratigrafia possibilita a correlação cronológica dos eventos locais e globais.

5.2.3. Litoestratigrafia e Cronoestratigrafia Local

A estratigrafia da Bacia do Recôncavo inclui estratos do Paleozóico ao Cenozóico. Foi inicialmente formalizada por Viana *et al.* (1971) e foi revisada por diversos autores até a versão mais recente de Silva *et al.* (2007) (Figura 10).

Sobre o embasamento pré-cambriano depositou-se o pacote paleozóico, caracterizado por arenitos e pelitos da Formação Afligidos (Membros Pedrão e Cazumba). O Membro Pedrão (basal) é constituído de arenitos, pelitos e evaporitos de ambiente marinho restrito. É sucedido pelo Membro Cazumba, basicamente pelitos lacustres, indicando uma tendência geral regressiva. Esta formação é tida como permiana, embora haja a possibilidade de seu membro de topo ser triássico. Está em desconformidade com o pacote mesozóico e acredita-se ter sido depositada em uma bacia intracontinental tipo SAG, em uma sinéclise anterior ao processo de rifteamento, sob condições de clima árido (Santos *et al.*, 1990).

No Mesozóico, a subsidência devido aos esforços distensivos inicia no Jurássico Superior e evolui até o Cretáceo Inferior. A sedimentação durante este período foi praticamente ininterrupta, configurando uma sucessão de depósitos complexamente interdigitados. O fatiamento cronoestratigráfico para este período é baseado em andares locais definidos pela bioestratigrafia. Viana *et al.* (1971) formalizou seis andares, em ordem cronológica: Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas (Figuras 10 e 11). Este fatiamento refina bem a evolução tectono-estratigráfica da bacia, porém sua correlação com os andares internacionais é imprecisa e de difícil execução (Bueno, 2001), já que estes últimos são baseados em fósseis marinhos e a bacia é inteiramente intracontinental.

Durante o Andar Dom João, os efeitos iniciais da distensão foram afinamento de crosta e formação de uma ampla depressão que ultrapassava os limites da bacia (Ghignone, 1979). Essa depressão pode ter tido já um tectonismo incipiente, como propõe Magnavita e Cupertino (1987), porém muitos autores defendem a subsidência apenas por flexuramento crustal (*e.g.* Milhomem *et al.*, 2003). A deposição era flúvio-lacustre com área fonte situada a sul. Como registros formaram-se lamitos intercalados

com arenitos finos a conglomeráticos, localmente com retrabalhamento eólico (*red beds*) das Formações Aliança e Sergi do Grupo Brotas. Este grupo possui espessura decrescente de sul para norte (Santos *et al.*, 1990), em geral entre 300 e 500 metros, embora alcance 1.600 m na Bacia do Recôncavo. São registradas ocorrências descontínuas desde a Bacia de Almada até a do Araripe, além de equivalente nas bacias do oeste africano (Guignone, 1979).

No Andar Rio da Serra os contornos da bacia já esboçavam sua configuração atual. Neste período o clima passou a ser mais úmido e as taxas de subsidência mecânica foram crescentes. Com isso, instalara-se lagos, que se tornaram cada vez mais amplos e mais profundos, posteriormente assoreados por sistemas turbidíticos e deltaicos (Santos *et al.*, 1990). Junto à borda leste passam a ocorrer leques aluviais interdigitados aos finos lacustres. Esta fase é caracterizada inicialmente pela entrada abrupta dos pelitos lacustres da Formação Itaparica, que apresentam modestas incursões fluviais, finalmente dominantes e retrabalhadas por ventos (Formação Água Grande). A formação seguinte representa o primeiro lago anóxico e francamente tectônico (Formação Candeias), geoquimicamente identificada como a principal rocha geradora de hidrocarbonetos da bacia (Figueiredo *et al.*, 1994). O Membro Tauá (base da Formação Candeias) reflete lago raso e anóxico que precedeu a intensa tafrogenia. Já o Membro Gomo possui feições de lago profundo, como folhelhos geradores (com matéria orgânica preservada), calcilitos e arenitos turbidíticos. Ao final do Rio da Serra, os depocentros estavam em estágio avançado de assoreamento devido à erosão das áreas plataformais e redeposição de arenitos deltaicos por fluxos gravitacionais (Milhomem *et al.* 2003). Como registro, têm-se os membros Caruaçu e Pitanga da Formação Maracangalha intercalados aos folhelhos. O peso dos depósitos gravitacionais motivou a argilocinese e o desenvolvimento de falhamentos lístricos sindeposicionais (Milhomem *et al.*, 2003). Nas áreas plataformais inicia progradação deltaica, registrada pela Formação Marfim.

No Andar Aratu a bacia assumiu geometria de rampa com baixas taxas de subsidência e baixos gradientes deposicionais (Milhomem *et al.*, 2003). O registro é composto por sucessões deltaicas cíclicas associadas a pelitos e carbonatos lacustres (Formação Pojuca). No Aratu Médio a monotonia foi quebrada pela escavação do Cânion do Taquipe no oeste da bacia, cujo preenchimento por finos intercalados a arenitos deu origem à Formação Taquipe.

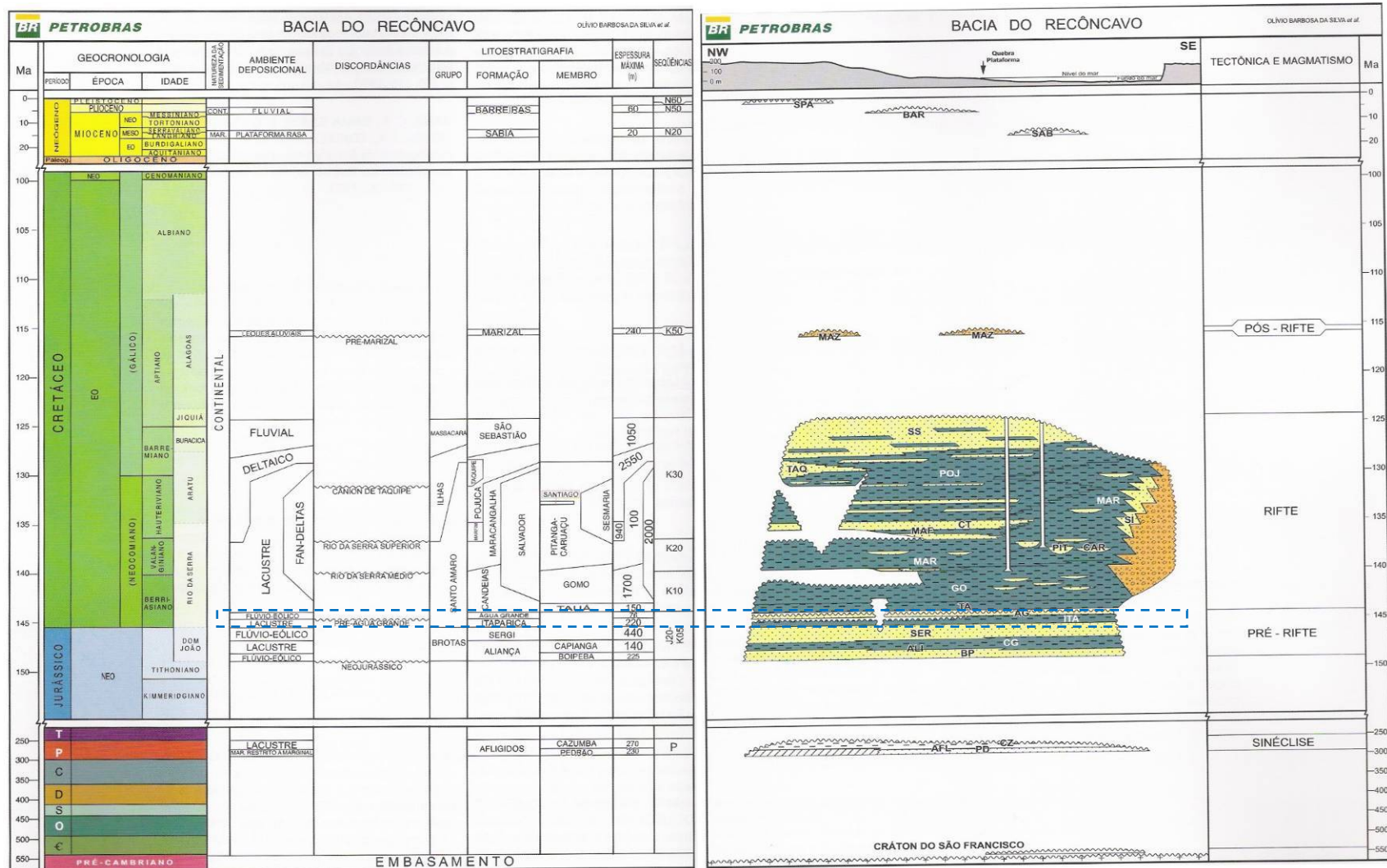


Figura 10. Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Silva *et al.*, 2007), com indicação do intervalo de estudo (quadro azul).

No Andar Buracica iniciou o assoreamento final do rifte por sistema fluvial proveniente de NW. Nesta fase, a quiescência tectônica permitiu a formação de marcos elétricos utilizados no Grupo Massacará (Santos *et al.*, 1990). Já o Andar Jiquiá foi marcado por um novo ciclo tectônico, que reativou antigos falhamentos e gerou novo espaço de acomodação. Este foi preenchido pelos arenitos fluviais da Formação São Sebastião, que assoreou a bacia (Milhomem *et al.*, 2003). Desde o Andar Rio da Serra até o Aratu são registrados os conglomerados sin-tectônicos da Formação Salvador junto à falha de borda.

Em discordância angular sobre este pacote ocorrem conglomerados e arenitos de leques aluviais da Formação Marizal (Andar Alagoas). Estes depósitos são tidos como resultantes da subsidência termal pós-rifte (Silva, 1993). O Terciário é pouco representado na bacia, apenas por uma incursão marinha miocênica (Formação Sabiá) e por leques aluviais pliocênicos da Formação Barreiras.

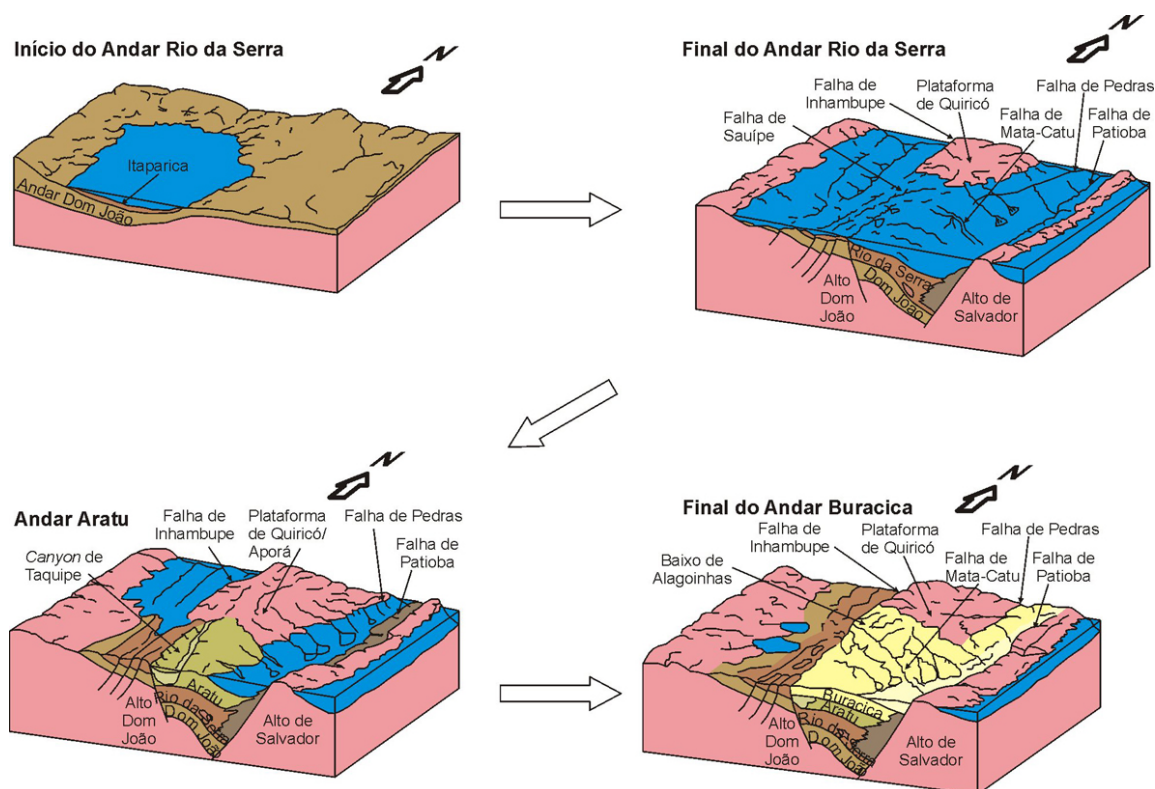


Figura 11. Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Recôncavo, com base nos andares locais (modificado de Braga, 1987 *apud* Santos *et al.*, 1990)⁶.

⁶ Braga, J.A.E. 1987. **Estratigrafia, estrutura e acumulações de petróleo na Bacia do Recôncavo.** Salvador. PETROBRAS – DEPEX – DEXBA. Relatório Interno.

5.3. As Formações Itaparica e Água Grande

O intervalo de estudo inclui as unidades basais do Grupo Santo Amaro: as Formações Itaparica e Água Grande (destacadas em quadro na Figura 10). Estas formações foram depositadas no início do Andar Rio da Serra (Cretáceo Inferior), num contexto pouco conhecido, tido como de clima árido e subsidência modesta.

Para Figueiredo *et al.* (1994), essas formações foram depositadas em uma fase transicional de implantação do sistema predominantemente lacustre. As Formações Itaparica e Água Grande teriam se depositado em uma extensa depressão intracratônica anterior ao rifteamento, denominada Depressão Afro-Brasileira (Ponte *et al.*, 1971 *apud* Medeiros & Ponte, 1981)⁷. O lago Itaparica se instalou e foi assoreado por um sistema fluvial, cuja planície foi exposta tempo suficiente para o desenvolvimento de uma planície eólica. Em seguida, a lenta subsidência associada à umidificação do clima ocasionou a inundação do pacote eólico até a instalação do lago profundo da Formação Candeias.

Para Medeiros & Ponte (1981), as formações Itaparica e Água Grande foram depositadas com a Bacia do Recôncavo já individualizada, com subsidência epirogênica mais acentuada a sudeste (Ponte *et al.*, 1971 *apud* Medeiros & Ponte, 1981)⁷. Neste período, a depressão possuía já falhamentos tensionais incipientes que controlaram parcialmente a deposição segundo o arcabouço estrutural da bacia. As modestas progradações internas ao Itaparica seriam motivadas por soerguimentos da área fonte. Já o incremento nas taxas de subsidência levaria à fase de alta tafrogenia, marcada pelos lagos profundos e sedimentação sintectônica (Medeiros & Ponte, 1981).

5.3.1. Formação Itaparica

A Formação Itaparica foi inicialmente descrita como um pacote de folhelhos de cores variadas, situado entre os arenitos da Formação Sergi e os folhelhos Candeias. É composta por intercalação cíclica de folhelhos, siltitos e arenitos de cor cinza-esverdeado a marrom, fósfilíferos e com lâminas carbonáticas (Viana *et al.*, 1971). Constituem uma seqüência grano- e estratodecrescente para o topo (Cortez, 1996). O contato com a Formação Sergi é gradacional, podendo ser excepcionalmente brusco, e

⁷ Ponte, F.C. (coord) et al. 1971. **Evolução paleogeológica do Brasil oriental e da África ocidental.** PETROBRAS – SETUB/BA. CPEG IV. Relatório interno n° 6.

concordante com a Formação Candeias, marcado pela variação litológica. Os finos do Itaparica ocorrem em praticamente toda a bacia, com maiores espessuras a sul do Recôncavo, alcançando 200 m, adelgaçando-se para norte (Viana *et al.*, 1971).

Esta formação apresenta notável homogeneidade litológica, ocorrendo desde a Bacia de Almada até o Arco de Vaza-Barris (Guignone, 1979). Apenas localmente se identifica a ausência de marcos estratigráficos, denunciando a existência de alguns altos estruturais ao tempo de sua deposição (exemplo do desaparecimento do marco delta no alto estrutural de Mata-Catu; Guignone, 1979).

5.3.2. Formação Água Grande

Os arenitos da Formação Água Grande foram inicialmente denominados Zona A e posicionados na base da Formação Candeias. A partir da década de 60 foram colocados no topo da Formação Itaparica, pois se demonstrou maior facilidade de demarcar seu topo do que sua base e há intercalações de folhelhos da Formação Itaparica com estes arenitos, denotando íntima relação entre elas (Viana *et al.*, 1971). A elevação do Água Grande à categoria de formação deve-se à constatação de uma discordância angular por Silva (1978, *apud* Cortez, 1996)⁸.

A Formação Água Grande possui geometria em lençol, com espessura variável de 1 a 50 metros. Foi depositada sob clima árido em uma planície aluvial extensa, sem a ocorrência de falhamentos durante a sedimentação (Cortez, 1996). Esta superfície posteriormente subsidiou lentamente e foi inundada devido ao estabelecimento de um clima mais úmido. São arenitos quartzosos cinza-esbranquiçados a cinza-esverdeados, facilmente subdivididos em duas unidades faciológicas, uma no topo e outra na base. Segundo Cortez (1996) esta diferenciação recebeu diversas interpretações em estudos internos da PETROBRAS: fluvial anastomosado e cordões litorâneos lacustres; fluvial proximal e distal; e fluvial meandrante a entrelaçado sucedido por efêmero com retrabalhamentos eólicos. A partir desta última (da década de 80), os estudos convergiram na identificação e mapeamento das fácies fluvial e eólica, revelando retrabalhamentos eólicos recorrentes no pacote fluvial (Campos & Perroni, 1990).

De forma geral, a fácies fluvial possui granulometria grossa, é pobremente selecionada, possui estratificação cruzada de médio porte, boa permo-porosidade e a

⁸ Silva, O.B. 1978. **Estudo do Membro Água Grande da Formação Itaparica**. Salvador, PETROBRAS. 27 p. (Relatório Interno).

geometria dos corpos é alongada N-S (Figueiredo *et al.*, 1994). Nas porções basais é comum a ocorrência de fragmentos de folhelhos cinza esverdeados (Viana *et al.*, 1971). A fácies eólica é fina a média, com boa seleção em cada lâmina, ótimas características permo-porosas e geometria alongada E-W. Ambas fácies possuem baixo conteúdo de cimento e têm a caulinita como principal elemento diagenético (Figueiredo *et al.*, 1994). Barroso & Rivas (1984, *apud* Cortez, 1996)⁹ e Durães (1989, *apud* Cortez, 1996)¹⁰ descreveram três associações faciológicas:

- Fluvial meandrante: ocorre na base da formação e é constituída por ciclos de granodecrescência ascendente. Os ciclos iniciam com arenitos conglomeráticos, gradando a arenitos grossos e médios com estratificação cruzada. Culminam no topo com arenitos finos com *climbing ripples* e folhelhos argilo-siltosos.
- Fluvial entrelaçado: ocorre sobre a associação fluvial meandrante e é formada por arenitos médios, moderadamente selecionados e sem gradação granulométrica. Apresenta estratificação cruzada acanalada ou planar.
- Eólica: ocorre no topo da formação e é constituída por arenitos médios, bem selecionados e arredondados, com estratificação planar e gradação inversa. Apresenta laminações características de processos de fluxo de grãos, queda de grãos e migração de *ripples* cavalgantes transladantes.

Os arenitos eólicos de topo apresentam maior maturidade textural e composicional, enquanto os fluviais possuem maior incidência de argilas como matriz, intraclastos ou películas infiltradas. Por isso, os arenitos eólicos possuem melhores características permo-porosas que os fluviais, tendo inclusive cimentação diagenética menos efetiva.

Para a origem destes arenitos, Guignone (1979) sugeriu basculamento da bacia ao final da deposição do Itaparica e erosão na porção central da Bacia de Tucano. O resultado do retrabalhamento fluvial do Grupo Brotas e da Formação Itaparica seria redepositado na porção sul do Tucano e na Bacia do Recôncavo. Ainda segundo Guignone (1979), esta idéia encontra apoio em características petrográficas, tais como o arredondamento da suíte de minerais ultra-estáveis presentes também nos arenitos Sergi. A proveniência da Formação Água Grande, entretanto, inclui também granitos,

⁹ Barroso, A.S. & Rivas, A.J.P. 1984. **Arenitos eólicos do Membro Água Grande, Formação Itaparica, Bacia do Recôncavo, Bahia**. Salvador, PETROBRAS. 11 p. (Relatório Interno)

¹⁰ Durães, E.M. 1989. **Estudo do reservatório Água Grande da Formação Itaparica no Campo de Rio Pojuca, Bacia do Recôncavo – Brasil**. Ouro Preto. 141 p. Tese de Doutorado, UFOP, MG.

gnaisse e filitos do embasamento. Os retrabalhamentos eólicos são esperados para uma planície aluvial tão extensa.

5.3.3. O contato

Segundo a Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Silva *et al.*, 2007), a Formação Água Grande é limitada na base e no topo por discordâncias erosivas. Pouco foi encontrado na literatura sobre a natureza de tais discordâncias, como segue.

