

**UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR**

Tese de Doutorado

**ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO APLICADA À
MODELAGEM DE RESERVATÓRIOS DO INÍCIO DO RIFTE
DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

Cláudio Borba

São Leopoldo – Rio Grande do Sul
2009

Cláudio Borba

**ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO APLICADA À
MODELAGEM DE RESERVATÓRIOS DO INÍCIO DO RIFTE
DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

Tese apresentada como requisito
parcial para o título de Doutor pelo
Programa de Pós-Graduação em
Geologia da Universidade do Vale
do Rio dos Sinos – Área de
Concentração em Geologia
Sedimentar

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim

Co-orientador: Prof. Dr. Antônio Jorge Vasconcellos Garcia

São Leopoldo – Rio Grande do Sul
2009

B726 Borba, Cláudio

Estratigrafia de alta resolução aplicada à modelagem de reservatórios do início do rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas / Cláudio Borba. - São Leopoldo, 2009.

207 f.: il.

Tese (Doutorado) - Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Bibliografia.

1. Estratigrafia de alta resolução. 2. Modelagem de reservatório. 3. Tectônica. 4. Sedimentação. 5. Bacia Sergipe-Alagoas. 6. Formação Feliz Deserto. 7. Formação Barra de Itiúba. I. Título.

CDU 551.7

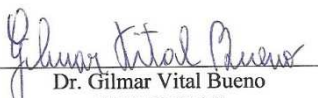
ATESTADO DE APROVAÇÃO

Atestamos que a tese de Doutorado

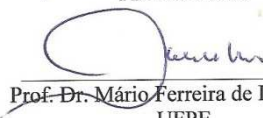
**ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO APLICADA À MODELAGEM DE
RESERVATÓRIOS DO INÍCIO DO RIFTE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

apresentada por **CLAUDIO BORBA** foi aceita e aprovada como atendimento parcial aos
requisitos para a obtenção do grau de
DOUTOR EM GEOLOGIA.

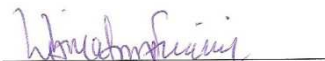
Banca Examinadora:



Dr. Gilmar Vital Bueno
PETROBRAS



Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho
UFPE



Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini
UNISINOS

Presidente da Banca Examinadora:



Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim
UNISINOS

São Leopoldo, 05 de junho de 2009.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
1 Introdução	1
1.1 Apresentação do problema	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Conteúdo	3
1.4 Base de dados	3
1.5. Métodos	5
2 Tectônica e sedimentação em riftes	8
2.1 Conceito e morfologia de riftes	8
2.2 Iniciação e propagação de falhas e sua consequência na geração de espaço de acomodação em riftes	12
2.3 Zonas de transferência.....	16
2.4 Dobras em bacias distensionais	17
2.4.1 Tipos de dobras em bacias distensionais.....	18
2.4.2 Influência das dobras na sedimentação: dobras de crescimento	21
2.5 Preenchimento sedimentar de riftes	24
2.6 Ambientes deposicionais nos riftes	39
2.6.1 Leques aluviais e deltaicos.....	39
2.6.2 Rios	39
2.6.3 Depósitos eólicos	40
2.6.4 Deltas	40
2.6.5 Depósitos de fundo de lago.....	43
2.6.6 Sedimentação carbonática.....	44
2.6.7. Evaporitos/Sedimentação química	45
3 O papel da estratigrafia e a da tectônica na compartimentação dos reservatórios de petróleo	46
3.1 Abordagens da estratigrafia de sequências e hierarquias.....	46
3.2 Hierarquias	49
3.3 Estratigrafia de alta resolução.....	51
3.4 Zoneamento de reservatórios – a ligação entre a estratigrafia e a atividade de produção	55
3.5 O papel das falhas na compartimentação de reservatórios	61
4 A Bacia de Sergipe-Alagoas, com ênfase no estágio rifte da porção alagoana.	64
4.1. Generalidades.....	64
4.2 Evolução Tectono-Sedimentar.....	65
4.3 As falhas do rifte	71
4.4 Diferentes critérios para posicionamento do início do rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas.....	76
5 Aspectos estruturais do Campo de Furado	80
6 Estratigrafia: Sequências de 2ª e 3ª ordem	85

6.1 Formações Feliz Deserto, Penedo e Barra de Itiúba – trabalhos anteriores	85
6.2 Fácies e associação de fácies	86
6.3 Detalhamento estratigráfico	89
6.3.1 Sequências K10/10 a K10/30	95
6.3.2 Sequência K10/40	100
6.3.3 Sequência K20	100
6.3.4 A Discordância Pré-Aratu	102
6.3.5 Sequências K34/10 a K34/40	106
6.3.6 Sequências K35/10 a K35/30	108
6.3.7 Sequência K35/40	109
6.3.8 Sequência K36	110
6.4 Taxas de acumulação de sedimentos	112
6.5 Características dos reservatórios como função do posicionamento estratigráfico nas sequências de 3ª ordem	116
7 Estratigrafia de alta resolução da Sequência K34/10	118
7.1 Generalidades.....	118
7.2 Caracterização de fácies	118
7.3 A Sequência K34/10	122
7.3.1. Trato de Lago Baixo	124
7.3.2 Trato Transgressivo	125
7.3.3 Trato de Lago Alto.....	126
7.4 Tectonismo e sedimentação na alta resolução	132
7.5 Ciclicidade Climática	134
7.6 Relação da estratigrafia com zoneamento de produção de reservatórios na Sequência K34/10	139
7.7 Geometria interna dos corpos.....	143
8 Modelagem estratigráfica 3D	146
8.1 Modelagem na grande escala (Sequências K20 e K34/10)	147
8.1.1 Distribuição de fácies.....	149
8.1.2 Curva de Proporção Vertical de Fácies.....	150
8.1.3 Variogramas experimentais x conceituais.....	150
8.1.4 Simulação de Fácies.....	151
8.2 Simulação fina da Sequência K34/10.....	156
8.1 Modelagem Sismoestratigráfica	160
9 O papel do tectonismo pós-deposicional na compartimentação dos reservatórios	163
9.1 Proposta de hierarquização de falhas.....	163
9.1.1 Escala Gigascópica	165
9.1.2. Escala Megascópica.....	165
9.1.3 Escala Macroscópica.....	167
9.1.4 Mesoscópica Superior.....	168
9.1.5 Escala Mesoscópica Inferior	169
10 Síntese da Tectônica e Sedimentação	177
11 Conclusões	186
12. Referências Bibliográficas	189
ANEXO 1 - Utilização de perfis de cores como ferramenta auxiliar de análise estratigráfica em depósitos continentais	201

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não seria possível sem a contribuição de uma longa lista de pessoas, algumas aqui não citadas por falha minha.

Sou grato à minha esposa Sandra e meu filho Gabriel, pela paciência e tolerância às ausências. Marina, minha mãe, pela educação primordial. Ao meu sogro Prof. Emmanuel Franco (*in memorian*), cientista natural e incentivador do estudo continuado.

À Petrobras, Ativo de Produção de Alagoas e Universidade Petrobras, pela minha liberação parcial e financiamento do projeto, respectivamente.

Ao Professor Paim, que embora constantemente ocupado e fisicamente distante na maior parte do tempo, estava sempre atencioso e aberto às discussões.

Ao Professor Garcia (UFS). Apressado e esbaforido, quando ainda estava na Unisinos, foi ele quem me fez o convite inicial para cursar o doutorado, num corredor da Petrobras em Aracaju. Meu colega Gustavo me apresentou ao Garcia.

Aos professores da Unisinos, pelas aulas agradáveis e discussões, em especial Ernesto Lavina, Ubiratan, Renata e Fernando Althoff. Ao Prof. Nuno Pimentel, da Universidade de Lisboa, pelas discussões iniciais. Aos professores Francisco Tognoli (Unisinos) e Claiton Scherer (UFGRS), pela leitura da versão (quase) final e sugestões valiosas na ocasião do seminário final da tese.

Ana Carolina Nowatzki (Fapese), pela troca de conhecimentos do afloramento análogo. Em breve ela apresentará uma tese abordando a modelagem de um afloramento da Formação Feliz Deserto que complementará os resultados deste trabalho.

Aos colegas da Petrobras Gervasio, Kurt, André, Francisco “Casanova”, Alemão, Múcio, Bira, Bráulio, Galm, Simon, Lanamara, Vandelli, pelas discussões, companhia e informações. Tadeu Costa, pela revisão do resumo e do abstract, e Arlete, pela confecção da ficha catalográfica. Luis Augusto, do Cenpes, pelo uso da licença do programa *Triangle*.

Claudia Arantes e Mathieu (suporte Gocad) e Leandro (suporte Landmark).

Aos colegas de curso da Unisinos: Tati, Cristiano, Bidóia, Cláudio Tagliari (também Petrobras) e Ariane, pela agradável companhia durante os créditos.

RESUMO

Neste trabalho foi feita uma análise tectono-estratigráfica em depósitos do início do rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil, cujos resultados foram aplicados à caracterização e modelagem de reservatórios. Escolheu-se como laboratório a área de Furado, um campo de petróleo maduro, por apresentar esses estratos de forma praticamente completa, além de dispor de uma grande quantidade de dados estáticos e dinâmicos. Aplicaram-se uma abordagem multidisciplinar (tectônica, estratigrafia e caracterização de reservatórios) e multiescalar (desde a contextualização dos depósitos na bacia ao zoneamento de produção dos reservatórios).

As seqüências de 2ª ordem (K10-20 e K34-K36 correspondentes às formações Feliz Deserto e Barra de Itiúba/Penedo respectivamente) foram fatiadas em seqüências de 3ª ordem. A análise estratigráfica sugere que o início do processo de rifteamento ocorrido já na Seqüência J20-K5 (Formação Serraria) foi gradual ao longo de 20Ma. Esse processo é caracterizado tanto pela ausência de uma clara discordância inicial do rifte, com estratos passando de paralelos para divergentes a partir do final do Andar Rio da Serra, quanto pelo contínuo aumento da subsidência, sinais do tectonismo progressivamente mais intenso.

Uma importante discordância angular, a Pré-Aratu, antecede os depósitos da Seqüência K34-K36 que contém os primeiros depósitos de lago mais profundo e apresenta uma tendência progradacional típica de preenchimento de rifte. Um alto estrutural interno foi atuante a partir do Andar Rio da Serra, responsável pela subsidência diferencial que produziu os estratos divergentes. A partir da Seqüência K20, o alto se comportou como uma anticlinal de propagação de falhas, estrutura comum em início de rifte. Somente a partir do Andar Jiquiá, num pulso tectônico mais intenso, as falhas afloraram e passaram a atuar diretamente na acomodação, com clímax da deformação no Andar Alagoas.

Foi construído um arcabouço estratigráfico de alta resolução de uma seqüência de 3ª ordem (K34/10, início do Andar Aratu) formada por um trato de lago baixo, um trato transgressivo e um trato de lago alto, associados respectivamente a iniciação, clímax e quiescência de um pulso tectônico. De acordo com análise de ciclicidade, os ciclos de 4ª ordem apresentam provável condicionamento climático e de modo geral correspondem às zonas reservatório.

De modo a caracterizar tridimensionalmente a dobra de crescimento, a Discordância Pré-Aratu, os tratos de sistema e os ciclos de 4ª ordem, o resultado da análise estratigráfica de alta resolução foi aplicado na modelagem estratigráfica, faciológica e sismoestratigráfica, nas seqüências K20 e K34/10. Este exercício permitiu demonstrar a importância da estratigrafia de alta resolução na modelagem 3D de reservatórios.

Falhas pós-deposicionais relacionadas aos pulsos mais intensos do rifte, no Andar Alagoas, inclusive a da atual borda da bacia, deformam os depósitos. Foi proposta uma hierarquização dessas falhas quanto a sua magnitude, que cruzadas com a hierarquização estratigráfica (seqüências), permitiu avaliar o impacto na compartimentação dos reservatórios.

ABSTRACT

In this work, the results of a tectonic-stratigraphic study on the early rift strata of the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil, were applied to the characterization and modeling of reservoirs. Furado area, a mature oil field, was selected as laboratory because it presents these strata so nearly complete, and has lot of static and dynamic data. We applied a multidisciplinary approach (tectonics, stratigraphy and reservoir characterization) and also a multi-scalar approach (from the context of deposits in the basin to the zoning of producing reservoirs).

The 2nd order sequences (K10-20 and K34-K36 corresponding respectively to the Feliz Deserto Formation and Barra de Itiúba/Penedo Formation) were sliced into 3rd sequences. The stratigraphic analysis suggests that the beginning of rifting process that had already occurred in the Sequence J20-K5 (Serraria Formation) was gradual over 20 Ma. This process is characterized by the absence of a conspicuous unconformity of the onset rift in which the parallel strata evolve to divergent ones from the end of Rio da Serra stage on, and also by the continuous subsidence increase, signals of the tectonism progressively more intense.

An important angular unconformity, named Pré-Aratu, precedes the deposits of the Sequence K34-K36 that contains the first deeper lacustrine deposits, and presents a progradational trend typical of rift filling. An inner structural high began its activity in the end of the Rio da Serra Stage and it was responsible for the differential subsidence that produced the divergent strata. From the Sequence K20 on, the structural high acted as an anticline of fault propagating, a common structure reported in early rifts. It was only after the Jiquiá Stage, in a more intense tectonic pulse, that the faults appeared in the surface and begin to act directly on accommodation, having its climax during Alagoas Stage.

We built a high resolution stratigraphic framework for a 3rd order sequence (K34/10, early Aratu Stage) that was formed by a lowstand systems tract, a transgressive tract, and a highstand systems tract associated respectively to the beginning, climax and quiescence of a tectonic pulse. According to the cyclicity analysis, the 4th order cycles are probably climatic in origin and equivalent to the production reservoir zones.

Aiming to characterize in a three dimensional way the growth fold, the Pré-Aratu Unconformity, the systems tract, and the 4th order cycles, the results of a high resolution stratigraphic analysis was applied to the sequences K20 and k34/10 in the stratigraphic, facilogic and sismostratigraphic modelling. This experience allowed us to show the importance of the use of high resolution stratigraphy to build 3D reservoir models.

Post-depositional faults (related to more intensive rift pulses, during Alagoas Stage, including the now existing basin border fault) deform the deposits. We proposed a hierarchy of these faults based on their magnitude of displacement that allowed us to evaluate the fault influence in the reservoir characterization by crossing the fault hierarchy versus stratigraphy (sequences).

1 Introdução

1.1 Apresentação do problema

Nos últimos anos, a atividade de caracterização e gerenciamento de reservatórios de petróleo passou a ser cada vez mais interdisciplinar, levando à necessidade de integração de conhecimentos desde a análise de bacias até a engenharia de produção. Ao mesmo tempo, a geologia de reservatórios passou a ter forte ênfase em aspectos quantitativos, de modo a aproximar a geologia da engenharia. Um exemplo é o paradigma atual da simulação numérica de fluxo como um dos principais destinos dos estudos geológicos de reservatórios. O grande desenvolvimento do método sísmico e a informatização da atividade de reservatórios também contribuíram para que o geólogo se aproximasse e falasse a mesma língua do engenheiro, através dos modelos numéricos.

Este trabalho propõe realizar uma integração entre as escalas de bacia e de reservatórios, conectando os aspectos mais acadêmicos com o pragmatismo da indústria. O enfoque multidisciplinar (estratigrafia, tectônica, caracterização de reservatórios) e multiescalar (bacia, campo de petróleo, reservatório) também são devido à necessidade de aproximar as disciplinas acima, muitas vezes tratadas de forma pouco conectada.

As unidades estratigráficas objeto do estudo detêm reservatórios em diversos campos petrolíferos da Bacia de Sergipe-Alagoas, caracterizados pelo elevado grau de heterogeneidade deposicional e estrutural. Recentemente ganharam importância adicional devido à descoberta de jazidas profundas de gás e à revitalização de alguns campos na porção alagoana da bacia, além do retorno do interesse exploratório no estágio rifte da margem continental brasileira. Apesar de ser considerada uma bacia madura do ponto de vista exploratório, a Bacia de Sergipe-Alagoas, pela sua complexidade evolutiva, ainda hoje é uma fonte de controvérsias. Uma delas, que será tratada no decorrer do trabalho, é quando ocorreu o início do estágio rifte, já que não há uma clara discordância inicial marcadora desses estratos. O tectonismo incipiente a moderado, característico dos pulsos iniciais do rifteamento fez com que o empilhamento estratigráfico tenha características intermediárias entre

bacias sag e meio-grabens típicos de riftes, e que teve consequências nas características dos reservatórios.

Nos depósitos da fase rifte da evolução da bacia, as trapas mais evidentes para a formação das acumulações de petróleo são de origem deformacional, o que orientou para que os estudos exploratórios e explotatórios na área sempre apresentassem uma forte abordagem estrutural. Entretanto, existe também um componente estratigráfico que não pode ser desconsiderado, que atua em todas as escalas. Ainda hoje, ausências estratigráficas por discordâncias podem estar sendo indevidamente interpretadas como falhas, e vice-versa.

1.2 Objetivos

O objetivo central deste trabalho é a aplicação dos conceitos de tectônica e sedimentação em riftes na estratigrafia e modelagem de reservatórios, com a utilização de ferramentas rotineiramente utilizadas na caracterização e gerenciamento de reservatórios. Para isso, objetivos mais específicos são abaixo detalhados:

a) Contribuir para o conhecimento da transição dos estágios pré-rifte/rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas, a partir da elaboração de um arcabouço estratigráfico de alta resolução em um campo de petróleo maduro, adicionalmente amparado por informações regionais.

b) Investigar a influência da tectônica e sedimentação da área nas características geométricas e na compartimentação dos reservatórios em várias escalas. Em especial, se houve, e como ocorreu a atuação das falhas na sedimentação dos depósitos iniciais do rifte, em uma época em que o tectonismo era ainda incipiente a moderado.

c) Investigar a relação entre os elementos da estratigrafia de sequências e a de produção, também conhecida por zoneamento de reservatórios, bem como o papel das falhas em suas diversas escalas na compartimentação de reservatórios, com direta aplicação no gerenciamento de campos de petróleo.

d) Associar a posição dos reservatórios nos tratos de sistema com sua qualidade e comportamento de produção (volumes, fator de recuperação e potencial de revitalização).

e) Compor um modelo integrado de compartimentação estratigráfica e estrutural em diversas escalas, integrando disciplinas que frequentemente são tratadas separadamente na caracterização de reservatórios.

1.3 Conteúdo

Nos capítulos 2 e 3 é apresentada uma revisão bibliográfica sobre riftes e estratigrafia aplicada, respectivamente. No Capítulo 4 é apresentado um panorama geral da Bacia de Sergipe-Alagoas, com ênfase na seção rifte. O Capítulo 5 introduz a área estudada sob os aspectos estruturais. No Capítulo 6 é detalhada a estratigrafia de sequências (3ª ordem) de todo o empilhamento estudado. O estudo mais detalhado (alta resolução) de uma sequência de 3ª ordem é apresentado no Capítulo 7, já dirigida à aplicação na caracterização de reservatórios. O Capítulo 8 trata da modelagem estratigráfica 3D da sequência de 3ª ordem detalhada no capítulo anterior. No Capítulo 9 é apresentada uma proposta de hierarquização das heterogeneidades deformacionais, que cruzadas com a estratigrafia nas diversas hierarquias, produzem diferentes formas de compartimentação em reservatórios fluvio-deltaicos. O Capítulo 10 apresenta uma síntese e o Capítulo 11 sumariza as conclusões.

1.4 Base de dados

Para o desenvolvimento do trabalho, foi escolhido como objeto de estudo o Campo de Furado e adjacências, localizado na região de São Miguel dos Campos, cerca de 50 km a sudoeste de Maceió, em Alagoas, envolvendo uma área de 120km² (Figura 1.1). O Campo de Furado, que apresenta de forma praticamente completa o empilhamento dos depósitos iniciais do rifte da bacia, está localizado em uma área de grandes falhas normais, incluindo a atual falha de borda, e também apresenta um alto estrutural que interferiu na sedimentação. Por isso, é um excelente laboratório para a utilização de estratigrafia de alta resolução no entendimento da evolução da bacia. Além disso, a área apresenta uma boa densidade de dados sísmicos, informações de rocha, perfis eletro-radioativos e diversos trabalhos com dados já publicados (Góes et al., 1986; Cruz & Galm, 1994; Chiossi, 1997; Chiossi, 2005). A área se enquadra na definição de campo maduro, descoberto na década de 1960, que já passou pelo seu pico de produção. Seu

arcabouço estrutural e estratigráfico data da década de 1980, anterior à utilização dos conceitos de estratigrafia moderna, da sísmica 3D, das técnicas de modelagem geológica 3D, e de novos conhecimentos da evolução tectono-estratigráfica da bacia.

Furado é um dos principais campos produtores de petróleo no Estado de Alagoas, em arenitos das formações Serraria, Feliz Deserto e Barra de Itiúba, que ocorrem entre 800 e 2400m de profundidade. As duas últimas totalizam um empilhamento de 2800m de sedimentos depositados ao longo de cerca de 20 Ma, durante o Cretáceo Inferior (Berriasiano? a Barremiano?, ou andares locais Rio da Serra a Jiquiá Inferior).

Os dados utilizados para este trabalho foram perfis eletro-radioativos de poços, dados de rocha (amostras de calha e testemunhos, quando disponíveis), geoquímicos (carbono orgânico total), bioestratigráficos (datação por ostracodes não marinhos), sísmica 3D e afloramentos análogos. Ao todo foram utilizados 26 poços do Campo de Furado, além de 9 poços de outras áreas da Sub-bacia de Alagoas, estes últimos com o objetivo de fornecer representatividade regional às interpretações. Os afloramentos análogos dessas unidades estão localizados no Alto de Japoatã, em Sergipe, cerca de 80km a sudoeste (Figura 1.1).

Em função da preservação das informações pertencentes à Petrobras, os nomes dos poços foram alterados, assim como foram omitidas informações como coordenadas geográficas e nomes de biozonas nas colunas estratigráficas. Também foram modificadas as denominações internas de blocos e de reservatórios do campo de petróleo estudado.

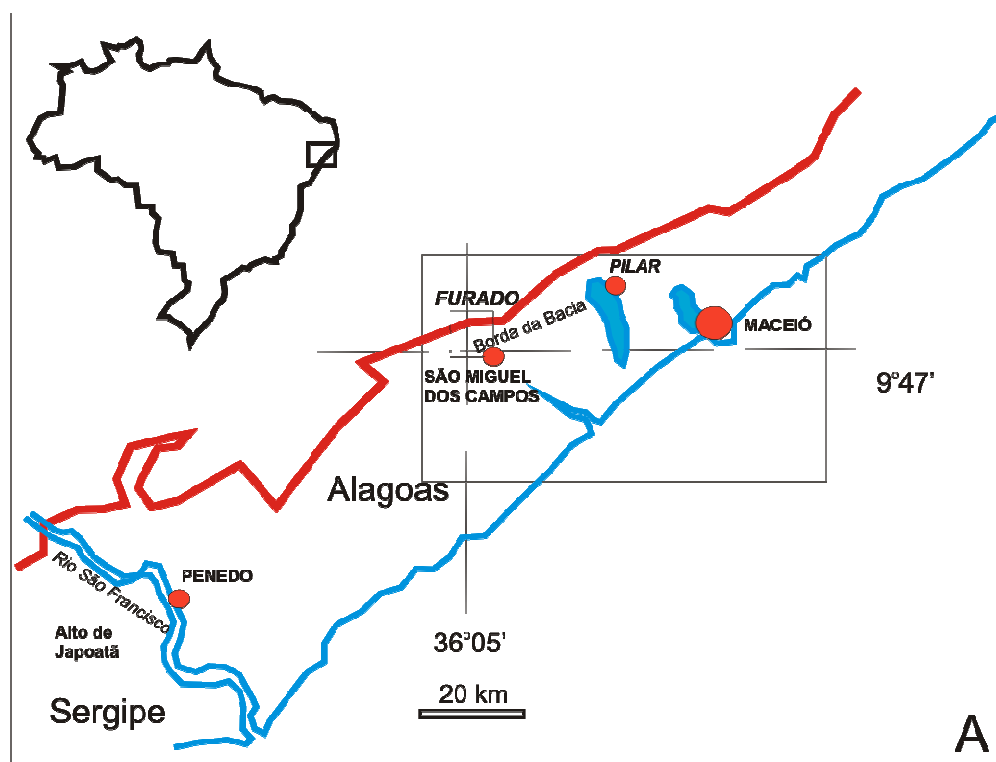


Figura 1.1 – Localização da área estudada na Sub-bacia de Alagoas. No Alto de Japoatã, a sudoeste, encontram-se os afloramentos análogos.

1.5. Métodos

O trabalho envolveu um estudo integrado da geologia do Campo de Furado e áreas adjacentes, em ambiente informatizado de interpretação geológica. Inicialmente foram escolhidos poços estratégicos, com estratigrafia completa e o mínimo de falhas possíveis. As principais atividades realizadas estão resumidas na Tabela 2.1. Maiores detalhes quanto aos métodos utilizados serão abordados no decorrer da tese.

A nomenclatura estratigráfica seguiu o padrão da recente revisão da Carta Estratigráfica das Bacia de Sergipe-Alagoas (Campos Neto et al. 2007). No detalhamento estratigráfico (sequências de 3ª e 4ª ordem aqui definidas) a nomenclatura criada também procurou ser adequada à proposta desses autores.