Guignone (1979, p. 51) nega a interdigitação entre os folhelhos Itaparica e os arenitos Água Grande, admitindo contato diastemático entre ambos. O mesmo autor diz que os arenitos Água Grande estão geneticamente relacionados aos pelitos Itaparica (Guignone, 1979, p. 56), pois há freqüentes gradações entre eles, tanto de lâminas de arenitos dentro dos pelitos, quanto lâminas e fragmentos dos pelitos junto aos arenitos. Cita, inclusive, o reconhecimento de ostracodes típicos da Formação Itaparica em algumas destas lâminas pelíticas intercaladas ao Água Grande.

Já Silva (1978, *apud* Cortez, 1996)⁸ identificou uma discordância angular entre os marcos estratigráficos da Formação Itaparica e o pacote arenoso do Água Grande. Este fato foi posteriormente utilizado na proposição da coluna estratigráfica da bacia. Como o intervalo compreendido pelas Formações Itaparica e Água Grande está inteiramente incluído na sub-zona NRT 002.1, não há resolução bioestratigráfica para que estudos deste âmbito possam justificar a discordância proposta.

A descrição de lenta subsidência e estabelecimento de um clima mais úmido como processo transicional entre as Formações Água Grande e Candeias (Cortez, 1996; Santos *et al.*, 1990; Figueiredo *et al.*, 1994) implicaria em um contato gradacional. O apresentado na carta estratigráfica por Silva *et al.* (2007), entretanto, é um contato abrupto e erosivo. Já Guignone (1979), descreve o contato entre os arenitos Água Grande e os folhelhos negros do Tauá como normal, marcado por freqüentes interdigitações entre estas litologias. Para Cortez (1996), o topo dos depósitos eólicos da Formação Água Grande é marcado por uma super-superfície que se apresenta concordante com os marcos estratigráficos do Membro Tauá, cujas evidências de erosão constituem apenas feições localizadas. Caixeta *et al.* (1994) sugerem que a ampla distribuição dos arenitos eólicos no topo da formação evidencia uma pausa na sedimentação e serve de critério na definição da discordância.

6. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE RIFTES

Desde o advento da Estratigrafia de Seqüências (Posamentier & Vail, 1988), é crescente a busca pela análise de bacias sedimentares com o uso de ferramentas preditivas. No caso de bacias rifte, entretanto, os mecanismos controladores da sedimentação são tectonismo, magmatismo e variações climáticas (Bosence, 1998), ao contrário do modelo clássico da Estratigrafia de Seqüências, onde o tectonismo e a fisiografia da bacia são considerados apenas fatores de influência local. Portanto, para uma análise estratigráfica eficiente em bacias rifte, deve-se utilizar modelos que levem em conta suas particularidades.

Diversos modelos têm sido propostos desde a década de 80. Inicialmente, os modelos tendiam a se concentrar em um único aspecto: a distribuição espacial da sedimentação ou as variações temporais em uma sucessão vertical. Os modelos mais recentes são mais completos e integrados, funcionando como ferramenta preditiva para o estudo de bacias rifte.

Uma incógnita histórica na evolução de bacias rifte é o mecanismo de desenvolvimento das falhas de borda. Observações de campo em falhas normais de menor rejeito revelam uma proporção fixa entre o comprimento lateral e o deslocamento vertical. Mas o que levaria à ocorrência de rejeitos verticais tão expressivos (como 6 km, na Bacia do Recôncavo) em um curto tempo geológico?

Recentes estudos da evolução de falhas normais em bacias rifte têm revelado que inicialmente se formam diversas falhas isoladas, pouco extensas e de pequeno rejeito. Prosseguindo os esforços distensivos, se inicia uma fase relativamente curta em que essas pequenas falhas se conectam lateralmente. Então as taxas de subsidência aumentam abruptamente, de forma a estabilizar novamente a relação comprimento lateral / deslocamento vertical (Morley, 1999). Isto implica em uma fase de lenta subsidência inicial seguida por um incremento abrupto nas taxas de subsidência (Gupta *et al.*, 1998). Curvas construídas por Steckler *et al.* (1988 *apud*

Gupta *et al.*, 1998)¹¹, com base em dados de poços no Golfo de Suez, mostram um período inicial de lenta subsidência seguido de um abrupto incremento nas taxas de subsidência, como é representado na Figura 12.

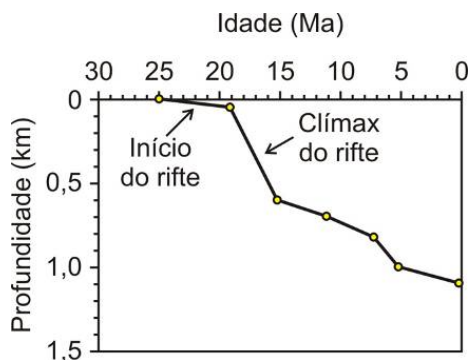


Figura 12. Gráfico de subsidência x tempo construído para o Poço El Morgan 8 do Golfo de Suez, e sua correlação com o modelo de evolução tectono-estratigráfica de Prosser (1993) (Gupta *et al.*, 1998).

Os recentes modelos evolutivos de bacias rifte levam em consideração estes estudos tectônicos, buscando integrar a atividade das falhas na bacia com a respectiva resposta dos ambientes sedimentares (propostas de Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000). Todos descrevem a evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte de forma semelhante, apenas com algumas diferenças na individualização das fases, propondo um padrão de empilhamento esperado. Para cada fase proposta é apresentada uma figura esquemática, representando a bacia em blocos 3D, com indicação da atividade das falhas e dos ambientes deposicionais. As maiores diferenças devem-se à falta de estudos que integrem estratigrafia e tectônica e de datações consistentes de falhas, sedimentos e evolução do relevo (Gawthorpe & Leeder, 2000).

6.1. Evolução tectono-estratigráfica segundo Prosser

Prosser (1993) utiliza o termo “tratos de sistemas tectônicos” para bacias rifte, onde o tectonismo torna-se mais importante que a eustasia, fator preponderante nos tratos de sistemas de Posamentier & Vail (1988). Entretanto, desconsidera a possibilidade de hierarquização de seqüências em bacias tectonicamente controladas. A autora sugere potenciais tratos de sistemas (TS) tectônicos com base na análise das

¹¹ Steckler, M.S.; Berthelot, F.; Lyberis, N. & LePichon, X. 1988. **Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics.** Tectonophysics 153 (1/4): 249-270.

configurações dos refletores sísmicos, das fácies sísmicas e de dados de poços ou campo. A duração de cada trato depende das taxas de subsidência tectônica e formação da bacia, que podem ser bastante variáveis.

São individualizados quatro estágios de evolução de bacias rifte (S1 a S5) (Figura 13), cada qual com seu próprio trato de sistemas tectônico idealizado. A fase S1 é pré-rifte e, como já mencionado, não possui relação com o desenvolvimento da bacia. As demais fases têm suas fácies e sistemas deposicionais descritos, podendo variar devido ao clima, composição da área fonte e posição do nível relativo do mar (Prosser, 1993).

6.1.1. Início do rifte – S2

O primeiro incremento no movimento da falha causa uma depressão com exposição subaérea e instalação de sistemas fluviais perenes. São formadas pequenas sub-bacias com pequena área de deposição, cujas adjacências são de rochas consolidadas e competentes. As drenagens antecedentes são captadas e se encaixam axialmente à depressão, depositando sedimentos finos e maduros. Os altos do meio-gráben não são importantes como área fonte, ou seja, não há evidências de aporte transversal. O pacote sedimentar assume forma de cunha, afinando junto à margem flexural. A taxa de subsidência está em equilíbrio com a taxa de aporte sedimentar, por vezes ocorrendo progradação.

6.1.2. Clímax do rifte – S3

O clímax do rifte é a fase de maior taxa de deslocamento na falha de borda. Nesta fase, a taxa de subsidência supera a taxa de aporte sedimentar, resultando em transgressão e no afogamento de maior parte da bacia. Neste estágio são individualizadas três fases, cada qual com seu próprio trato de sistema. Todas são caracterizadas por aumento na quantidade de agradação e pelo desenvolvimento de formas divergentes relacionadas à contínua rotação de blocos. É comum também a ocorrência de estruturas de deformação nos sedimentos inconsolidados. O relevo na falha principal é construído durante esta fase, por contínua atividade tectônica.

O TS tectônico inicial do clímax do rifte tem seu limite basal marcado por superfície de *downlap*. O empilhamento na margem flexural é progradacional, enquanto junto à falha de borda é agradacional, embora progradação por deltas ou

leques aluviais seja possível. Nesta fase se instalam sistemas de drenagem imaturos e um golfo marinho ou lacustre junto à falha de borda. Os sedimentos depositados no corpo d'água são relativamente finos, comparados aos que chegam da falha principal ou margem flexural (*downslope*). Estes últimos são fortemente influenciados pela gravidade, formando leques aluviais ou deltas rasos. Sucessivo incremento na inclinação da bacia ocasiona *offlap* na direção do depocentro e regressões forçadas na linha de costa. Geralmente o potencial de preservação destes depósitos é baixo.

O TS tectônico intermediário do clímax do rifte é caracterizado pela mudança do padrão de empilhamento na margem flexural para retrogradacional, por vezes observado em toda bacia. Sua superfície basal é transgressiva, com afogamento dos depósitos lobados do TS tectônico anterior. Se o ângulo de inclinação da margem é baixo, a inundação pode ser rápida. O aporte sedimentar passa a ser dominado por correntes (*along-slope*), formando cinturões de fácies alongados axialmente na margem flexural. Na falha principal ocorrem pequenos leques submarinos intercalados aos finos do depocentro.

A base do TS tectônico final do clímax do rifte é identificado na seção sísmica como um refletor extremamente contínuo, especialmente sobre as áreas altas. Corresponde à fase em que os ambientes sedimentares estão totalmente submersos. A taxa de acumulação de sedimentos e a divergência em direção à falha de borda são reduzidos. O aporte restringe-se à margem e pode ocorrer erosão submarina. As fácies dominantes são os siliciclásticos finos, os hemipelágicos e os turbiditos distais, ocorrendo leques submarinos e depósitos de talus junto à falha principal.

6.1.3. Pós-rifte imediato – S4

Esta fase é caracterizada pelo fim do tectonismo ativo, resultando no cessamento da subsidência diferencial (rotação de blocos), embora a subsidência persista em menores taxas por efeito termal de resfriamento da crosta. É possível, portanto, o registro de variações eustáticas. Nesta fase, a taxa de sedimentação supera a taxa de subsidência, resultando em crescente progradação, embora a agradação continue nos depocentros. A superfície basal é de *downlap* no centro da bacia e *offlap* nas margens. O pacote assume forma de cunha, com refletores internos paralelos e descontínuos. Se a bacia de drenagem está exposta, a sucessão formada é de aumento da granulometria para o topo. Se estiver submersa, as depressões são

assoreadas por sistemas turbidíticos com erosões localizadas, sem registro de sucessão granocrescente.

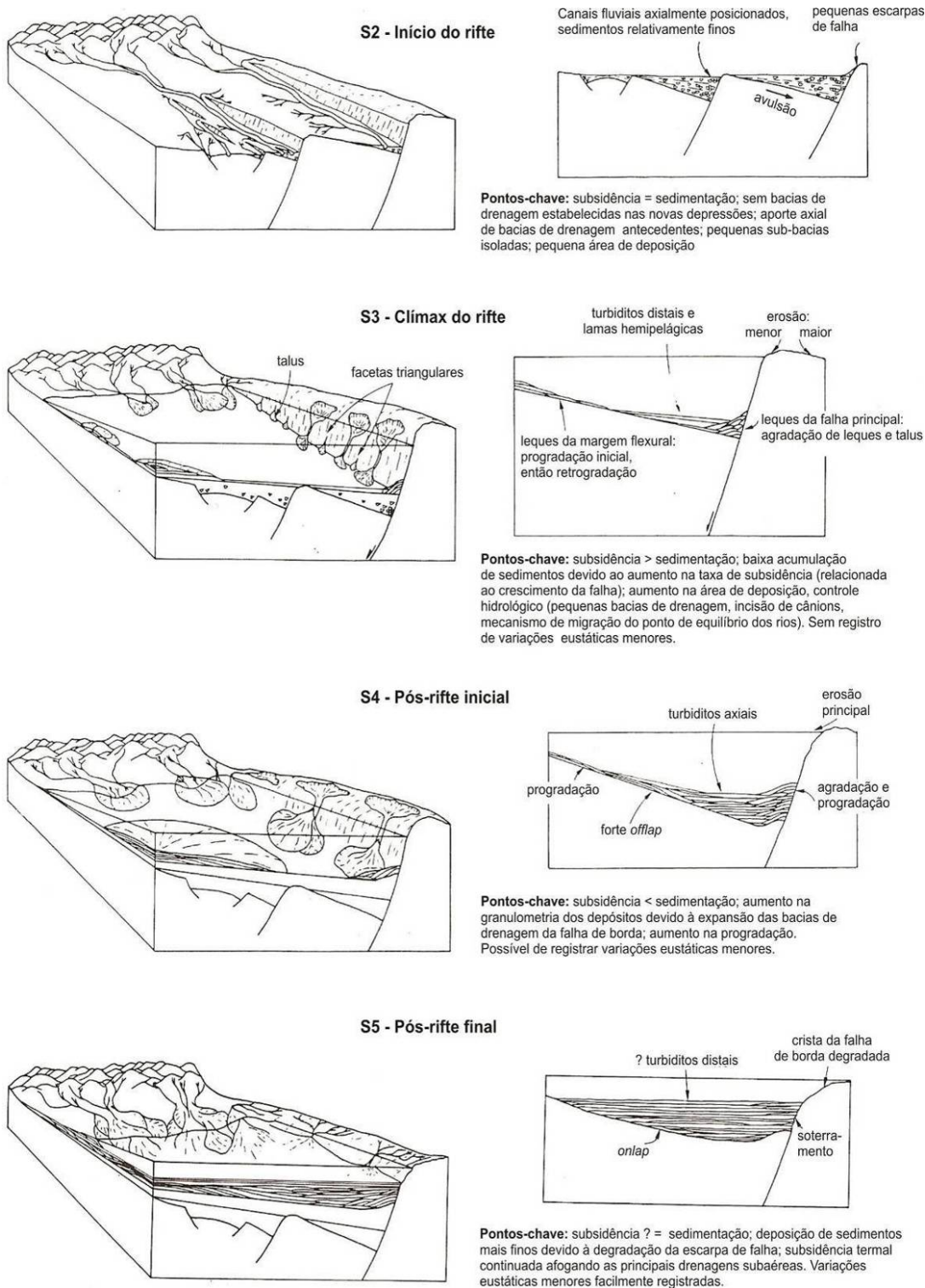


Figura 13. Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte proposta por Prosser (1993).

6.1.4. Pós-rifte tardio – S5

A resposta final à criação e preenchimento de uma bacia rifte é a lenta e gradual peneplação da topografia. Este TS tectônico é caracterizado por refletores paralelos e contínuos. Variações eustáticas menores podem ser registradas nas porções rasas da bacia, mas podem ser mascaradas por eventos tectônicos subseqüentes. A degradação dos altos tectônicos levam a uma sucessão granodecrescente.

6.2. Evolução tectono-estratigráfica segundo Bosence

Bosence (1998) revisa a evolução de bacias rifte na escala do meio-gráben e de modelos de fácies, identificando um padrão evolutivo de complexa relação tridimensional entre erosão, produção, transporte e deposição de sedimentos. O autor expõe três figuras que esquematizam seu modelo, descrevendo fácies e ambientes esperados para cada fase (Figura 14), mas destaca o controle da tectônica, clima e magmatismo como modificadores da estratigrafia esperada.

O autor considera que o início do processo de rifteamento é caracterizado pela implantação de uma complexa topografia relacionada às falhas. Esta topografia não controla apenas os sítios de deposição pela subsidência regional, mas também os processos erosionais e sedimentológicos. A erosão de início do rifte (*syn-rifte unconformity*) pode ser registrada apenas nos altos tectônicos.

As bacias de drenagem antecedentes se adaptam continuamente à movimentação das falhas. Com o prosseguimento da distensão, a tendência é que a taxa de subsidência supere a de aporte sedimentar. O resultado é transgressão e afogamento da bacia. Posteriormente a topografia é reduzida pela erosão nos altos e assoreamento das depressões.

Para o autor um importante evento sedimentológico é a inundação marinha, que pode ocorrer em qualquer fase, dependendo da subsidência, nível eustático, topografia pré-rifte e proximidade com a costa marinha. Neste ambiente marinho o autor identifica aporte clástico por deltas, turbiditos e escorregamento.

Os sedimentos pós-rifte são depositados sobre uma superfície erosiva, identificada certamente nas ombreiras do rifte. São depósitos preservados pela subsidência termal da bacia, que preenchem a topografia remanescente do rifte. A taxa

de sedimentação é elevada, resultando em progradação clástica próxima às margens da bacia.

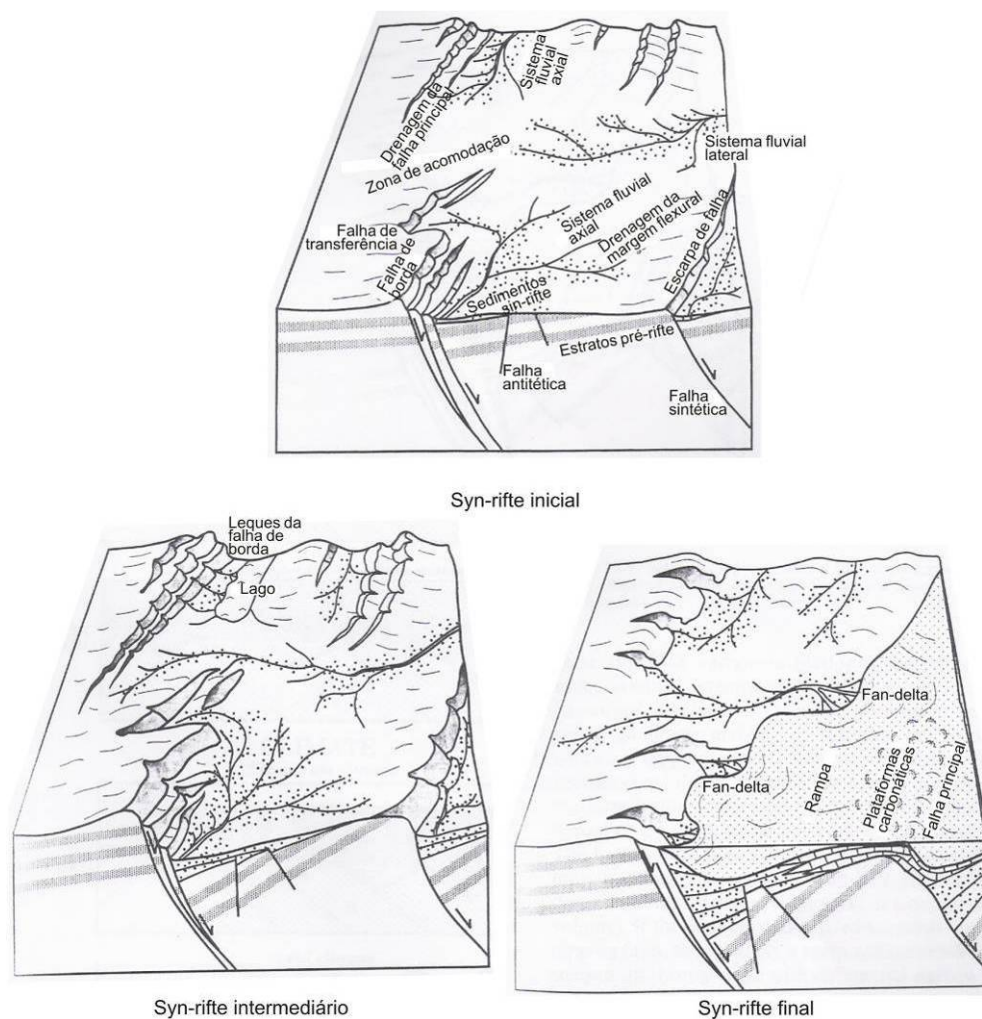


Figura 14. Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte proposta por Bosence (1998).

6.3. Evolução tectono-estratigráfica segundo Gawthorpe & Leeder

Gawthorpe & Leeder (2000) apresentam modelo conceitual para a evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte, com particular ênfase na evolução tridimensional das estruturas e ambientes sedimentares (Figura 15). Eles descrevem a evolução de riftes continentais e marinhos separadamente, sendo aqui focalizados os continentais.

6.3.1. Estágio de iniciação

Para bacias continentais, os autores interpretam os estágios iniciais de extensão como numerosas pequenas sub-bacias limitadas por falhas ou dobras. Estes

depocentros interagem com as drenagens pré-existentes até que o tectonismo seja o fator dominante sobre o relevo. Os sistemas deposicionais nestas sub-bacias são fluvial (dominante), lacustre e eólico.

6.3.2. Estágio de interação e conexão de falhas

Prosseguindo os esforços distensivos, algumas das pequenas falhas da fase inicial começam a se ligar lateralmente, formando a falha principal, enquanto outras são abandonadas. Há coalescência de depocentros, com instalação de um lago isolado junto à falha de borda, cujo aporte clástico é predominantemente transversal. Os sistemas fluviais são ainda herdados da drenagem antecedente, que corta ou desvia as recentes estruturas tectônicas.

6.3.3. Estágio de propagação da falha

Neste estágio, a deformação passa a se concentrar na falha principal formada no estágio anterior, que sofre então sua maior taxa de deslocamento vertical. O meio-gráben torna-se, então, bem definido. Nesta fase as drenagens antecedentes podem ser revertidas, pois o tectonismo da bacia passa a ser o fator determinante do relevo.

Se o balanço hídrico for favorável, o lago pode alcançar condições de água muito profunda (e.g. Lago Baikal, -1640m), permitindo preservação de matéria orgânica. Sob clima árido, entretanto, pode haver desenvolvimento de *playa lakes* (sob condições evaporíticas) ou de lagos rasos com aporte deltaico e por leques subaquosos. Nestas condições também é comum o retrabalhamento eólico de depósitos fluviais ou da linha de costa do lago.

Variações climáticas podem ser bem registradas nestes lagos. Quando o nível de base é alto, ocorrem correntes de turbidez e escorregamentos. No nível baixo há deposição de deltas que são bem preservados no registro. A erosão e incisão de altos bacinais pode ligar bacias e ocasionar aporte axial entre meio-grábens adjacentes.

6.3.4. Estágio de abandono da falha

Quando o movimento na falha principal cessa, o foco do tectonismo migra lateralmente, ativando nova falha normal. Este evento causa soergimento e incisão dos depósitos anteriores, além de deslocamento do rio axial.

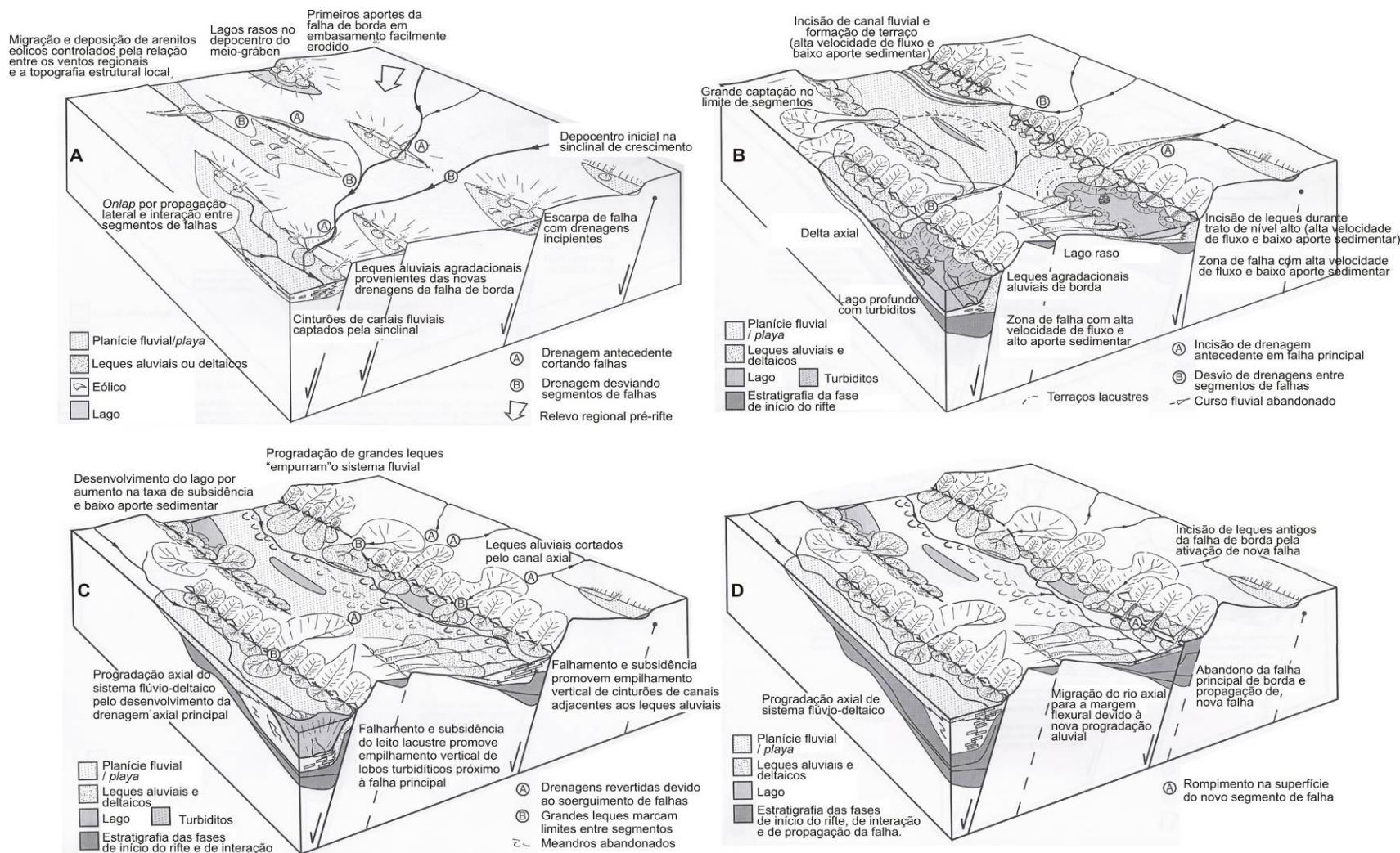


Figura 15. Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rift propostas por Gawthorpe & Leeder (2000). A) Estágio de iniciação; B) Interação e conexão de falhas; C) Propagação e subsidência; e D) Abandono da falha.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1. Dados de Campo

Com base no estudo de cinco afloramentos localizados na porção oeste da Bacia do Recôncavo (sendo quatro delas ao longo da BR-101) (Figura 16) foi possível a caracterização faciológica e estratigráfica das Formações Itaparica e Água Grande, conforme será discutido a seguir. Foram levantadas cinco seções colunares do intervalo de interesse, totalizando cerca de 140 metros de levantamento e 125 medidas de estruturas sedimentares. Também foram selecionados três afloramentos (01, 02 e 04) para a construção de fotomosaicos e elaboração de seções laterais.



Figura 16. Localização dos afloramentos descritos (pontos vermelhos) e dos poços selecionados para a correlação estratigráfica (pontos escuros).

As seções colunares levantadas em campo são apresentadas de acordo com as associações de fácies descritas. As figuras têm a indicação das fácies e associações de fácies identificadas, bem como o diagramas de paleocorrentes e fotos ilustrativas. A legenda da representação das litologias e estruturas identificadas é apresentada na Figura 17.

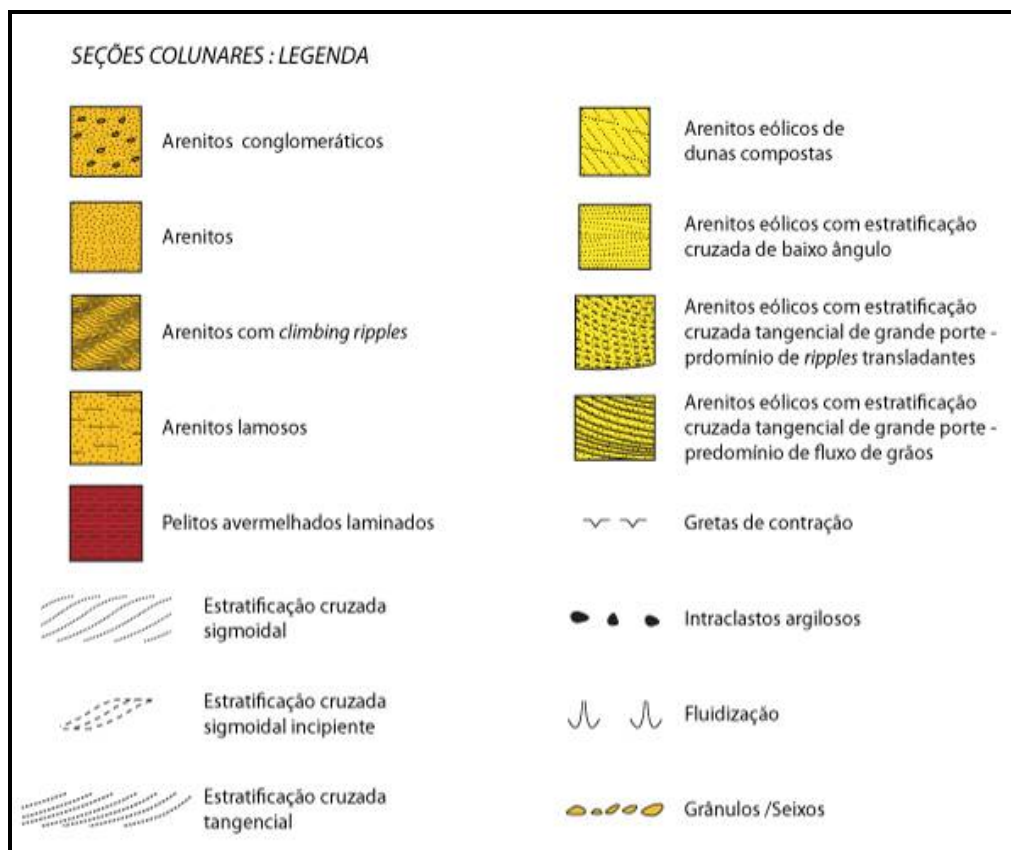


Figura 17. Legenda referente às seções colunares apresentadas neste trabalho.

7.1.1. Fácies

Na análise faciológica foram identificados dois grupos granulométricos: arenitos e siltitos, sendo que as litologias arenosas são mais frequentes. Esses dois grupos foram subdivididos em oito fácies, sumarizadas na Figura 18. A nomenclatura e interpretação foram adaptadas de Miall (1996), de forma a abranger fácies formadas por processos que ocorrem em ambientes não fluviais.

A Formação Itaparica aflora pouco, ocorrendo em baixos topográficos cobertos por vegetação. As porções descritas estão próximas ao contato com os arenitos da Formação Água Grande. É caracterizada por pelitos avermelhados maciços ou com

laminação plano-paralela ou ondulada (fácies Fm e FI). Ocorrem algumas delgadas intercalações com arenitos argilosos finos a médios, das fácies Ssg, St, Sr e Sm.

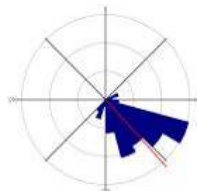
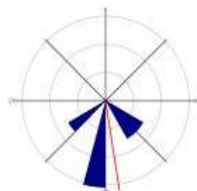
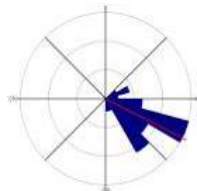
Códi-go	Descrição	Interpretação	Paleocor-rente
St	Arenito fino a grosso comumente mal selecionado com estratificação cruzada tangencial em sets lenticulares com 20 a 50 cm de espessura, raramente mais de 1 m. A base dos sets é freqüentemente erosiva marcada por concentração de clastos e intraclastos argilosos. Intraclastos argilosos e clastos de quartzo leitoso, arenito e raro granito com até 7cm encontram-se também dispersos segundo a estratificação. Ocasionalmente esta fácies ocorre bem selecionada. Por vezes ocorre com composição micácea. A granulometria mais comum é arenito médio.	Dunas 3D subaquáticas em regime de fluxo inferior.	
Sr	Arenito muito fino a fino, bem selecionado com <i>climbing ripples</i> e intercalação com lâminas de argila. As laminações cruzadas cavalgantes são subcríticas a supercríticas. Por vezes micáceo, sendo que a orientação das micas marca a estratificação.	Marcas onduladas subaquáticas.	
Ssg	Arenito muito fino a médio, acinzentado, moderadamente a bem selecionado, com gradação normal, dispostos em sets com estratificação cruzada sigmoidal. Os sets variam de 10 a 40 cm. É comum fluidização localizada e intercalações intrasets com finas lâminas argilosas contínuas com espessura de 1 mm e espaçamento variável.	Dunas transiticionais geradas por fluxo rápido em lâmina d'água rasa.	
Sm	Arenito médio, bem selecionado, maciço ou com estruturas deformacionais sindeposicionais (fluidização).	Intensa deformação sindeposicional por escape de fluídos e obliteração das estruturas.	

Figura 18. Quadro das características descritivas, processos genéticos e paleocorrentes das fácies identificadas (parte 1/2).

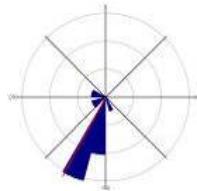
Código	Descrição	Interpretação	Paleocorrente
St(e)	Arenito fino a médio, bem selecionado, com bimodalidade e gradação inversa. A estratificação cruzada tangencial é marcada por laminações de marcas onduladas na base dos sets, que passam para estratos de fluxos de grãos na porção mais íngreme dos estratos cruzados. Os estratos cruzados podem ser simples ou compostos.	Dunas eólicas de crista ondulada.	
Sl(e)	Arenito fino a médio, bem selecionado, dispostos em sets com estratificação plano-paralela ou cruzadas de baixo ângulo, variando de 0,5 a 1m de espessura. Internamente os estratos cruzados são formados por lâminas inversamente gradadas.	Agradação de marcas onduladas eólicas (lençóis de areia eólicos; interduna seca).	
Fl	Pelitos avermelhados com laminação plano-paralela, freqüentemente levemente ondulada e descontínua. Ocasionalmente intercalados com arenito muito fino. Raramente micáceo.	Assentamento gravitacional de partículas, por vezes sob influência de correntes fracas.	
Fm	Pelitos avermelhados maciços ou com gretas de contração.	Assentamento gravitacional de partículas por suspensão. Perda da laminação pela exposição subaérea e formação de gretas.	

Figura 18. – (parte 2/2).

A Formação Água Grande é composta essencialmente por arenitos de granulometria fina a conglomerática. Na base os arenitos estão intercalados com pelitos em pacotes pouco espessos, dominando as fácies Ssg e Sm. Freqüentemente estes arenitos possuem laminações com lama, constituindo heterolitos. Em direção ao topo, os arenitos ficam mais limpos e as lentes se amalgamam, tornando-se mais espessos e apresentando maior variedade faciológica. Passam a ocorrer arenitos com *ripples* (Sr), estratificação cruzada acanalada ou tangencial de médio (St) e grande porte (St(e)) e plano-paralela ou de baixo ângulo (Sl(e)).

7.1.2. Associações de Fácies

Associações de fácies representam porções restritas dentro dos sistemas deposicionais, cuja identificação permite reconstituir a distribuição destes sistemas no tempo e no espaço. O padrão organizacional das oito fácies descritas nas seções colunares permitiu agrupar quatro associações de fácies: pró-delta / lacustre, frente deltaica, fluvial / planície deltaica e dunas e interdunas eólicas.

7.1.2.1. Pró-delta / lacustre

Esta associação de fácies é composta predominantemente por siltitos avermelhados localmente argilosos (fácies Fl, raro Fm). Em direção ao topo, passam a ocorrer intercalações com arenitos finos a médios (fácies Sm, Sr e St), comumente com *drapes* ou lâminas de lama (heterolitos), formando uma sucessão de estrato- e granocrescência ascendente (perfil 5, figura 19 e perfil 3, figura 20).

Poucas medidas de paleocorrentes puderam ser efetuadas nas estruturas dos arenitos desta associação. O desvio é grande, com medidas entre 60° e 200°, tendo maior frequência e valor médio em torno de 130° (Figura 21).

Os pelitos são formados por assentamento gravitacional de partículas em suspensão em corpo d'água perene, raramente exposto à ação subaérea, como atesta a freqüente laminação. A ocorrência rara de gretas de contração (foto a 10 m no Perfil 5, Figura 19) indica tratar-se de um corpo d'água raso, como já seria esperado na área plataformal da bacia. As intercalações de pelitos com camadas delgadas de arenitos, geralmente com lâminas argilosas acompanhando a estratificação (heterolíticos, fotos a 8 e 11 m no perfil 5, Figura 19), indica aporte siliciclástico freqüente. Este aporte deve estar relacionado à porção mais distal de um sistema deltaico, depositado por correntes de turbidez de baixa densidade causados por aumentos periódicos na descarga do rio (Bhattacharya, 2006). De acordo com o mesmo autor, pelitos laminados são preservados apenas na zona de influência do rio, pois nas porções mais distais a bioturbação é intensa.

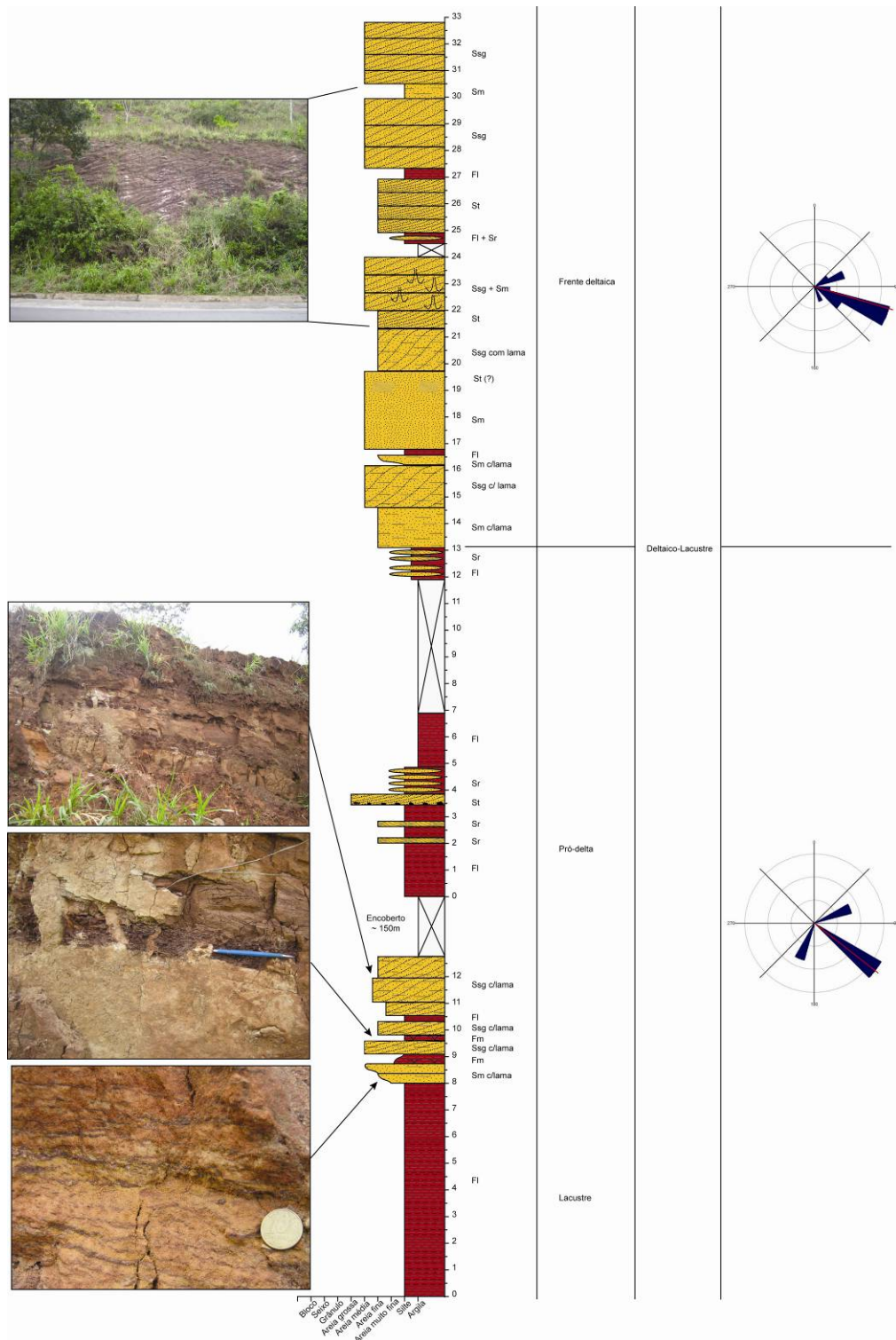


Figura 19. Seção colunar do afloramento 05.