Tabela 2.1 – Resumo da metodologia empregada

Atividade	Objetivo	Dados	Software	Produto
Revisão bibliográfica	Estado da arte: Bacia de SEAL, tectônica e sedimentação em riftes, estratigrafia de sequências, geologia estrutural aplicada a reservatórios, modelagem de reservatórios	Publicações Relatórios Mapas	Internet Corporativo	Revisão bibliográfica
Carregamento dos dados	Integração dos dados existentes	Sísmica 3D Perfis elétricos Descrição de amostras de calha Descrição de testemunhos Marcadores (topos)	Sigeo (Petrobras) Openworks (Landmark)	Banco de dados inicial
Organização dos dados	Controle de qualidade e cruzamento de informações Escolha de superfícies de grande escala para mapeamento estrutural	Idem acima, mais mapas e seções existentes em papel	Stratworks (Landmark)	Marcadores de falhas correlacionadas Marcadores estratigráficos ajustados
Sismogramas sintéticos e tabelas tempo-profundidade	Correlação sísmica-poço	Sísmica Perfis elétricos	Syntool (Landmark)	Sísmica ajustada aos poços
Interpretação Sísmica	Definição do modelo estrutural da área. Caracterização das falhas principais Identificação das relações estratigráficas e sismofácies	Volume sísmico 3D	Seisworks (Landmark)	Mapa estrutural sísmico dos principais refletores, polígonos de falhas e planos de falhas
Correlação de falhas	Identificação e denominação dos marcadores de falhas, identificação dos mesmos em sísmica	Sísmica Perfis elétricos Perfis <i>dipmeter</i> Seções e mapas existentes	Stratworks, Seisworks, ZMap (Landmark)	Modelo 3D das principais falhas correlacionadas Mapa estrutural do campo
Geração de curvas adicionais	Ferramentas adicionais e de baixo custo para análise estratigráfica	Amostras de calha e geoquímica (carbono orgânico total)	Microsoft Excel Stratworks (Landmark)	Curvas de coloração de sedimento Perfis geoquímicos, perfis litológicos (eletrofácies) a partir de amostras de calha
Revisão e Descrição de Testemunhos	Definição das fácies, associações de fácies e ambientes deposicionais	Testemunhos de poços, descrições anteriores	Anasete (Petrobras/PUC-Tecgraf)	Descrição de tetemunho em meio digital
Fatiamento estratigráfico (ES)	Identificação de marcadores e prováveis linhas de tempo em seções estratigráficas. Fatiamento em sequências de 3ª ordem, a partir da identificação de superfícies-chave	Todos os anteriores, com a utilização de seções estratigráficas	Stratworks (Landmark)	Seção estratigráfica de referência. Marcadores estratigráficos (superfícies-chave) em poços.

Atividade	Objetivo	Dados	Software	Produto
Estratigrafia de Alta resolução	Posicionamento dos depósitos nos tratos de sistema de uma sequência de 3ª ordem e fatiamento em sequências de 4ª ordem.	Todos os anteriores, com a utilização de seções estratigráficas estratégicas	Stratworks (Landmark)	Seções estratigráficas de detalhe, mapas paleogeográficos. Correspondência com a estratigrafia de produção (zoneamento)
Análise de ciclicidade	Identificação de fatores climáticos	Perfis de poços	Statistica	Refinamento estratigráfico
Mapas de isópacas e isólitais	Reconhecimento da paleogeografia, direções deposicionais regionais Identificação da atuação da tectônica na sedimentação.	Poços correlacionados na etapa anterior; interpretação litológica	Stratworks (Landmark)	Mapas de isópacas e isólitais regionais das principais sequências deposicionais e dos reservatórios selecionados
Modelo 3D estrutural	Análise estrutural e coerência da interpretação, arcabouço atual da área	Interpretações sísmicas de falhas e horizontes, marcadores nos poços	Gocad (Paradigm)	Modelo 3D Estrutural
Modelo 3D estratigráfico de alta resolução	Incorporação de geologia na modelagem 3D, especialmente superfícies estratigráficas	Marcadores de superfícies em poços, perfis de fácies. Mapas de isólitais.	Gocad (Paradigm)	Modelo 3D estratigráfico e volume de impedância
Modelo Sísmico Estratigráfico	Geração de volume sísmico sintético	Modelo 3D estratigráfico e distribuição das fácies, dados petrofísicos	Gocad – Plugin Fiscale (Petrobras)	Volume de amplitude sísmica da estratigrafia reconstituída
Cruzamento da Compartimentação estratigráfica com estrutural	Identificar o efeito do tectonismo pós-deposicional sobre compartimentação estratigráfica	Perfis eletrorradioativos de poços, arcabouço estratigráfico de alta resolução	Triangle (Badleys)	Diagramas de estratigrafia <i>versus</i> variação do rejeito

2 Tectônica e sedimentação em riftes

Neste capítulo é apresentada uma revisão sobre o estado atual do conhecimento sobre tectônica e sedimentação em riftes continentais, com ênfase em aspectos mais diretamente aplicados aos objetivos deste trabalho.

2.1 Conceito e morfologia de riftes

Um rifte pode ser definido como um vale limitado por falhas em ambos os lados, normalmente com dezenas de quilômetros de largura e algumas centenas de quilômetros de comprimento (Figura 2.1). A definição mais antiga é a de Gregory (1894), como sendo uma faixa de relevo rebaixado, limitado por falhas normais subverticais. Segundo Burke (1980), um rifte é uma depressão alongada onde a litosfera foi rompida por esforços distensivos.

Constituíram no passado importantes áreas de deposição de rochas geradoras e reservatórios que vieram a ser portadoras de petróleo. Riftes modernos, como os do Leste Africano, servem como importantes análogos para a análise de bacias produtoras de petróleo (Rosendahl, 1987; Scholz & Rosendahl, 1990). Cerca de 5% dos sedimentos do planeta e 10% dos volumes de petróleo estão contidos nos riftes (Katz, 1995), com tendência de aumentar quando forem incorporadas as descobertas brasileiras do pré-sal.

Os riftes podem ser formados em diversos ambientes tectônicos. Os associados aos ambientes distensionais originam-se em áreas cratônicas, e evoluem para bacias de margens passivas, mas também podem ser abandonados, quando a propagação da ruptura crustal se ramifica e toma outra direção.

O estiramento litosférico responsável pela formação dos riftes pode ter origem térmica ou mecânica (Sengor & Burke, 1978). No primeiro caso, também denominado rifteamento ativo, plumas mantélicas geram o soerguimento e a erosão da crosta. O rifteamento é então provocado pela contração térmica produzida pela ascensão da crosta. A descompressão causa a fusão do manto, que ocasiona vulcanismo associado. No segundo caso, de estiramento mecânico, ou rifteamento passivo, tensões horizontais ligadas à movimentação de placas provocam o

fraturamento da crosta. A subida da astenosfera deve-se ao desequilíbrio isostático causado pelo estiramento mecânico.

São do Leste Africano (Figura 2.1) alguns trabalhos clássicos que geraram modelos de geometria, tectônica e sedimentação em riftes (Rosendahl, 1987; Scholz & Rosendahl, 1990; Frostick & Reid, 1990; entre outros), seguidos de trabalhos no Golfo de Suez (Patton et al., 1994; Bosence, 1998; Moustafa, 2002), Mar do Norte (Prosser, 1993), Golfo de Corinto (Leeder et al., 2002; Gawthorpe et al., 2003; Lykousis et al., 2007), América do Norte (Olsen, 1990; Schlische, 1991) e China (Lin et al., 2001), para citar alguns exemplos. No Brasil, principalmente a Bacia do Recôncavo, berço da exploração e produção de petróleo em nosso país, também foi objeto de vários trabalhos já publicados (Viana et al., 1971; Magnavita & Cupertino, 1987; Santos et al., 1990; Matos, 1999; Bueno, 2001; Bueno, 2004). Alguns desses trabalhos serão comentados com mais detalhe a seguir.

Antes tidos como grabens simétricos, a partir da década de 1980 os riftes passaram a ser caracterizados como um conjunto de hemi-grabens (Figura 2.2), bacias assimétricas limitadas por uma falha de grande porte em uma das bordas, e por falhas de menores no lado oposto, chamado de margem flexural (Rosendahl, 1987, Schlische, 1991). Mecanicamente, essas falhas representam pares conjugados com mergulhos opostos de 65-70°, onde prevaleceu o desenvolvimento de uma delas (Contreras & Scholz, 2001).

A feição topográfica mais proeminente nas bordas é a ombreira, uma área montanhosa que costuma ser mais alta junto à falha principal, quando comparada à borda flexural. O soerguimento absoluto desses blocos altos costuma ser 10% a 20% do rejeito total da falha (Barnett et al., 1987; Schlische & Witjack, 1999; Leeder et al., 2002). Nos Lagos Africanos, essas montanhas podem chegar a mais de 2000m acima do nível do lago formado no interior da bacia (Scholz & Rosendahl, 1990).

Os riftes podem formar sistemas (Figura 2.1), coexistindo lado a lado bacias em diferentes estágios evolutivos. Na Figura 2.1 (Chorowicz, 2005), o Lago Malawi corresponde a um rifte em fase inicial, com sub-bacias compartimentadas por zonas de transferência protuberantes e poucas falhas. O Lago Tanganica é um rifte maduro, com falhas de borda bem desenvolvidas, e sub-bacias conectadas constituindo um grande lago. O Rifte da Etiópia, mais ao norte, representa uma fase

mais adiantada, com as primeiras aparições de crosta oceânica, já bem desenvolvida no Afar, um rifte no estágio oceânico.

Para alguns autores, as bacias do nordeste brasileiro tiveram evolução semelhante: no Andar Rio da Serra (Berriasiano?/Valanginiano?), enquanto na Bacia do Tucano o rifte já se encontrava bem definido, a adjacente bacia de Sergipe-Alagoas ainda se apresentava em estiramento inicial (Milani e Lana, 1983; Chagas et al., 1993; Bueno, 2001), e as bacias do sudeste já se encontravam no estágio de margem passiva.

Segundo Ziegler (1988), o processo de rifteamento tem uma duração total entre 20 e 50 milhões de anos. Contudo, costuma ocorrer de forma pulsativa, podendo cada pulso resultar em sucessivas reativações da mesma falha de borda, ou ocorrer migração da borda ativa, com a rampa flexural (*hangingwall*) da primeira fase correspondendo ao bloco alto (*footwall*) da segunda (Karner & Driscoll, 1999). A este processo pode estar ligado o fenômeno de evolução de margem assimétrica para simétrica nos riftes que evoluíram para margens passivas. Pela proposta de Bueno (2006), margens passivas resultantes da evolução de riftes podem ter uma margem com duas falhas de borda ativa, e outra margem com borda falhada superimposta a uma margem flexural. Esta geometria foi sugerida pelo autor no par conjugado Sergipe-Alagoas e Gabão.

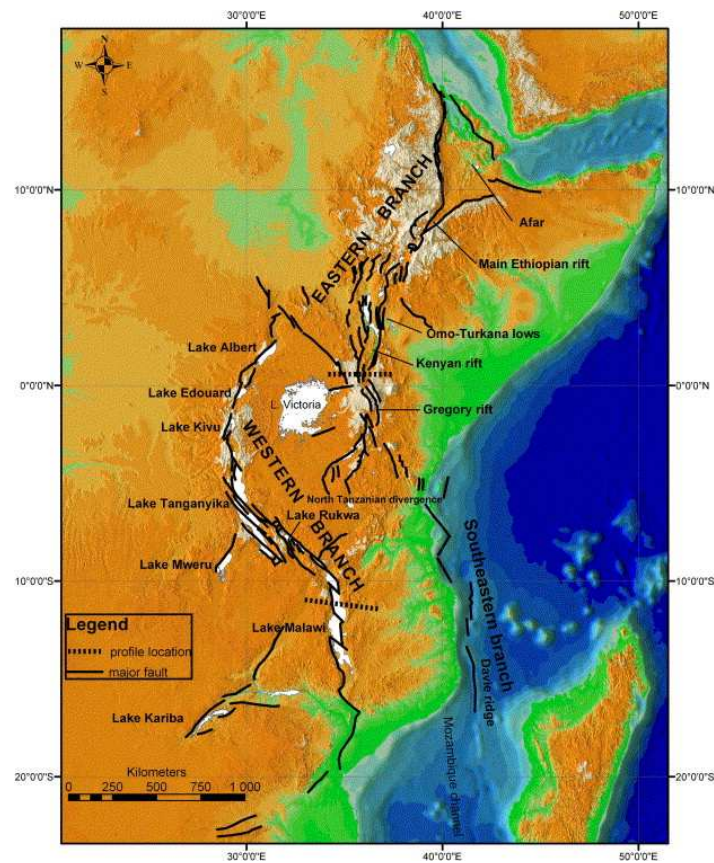


Figura 2.1 – Riftes do Leste Africano (Chorowicz, 2005)

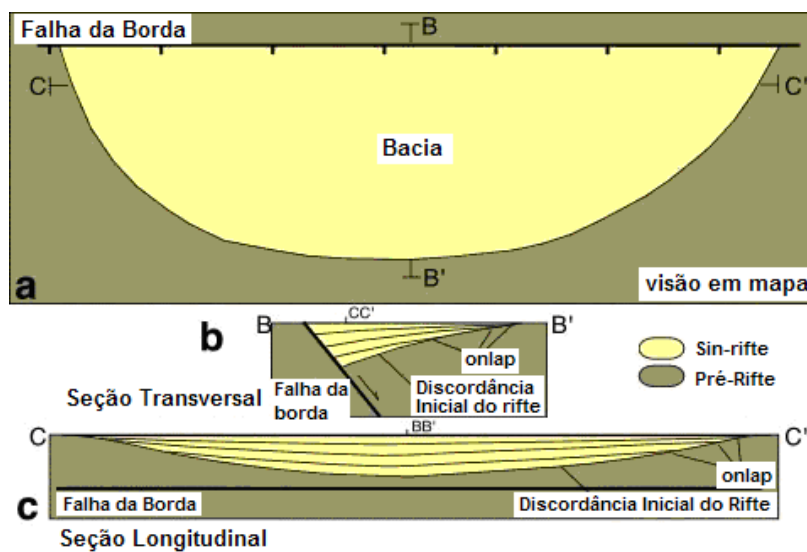


Figura 2.2 – Visão em planta, seção transversal e seção longitudinal de um hemigraben, notar os padrões divergentes dos estratos a partir do início do rifte (Schlische, 1991).