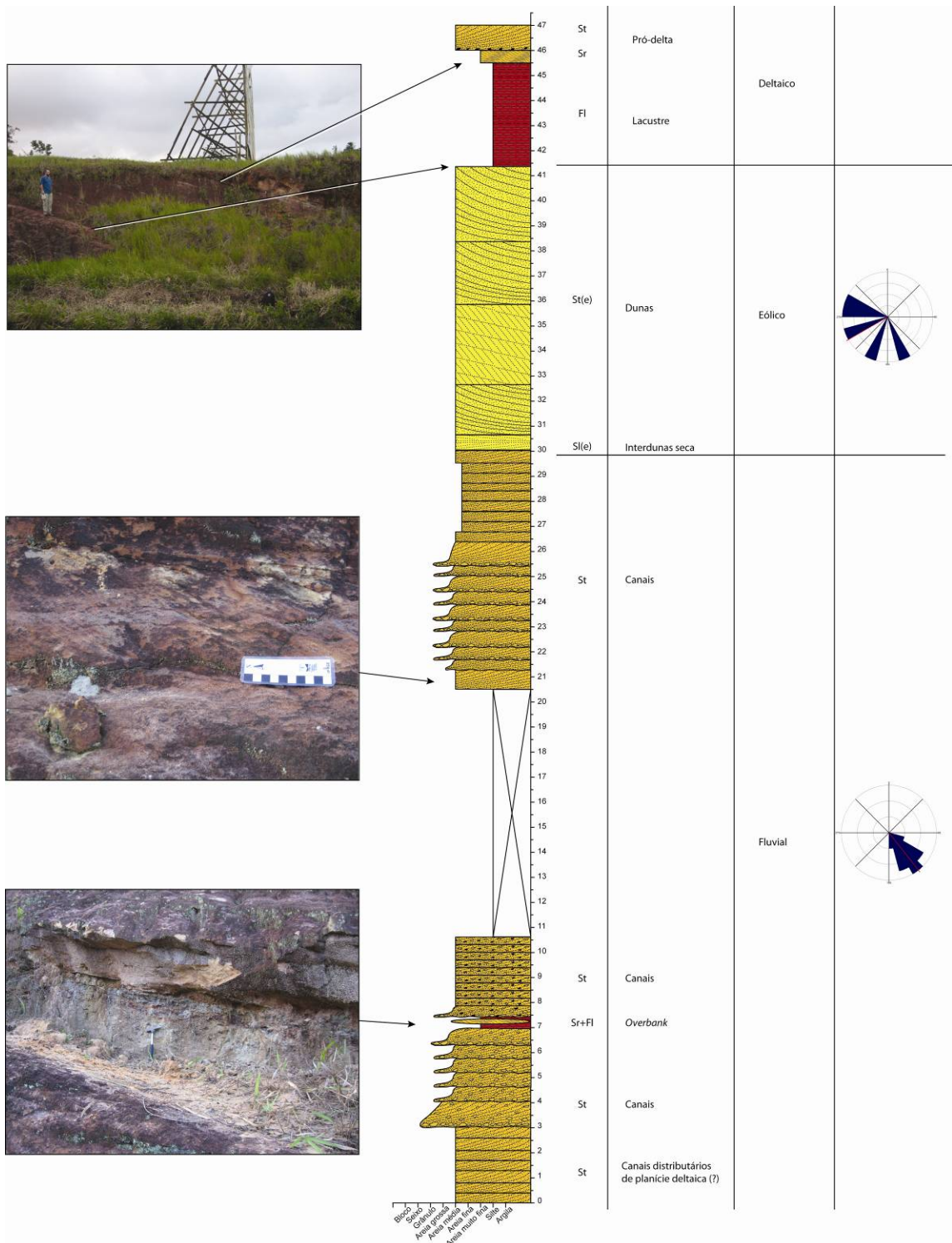


Figura 20. Seção colunar do afloramento 03.

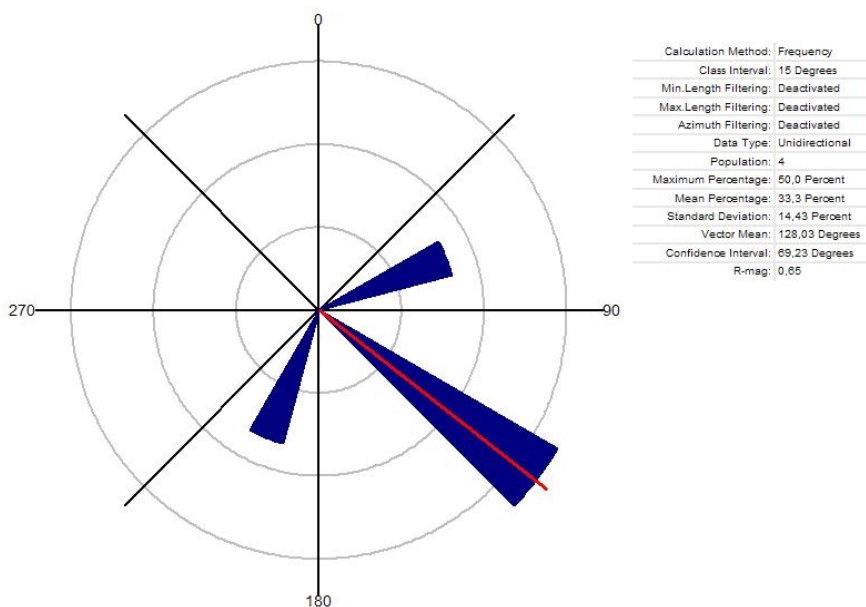


Figura 21. Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies pró-delta / lacustre.

7.1.2.2. Frente deltaica

A associação de fácies de frente deltaica sucede a associação de fácies de pró-delta, sendo constituída pelas fácies Ssg, St, Sm e Sr, intercaladas com Fl e Fm (Figuras 19, 22 e 23, Perfil 05, 01 e 04, respectivamente), formando uma sucessão de grano- e estratocrescência ascendente. A paleocorrente média, tendo com base as fácies Ssg e St, é para sudeste, em azimute de 120°, variando de 50° a 170° (Figura 24).

A predominância de fácies geradas por correntes unidirecionais, com razões variadas de tração/ suspensão, associada à formação de sucessão com granocrescência ascendente (arenito muito fino a médio) que sobrepõem depósitos lacustres e de pró-delta corrobora com a gênese deltaica. A predominância de arenitos sobre pelitos, vincula esta associação de fácies a um contexto de frente deltaica. Entretanto, o padrão irregular da sucessão granocrescente, freqüentemente pontuado por lentes de pelito, é interpretado como variações na descarga do sistema fluvial alimentador. As fácies arenosas de frente deltaica devem refletir deposição a partir da desaceleração de fluxos unidirecionais rápidos em canais distributários.

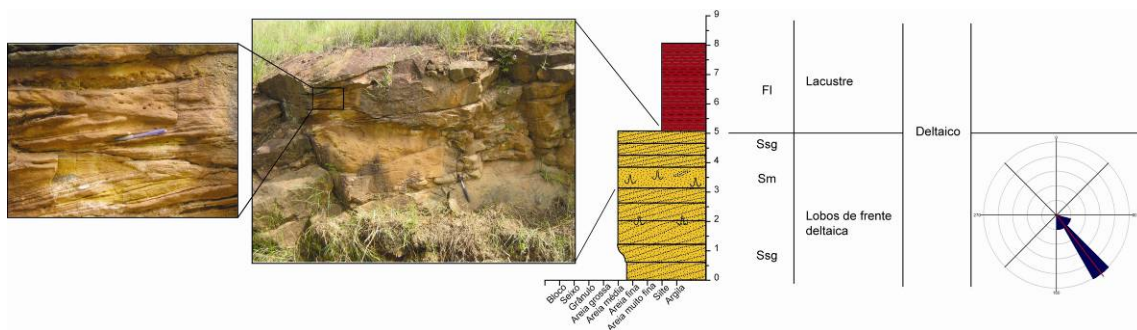


Figura 22. Seção colunar do afloramento 01.

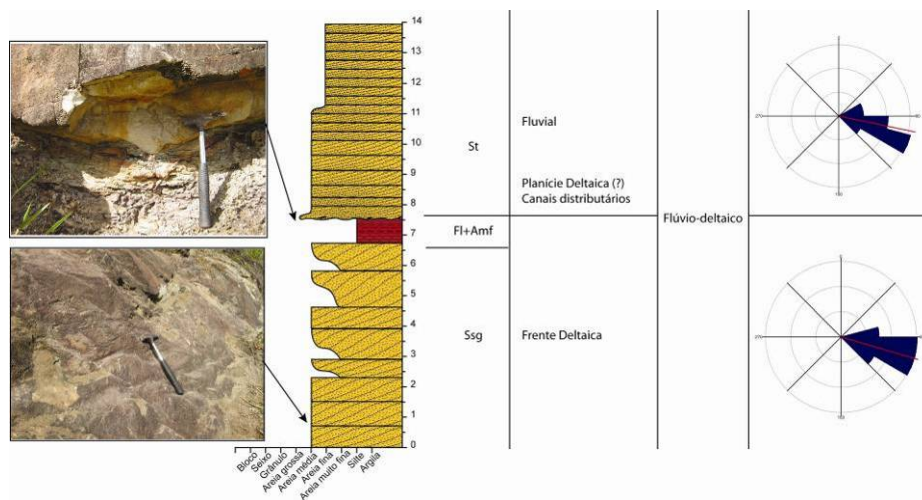


Figura 23. Seção colunar do afloramento 04.

A fácies Ssg é caracterizada por arenitos cuja estratificação cruzada tangencia a base e o topo dos sets (foto a 1 m na Figura 23 e fotos na Figura 22). A forma de leito que origina esta estrutura é tida como transicional entre dunas e leito plano (Figura 25) e já foi obtida em deltas desenvolvidos em laboratório sob condições de alta velocidade de corrente e alta relação profundidade *versus* altura da forma de leito (Jopling, 1965 *apud* Røe, 1987)¹². De acordo com Røe (1987), estas estruturas também já foram descritas em afloramentos de sucessões fluviais e deltaicas e suas características internas dependem da relação entre carga em suspensão e em tração. Na área estudada, especialmente na base da sucessão, a presença de clastos intraformacionais junto aos planos da estratificação sigmoidal e o baixo ângulo de mergulho destes planos sugerem domínio da carga em suspensão sobre a carga em tração. Neste caso, a queda de grãos foi o principal processo formador do corpo arenoso, enquanto o fluxo de grãos possui influência localizada (Røe, 1987). Segundo

¹² Jopling, A.V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. **Journal of Sedimentary Petrology**, 35: 777-791.

Bhattacharya (2006), é justamente a relação entre processos inerciais e processos friccionais que determina o tipo de estrutura sedimentar formada nas frentes deltaicas.

Em outras situações, a erosão destacando os planos da estratificação sigmoidal indica seleção granulométrica (fotos nas Figura 22), ocasionada por intermitência do fluxo, fenômeno descrito em dunas e microdeltas sob altas velocidades de fluxo e abundante carga em suspensão (Røe, 1987). A ocorrência de arenitos maciços com feições de fluidização associados à fácies Ssg pode estar associada ao escape de fluidos e deformação plástica ocasionada pelo peso da carga sedimentar. Bhattacharya (2006) cita a sobrepressão em lamas do pró-delta como causa da remobilização de arenitos da frente deltaica, além da alta taxa de sedimentação, comum em deltas dominados por rios.

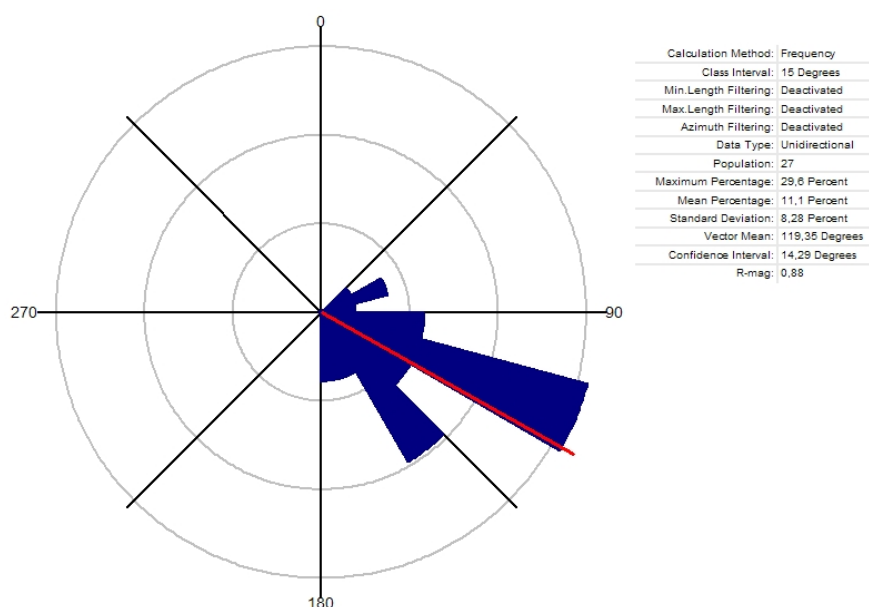


Figura 24. Diagrama de rosetas para a associação de fácies de frente deltaica.

É comum que os arenitos da frente deltaica formem pacotes pouco espessos, mas bastante extensos lateralmente, envolvidos por pelitos lacustres (Figura 26). Neste fotomosaico pode-se observar que os arenitos basais são maciços e com feições de fluidização. Esses são sobrepostos por um novo pacote arenoso, que apresenta estratificação cruzada sigmoidal bem preservada. Isto pode ser interpretado como uma sobreposição de lobos deltaicos, sendo que os lobos basais ainda inconsolidados foram deformados por escape de fluidos ao serem recobertos pelos lobos subsequentes.

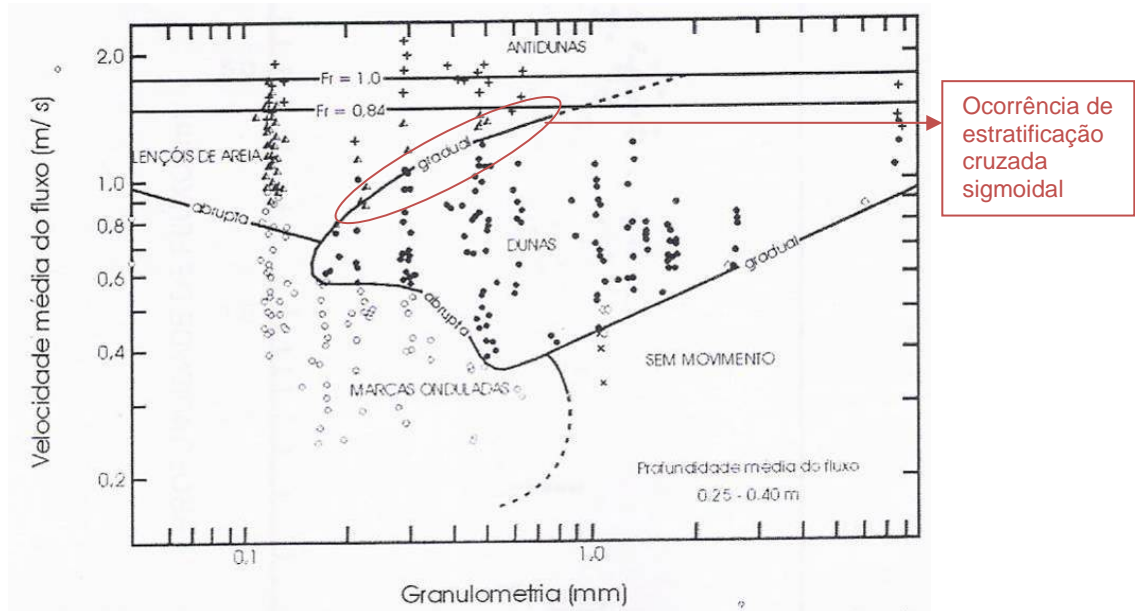


Figura 25. Gráfico dos campos de estabilidade das formas de leito arenosas, indicação das condições de formação da fácies Ssg (modificado de Ashley, 1990).

7.1.2.3. Fluvial / Planície deltaica

Esta associação de fácies ocorre sobrepondo a associação de fácies de frente deltaica e é caracterizada pelas litofácies St, Sm, Sr, formando ciclos de granodecrescência ascendente. Normalmente estes ciclos apresentam uma espessura de até 7 m (Perfis 03, 04 e 02, Figuras 20, 23 e 27, respectivamente), sendo limitados na base por superfícies erosivas (foto a 7 m na Figura 23), côncavas para cima, por vezes capeadas por níveis ricos em intraclastos. Os ciclos mais basais apresentam uma granulometria menor (arenitos médios) que os ciclos localizados na porção superior do pacote (arenitos grossos a conglomeráticos) (Figura 20). Raramente finalizando os ciclos ocorrem depósitos pelíticos da fácies Fm, com espessuras de cerca de 0,5 m (Foto a 7 m na Figura 20).

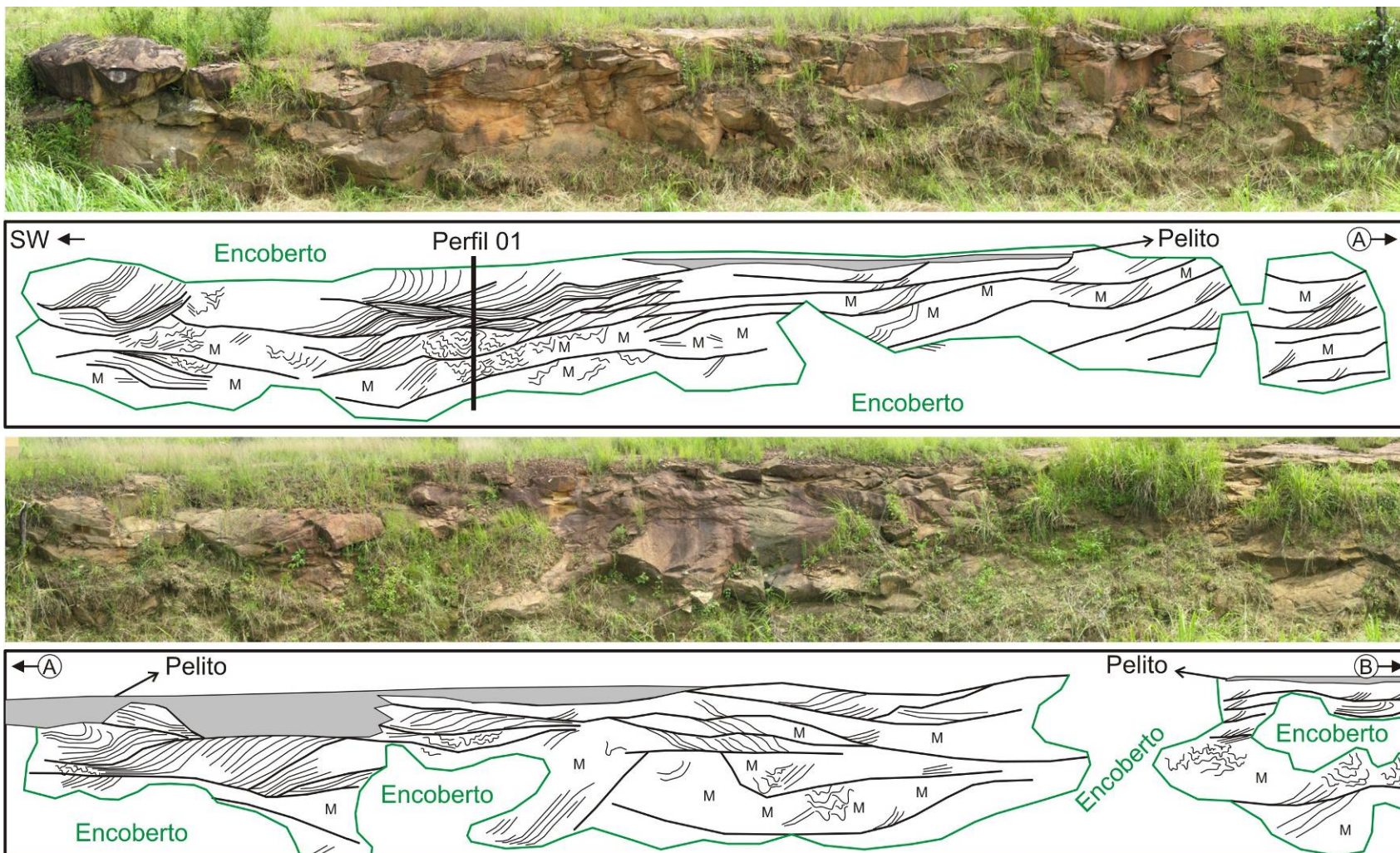


Figura 26. Fotomosaico e interpretação do Perfil 01, apresentando a arquitetura da associação de fácies de frente deltaica (Parte 1/2).