2.2 Iniciação e propagação de falhas e sua consequência na geração de espaço de acomodação em riftes

A evolução dos riftes está diretamente ligada à história da iniciação e crescimento das falhas. Estas influenciam na formação da rede de drenagem, geometria da bacia e no seu preenchimento (Gupta et al., 1998; Morley & Wescot, 1999; Gawthorpe & Leeder, 2000; Morley, 2002).

Uma falha inicia-se em um ponto do material onde a concentração de tensões faça com que este material tenha seu limite de ruptura atingido (Griffith, 1924). Heterogeneidades preexistentes, como estruturas herdadas do embasamento, podem ser pontos de iniciação. A partir da iniciação da falha, seu crescimento pode ser dado por propagação radial, o que resulta numa relação constante entre o comprimento e o deslocamento (Walsh & Watterson, 1991). O rejeito é maior no centro (ponto de iniciação), e diminui em direção à terminação da falha, onde é zero (limite entre a deformação plástica e rígida). Isso explica porque o formato tridimensional de uma falha individual é uma elipse aproximada (Figura 2.3), com o eixo menor paralelo à direção do deslocamento (Barnett et al., 1987; Walsh & Watterson, 1991). Falhas isoladas que não atingem a superfície são denominadas falhas cegas (*blind faults*) (Barnett et al., 1987).

Populações de falhas podem interagir, modificando o formato elíptico teórico e desviando a relação comprimento-rejeito. Gráficos de comprimento versus rejeito de falhas (Figura 2.4) têm sido utilizados na compreensão da evolução da propagação das falhas e da consequente arquitetura estratigráfica resultante. Quando desvios são observados na relação teórica de uma falha individualizada, pode ter ocorrido o crescimento de falhas por amalgamação de segmentos ou interferência com outros segmentos de falhas em zonas de revezamento (Gawthorpe & Leeder, 2000).

O formato elíptico esperado para falhas individuais também pode ser truncado no caso de falhas que afloram à superfície ou que atingem a base da crosta. Com isso, situações bastante complexas podem ocorrer.

A conexão entre falhas pode ser do tipo *hard link* (falhas efetivamente conectadas) e *soft link* (falhas que interagem de modo dúctil, através de rampas de revezamento) (Walsh & Watterson, 1991). Em subsuperfície, é muito difícil resolver se as falhas estão realmente conectadas ou se são segmentos descontínuos,

mesmo se dispondo de sísmica 3D de boa qualidade. A deform  o considerada “dúctil” em uma escala de observação pode ser resultado de uma série de falhas de pequeno rejeito se observada no maior detalhe. Para fins de modelagem de bacias ou de reservatórios, os diversos segmentos somados podem se comportar, mecanicamente, como uma falha individual, e assim serem tratados (Barnett et al., 1987).

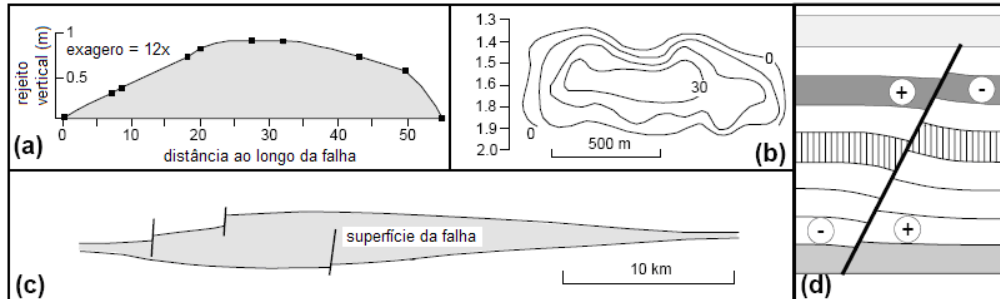


Figura 2.3 – Geometria de uma falha cega (isolada e não aflorante) (Barnett et al., 1987): a) variação do rejeito ao longo da direção da falha, b) formato elíptico das curvas de iso-rejeito, c) intersecções, d) quatro quadrantes de deform  o ao longo do material falhado, com contração (+) e distensão (-) local.

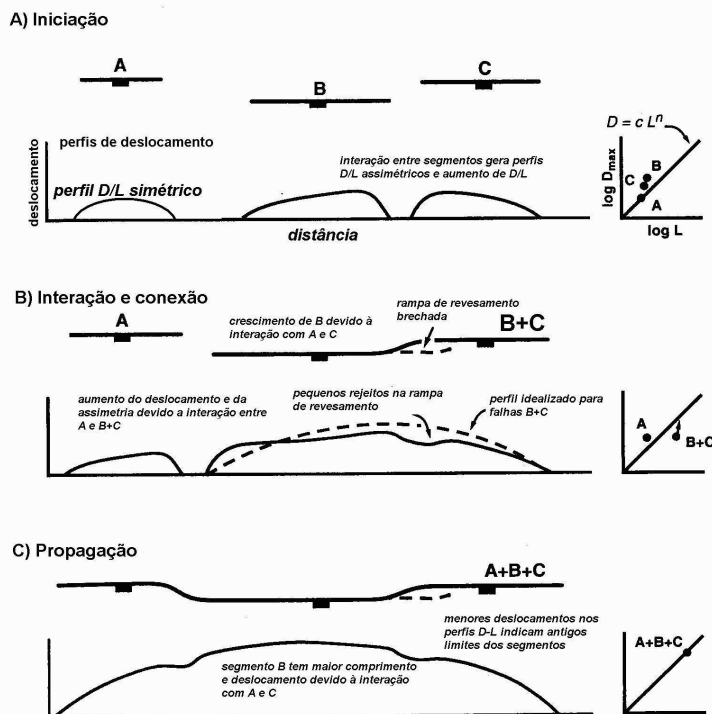


Figura 2.4 – Crescimento e coalescência de segmentos de falha e seu reflexo na relação comprimento (L) e rejeito (D). Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).

As taxas típicas de movimentação de falhas em riftes são da ordem de 2-5 mm/ano na porção central da falha, e 0,5 mm/ano próximas às terminações (Gawthorpe et al., 1994). Entretanto, não são taxas constantes no tempo, e sim eventos episódicos a cada 500-4000 anos, com rejeitos de 2-4m. Na Bacia do Recôncavo, Gabaglia (1991) estimou rejeitos de 0,8 a 1,5m em intervalos de tempo de 3 a 10ka na Falha de Salvador. Dados recentes no rifte ativo do Golfo de Corinto (Lykousis et al., 2007) também mostram taxas entre 1-3mm/ano.

As taxas de propagação (crescimento) das falhas, estimadas no Rifte Africano, são em torno de 2,5 a 5 cm/ano (Contreras & Scholz, 2001; Chorowicz, 2005).

O mecanismo de iniciação e propagação das falhas determina o padrão de sedimentação inicial nas bacias rifte. Na literatura, existem pelo menos 3 modelos que podem resultar em padrões distintos de preenchimento. Esses modelos representam situações extremas, onde a realidade deve estar num ponto intermediário entre os três, a depender das características da bacia (Morley, 2002).

O primeiro modelo (Walsh & Watterson, 1991; Gawthorpe & Leeder, 2000 – Figura 2.4), de propagação lateral da terminação da falha (crescimento progressivo do comprimento, da largura e da profundidade no padrão em elipse) produz crescimento da área deposicional, com *onlap* dos sedimentos sobre as margens flexural e axial. A sedimentação ocorre em ambiente constituído por sub-bacias isoladas e por altos interbaciais (zonas de acomodação).

O segundo modelo (Gupta, 1998; Morley, 1999, 2002) é caracterizado pela propagação máxima e rápida coalescência de segmentos de falha antes do início da sedimentação. Neste caso, a terminação da falha se mantém fixa durante o crescimento do rejeito, e o depocentro se localiza sempre na região central da falha. A rara ocorrência de sub-bacias isoladas na base dos estratos sin-rifte suporta este modelo. Para Gupta (1998), a passagem de um estágio de rifte inicial para clímax, com formação de lago profundo, se dá quando um número grande de falhas se coalesce e com isso a taxa de deslocamento das falhas ativas cresce aumentando rapidamente o espaço de acomodação potencial.

Um terceiro modelo é caracterizado por uma grande área de geometria sinformal. A distensão é produzida por falhas em profundidade (falhas cegas) e por inúmeras falhas de pequeno rejeito (Morley, 2002). Um exemplo é a região de

Usangu Flats, na Tanzânia (Harper et al., 1999), uma das áreas mais jovens do Rifte Africano, com sedimentação iniciada a apenas 2 Ma (Figura 2.5). A falha de borda apresenta rejeito pequeno e aparentemente não controla a geometria da bacia. Segundo Morley (2002), esta região ilustra o primeiro estágio do rifte onde a falha se desenvolve relativamente tarde, e uma ampla bacia se formou antes do desenvolvimento da falha. Patton et al. (1994) sugeriram evolução semelhante para os depósitos iniciais do Golfo de Suez.

Outro exemplo de depressão associada à iniciação de rifte é o Delta do Okavango, em Botswana. Nesta bacia, a subsidência foi gerada pela flexura relacionada à propagação de falhas na extremidade sudoeste do sistema de riftes africanos e foi amplificada pela carga de sedimentos (Gumbricht et al., 2001; McCarthy et al., 2002). Algumas falhas de pequeno porte que rompem a superfície não geram acomodação significativa, embora produzam deslocamentos na rede de drenagem.

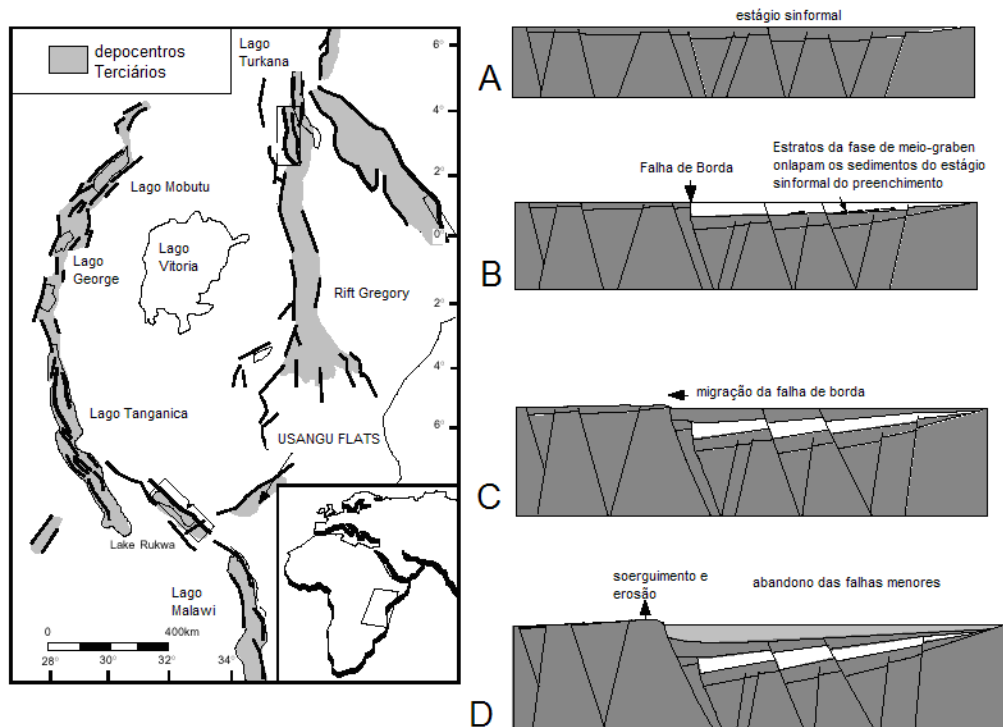


Figura 2.5 – Usangu Flats (Tanzânia), caracterizada pela geometria sinformal, típica de início do estágio rifte, como na seção (a). A seção (b) mostra um estágio inicial já com a influência de falhas de pequeno rejeito, (c) estágio maduro e (d) estágio final. Extraído de Morley (2002).