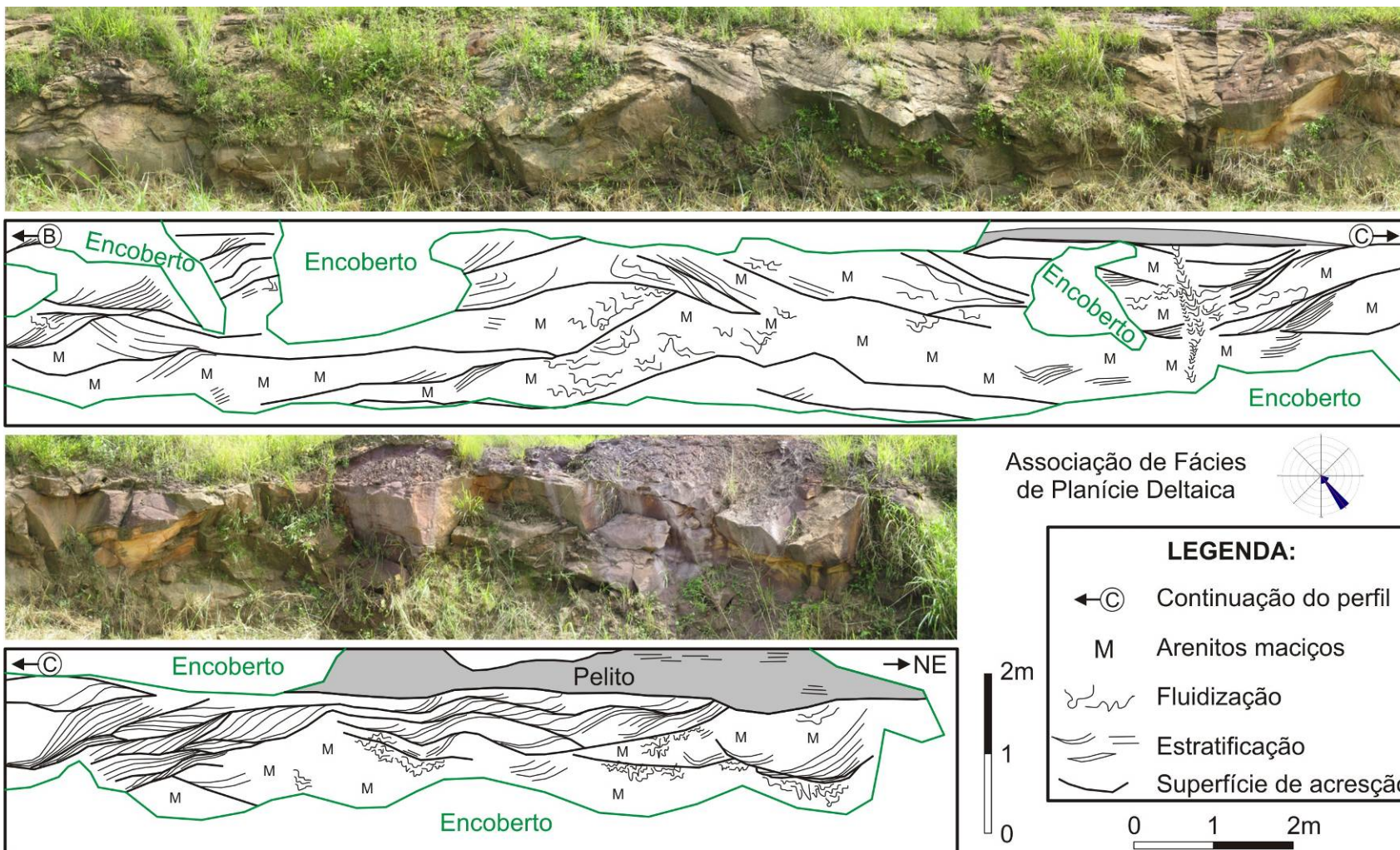


Figura 26. – (Parte 2/2).

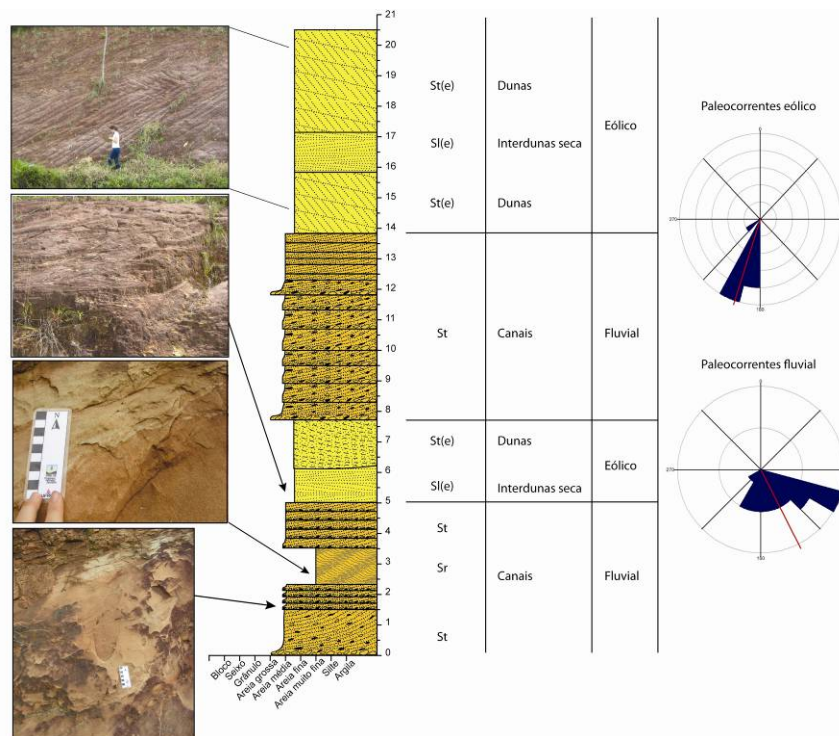


Figura 27. Seção colunar do afloramento 02.

A presença de corpos arenosos com granodecrescência ascendente, limitados por superfícies erosivas côncavas para cima (superfícies de 5^a ordem de Miall, 1988, 1996), constituídos predominantemente por formas de leito trativas, podem ser interpretados como depósitos de canais fluviais. O domínio de sedimentos grossos, a persistência de dunas de crista sinuosa como formas de leito e as freqüentes bases erosivas indicam canais confinados profundos, com carga de fundo arenosa. Os conglomerados basais representam pavimentos residuais (lags) sobre os quais as dunas subaquosas migravam. A abundância de intraclastos argilosos indica periódicos retrabalhamentos dos depósitos externos ao canal por avulsões ou extravasamentos do fluxo. Os sedimentos finos encerrando os ciclos de granodecrescência são interpretados como depósitos de *overbank* desenvolvidos lateralmente aos canais fluviais. A paleocorrente desta associação é para sudeste, com vetor médio para 140°, variando entre 60° e 230° (Figura 28).

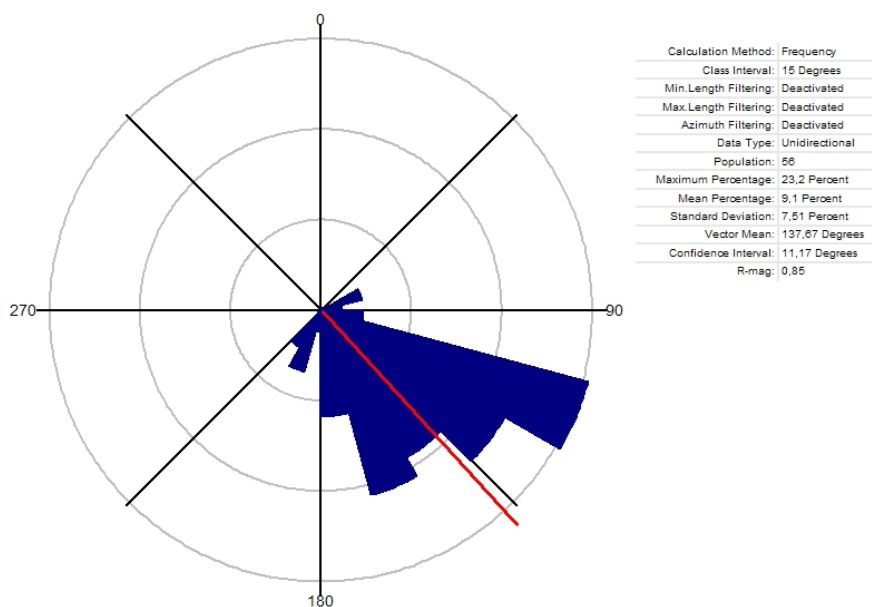


Figura 28. Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de planície deltaica / fluvial.

A ocorrência de arenitos fluviais imediatamente acima dos depósitos de frente deltaica (Perfil 4, Figura 23) sugere que parte deles (pacote basal) deve corresponder a rios distributários de frente deltaica. A porção superior, de granulometria mais grossa já pode estar vinculada à porção aluvial do sistema (Perfis 03 e 02, Figuras 20 e 27). A arquitetura deposicional dos afloramentos 04 e 02 é apresentada nas Figuras 29 e 30.

Os depósitos externos ao canal (foto a 7 m na Figura 20) formam um pacote extenso lateralmente com menos de um metro de espessura, onde há fina intercalação de pelitos avermelhados com arenitos finos com *ripples* (heterolito de fácies FI e Sr). O contato inferior e superior é abrupto, não apresentando gradação dos arenitos do canal para as fácies finas externas ao canal. Esta feição é indicativa de sistema fluvial entrelaçado (Prothero, 1989), ao contrário dos sistemas meandranes que apresentam gradação entre as fácies arenosas e pelíticas.

As características texturais, o empilhamento e a íntima relação com depósitos eólicos, sugerem que esta sucessão tenha sido originada por depósitos fluviais entrelaçados, de fluxo perene e canais profundos. Entretanto, a classificação precisa só é possível a partir da identificação de macroformas na arquitetura deposicional, o que não foi possível nos afloramentos estudados.

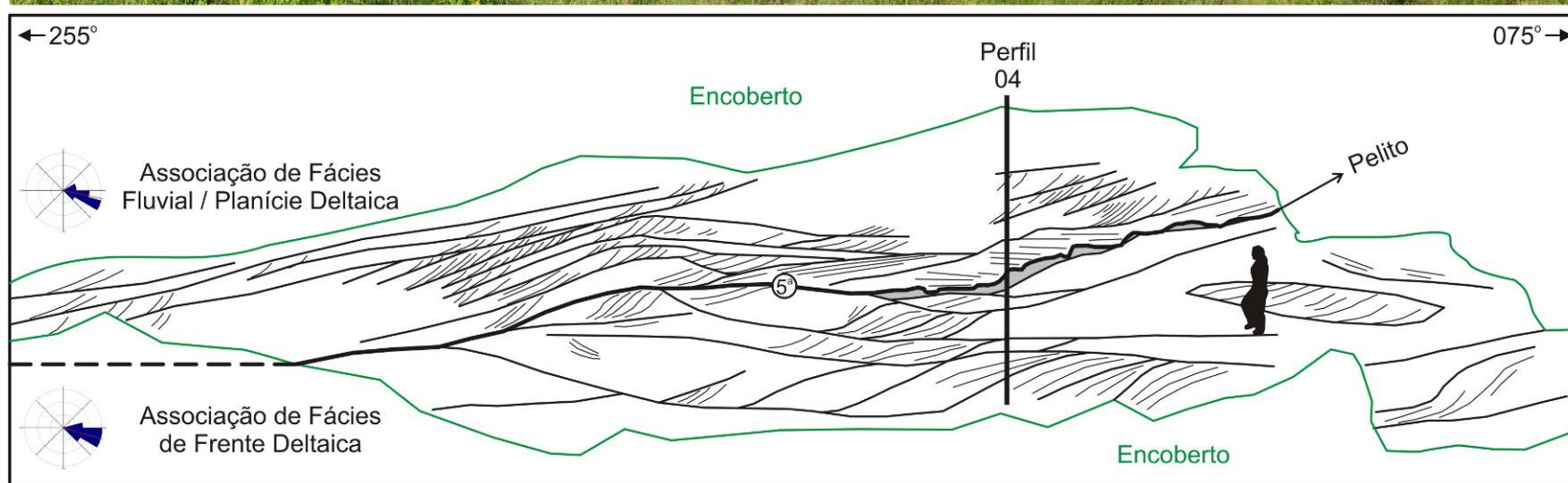
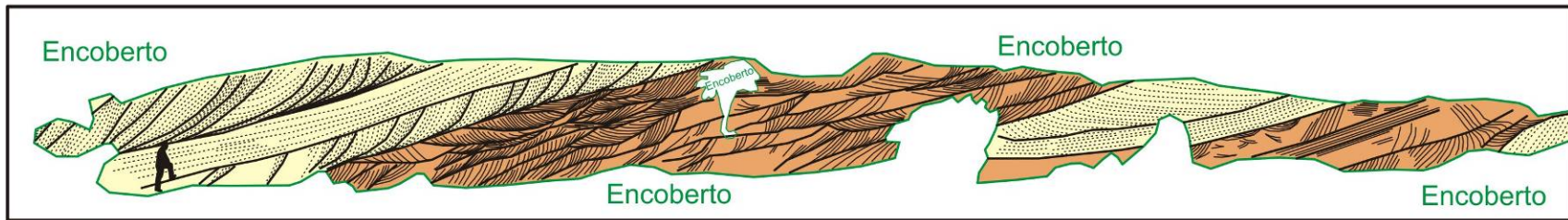


Figura 29. Fotomosaico do afloramento 04, mostrando as associações de fácies de frente deltaica e fluvial / planície deltaica.

SW ←

NE →



Dunas eólicas com estratos cruzados compostos

Dunas eólicas com estratos cruzados simples



Figura 30. Fotomosaico do afloramento 02, mostrando a arquitetura das associações de fácies fluvial e eólica.

7.1.2.4. Dunas e Interdunas eólicas

Esta associação de fácies é composta por arenitos finos a médios, bem selecionados, com grãos arredondados, dispostos em sets de estratificação cruzada acanalada ou cruzada de baixo ângulo com 0,5 a 3 m de espessura. Os estratos cruzados são constituídos, nas porções mais íngremes, por lâminas centimétricas com gradação inversa, geradas por processos de fluxo de grãos. Em direção à base dos sets, os estratos tangenciam a superfície basal, sendo constituídos por laminações de marcas onduladas eólicas. Os sets são separados por superfícies horizontais, que por vezes, são sobrepostos por estratos horizontais compostos eminentemente por laminações de marcas onduladas eólicas. (Perfis 03 e 02, Figuras 20 e 27). Os estratos cruzados apresentam um sentido de mergulho para sudoeste, com vetor médio para 200°, variando entre 180° e 280° (Figura 31).

Por vezes é possível identificar estratos cruzados compostos (cosets), com espessuras máximas de 3,5 m, que podem ser subdivididos em vários sets com espessuras individuais de 50 cm a 1,5 m limitados por superfícies inclinadas a favor do fluxo (fotomosaico na Figura 30). Os estratos cruzados tangenciam estas superfícies limítrofes, apresentando ambos o mesmo sentido de mergulho (foto entre 14 e 20 m na Figura 27 e diagramas de rosetas na Figura 32).

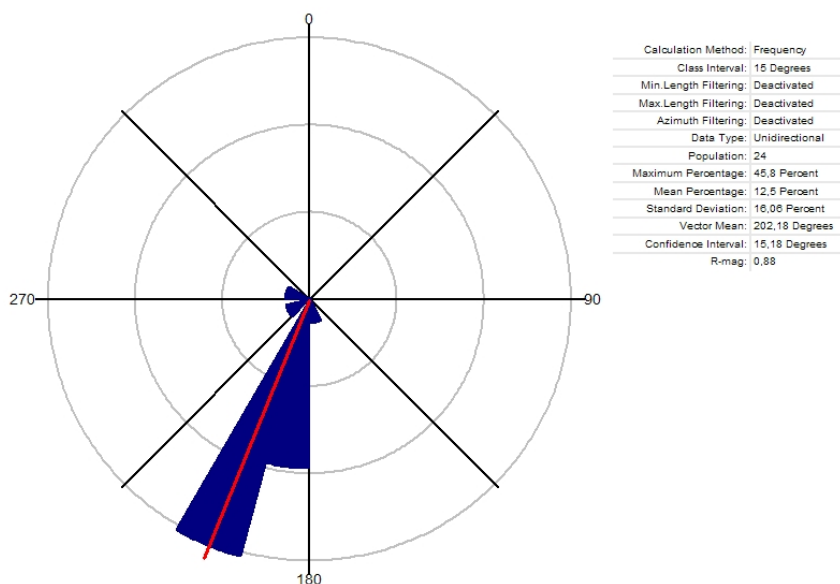


Figura 31. Diagrama de rosetas indicativo da paleocorrente para a associação de fácies de dunas e interdunas eólicas.

A presença de arenitos finos a médios, bem selecionados, associado a estratificações cruzadas de grande porte compostas por lâminas de marcas onduladas eólicas e depósitos de fluxo de grãos, permite interpretar esta litofácies como depósitos residuais de dunas eólicas. O sentido unidirecional dos estratos cruzados de grande porte, associado a uma dispersão no sentido de mergulho dos foresets de 100° , indica dunas eólicas crescentes de crista curva. Este tipo de dunas possui assimetria bem definida, caracterizada por uma superfície de barlavento com mergulho suave e uma acentuada inclinação na face frontal. A presença de estratos de fluxo de grão reforça a presença de formas de leito com a face de escorregamento bem desenvolvida (Hunter, 1977).

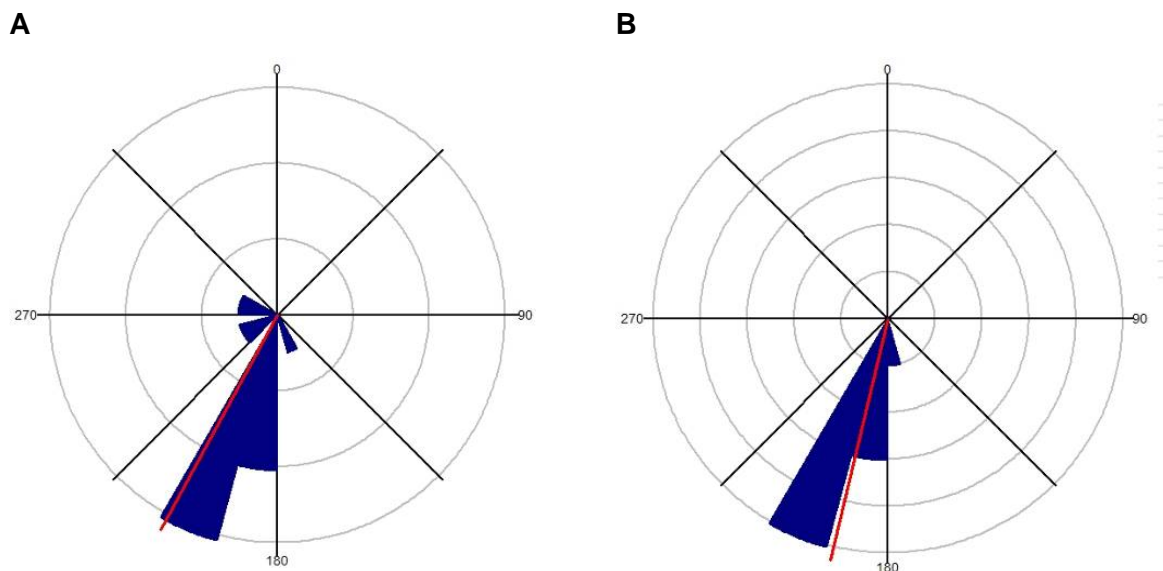


Figura 32. Diagrama de rosetas indicando o sentido de migração dos foresets das dunas eólicas (A) e das superfícies de acreção associadas (B).

As superfícies horizontais que limitam os sets representam superfícies de interdunas, formadas pelo sucessivo cavalgamento de dunas e draas. Os estratos cruzados que sobrepõem as superfícies de interdunas e separam os sets de estratos cruzados são interpretados como como interdunas secas formados pela migração e cavalgamento de marcas onduladas eólicas. As superfícies inclinadas que subdividem os cossets podem ser interpretadas como superfície de superposição ou de reativação (Kocurek, 1996). A distinção entre estes tipos de superfícies não é uma tarefa fácil, principalmente quando os estratos cruzados apresentam o mesmo sentido de mergulho das superfícies limítrofes (situação aqui apresentada, Figura 32). Esta geometria pode ser interpretada como o produto da migração de dunas superimpostas

à face frontal de draas ou da migração de dunas simples sujeitas a flutuação no fluxo (Mountney & Thompson, 2002). No primeiro caso, as dunas superimpostas migrariam no mesmo sentido do draa.

7.1.3. Perfil Composto

O empilhamento das cinco seções colunares de acordo com a sucessão de fácies revelou um sistema flúvio-deltaico-lacustre prográdacional, com retrabalhamentos eólicos no topo. A base do intervalo de estudo é uma inundação abrupta representada pelos pelitos lacustres da Formação Itaparica sobre os arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi. Esta observação foi descrita por Scherer *et al.* (2007) em afloramento próximo à área de estudo deste trabalho e foi incluída no perfil composto. O empilhamento observado revela contemporaneidade entre os estratos, não havendo evidências para uma discordância entre os depósitos lacustres da base e os arenitos de topo. Essa sucessão é posteriormente inundada de forma abrupta por outro sistema lacustre, representado pelos pelitos do Membro Tauá (Figura 33).

O perfil composto dá uma idéia geral da relação entre os ambientes de sedimentação na construção do registro estratigráfico. Apenas as proporções e espessuras de cada intervalo não devem ser consideradas como parâmetro. No caso deste perfil, a espessura dos finos basais (Associação de fácies Lacustre / Pró-delta) deve estar subestimada, devido à escassez de afloramentos e freqüentes porções encobertas. Já com relação às sucessões arenosas, estas podem estar um pouco superestimadas devido à grande quantidade de afloramentos e a possibilidade de empilhamento de intervalos em correspondência lateral.

O intervalo de estudo constitui um grande ciclo de grano- e estratocrescência ascendente, limitado por inundações na base e no topo. Antes da inundação no topo da seqüência ocorre um progressivo aumento da espessura e freqüência dos estratos eólicos, indicando uma tendência progressiva de distanciamento entre o nível freático e a superfície deposicional.

Quanto ao sistema deltaico da base da sucessão, espera-se que o aporte siliciclástico em um corpo lacustre tenha baixa influência de ondas ou maré. As sucessões de fácies deltaicas identificadas (pró-delta, frente deltaica e planície deltaica) corroboram com um sistema deltaico dominado por rio. Já a presença de

depósitos eólicos condiz com as condições climáticas áridas, repetidamente citadas para o período pelos pesquisadores da bacia.