2.3 Zonas de transferência

As zonas de transferência (Gibbs, 1984) (Figura 2.6), também denominadas zonas de acomodação (Rosendahl, 1987) são feições comuns em riftes, que separam áreas com diferenças na movimentação ou na polaridade estrutural (localização da falha de borda, em lados opostos).

Podem apresentar diferentes morfologias, como rampas de revezamento, *horsts*, anticlinais e zonas de falha transversais, e foram descritas com detalhe por vários autores (Morley, 1988; Rosendahl, 1987; Destro, 1995; Moustafa, 2002; Destro et al., 2003). No Brasil, foram reportadas e estudadas em detalhe nas bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Magnavita e Cupertino, 1987; Destro et al., 2003), e na Bacia de Sergipe-Alagoas (Weidmann & Formoso, 1987; Chagas et al., 1993; Destro, 1995).

Destro et al.(2003) discriminou dois tipos de falhas em zonas de acomodação: as falhas de transferência, de expressão bacinal e mais frequentes em processos de rifteamento oblíquo, e as falhas de alívio. As primeiras apresentam componente de movimentação direcional, com feições de transtensão ou transpressão associadas. Já as falhas de alívio, apesar de ortogonais às falhas principais, apresentam movimentação essencialmente normal.

As zonas de acomodação também influenciam no aporte de sedimentos, já que frequentemente as ombreiras são menos desenvolvidas nas suas proximidades, podendo falhas associadas às zonas de acomodação se estender para além das bordas do rife, constituindo condutos para os sedimentos bacia adentro. Exemplos mais frequentes são as rampas de revezamento (*relays*), que permitem a entrada de sedimentos na bacia, inclusive da margem ativa (Schlische, 1995; Gawthorpe & Leeder, 2000). Por outro lado, em sua direção axial, por serem altos relativos, as zonas de acomodação podem dificultar o transporte de sedimentos entre hemigrabens adjacentes, delineando sub-bacias (Lambiase, 1990).

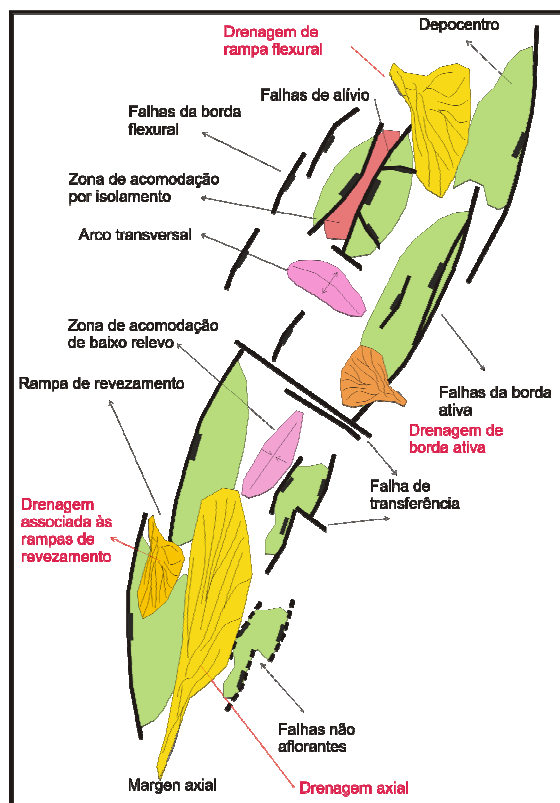


Figura 2.6 – Algumas feições típicas em riftes continentais, incluído as zonas de acomodação. Modificado de Scholz & Rosendahl (1990).

2.4 Dobras em bacias distensionais

Nos riftes, geralmente é destacado o papel das falhas na sedimentação, ao contrário das dobras, comumente mais associadas aos ambientes tectônicos contracionais. No entanto, dobras de natureza distensional (monoclinais, sinclinais e anticlinais) são feições comuns nestas bacias, e desempenham importante papel na arquitetura estratigráfica, contribuindo também para o trapeamento de hidrocarbonetos (as tradicionais “estruturas dômicas”). Muitas dobras são sin-deposicionais e podem controlar os padrões de espessura dos estratos e as relações faciológicas. Sua importância é amplificada nas fases iniciais do rifteamento, antes que a ruptura da superfície seja alcançada.

A maioria das dobras nos ambientes distensionais está associada aos sistemas de falhas. Segundo Schlische (1995), essas dobras estão mecanicamente relacionadas com a movimentação, o crescimento e propagação das falhas e com

variações no vetor de deslocamento e no volume rochoso afetado pelas falhas. Formam-se ao mesmo tempo, ou no caso das dobras de propagação de falhas (*fault propagation folds*), antes da ruptura.

2.4.1 Tipos de dobras em bacias distensionais

De acordo com Schlische (1995), do ponto de vista geométrico, as dobras distensionais podem ser classificadas em dois grandes grupos, baseado na direção do eixo em relação às falhas do rifte: longitudinais e transversais (Figura 2.7)

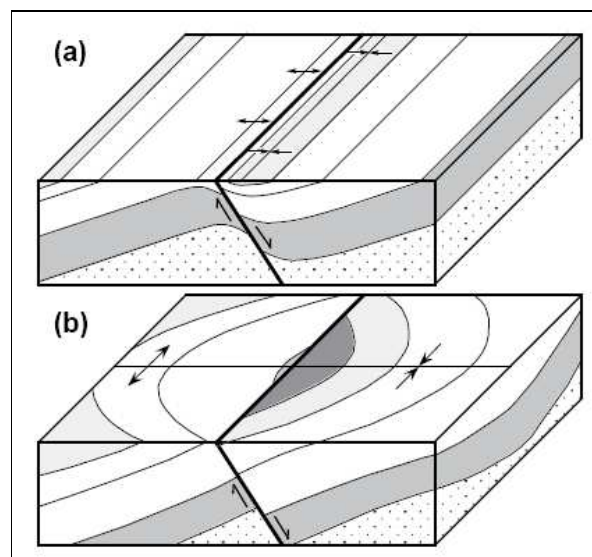


Figura 2.7 – Geometria idealizada dobras (a) longitudinais e (b) transversais (Schlische, 1995).

Dobras Longitudinais

Drag normal (ou dobra forçada)

É resultante da propagação vertical e lateral das falhas. A flexura se localiza próxima da terminação das falhas em propagação (Figura 2.8). Por isso, *drags* podem ser considerados dobras de propagação de falhas (*fault propagation folds*, *sensu* Mitra, 1993). Caso especial dos *drags*, as dobras de propagação de falha foram inicialmente descritas em ambientes contracionais (Mitra, 1993). São flexuras monoclinais marcadas pela progressiva rotação dos estratos, ocorrência de discordâncias sin-sedimentares e criação de trapas adjacentes à falha controladora (Underhill et al., 1998). Nos ambientes distensionais, a flexura origina um sinclinal no bloco rebaixado e uma anticlinal no bloco soerguido. Algumas vezes esta geometria

pode ser resultante de arraste friccional ou da compactação. Neste caso, o *drag* é de formação posterior à falha.

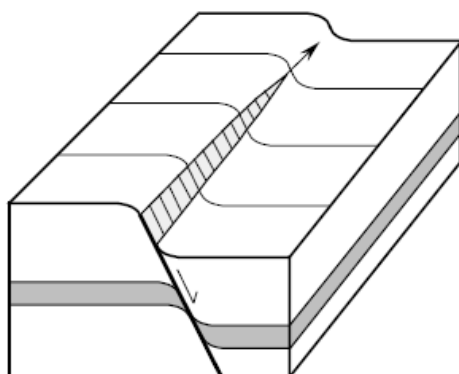


Figura 2.8 – Formação de *drag* normal pela propagação da falha (Schlishe, 1995).

Drag reverso

Sua formação se deve ao decréscimo dos deslocamentos com a distância do plano da falha. A anticlinal se forma no bloco rebaixado (*hangingwall*), e o sinclinal no soerguido (*footwall*). É a resposta flexural ao falhamento em rochas litificadas. Podem produzir crescimento de seção junto ao bloco rebaixado das falhas.

Rollover

Definido pela primeira vez por Hamblin (1965), é originado pela movimentação de falhas lítricas, quando é criado um "vazio" entre o bloco soerguido e o bloco rebaixado (Figura 2.9), que ocasiona o colapso do bloco rebaixado junto à falha. Sua ocorrência é mais comum em sedimentos pouco compactados. A geometria do *rollover* é controlada pela forma do plano da falha. A anticlinal é gerada no bloco rebaixado, e geralmente não há deformação no bloco soerguido.

Devido à similaridade geométrica, os termos *drag reverso* e *rollover* frequentemente são utilizados como sinônimos na literatura. Schlishe (1995) lembra que o *drag* reverso é a resposta flexural ao falhamento tectônico em sedimentos litificados, enquanto os *rollovers* estão associados com a movimentação gravitacional nas falhas lítricas, geralmente em sedimentos pouco consolidados.

A presença do *rollover* é um indicativo de que a falha tem formato lítrico. Contudo, como a geometria é semelhante à do *drag* reverso, uma falha planar pode

ser então indevidamente interpretada como lítrica, sobretudo em seções sísmicas, quando variações de velocidade podem produzir *pull ups*.

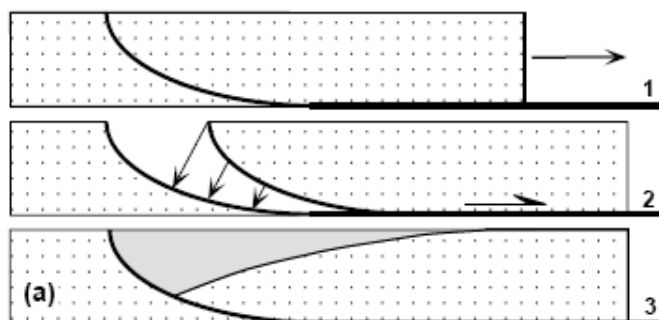


Figura 2.9 – Mecanismo de formação do *Rollover* (Schlishe, 1995)

Dobras Transversais

São originadas devido às variações do vetor de deslocamento de falhas ao longo da direção das mesmas (Figura 2.10). Esta variação do deslocamento, não obedecendo a “elipse” teórica, pode ser consequência da amalgamação de diferentes segmentos de falha. Alguns padrões distintos são descritos a seguir.

Associadas às falhas isoladas

Uma grande falha de borda de bacia rifte define um sinclinal com eixo perpendicular à falha, no bloco rebaixado (Figura 2.7).

Associadas aos sistemas de falhas segmentados

Em zonas de revezamento formam-se anticlinais no bloco rebaixado onde o deslocamento é mínimo, e sinclinais onde o deslocamento é máximo, sempre com eixo aproximadamente perpendicular à direção das falhas. O contrário ocorre nos blocos soerguidos, onde anticlinais se formam nas áreas de deslocamento máximo.

Associadas à deflexão do plano de falhas

A deflexão do plano das falhas, induzida por heterogeneidades litológicas, também pode originar dobras. Formam-se sinclinais na concavidade da deflexão e anticlinais nas convexidades. Embora tenham importância menor na sedimentação, podem originar trapas estruturais (feições dômicas) para o trapeamento de hidrocarbonetos. A geometria do plano de falha como condicionante da deformação

no bloco rebaixado das falhas normais foi estudada com detalhe por Matos (1992), que destaca a importância da geometria de patamar e rampa (*flat and ramp*) de algumas falhas na formação de dobramentos no bloco rebaixado.

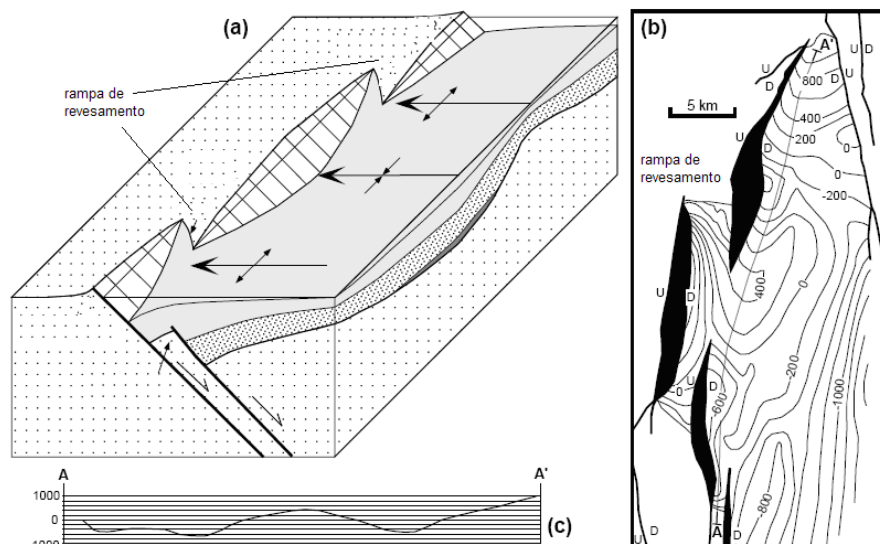


Figura 2.10 – Dobras transversais formadas pela segmentação e variação do rejeito de falhas (Schlische, 1995).

2.4.2 Influência das dobras na sedimentação: dobras de crescimento

Dobras de crescimento são de ocorrência frequente em ambientes contracionais, como as bacias tipo *foreland* (Riba, 1976; Ghiglione et al., 2002), onde durante a evolução da estrutura ocorrem ambientes proximais ou erosão na anticlinal e maior geração de espaço no sinclinal. Notáveis discordâncias sintectônicas progressivas podem estar presentes.

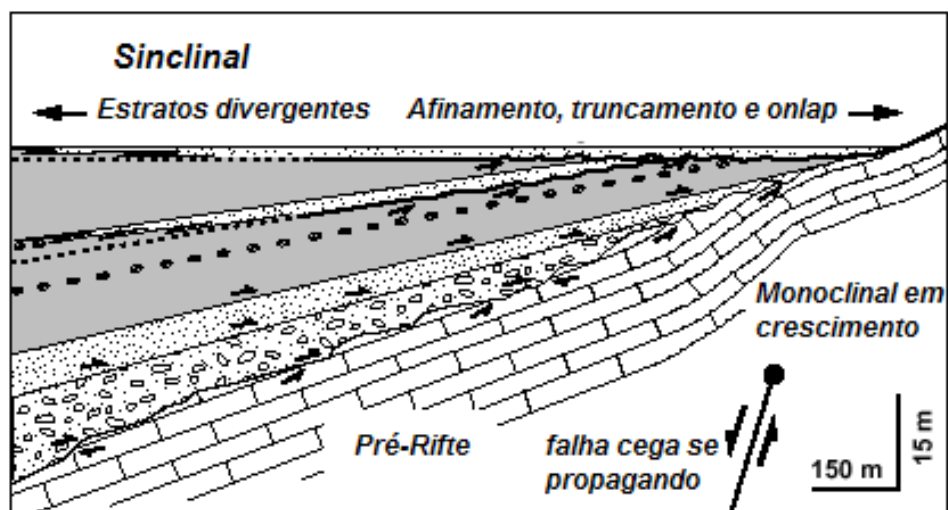
Para as bacias distensionais, Gawthorpe et al. (1997) apresentaram um modelo de sedimentação em sinclinais de crescimento, associadas à propagação de falhas em profundidade. Para os autores, este padrão é típico das fases iniciais do rifteamento, quando as falhas em formação em subsuperfície (falhas cegas) se expressam como dobras de propagação na superfície. Neste modelo, a cunha de sedimentos se afina em direção à futura falha (Figura 2.11), devido à combinação de *onlap* com truncamento erosivo produzido pelo crescimento da dobra. Com a falha alcançando a superfície, o padrão estratal se modifica, passando a ser divergente

em direção à falha, a típica geometria de falha de crescimento. Como geograficamente existem áreas onde a falha já atingiu a superfície, e outras onde ainda se encontra em propagação, essas duas geometrias podem ocorrer concomitantemente. Podem então coexistir, na mesma época, depósitos típicos de hemi-graben e depósitos afinando em direção à falha (Gawthorpe et al. 1997), e tratos de sistema completamente diácronos.

Essas feições foram descritas em detalhe em afloramentos do Rifte de Suez, podendo apresentar escala quilométrica (Gawthorpe et al., 1997; Jackson et al., 2006). Também foram caracterizadas a partir de dados sísmicos no *Graben* do Alto Reno (França), em depósitos iniciais do rifte (Ford et al., 2007). Neste exemplo, os autores estimaram que cerca de 50% do espaço de acomodação foi gerado por sinclinais de crescimento nas fases iniciais do rifteamento, totalizando cerca de 500m de empilhamento. Para os autores, os principais fatores que favorecem a formação das dobras de crescimento são: a existência de uma camada dúctil entre o embasamento e a flexura da cobertura, e as baixas taxas de deslocamento das falhas (0,1-0,3 mm/ano constatadas no Graben do Reno), menores do que em riftes típicos.

Patton (2004) realizou modelagens numéricas visando prever o padrão estratal a partir do balanço entre o crescimento da estrutura e a variação do nível de base (Figura 2.12). Dependendo da subida, descida ou manutenção do nível de base durante o crescimento da estrutura, pode ocorrer ou não a erosão no ápice da estrutura (geração dos padrões denominados *on-structure wedge* e *off-structure wedge*, Figura 2.12).

A) DOBRA DE CRESCIMENTO ASSOCIADA À PROPAGAÇÃO DA FALHA



B) ROMPIMENTO DA FALHA EM SUPERFÍCIE

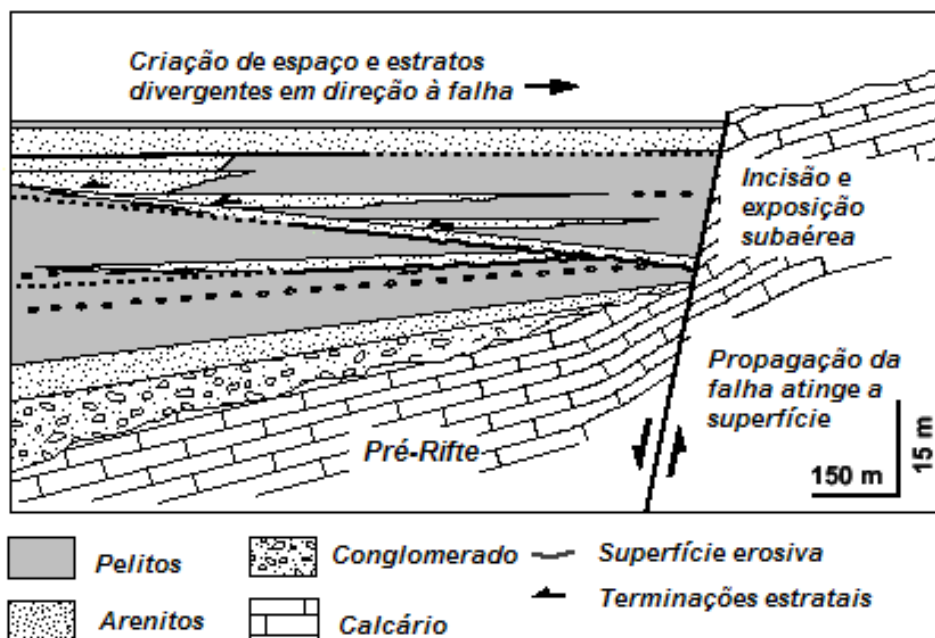


Figura 2.11 – Modelo de dobras de crescimento no rifte do Golfo de Suez. Modificado de Gawthorpe et al. (1997). Notar a inversão da divergência dos estratos após o rompimento da superfície.

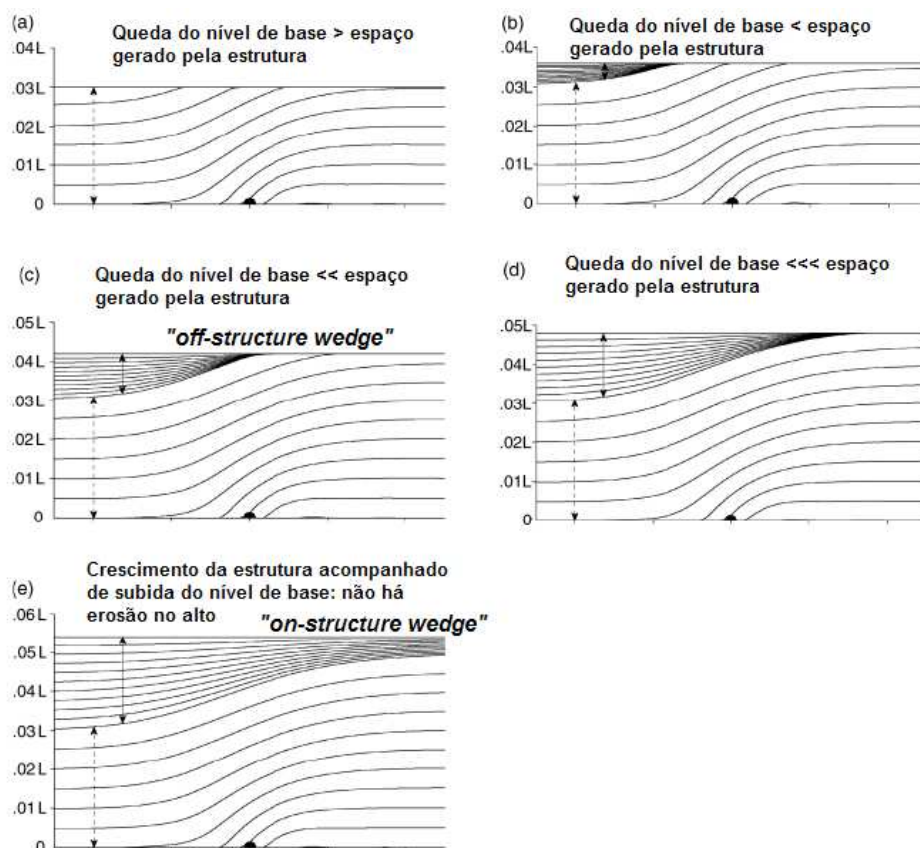


Figura 2.12 – Padrões estratais resultantes da inter-relação crescimento da estrutura versus variação do nível de base estratigráfico (Patton, 2004).

2.5 Preenchimento sedimentar de riftes

Os modelos de tectônica e sedimentação em riftes, que assumem o preenchimento de hemi-grabens segundo um padrão relativamente previsível já são numerosos na literatura (Leeder & Gawthorpe, 1987; Frostick & Reid, 1990; Lambiase, 1990; Schlische, 1991; Prosser, 1993; Bosence, 1998; Carrol & Bohacs, 1999).

O empilhamento estratigráfico nos riftes continentais é resultado da interação entre tectonismo e variações climáticas. O tectonismo é o grande responsável pela formação e preenchimento de bacias rifte: aumenta ou diminui o espaço de acomodação, afeta o nível de base deposicional, controla a distribuição de áreas fonte e influencia no clima local. O clima, por sua vez, controla a taxa de intemperismo, de erosão, a quantidade de vegetação e o balanço hídrico

(Gawthorpe & Leeder, 2000). De modo geral, a tectônica é a controladora do volume da bacia, enquanto o clima é o controlador do seu volume de água. Ambos influenciam um terceiro fator, o aporte de sedimentos (Schlische, 1991; Carrol & Bohacs, 1999).

Apesar da dificuldade em deconvolver os fatores condicionantes da sedimentação, há uma tendência de considerar os pulsos tectônicos como mais importantes na baixa frequência (sequências de 2ª/3ª ordem) e as variações climáticas na alta frequência (4ª/5ª ordem) (Frostick & Reid, 1990; Scholz & Rosendahl, 1990, Olsen 1990). O rejeito total das falhas é um somatório de pequenos deslocamentos, que, individualmente, não criam espaço significativo de acomodação. Por isso, o impacto da tectônica nas sequências estratigráficas é mais sentido em intervalos de tempo de maior duração (hierarquia de 3ª ordem ou maior). A influência da tectônica na formação das sequências deposicionais é maior nos lagos abertos, e do clima, nos lagos fechados, para um mesmo intervalo de tempo (Carrol & Bohacs 1999; Keighley et al., 2003). Além disso, nos estágios iniciais do rifteamento, caracterizados pelas baixas a moderadas taxas de subsidência, a movimentação das falhas pode não ser suficientemente intensa para alterar as redes de drenagem e interferir na ciclicidade estratigráfica. A localização paleogeográfica, na margem ativa ou flexural, também pode produzir empilhamentos com características distintas.