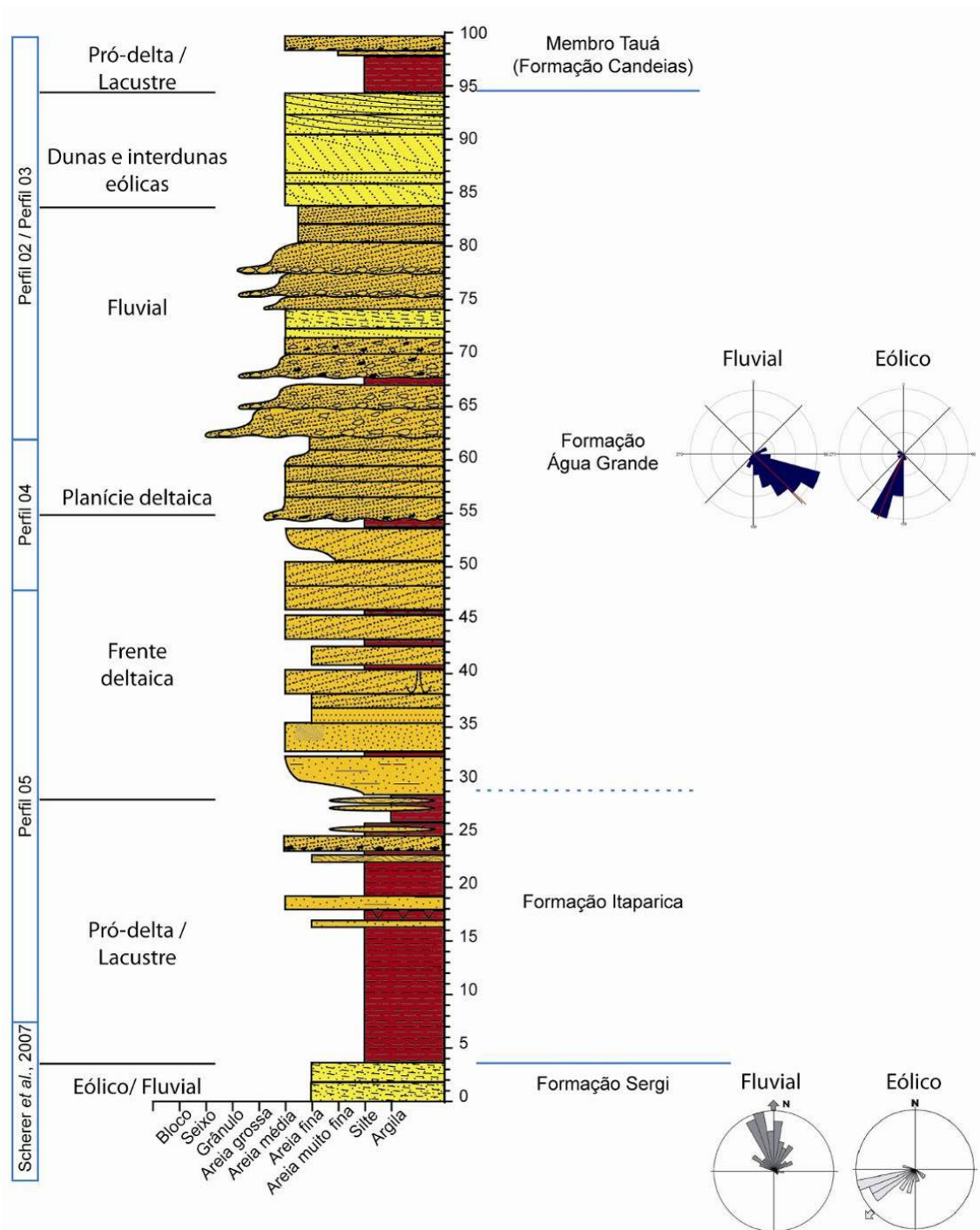


Figura 33. Perfil composto a partir das seções colunares, incluindo em sua base a Formação Sergi (litologia e paleocorrentes da contribuição de Scherer *et al.*, 2007).

O modelo deposicional idealizado para esta sucessão inclui: um sistema lacustre raso a leste e sudeste, no qual aporta um delta do tipo dominado por rio; uma

planície deltaica exposta, com canais distributários; e um sistema fluvial de carga de fundo proveniente de noroeste, cuja planície aluvial está exposta ao clima seco e sujeita a periódicos retrabalhamentos eólicos (Figura 34). A extrapolação das observações de campo para o restante da bacia foi realizada com base nos mapas construídos, descritos a seguir.

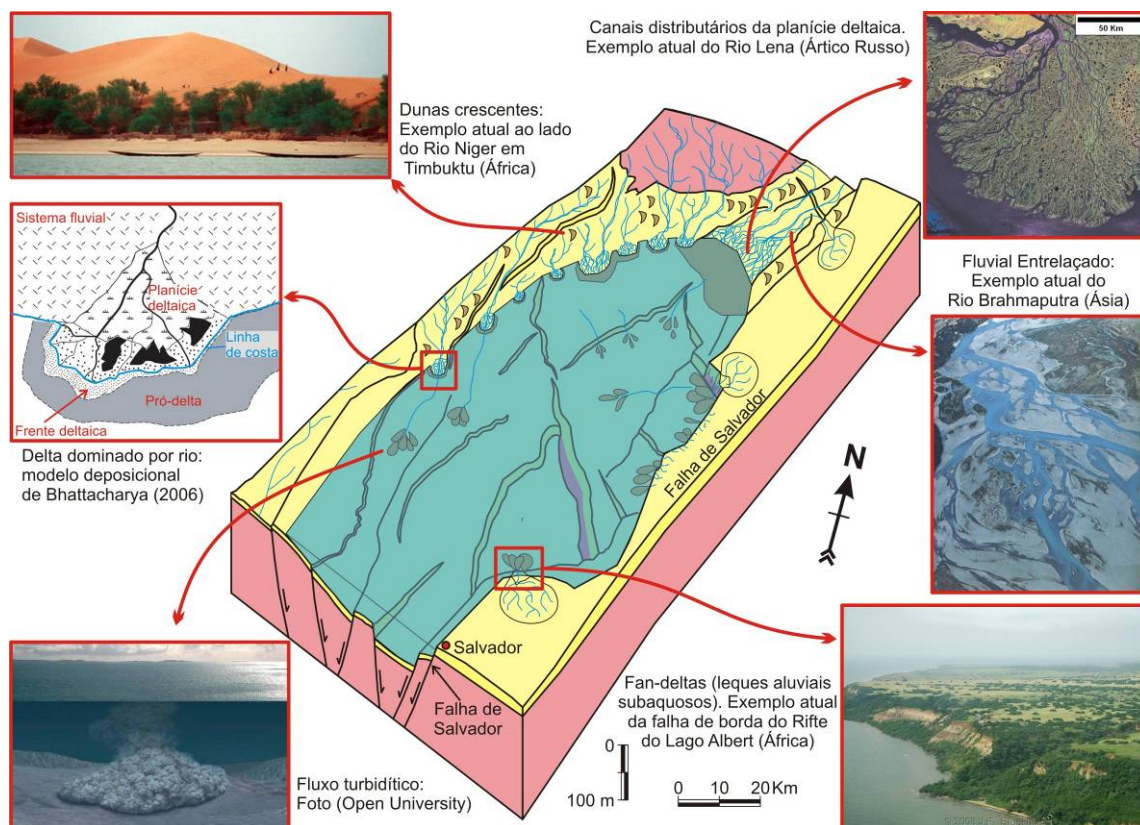


Figura 34. Modelo deposicional para o intervalo Itaparica – Água Grande, idealizado com base nos dados de campo. Nos quadros, exemplos atuais e detalhamentos. A base estrutural foi modificada de Destro *et al.* (2003).

Uma observação bastante relevante em relação à integração com os dados de Scherer *et al.* (2007), é a completa inversão de paleocorrente entre os arenitos fluviais da Formação Sergi e os arenitos flúvio-deltaicos da Formação Água Grande (Figura 34). Como pode ser observado nos diagramas de paleocorrentes fornecidos ao lado do perfil composto, as dunas eólicas da Fm. Sergi têm paleocorrente para sudoeste, idêntica à descrita neste trabalho para os retrabalhamentos eólicos da Formação Água Grande. Isto indica que não houve modificação no regime de ventos durante o período. Esta tendência não é repetida nos arenitos fluviais.

Os arenitos fluviais do topo da Formação Sergi têm sua paleocorrente para noroeste (Scherer *et al.*, 2007)¹³, enquanto a paleocorrente observada na Formação Água Grande é para sudeste. Isto reflete uma completa inversão de depocentro na bacia e absoluto rearranjo do sistema de drenagens. Scherer *et al.* (2007) já ressaltaram que a abrupta mudança de fácies flúvio-eólica para lacustre significava uma rápida subida do nível freático, causando a inundação da bacia. Segundo os mesmos autores, esta subida poderia estar relacionada a um evento tectônico (subida relativa) ou a mudanças climáticas (subida absoluta). A mudança das paleocorrentes em praticamente 180° reflete certamente um evento tectônico significativo no intervalo, corroborando com a hipótese levantada pelos autores.

7.2. Correlação Afloramento x Poços

O perfil composto gerado com os dados de campo foi lateralmente correlacionado com o intervalo Itaparica – Água Grande em três poços, da margem flexural ao depocentro do compartimento sul da bacia (localização na Figura 16, p.39 correlação na Figura 36). O datum utilizado foi o contato abrupto entre os arenitos eólicos da Formação Água Grande e os pelitos lacustres do Membro Tauá da Formação Candeias. Ou seja, os perfis foram nivelados no topo por esta superfície, que representa uma superfície de Inundação máxima (SIM) (Figura 36).

A base do intervalo de estudo também pode ser utilizada como linha de tempo na correlação, pois também é uma superfície de máxima inundação, caracterizada pelo contato abrupto entre arenitos eólicos da Formação Sergi com os pelitos lacustres da Formação Itaparica (Scherer *et al.*, 2007). O intervalo interposto entre essas duas linhas de tempo possui espessuras variáveis de 100 m (no perfil composto) a 200 m (no depocentro). A seção espessa para leste e possui boa correspondência com a geometria do meio gráben do Recôncavo, permitindo inferir a existência de falhas normais entre cada ponto de referência da correlação (Figura 36).

¹³ Scherer *et al.* (2007) definem três seqüências na Formação Sergi na Bacia do Recôncavo. A paleocorrente fluvial da Seqüência I (basal) é para nordeste, enquanto a da II e III é para noroeste.

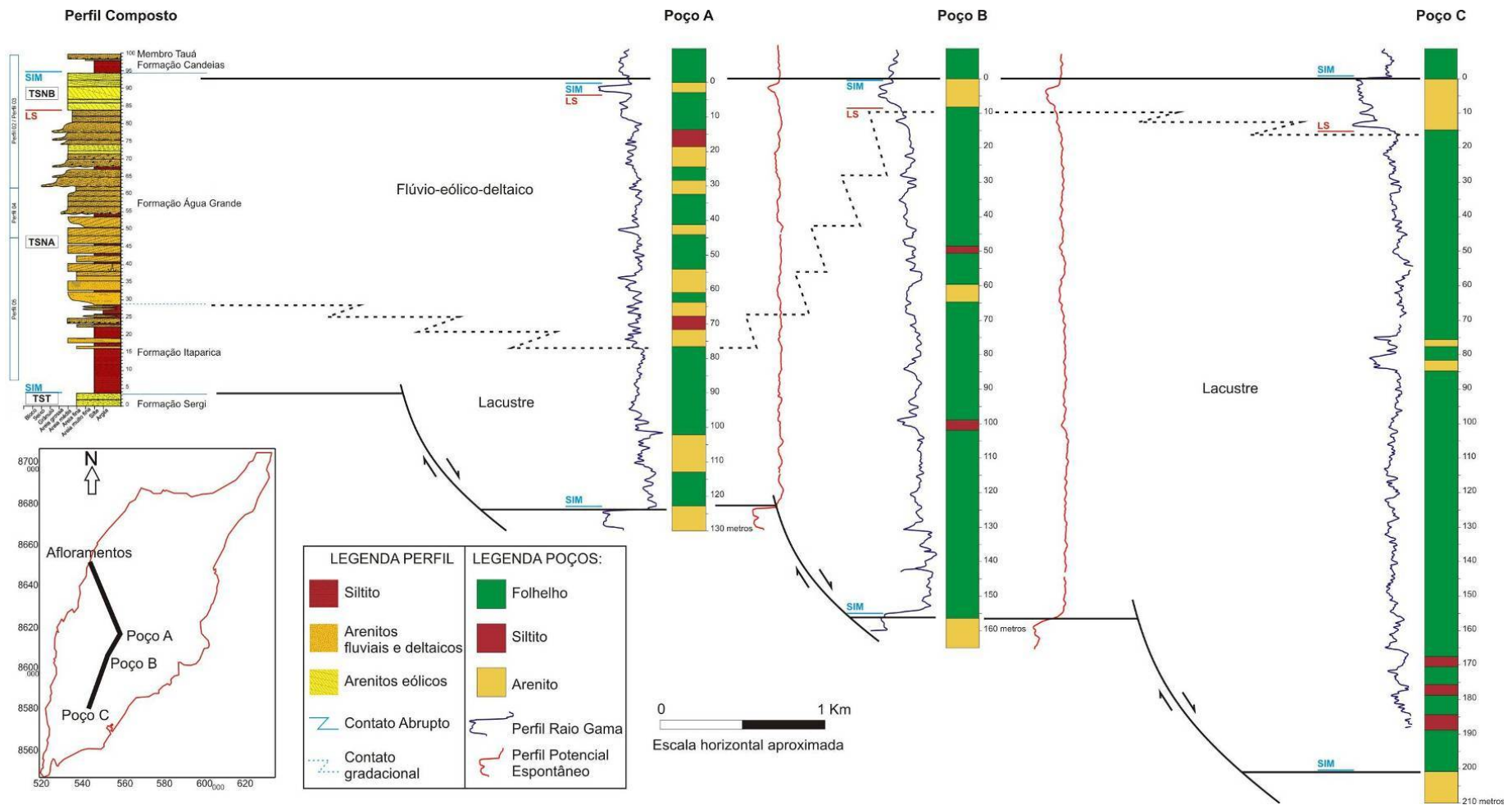


Figura 35. Correlação estratigráfica entre o perfil composto e poços, com interpretação das superfícies-chave.

Ocorre uma progressiva variação faciológica da margem da bacia ao seu depocentro. A espessa sucessão arenosa flúvio-eólica-deltaica observada na margem da bacia (que perfaz cerca de 75% da seção levantada) dá lugar às litologias finas das associações de pró-delta e lacustre nas porções mais distais (quando os arenitos supracitados passam a 35% já no poço A, proximal, enquanto as associações pró-delta / lacustre alcançam até 90% no Poço C, distal).

O posicionamento do limite entre as Formações Itaparica e Água Grande é impreciso, já que o contato entre ambas formações é gradacional. Nos poços utilizados na correlação, os espessos pacotes pelíticos com lentes arenosas são interpretados como associação de fácies pró-delta/ lacustre, que é vinculada à Formação Itaparica. No poço A, camadas de arenitos provavelmente correlacionáveis à associação de fácies de frente deltaica (interpretada nos afloramentos como pertencente à Fm Água Grande) seriam interpretadas como Fm. Itaparica, devido à abundância em fácies pelíticas.

Os poços, apenas um delgado pacote de arenito no topo das sucessões é relacionado à Formação Água Grande, correspondendo às associações de fácies fluvial e/ ou de dunas e interdunas eólicas. A espessura deste arenito é variável, não obedecendo a um padrão de proximidade com a área fonte. Esta variação de espessura pode refletir uma segunda área fonte, baixos deposicionais internos à bacia ou ainda representar o topo preservado de dunas eólicas, como sugerido pelo perfil de detalhe construído por Campos & Perroni (1990) no Campo de Araçás (Figura 36). No entanto, os autores não citam nem demonstram o datum utilizado nesta correlação. A feição observada pode igualmente ser um pacote eólico ocupando um lócus deposicional local, controlado por falhas, por exemplo.

A presença deste arenito de topo e sua distribuição uniforme por grande parte bacia (exceto o extremo sul) indicam o assoreamento do sistema lacustre e o desenvolvimento de uma planície fluvial e eólica nos compartimentos nordeste, central e parte do compartimento sul da bacia. Isto reflete um rebaixamento do nível de base e distanciamento do nível freático em relação à superfície deposicional.

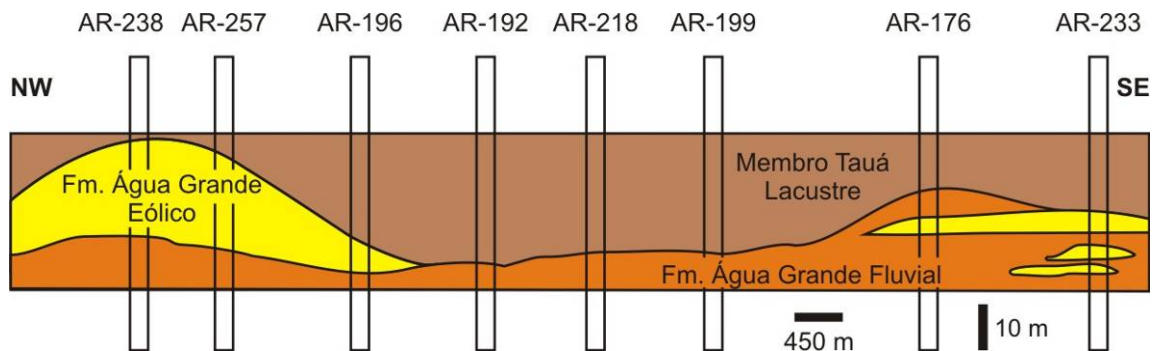


Figura 36. Seção estratigráfica mostrando as relações laterais das fácies fluvial e eólica da Formação Água Grande no Campo de Araçás (Campos & Perroni, 1990). Notar, entretanto, que não há referência ao datum utilizado pelos autores.

7.3. Análise estratigráfica

Como citado anteriormente, os limites inferior e superior do intervalo de estudo são marcados por significativas inundações, correspondendo à SIM na análise estratigráfica. De acordo com os preceitos de ciclicidade da Estratigrafia de Seqüências (Posamentier & Vail, 1988), entre duas superfícies de inundação máxima (SIM) deve haver um período de rebaixamento do nível de base, que dê origem a uma discordância (Limite de Seqüências – LS). Esta discordância é representada pela superfície de deflação eólica, registrada no topo da Formação Água Grande. A interpretação estratigráfica do intervalo está representada na figura 35.

Partindo da base do intervalo, percebe-se que a inundação da bacia foi extremamente rápida. Os arenitos do topo da Formação Sergi são limpos e porosos, como indicado pelos baixos valores no perfil de raios gama (GR), e possivelmente eólicos como os descritos no contato Sergi-Itaparica por Scherer *et al.* (2007). Sobre eles ocorre uma rápida transgressão, culminando na superfície de inundação máxima e nos mais altos valores de GR. Como a inundação foi rápida, admite-se que a superfície transgressiva (ST) coincide com a máxima inundação (SIM) da entrada do Itaparica. O TST pode estar representado no topo da Formação Sergi, por *ripples* de adesão, caracterizando uma transição retrogradacional com intercalação de arenitos e pelitos (Scherer, informação verbal, 2008).

A partir da superfície de inundação da base da Formação Itaparica, o traçado geral do perfil gama e a tendência mais arenosa observada na descrição das amostras de calha, indicam uma constante progradação, cujo ápice é alcançado nos arenitos limpos (de mais baixo GR), comumente descritos como Fm. Água Grande. Estes

arenitos estão em contato abrupto com pelitos lacustres, sugerindo nova superfície de inundação (SIM). Esta inundação abrupta sugere novamente uma ST coincidente com a SIM.

O limite de seqüências (LS) previsto entre estas duas SIM facilmente identificáveis está posicionado na superfície de deflação eólica dos arenitos da Formação Água Grande. Caixeta *et al.* (1994) sugeriram que a ampla distribuição de arenitos eólicos evidencia uma pausa na sedimentação e serve de critério na definição de uma discordância no topo da Formação Água Grande. Tal discordância foi inclusive representada na coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo proposta pelos autores, bem como na recente proposta de Silva *et al.* (2007) (Figura 10, p. 24).

No entanto, a identificação desta superfície em poços é dificultada. Como citado anteriormente, os arenitos do topo do intervalo podem corresponder tanto a depósitos fluviais quanto eólicos, que, segundo Campos & Perroni (1990) apresentam características geofísicas muito semelhantes. Segundo os mesmos autores, a melhor forma de diferenciar estas fácies nos perfis geofísicos de poços é utilizando o perfil de densidade, pois os arenitos eólicos possuem maior porosidade e, conseqüentemente, menor densidade que os fluviais. Assim sendo, como não havia perfil de densidade disponível nos poços utilizados, a LS foi demarcada nos perfis da melhor forma possível, embora possam ainda haver incertezas. O traçado foi baseado nos perfis de raios gama, considerando que os arenitos eólicos tendem a formar padrão em caixote, enquanto os fluviais são representados pelo padrão de sino invertido, por representar o final da tendência progradacional.