Em comparação com os oceanos, nos lagos o volume de água é infinitamente menor, por isso as sequências deposicionais nos riftes continentais apresentam diferenças se comparadas às sequências clássicas das margens continentais, devido às altas amplitudes e altas frequências de variação do nível do lago (Scholz & Rosendahl, 1990; Carrol & Bohacs, 1999). Pequenas mudanças no balanço hídrico, devido às variações climáticas, podem alterar rapidamente o nível do lago, com flutuações da ordem de centenas de metros, podendo transformar rapidamente lagos hidrologicamente abertos (onde a precipitação é maior do que a evaporação) em fechados (o oposto). No Lago Malawi, no Rifte Africano, foram reportadas variações de 100-400m em intervalos de 1000-100.000 anos (Scholz, 1995). Em climas tropicais, num lago fechado, uma redução de 20% na precipitação durante 500 anos pode produzir uma queda de 100m no nível do lago.

Nos parágrafos seguintes serão detalhados alguns modelos clássicos de preenchimento de riftes, que em sua maioria são complementares e não exclusivos.

Gawthorpe & Leeder (2000), numa revisão do trabalho de Leeder & Gawthorpe (1987), enfatizam a importância da evolução das falhas (iniciação, interação e conexão e propagação) nos padrões de drenagem durante a evolução da bacia (Figura 2.13). Para os autores, no estágio inicial a bacia é dominada por um conjunto de pequenas falhas desconectadas e sinclinais de crescimento, relacionadas às dobras de propagação de falhas. Nesta fase predominam os depósitos flúvio-lacustres, localizados em pequenas bacias isoladas. Com a coalescência das falhas e o consequente aumento do rejeito, ocorre uma profunda modificação dos padrões de drenagem, e a individualização dos hemi-grabens, com sedimentação predominantemente lacustre (Figura 2.14). A interconexão da bacia permite então o desenvolvimento de sistemas fluvio-deltaicos axiais (Figura 2.15).

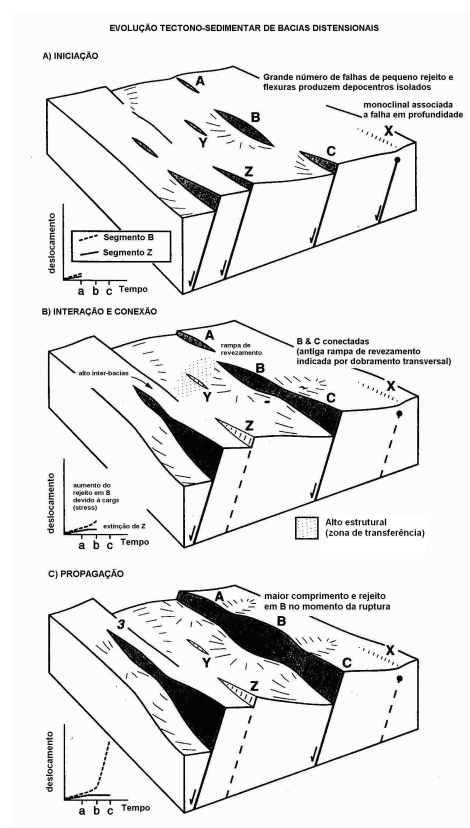


Figura 2.13 – Mecanismo de propagação e interação de falhas em um rifte (Gawthorpe & Leeder, 2000), que gera espaço de acomodação e influencia a rede de drenagem e a geometria da bacia.

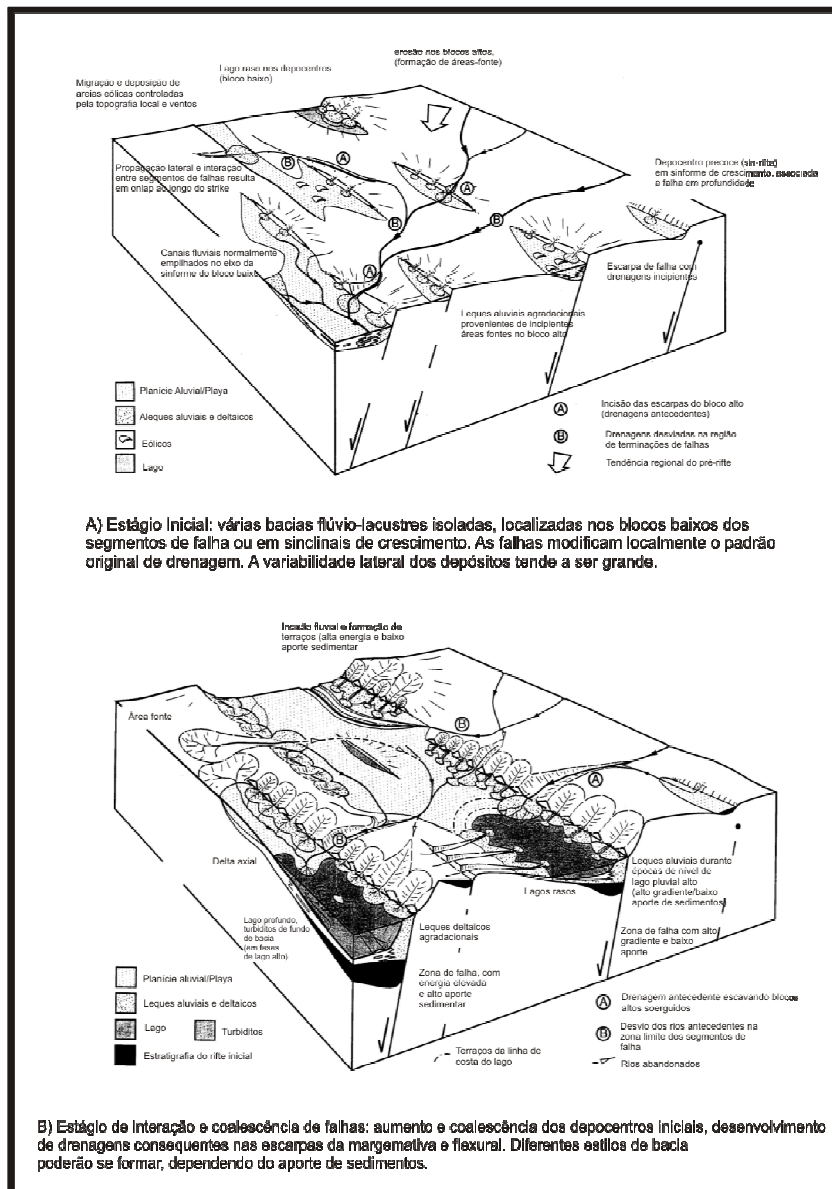


Figura 2.14 – Modelo de preenchimento de rifte continental de Gawthorpe & Leeder (2000), fases iniciais.

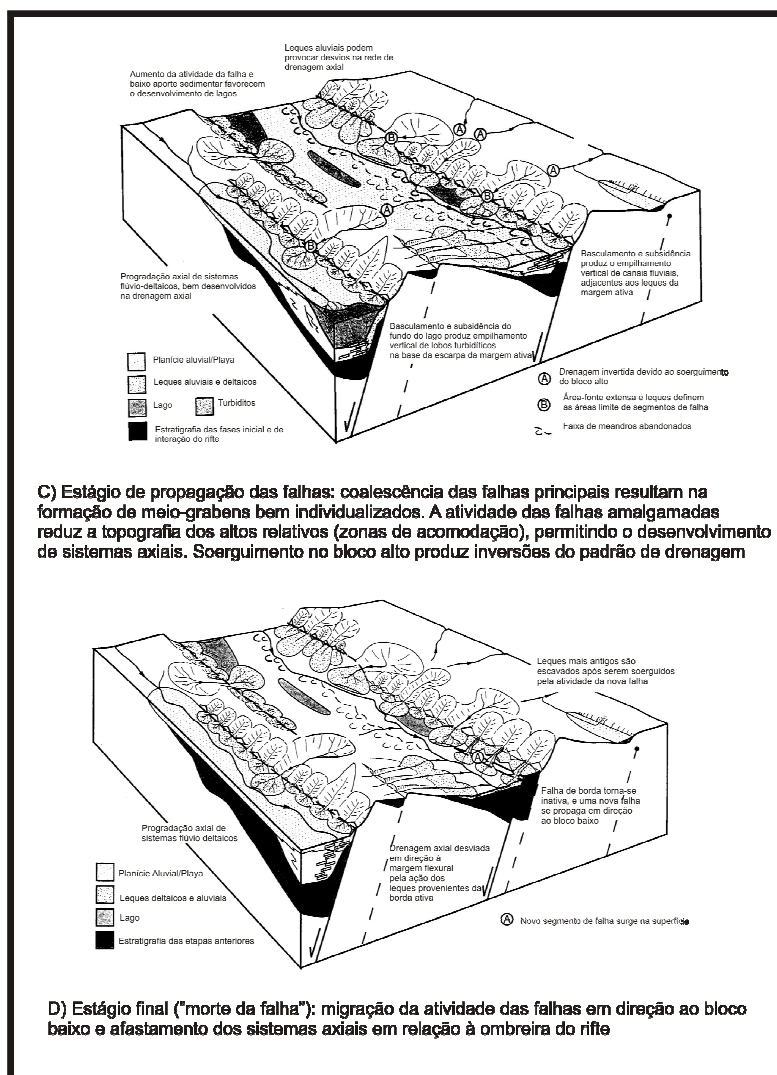


Figura 2.15 – Modelo tectono-sedimentar de preenchimento de rifte continental de Gawthorpe & Leeder (2000), fases avançadas.

Nos riftes africanos, Frostick & Reid (1990) enfatizaram o papel das drenagens no preenchimento. A drenagem divergente ocorre logo no início do desenvolvimento do rifte, notadamente em áreas de embasamento situadas sobre plumas do manto (riftes ativos). Na margem flexural o gradiente em direção à bacia é responsável por cerca de 70% da área de drenagem total. É também na margem flexural onde é registrada a maior complexidade faciológica.

Ao final do desenvolvimento do rifte, grande parte da assimetria é perdida, com falhas crescendo em ambas as margens. Para os autores é difícil separar os

registros tectônicos dos climáticos como condicionantes da ciclicidade. Contudo, a subsidência tectônica é necessária para a geração de espaço e preservação dos sedimentos depositados.

Segundo os autores, o tectonismo só pode ser seguramente invocado quando ocorrem camadas de finos, resultantes da rápida subsidência, seguido de um influxo de sedimentos muito grossos. Em áreas proximais da margem flexural, especialmente no início do rifteamento, pulsos tectônicos podem produzir a propagação de “ondas de sedimentos grossos” que progradam em direção à bacia, e que em épocas de quiescência tectônica são retrabalhados por deltas.

Ao comparar sucessões em riftes de diferentes idades e localização, Lambiase (1990) observou similaridades entre as bacias, e propôs um modelo preditivo de preenchimento. Inicialmente, uma ampla bacia com poucas falhas é preenchida por sedimentos fluviais. Segue-se uma fase de maior atividade tectônica, quando o espaço gerado se torna maior do que o aporte sedimentar, em função da drenagem divergente produzida pela elevação das ombreiras, o que leva à formação de um lago com a deposição predominante de finos. Os padrões deposicionais e a distribuição das fácies se modificam com o tempo, passando progressivamente a crescer a taxa de sedimentação em relação à subsidência, devido ao amadurecimento dos padrões de drenagem e ao declínio do tectonismo. Com isso, os diferentes depocentros, separados pelas zonas de acomodação, são preenchidos por sedimentos fluvio-deltaicos, com tendência a ocorrer uma deposição única ao longo da bacia. Ao final, com as ombreiras denudadas e com o espaço de acomodação promovido predominantemente pela subsidência térmica regional, os sedimentos podem exceder os limites da bacia. Cada uma dessas fases de preenchimento resulta em associações de fácies distintas (Figura 2.16).

A nomenclatura de cada uma dessas sucessões (fluvial-lacustre-deltaica-fluvial) representa apenas o predomínio dos depósitos correspondentes, já que as variações de alta frequência do nível do lago podem produzir alternâncias de ambientes nessas sucessões. Além disso, existem as peculiaridades de cada bacia, devido às diferentes condições climáticas e de história tectônica. Muitas bacias, inclusive a de Sergipe-Alagoas, apresentam mais de um ciclo, com repetição das sucessões fluvial-lacustre-deltaico-fluvial.

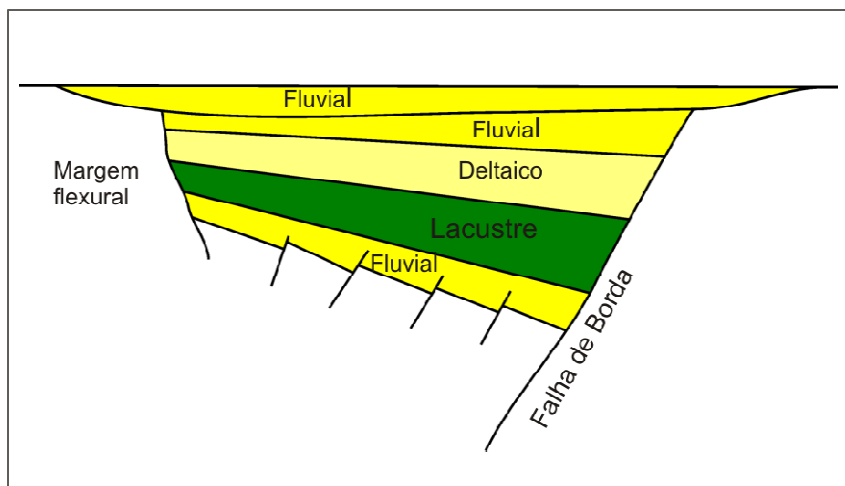


Figura 2.16 – Sucessões deposicionais em uma bacia rifte (Modificadío de Lambiase, 1990).