Entre a SIM da base do Itaparica e a LS do Água Grande, todo o preenchimento progradacional corresponde ao Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA). Este é, portanto, o trato mais espesso do intervalo de estudo, caracterizado pela progradação deltaica no corpo lacustre. Entre a LS e a SIM do topo um delgado Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB) é representado apenas pelos arenitos eólicos do topo da seção. Parte destes arenitos, no entanto, podem também representar um Trato de Sistemas Transgressivo (TST), que culminaria na inundação da base do Membro Tauá (Formação Candeias).

7.4. Geração de Mapas

A consideração de que as Formações Itaparica e Água Grande são um sistema contemporâneo, possibilita a utilização de mapas de isópacas e isólitas na interpretação de sua gênese e dos controles de sua sedimentação. Estes mapas foram gerados utilizando cerca de 70 poços, compilados da bibliografia ou liberados pela ANP. Todos os mapas construídos são apresentados com a sobreposição das principais falhas da bacia (em cinza), além de falhas secundárias (em verde), para facilitar a contextualização das observações. As feições dos mapas gerados são correlacionadas com os compartimentos estruturais da bacia (altos plataformais e baixos deposicionais), indicados na Figura 37.

7.4.1. Mapa de isópacas

O controle tectônico na instalação do sistema deposicional flúvio-lacustre é refletido pelo mapa de isópacas, construído a partir da soma da espessura total da Formação Itaparica com a da Formação Água Grande.

Na Figura 38 é apresentado o mapa resultante. Nele pode-se observar que a distribuição das espessuras deste intervalo já reflete bem a geometria de meio gráben da bacia. As maiores espessuras concentram-se junto à Falha de Salvador, a leste da bacia. Estas espessuras diminuem regularmente em direção à margem flexural, alcançando menos de 100 metros nos poços antes de aflorar na borda oeste. Esta evidência indica que o empilhamento das fácies arenosas na construção do perfil composto deve ter tido sua espessura superestimada, como já mencionado.

As maiores espessuras de sedimento coincidem com os principais baixos deposicionais da bacia, localizados junto à Falha de Salvador, alcançando o máximo de 240 metros no Baixo de Camaçari (o mais expressivo do Recôncavo). Este destaca-se com as maiores espessuras junto à Falha da Barra, extremo sudeste da bacia, no limite com a Bacia de Camamu. O Baixo de Miranga, no Compartimento Central, também apresenta espessuras significativas, próximas a 200m. No Baixo de Quiambina (Compartimento Nordeste) a presença da calha tectônica é mais sutilmente representada, com maiores espessuras em torno de 100m. O único baixo que não é destacado pelas maiores espessuras é o de Alagoinhas, devido ao seu

desenvolvimento posterior à deposição destas unidades (ver item 5.2.1. Arcabouço estrutural, no capítulo de Contexto Geológico, p. 20).

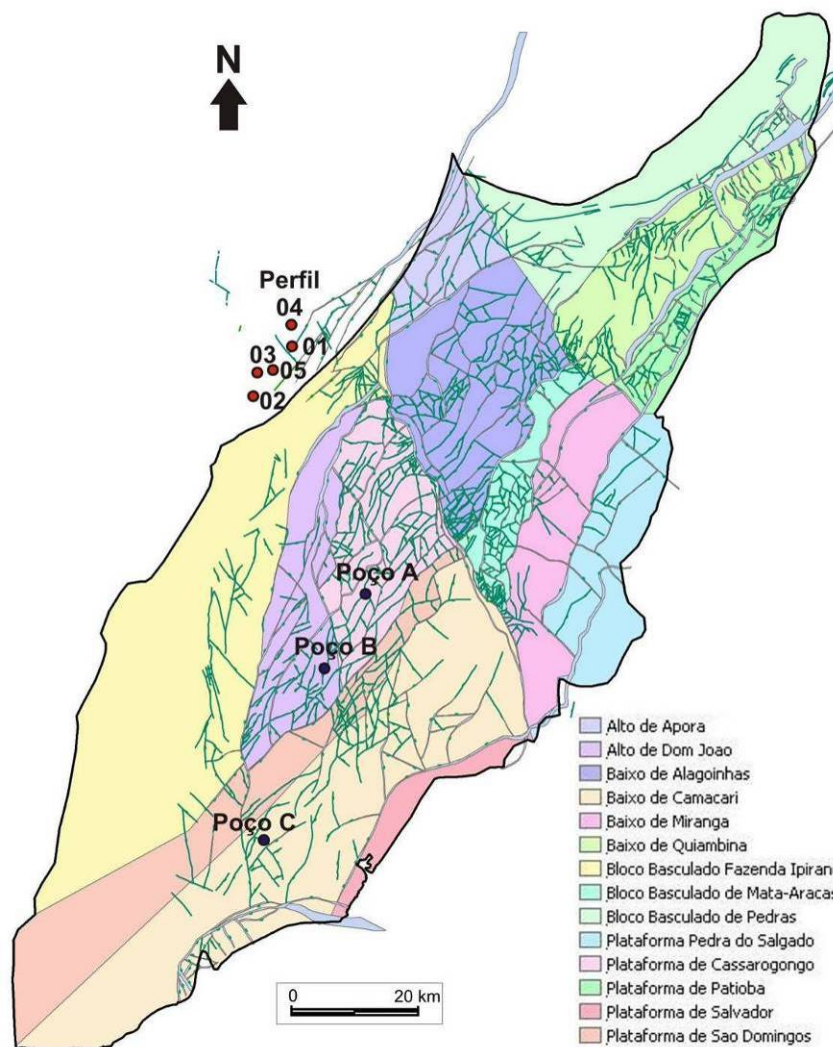


Figura 37. Mapa dos compartimentos estruturais da Bacia do Recôncavo, com indicação da posição dos demais dados utilizados (poços e afloramentos).

Junto ao Baixo de Miranga, destaca-se a importante atuação da Falha de Mata-Catu, que revela-se ativa desde a deposição do intervalo de estudo (Rio da Serra Inferior). Nessa falha transcorrente se observam variações de espessura que chegam a 50 metros entre o Compartimento Central e o Compartimento Sul da bacia, caracterizado um componente de movimentação normal auxiliar na formação do Baixo de Miranga.

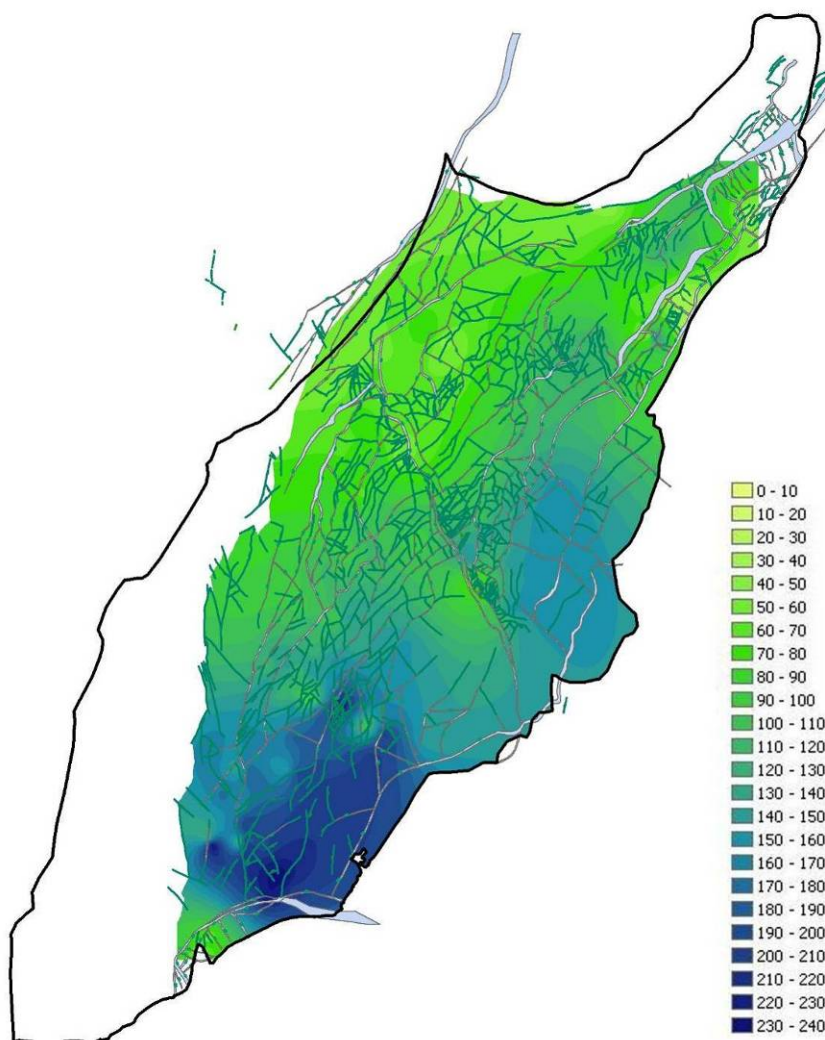


Figura 38. Mapa de isópacas construído para a soma das espessuras das Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia.

7.4.2. Mapa de isólitas

Os mapas de isólitas obtidos corroboram com a observação efetuada na correlação de afloramentos e poços. O mapa de isólitas de pelito possui a informação mais clara. Os finos espessam em direção aos depocentros, indicando instalação do sistema lacustre sob franco controle tectônico. A princípio, o mapa de isólitas de arenitos já não apresentou relações tão evidentes.

7.4.2.1. Isólitais de pelito

O mapa de isólitais de pelito (Figura 39), mostra boa correspondência com o mapa de isópacas do intervalo e, conseqüentemente, com as feições estruturais da bacia. Novamente as maiores espessuras estão controladas pelos Baixos de Camaçari e Miranga, alcançando até 240 m no primeiro e 170 m no segundo. As espessuras máximas de pelito nos depocentros são muito semelhantes às espessuras máximas do mapa de isópacas, indicando que o sistema dominante nestes locais era subaquoso de baixa energia. Já na margem flexural e no compartimento norte, os pelitos são menos expressivos, alcançando espessuras de no máximo 50 metros. A Falha de Mata-Catu representa um alto, que segmenta o sistema lacustre e controla as maiores acumulações de pelitos no depocentro do compartimento central.

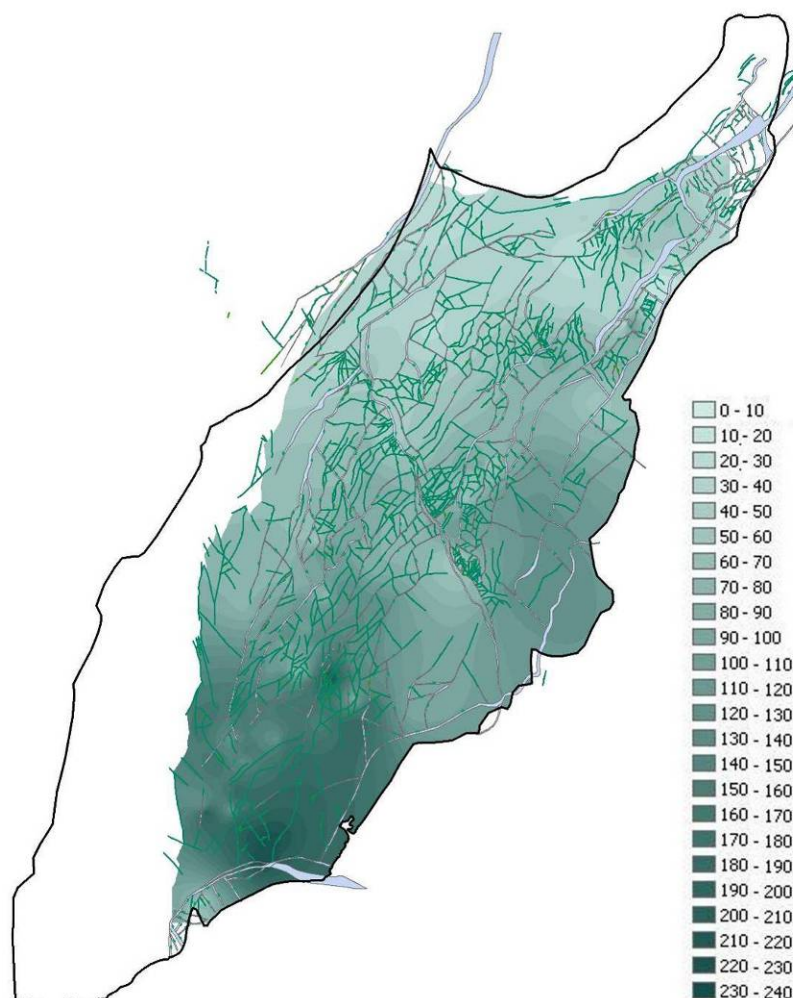


Figura 39. Mapa de isólitais construído para a espessura total de pelitos das Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia.

A ampla correspondência deste mapa com o mapa de isópacas do intervalo indica que os processos lacustres constituem o sistema deposicional dominante na bacia a este tempo. As maiores espessuras junto à Falha da Barra, limite com a Bacia de Camamu podem indicar que estas duas bacias estavam conectadas neste período. Nenhum estudo ainda foi realizado correlacionando estes depósitos de forma sistemática.

7.4.2.2. Isólitais de arenito

No mapa de isólitais de arenito (Figura 40), a relação com os blocos estruturais da bacia é menor. A feição de maior destaque é a grande concentração de siliciclásticos (cerca de 80 m) no Baixo de Quiambina (Compartimento Nordeste). Este baixo não tinha aparecido claramente como feição estrutural atuante ao tempo de deposição destas formações nos mapas de isópacas e de isólitais de pelito (Figuras 38 e 39).

Em geral, as maiores espessuras de areia formam corpos alongados SW-NE, coincidindo com a orientação das falhas normais da bacia, o que evidencia a captação de drenagens. O Compartimento Sul é exceção, talvez por controles locais, como a menor densidade de falhas ou pela diferente orientação do aporte em relação às falhas; ou ainda pela própria resolução da técnica, devido à diminuição do número de poços utilizados no trabalho.

Em alguns locais ocorrem concentrações isoladas de areias, principalmente nas áreas mais profundas da porção oeste da bacia. Esta feição é condizente com fluxos hiperpicnais distais relacionados ao aporte deltaico, provavelmente como fluxos de turbidez. O aporte provindo da margem flexural é pouco evidente. A maior contribuição siliciclástica provém de norte, encaixada e captada pelo Baixo de Quiambina e pela Plataforma de Patioba e Baixo de Miranga. Este aporte é barrado na Falha de Mata-Catu, não chegando ao compartimento sul. O principal aporte no compartimento sul parece ser a falha de borda da bacia, permitindo uma acumulação de quase 50 metros de arenitos na sua adjacência. Esta contribuição parece importante também no Compartimento Central.

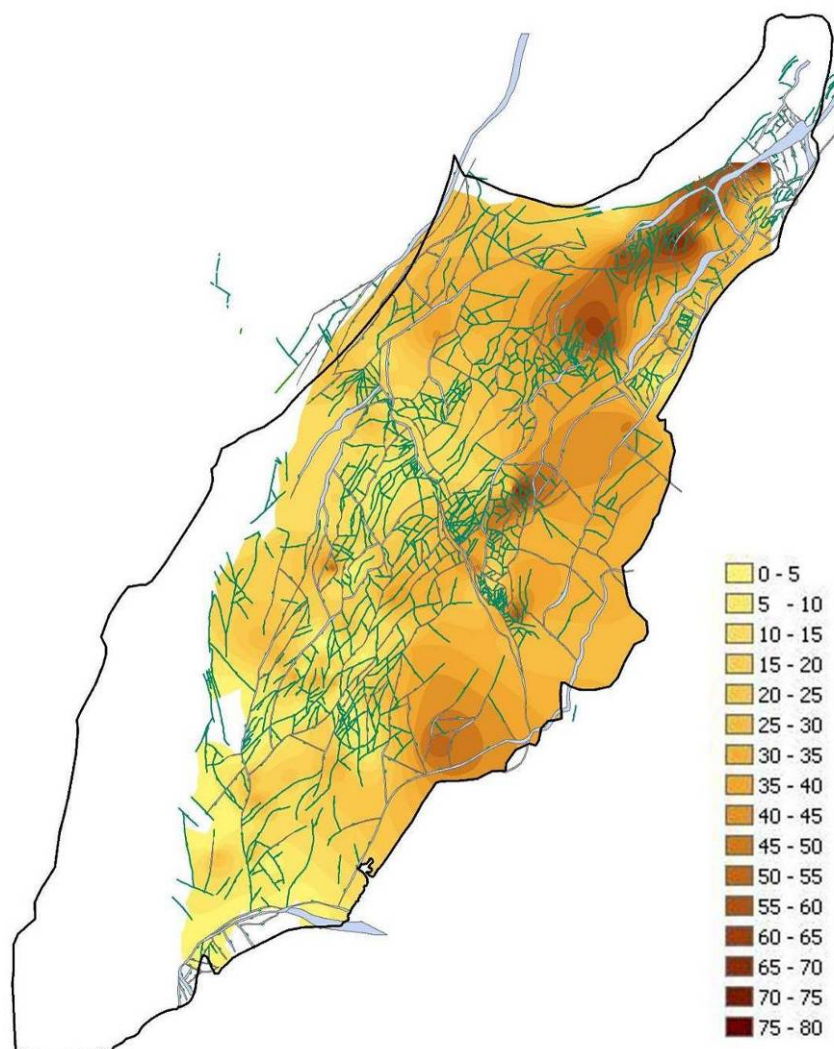


Figura 40. Mapa de isólitras construído para a espessura total de arenitos das Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia.

7.4.1. Mapa de razão arenito / pelito

Embora os mapas de isólitras dêem uma boa indicação da distribuição dos ambientes sedimentares ao tempo da deposição destas unidades estratigráficas, o mapa de razão arenito / pelito destaca claramente as zonas de maior aporte sedimentar. Este mapa é construído dividindo-se a espessura total de areias sobre a espessura total de pelitos de determinado intervalo, tendo-se assim a proporção de arenitos sobre pelitos para cada ponto do mapa.

O mapa resultante (Figura 41) ressalta algumas das observações feitas no mapa de isólitras de arenitos. O aporte siliclástico principal vem de norte, onde a

proporção de arenito chega a 90 % no Baixo de Quiambina. Esta observação reforça a idéia de inversão de depocentro por tectonismo após a deposição da Formação Sergi. Estas características corroboram igualmente com os dados coletados em campo, que indicam a paleocorrente dos sistemas flúvio-deltaicos para sul / sudeste e, portanto, área fonte situada a norte.

Um aporte sedimentar secundário ocorre associado à falha de borda, a leste. Esta entrada de arenitos deve estar associada a leques deltaicos. O extremo sul da bacia parece estar protegido do aporte siliciclástico, pois as maiores espessuras de arenito não ultrapassam 5 m. Este bloco estrutural é o mais distal do sistema flúvio-lacustre citado, e também não recebe arenitos da falha de borda, cujo aporte limita-se ao norte da cidade de Salvador.

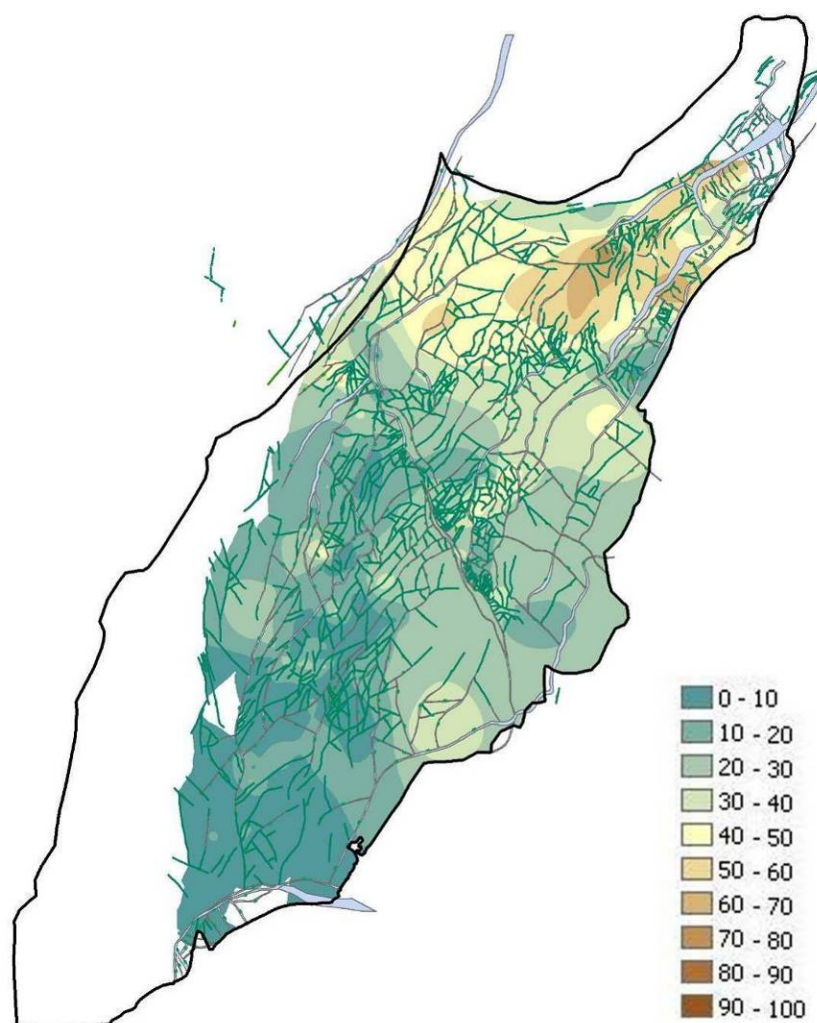


Figura 41. Mapa da razão arenito / pelito construído para o intervalo entre as Formações Itaparica e Água Grande, com indicação das falhas da bacia.

Prosser (1993) ressalta que, em clima árido, o aporte sedimentar dominante provém da margem flexural, podendo haver também o desenvolvimento de campos de dunas, enquanto em clima úmido aumenta a contribuição da falha de borda. Assim, o menor aporte identificado a leste pode estar relacionado às condições climáticas.

Ghignone (1979) comenta que a Formação Itaparica não é registrada na Bacia de Tucano e que o contato entre as formações Sergi e Água Grande nesta bacia é erosivo. O basculamento de blocos para sul parece ter afetado desde a Bacia de Tucano até a Bacia de Camamu. Isto explica a abundância de sedimentos finos lacustres a sul, enquanto a norte dominam os processos proximais, incluindo erosão de área fonte e progradação de arenitos. No caso da hipótese sugerida por Guignone (1979) estar correta, pelo menos parte da “rocha” fonte da Formação Água Grande seriam os arenitos ainda inconsolidados da Formação Sergi. Estes arenitos inconsolidados poderiam, igualmente, ser a área fonte para a sedimentação provinda da falha de borda, já que os arenitos descritos nos poços são maduros, não condizendo com a proximidade da área fonte. É possível, também, que alguns “intraclastos” argilosos descritos na associação de fácies fluvial entrelaçado sejam, na verdade, extraclastos provenientes da erosão de porções da Formação Itaparica.

Uma situação análoga foi descrita no norte das Sierras Pampeanas, na Argentina, por Sobel & Strecker (2003). Na Bacia Santa María, o início da deposição dos conglomerados de borda com clastos do embasamento foi considerada, durante muito tempo, como o registro que caracterizava o soerguimento da ombreira do Rifte Salta. Um estudo integrando diversas técnicas de análise de bacias, mas baseado na interpretação de dados de traços de fissão em apatitas, revelou que a movimentação desta falha tinha se dado no Cretáceo Superior, enquanto os conglomerados supracitados datam de 3,4 a 5 Ma. Neste estudo, os autores concluíram que foram depositados sedimentos arenosos maduros entre a subsidência mecânica até o primeiro aparecimento de clastos do embasamento. Ao estudar a geologia sedimentar da região descobriram que os arenitos basais da bacia faziam parte de uma planície arenosa de ampla distribuição regional que precedia a movimentação destas falhas. Este pacote arenoso inconsolidado (com 100 a 160 m de espessura) encobria o embasamento soerguido, e serviu de área fonte ao preenchimento da bacia até que o embasamento fosse exposto. Em se tratando de material inconsolidado, as taxas de erosão e aporte sedimentar são bastante altas.

O mesmo pode ser esperado na Bacia do Recôncavo, já que os sedimentos do Grupo Brotas (subjacente) são interpretados como depositados em uma ampla depressão que excede os limites da Bacia do Recôncavo, possuindo uma espessura de 160 metros nesta bacia. Entretanto maiores estudos devem ser empreendidos de forma a corroborar ou refutar esta idéia.

7.5. Contexto evolutivo do intervalo

Os resultados adquiridos e a discussão apresentada apontam para um forte controle da tectônica extensional da fase rifte no controle tectônico na deposição das Formações Itaparica e Água Grande. Estas foram acumuladas quando o meio-gráben da bacia já estava individualizado, apresentando as estruturas principais e os blocos estruturais já formados. Estas estruturas apenas seguiriam seu desenvolvimento, concentrando mais deformação e causando movimentações mais intensas nos blocos subsidentes nas etapas posteriores. Esta progressiva movimentação tectônica elevaria o desnível entre depocentro e plataforma (de no máximo 200 m no Andar Rio da Serra Inferior – intervalo de estudo) até cerca de 6 km, nos estágios subseqüentes (Rio da Serra Superior – Aratu).

De acordo com os modelos evolutivos de bacias rifte, o intervalo seria posicionado em uma fase evolutiva onde as falhas laterais já estão conectadas e há incremento nas taxas de subsidência (Estágio de Propagação da Falha de Gawthorpe & Leeder, 2000). As características que levam a esta conclusão são a deformação já concentrada na falha de borda, o meio gráben definido, a reversão do sistema de drenagens e a instalação de um sistema lacustre raso com aporte deltaico.

O Grupo Brotas, conseqüentemente, representa as fases anteriores, em que as drenagens podem estar sendo controladas por falhas de pequeno rejeito dispersas pela bacia, sem ainda a configuração de um meio-grábens, representando o estágio de Iniciação do rifte (Gawthorpe & Leeder, 2000). As paleocorrentes para nordeste (Seqüência I) e noroeste (Seqüência II), descritas por Scherer *et al.* (2007) na Formação Sergi (topo deste grupo) apresentam boa correspondência com o sistema de falhas conhecido na Bacia do Recôncavo. O sentido de migração, no entanto, é inverso ao do depocentro instalado posteriormente na bacia. É provável que a inversão de paleocorrente identificada por Scherer *et al.* (2007) dentro da Formação Sergi (entre as seqüências I e II) seja reflexo da conexão de falhas menores, estando o topo da

Formação Sergi no Estágio de Conexão de Falhas de Gawthorpe & Leeder (2000). O pequeno e raso lago previsto pelos autores nesta fase pode não ter se formado devido às condições climáticas áridas vigentes. Toda a porção basal do Grupo Brotas pertenceria, então, aos estágios de iniciação, interação e conexão de Falhas.

Assim, no final do Jurássico diversas pequenas falhas se conectam lateralmente, determinando já nesta fase quais seriam as falhas que controlariam a geometria da bacia durante toda sua evolução. Esta ligação de falhas causa um abrupto acréscimo nas taxas de subsidência durante o início do Andar Rio da Serra (base do Cretáceo Inferior), expondo o nível freático de forma relativamente rápida e permitindo a formação de um lago na área mais subsidente, em substituição aos arenitos eólicos do topo da Formação Sergi. Neste período o tectonismo passa a ser o agente mais importante na construção do relevo, passando a controlar os sistemas deposicionais.

Embora a conexão de falhas e inversão da bacia possam ocorrer rapidamente, a subsidência mecânica não ocorre em um único pulso tectônico. Durante a evolução da bacia sucessivos pulsos tectônicos vão gerando mais espaço de acomodação nos blocos mais subsidentes, embora com pouca influência nas áreas plataformais. O registro estratigráfico mostrará um espessamento de seção em direção à falha de borda, tal qual uma falha de crescimento observada em campo. Assim, a diferença de ângulo entre os marcos da Formação Itaparica e da Formação Água Grande não significam, necessariamente, a discordância de um intervalo representável na coluna estratigráfica. A hipótese de Figueiredo *et al.* (1994), de que o retrabalhamento eólico necessite de um longo período de exposição da planície aluvial para que possa se desenvolver parece não ser necessária, conforme atestado pelos modelos de evolução dos ergs do Saara proposto por Kocurek (1998).

Seguindo a proposição de Prosser (1993), o intervalo estudado reflete o Trato de Sistemas Tectônico inicial do Clímax do Rifte. A clara progradação deltaica observada na margem flexural (perfil de campo) e a agradação de sedimentos lacustres no depocentro (poços) condiz com o previsto pela autora para este TS tectônico. No modelo da autora, o TS tectônico seguinte (intermediário do Clímax do Rifte) é caracterizado pelo padrão retrogradacional na margem flexural (podendo ser registrado em toda a bacia), que culmina no afogamento desta. Esta feição é identificada na Formação Candeias, sobrejacente, que recobre os depósitos da

Formação Água Grande. Além disso, as características do Trato de Sistemas de Início do Rifte são condizentes com as descrições do Grupo Brotas.

A duração destes estágios foi calculada no Golfo de Suez (Figura 12, p.31). O TS tectônico de Início do Rifte, equivalente à formação de inúmeras pequenas falhas dispersas e à conexão inicial destas falhas, teve duração de cerca de 6 Ma. Na Bacia do Recôncavo este TS tectônico (representado pelo Grupo Brotas) depositou-se em um intervalo de 5 Ma. Já o TS tectônico de Clímax do Rifte (equivalente à propagação da falha) no Golfo de Suez durou 4 Ma. Na Bacia do Recôncavo, esta fase está representada pelas formações Itaparica, Água Grande e Candeia, depositadas durante 5 Ma. As formações Itaparica e Água Grande (que seriam o início do Clímax do Rifte, de Prosser, 1993), formaram-se durante cerca de 1 Ma. Portanto, a duração dos estágios evolutivos interpretados na Bacia do Recôncavo é condizente com registros efetuados em modelos análogos de riftes atuais.

CONCLUSÕES

Os pontos-chave das conclusões obtidas a partir da discussão do trabalho são os seguintes:

- Foram identificadas oito litofácies (seis arenosas e duas pelíticas), agrupadas em cinco associações de fácies: Pró-delta/ Lacustre, Frente deltaica, Planície deltaica, Fluvial entrelaçado e Dunas e interdunas eólicas.
- A sucessão observada no perfil composto de campo, situado na margem flexural da bacia, é claramente progradacional, caracterizada por pelitos lacustres na base, sobrepostos por arenitos deltaicos e fluviais, culminando com depósitos de dunas eólicas. Este ciclo revela também um aumento de aridez para o topo.
- A correlação do perfil composto com poços indica um espessamento de seção em direção ao depocentro da bacia, indicando a existência de falhas extensionais condicionando a deposição do intervalo. O sistema deposicional dominante é o lacustre, ocupando os depocentros, onde o aporte siliciclástico é cada vez mais raro. Um pacote pouco espesso de arenitos no topo da seção é identificado em todos os perfis, indicando a instalação de uma planície arenosa (flúvio-eólica) relativamente uniforme ao final do ciclo.
- A análise estratigráfica do intervalo revelou duas SIM, sendo uma na base da Formação Itaparica e outra no topo da Formação Água Grande. O trato de sistemas mais bem representado é o TSNA, que engloba praticamente todo o intervalo (desde a inundação lacustre basal – SIM – até a superfície de deflação eólica – LS). O padrão de empilhamento na margem flexural é claramente progradacional. Nos depocentros, o padrão progradacional é mais sutil, levemente agradacional.
- O mapa de isópacas construído para a soma das Formações Itaparica e Água Grande reflete bem a geometria da Bacia do Recôncavo. A

correspondência entre as maiores e menores espessuras com os depocentros e altos intrabaciais indicam que a estruturação de meio-gráben da bacia já estava consolidada ao tempo da deposição destas unidades.

- A distribuição dos ambientes sedimentares nestas unidades teve forte controle estrutural. Os sistemas lacustres estão claramente condicionados às áreas de maior subsidência mecânica, próximos à Falha de Salvador, já nucleada como falha principal de borda da bacia. Em geral, os sistemas flúvio-eólico-deltaicos foram captados pela estruturação das falhas SW-NE.
- O intervalo de estudo constitui o primeiro registro do Clímax do Rifte (*sensu* Prosser, 1993), depositada quando a falha de borda já estava nucleada. Esta fase equivale ao Estágio de Propagação da Falha de Gawthorpe & Leeder (2000). A concentração da deformação em uma única falha ocasiona um acréscimo nas taxas de subsidência mecânica da bacia. A descrição dos intervalos subjacente e sobrejacente (Grupo Brotas e Formação Candeias) condiz com o esperado nos estágios anterior e posterior dos modelos evolutivos de bacias rifte.
- Durante a deposição das formações Itaparica e Água Grande a geometria da bacia já estava formada, suas falhas mais proeminentes já estavam em atividade e os principais compartimentos estruturais (altos e baixos deposicionais) já estavam delimitados, embora mais rasos. A subsidência mecânica continuada durante todo o clímax do rifte veio a formar os depocentros quilométricos que caracterizam a bacia nos estudos atuais.

Sugestões de estudos futuros

Esta pesquisa contribuiu significativamente no entendimento destas unidades sedimentares, formadas nas fases iniciais de rifteamento continental. Em geral, a distensão inicial é a que apresenta maiores controvérsias no estudo da evolução de bacias rifte, pois a atividade tectônica é ainda fraca e sua compreensão é mais recente. Para que este entendimento siga em desenvolvimento, são necessários mais estudos. Alguns deles são aqui sugeridos:

- O estudo de afloramentos deve ser intensificado, de forma a abranger o compartimento norte da bacia, que recebe o mais aporte sedimentar siliciclástico. Isto auxiliará no entendimento da distribuição dos ambientes deposicionais na bacia, que neste trabalho foram extrapolados de forma simplista.
- A influência do tectonismo ativo e das estruturas controladoras da sedimentação na construção do padrão de empilhamento do intervalo estudado pode ser mais bem estudada. Para tanto, deve-se partir de uma maior densidade de poços, uniformemente distribuídos ao longo da bacia.
- O sistema eólico do topo da Formação Água Grande é alvo de freqüentes discussões. Alguns pesquisadores consideram a superfície de topo desta formação como uma superfície de deflação, que afetou toda a bacia. Outros, no entanto, acreditam que a morfologia do topo das dunas eólicas foi preservada pelo afogamento lacustre. Estudos de detalhe devem ser empreendidos na solução deste impasse.
- A possibilidade de o sistema lacustre representado pela Formação Itaparica ultrapassar o limite sul da Bacia do Recôncavo deve ser melhor considerada. Igualmente devem ser buscados modelos análogos nos locais onde há rifteamento continental atual de forma a explicar com maior consistência os processos neste tipo de ambiente e nesta fase evolutiva de bacias rifte.
- Estudos de proveniência devem ser empreendidos nos arenitos da Formação Água Grande, de forma a analisar a possibilidade de parte dos sedimentos que constituem esta formação serem resultado do retrabalhamento dos depósitos flúvio-eólicos da Formação Sergi, subjacente.
- Estudos de maior detalhe devem ser focados no Grupo Brotas, para identificar seu incipiente controle tectônico. Assim, é possível classificar este intervalo como representante das fases iniciais de rifteamento de forma metodologicamente consistente.

BIBLIOGRAFIA

- Ashley, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. **Journal of sedimentary petrology**, **60** (1): 160-172.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (eds.) **Facies Models Revisited**. Tulsa, Oklahoma, USA. SEPM Special Publication 84, p. 237-292. 1 CD-ROM
- Bosence, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H. & Bosence, D.W.J. (ed.). **Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea – Gulf of Aden**. London: Chapman & Hall. p. 9-25.
- Bueno, G.V. 2001. **Discordância Pré-Aratu: marco tectono-isotópico no Rife Afro-brasileiro**. Porto Alegre. 149 p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Caixeta, J. M.; Bueno, G.V.; Magnavita, L.P. & Feijó, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **8** (1): 163-172.
- Campos, J.A. & Perroni, R.B. 1990. O arenito Água Grande no Campo de Araçás: controle da fácies sedimentar na produtividade do reservatório. **Boletim Técnico da Petrobrás**, **8** (1): 163-172.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O. & Figueiredo, A.M.F. 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. **Episodes**, **11** (3): 194-202.
- Cortez, M.M.M. 1996. **Análise geostatística da geometria externa dos reservatórios fluvial e eólico da Formação Água Grande, área central da Bacia do Recôncavo**. Campinas. 104 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Campinas. Disponível em: <<http://libdigi.unicamp.br/document/?code=vtls000104329>>. Acesso em: 25 jul. 2008.

- Cupertino, J.A. 2000. **Evolução tectono-climática da fase rifte das Bacias de Camamu, parte norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traço de fissão**. Porto Alegre. 2v. 248 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Destro, N.; Szatmari, P.; Alkmin, F. & Magnavita, L.P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brasil. **AAPG Bulletin**, **87** (7): 1123-1144.
- Figueiredo, A.M.F.; Braga, J.A.E.; Zabalaga, H.M.C; Oliveira, J.J.; Aguiar, G.A.; Silva, O.B.; Mato, L.F.; Daniel, L.M.F.; Magnavita, L.P. & Bruhn, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin: a prolific intracontinental rift basin. In: LANDON, S.M. (ed.) **Interior rift basins**. Tulsa, UK, AAPG Memoir 59, p. 157-203.
- Frostick, L.E. & Read, I. 1990. Structural controls of sedimentation patterns and implications for the economic potential of the East African rift basins. **Journal of African Earth Science**, **10** (1/2): 307-318.
- Gawthorpe, R.L. & Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, **12** (2): 195-218
- Ghignone, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do estado da Bahia. In: Inda, H.A.V. (ed.). **Geologia e recursos minerais do estado da Bahia: textos básicos**. v.1. Salvador, Secretaria de Minas e Energia do estado da Bahia, CPM. p. 24-117.
- Gupta, S.; Cowie, P.A.; Dawers, N.H. & Underhill, J.R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. **Geology**, **26** (7): 595-598.
- Howell, J.A. & Flint, S.S. 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins. In: Howell, J.A. & Aitken, J.F. (ed.). **High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications**. London, Geological Society Special Publication 104. p. 129-137.
- Hunter, R.E. 1977. Basic type of stratification in small eolian dunes. **Sedimentology**, **24** (3): 361-367.

- Kocureck, G. 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G. (ed.) **Sedimentary environments: processes, fácies and stratigraphy**. Oxford, Blackwell Science, p.125-153.
- Kocurek, G. 1998. Aeolian System response to external forcing factors – a sequence stratigraphic view of the Saharan region. In: Alshardan, A.; Glennie, K. & Kendall, C. (eds.) **Quaternary Deserts and Climatic Change**. Balkema, Rotterdam, p. 327-337.
- Leeder, M.R. & Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward, M.P.; Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds.) **Continental Extensional Tectonics**, Geological Society of London Special Publication n. 28, p. 139-152.
- Magnavita, L.P. 1992. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brasil**. Oxford. 493 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de Oxford, Grã-Bretanha.
- Magnavita, L.P.; Cupertino, J.A. 1987. Conceção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 1 (2): 119-134.
- Medeiros, R.A. & Ponte, F.C. 1981. **Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia)**. Salvador, PETROBRAS – SENAI.63 p.
- Miall, A.D. 1988. Facies architecture in sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L. & Paola, C.(ed.) **New perspectives in basin analysis**. Berlin, Springer-Verlag, p. 67-81.
- Miall, A.D. 1990. **Principles of sedimentary basin analysis**. 2 ed. New York, Springer. 668 p.
- Miall, A.D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary fácies, basin analysis and petroleum geology**. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- Milani, E.J. 1985. Tectônica cisalhante na evolução do *rift* do Recôncavo-Tucano-Jatobá. **Revista Brasileira de Geociências**, 15 (4): 287-292.

- Milani, E.J. 1987. **Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil**. Ouro Preto. 57 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Milhomem, P.S.; Maman, E.J.; Oliveira, F.M.; Carvalho, M.S.S. & Souza-Lima, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Recôncavo. **Phoenix**, **5** (51): 9 p. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html>. Acesso em: 8 mar. 2007.
- Morley, C.K. 1999. Patterns of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. **AAPG Bulletin**, **83** (4): 613-634.
- Mountney, N.P. & Thompson, D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of eolian dune and damp / wet interdune strata: an example from Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. **Sedimentology**, **49** (4): 805-834.
- Posamentier, H. W. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G; St. C.; Posamentier, H.W; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (ed.). **Sea level changes: an integrated approach**. Society of Economic paleontologists and mineralogists Special Publication 42. p. 125-154.
- Posamentier, H.W. & Walker, R.G. 2006. **Facies Models Revisited**. Tulsa, Oklahoma, USA. SEPM Special Publication 84. 1 CD-ROM.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.B. & Dobb, A. (ed.). **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. London: Geological Society Special Publication 71. p. 35-66.
- Prothero, D.R. 1989. **Interpreting the stratigraphic record**. New York, W.H. Freeman & Company. 410 p.
- Ring, U. 1994. The influence of preexisting structures on the evolution of the Cenozoic Malawi rift (East African rift system). **Tectonics**, **13** (2): 313-326.
- Røe, S.L. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. **Sedimentology**, **34** (1): 89-101

- Santos, C.F.; Cupertino, J.A. & Braga, J.A.E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (ed.) **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro, PETROBRAS. p. 235-266.
- Scherer, C.M.S.; Lavina, E.L.C.; Dias Filho, D.C.; Oliveira, F.M.; Bongiolo, D.E. & Aguiar, E.S., 2007. Stratigraphy and fácies architecture of the fluvial – aeolian – lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. **Sedimentary geology**, **194** (3/4): 169-193.
- Silva, H.T.F. 1993. **Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates – characteristics of the Lower Cretaceous tectono-sequences in the Recôncavo Basin, northeast Brazil**. Austin. 312 p. Tese de doutorado, University of Texas.
- Silva, O.B.; Caixeta, J.M.; Milhomem, P.S. & Kosin, M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **15** (2): 423-431.
- Sobel, E.R. & Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. **Basin Research** **15** (4): 431-451.
- Szatmari, P.; Françolin, J.B.L.; Zanotto, O. & Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, **17** (2): 180-188.
- Viana, C. F.; Gama Junior, E.G.; Simões, I.A.; Moura, J.A.; Fonseca, J.R. & Alves R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo. **Boletim técnico da Petrobrás**, **14** (3/4): 157-192.