Schlische (1991) e Schlische & Withjack (1999) também compartilham idéia semelhante de sucessão estratigráfica em riftes continentais, denominada de “estratigrafia tripartida”. Em seu modelo, a tectônica cria o espaço de acomodação (capacidade da bacia), o balanço hídrico e aporte de sedimento determinam o quanto a bacia é preenchida e se há ou não a possibilidade de ser desenvolvido um lago. A sedimentação fluvial ocorre quando o aporte excede a capacidade da bacia, e a deposição lacustre no caso oposto.

Prosser (1993) apresenta um modelo semelhante, onde são definidos os “tratos tectônicos”: o trato de início de rifte, quando todo o espaço de acomodação criado é preenchido por sedimento; o trato de clímax do rifte, quando as altas taxas de criação de espaço não são correspondidas em termos de aporte sedimentar, resultando em empilhamentos transgressivos, com predomínio da sedimentação fina; e o trato de preenchimento de rifte, quando o espaço criado anteriormente é totalmente preenchido por sedimentos regressivos, e a bacia é totalmente assoreada (Figura 2.17). Neste modelo, a cada pulso de subsidência, de duração instantânea no tempo geológico, ocorre o simultâneo soerguimento (com erosão) da ombreira e a criação de espaço no depocentro. Devido ao atraso na chegada dos sedimentos provenientes dos altos erodidos em relação à criação de espaço nos depocentros, os depósitos iniciais de um pulso tectônico, junto à falha de borda, são constituídos por folhelhos lacustres. Blair & Bilodeau (1988) já haviam feito esta proposta, contrariando a tendência dominante até a década de 1980, de marcar o início de um

episódio tectônico nos primeiros depósitos conglomeráticos associados à falha de borda.

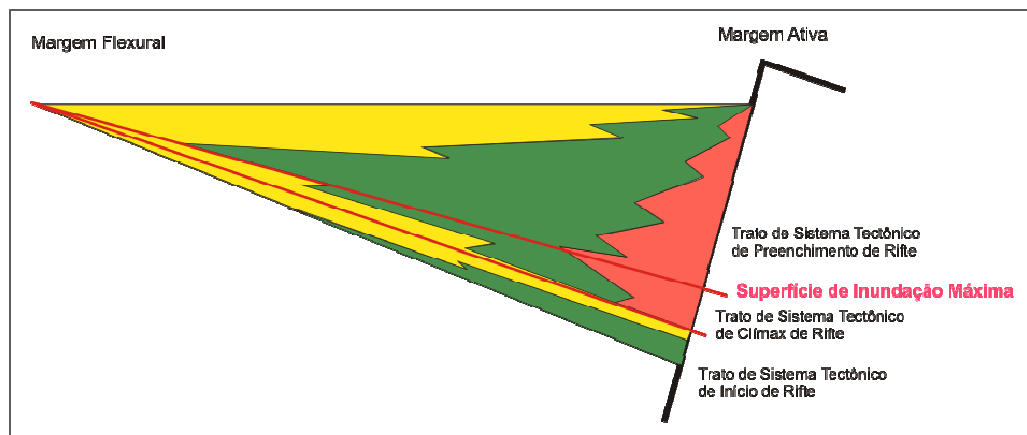


Figura 2.17 – Tratos de Sistemas de Rifte (modificado de Prosser, 1993 e Küechle et al., 2005).

Alguns autores têm enfatizado os aspectos climáticos no controle da sedimentação em riftes. Segundo Scholz & Rosendahl (1990), os climas úmidos favorecem condições de nível de lago mais alto, com domínio do intemperismo químico e de depósitos subaquosos. Já os climas mais secos causam o rebaixamento do nível do lago, caracterizado pela elevada evaporação e frequentes enxurradas, favorecendo o desenvolvimento de deltas (Figura 2.18).

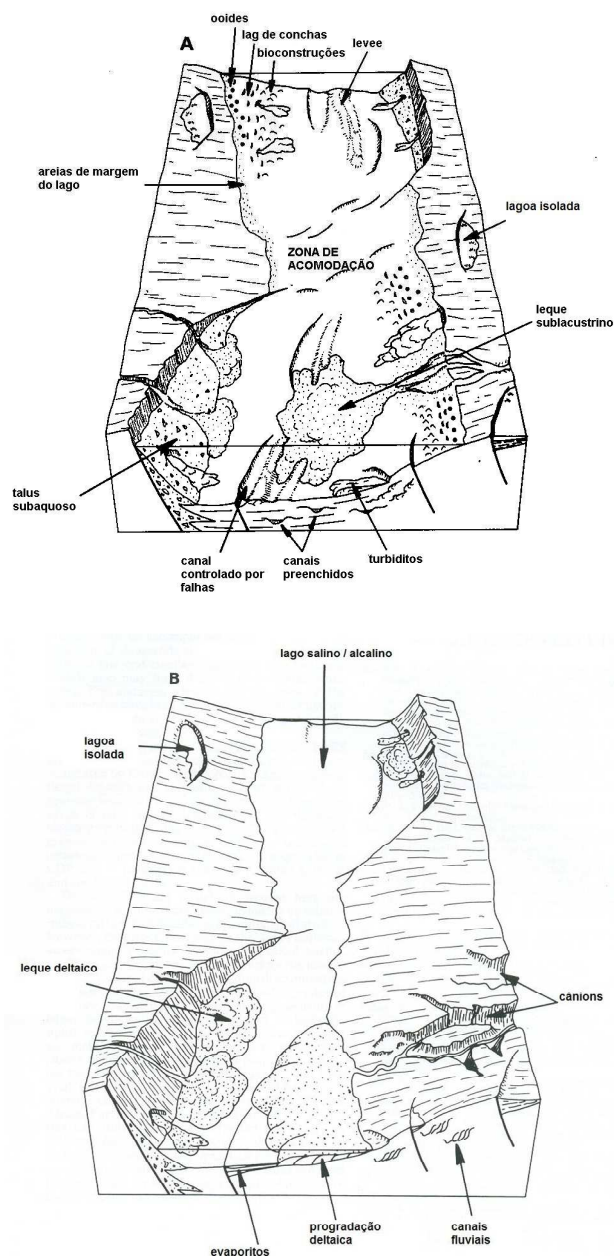


Figura 2.18 – Depósitos típicos de nível de lago alto (A) e baixo (B) em bacia rift (Scholz & Rosendahl, 1990).

Ao comparar grabens mesozóicos do Supergrupo Newark da América do Norte (rifes mesozóicos associados ao *breakup* de Pangea e abertura do Atlântico Norte), Olsen (1990) procurou separar os fatores tectônicos e climáticos que condicionam o preenchimento. Como as bacias estudadas apresentaram evolução

tectônica similar, as diferenças entre os padrões de empilhamento foram atribuídas às diferenças climáticas associadas à orografia (diferentes altitudes para uma mesma latitude), o que, indiretamente é um efeito climático derivado do tectonismo. Segundo o autor, a tectônica é o principal condicionante das sequências estratigráficas de maior hierarquia no preenchimento do rifte, enquanto os ciclos de frequência mais alta tendem a ser causados por variações climáticas (ligadas aos ciclos orbitais de Milankovitch de 21, 41, 100 e 400 ka). Estes ciclos climáticos são mais facilmente percebidos nos depósitos distais (lacustres), longe da interferência do aporte fluvial. A identificação (ou não) de ciclos seria uma forma de separar a natureza climática ou tectônica (não periódica) do registro sedimentar. No Brasil, uma tentativa de caracterizar ciclos climáticos em riftes foi feita por Santos (1998), nas bacias do Recôncavo e Tucano, em depósitos do final do preenchimento do rifte. O autor concluiu que as sequências de 3ª ordem seriam associadas aos ciclos de excentricidade longa (413 ka), e as de 4ª ordem aos ciclos de obliquidade (38 a 49 ka).

Baseado nas associações de fácies, Olsen (1990) agrupou os depósitos lacustres dos grabens estudados em 3 tipos, associados ao clima superúmido (bacias tipo Richmond), úmido (bacias tipo Newark) e seco (bacias tipo Fundy), ilustrados na Figuras 2.19.

As bacias tipo Richmond apresentam espessas camadas de folhelhos e siltitos interlaminais, camadas de carvão e raras estruturas de dissecação, reflexo de climas bastante úmidos e pouca variação do nível do lago. Em períodos de nível de lago alto, podem ser construídos deltas, canais subaquosos e turbiditos. Pela ação dos ciclos climáticos de longa duração, pode eventualmente haver exposição e erosão generalizada, originando limites de sequência com expressão regional. Análogos atuais são as fases de água profunda dos lagos Tanganika e Malawi, no Rifte Africano.

As associações de fácies tipo Newark são caracterizadas pelas variações na precipitação pluviométrica, que resultam em grandes mudanças no nível do lago, desde 200m de lâmina d'água até exposição subaérea. As frequentes e bruscas variações no nível do lago dificultam a formação e preservação de relevos originais, produzindo estratos com grande continuidade lateral. Segundo o autor, não são conhecidos análogos modernos. O Lago Turkana, no rifte africano, é o que mais se aproxima, embora apresente diferenças estruturais.

As bacias tipo Fundy são essencialmente arenosas, incluindo depósitos eólicos, alternando lagos perenes e “playas”, com crostas evaporíticas de natureza cíclica. A evaporação tende a ser mais intensa do que o influxo de água, resultando em sequências de baixo relevo deposicional e grande continuidade lateral. Os lagos costumam ser rasos, mesmo no centro da bacia.

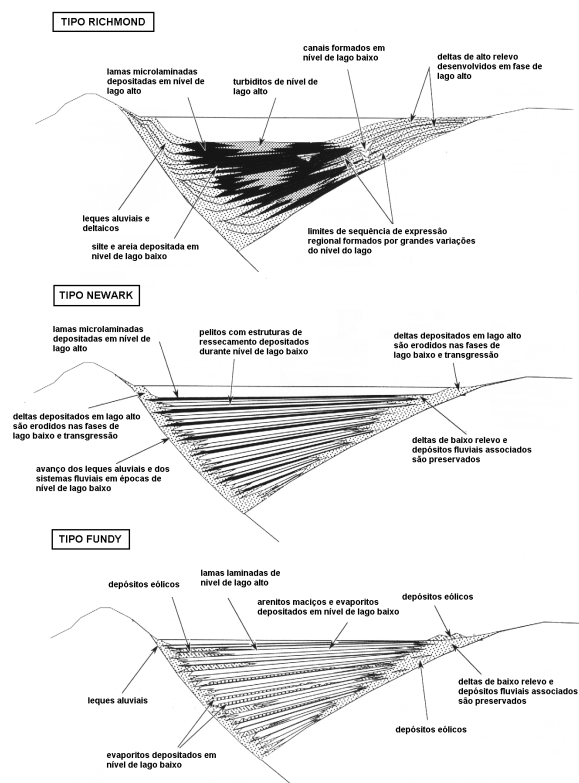


Figura 2.19 – Tipos de associações de fácies descritos por Olsen (1990) nas bacias da América do Norte (Supergupo Newark).

Outra classificação para bacias lacustres é a proposta por Carrol & Bohacs (1999) (Figura 2.20). Os autores classificam as bacias em superpreenchidas (*overfilled*), balanceadas (*balanced-filled*) e subpreenchidas (*underfilled*), como resultado do balanço entre a acomodação e o suprimento de água e sedimento ao longo do tempo, onde cada uma apresenta uma associação de fácies característica. As primeiras tendem a ser dominadas por sistemas fluviais, a segunda por lacustres e a última por evaporitos.

Nos lagos superpreenchidos, o influxo de água e sedimentos excede a acomodação. As flutuações produzidas pelo clima são mínimas, pois a entrada de água é igual à saída através dos efluentes. Os lagos, sempre abertos, podem ser rasos ou profundos, dependendo do gradiente da bacia, mas a água é sempre de baixa salinidade. Predominam os sistemas deposicionais flúvio-lacustres.

Os lagos balanceados são caracterizados pelo aporte de água e sedimentos aproximadamente igual ao potencial de acomodação ao longo do tempo. Eventualmente há saída de água através do efluente, o ponto que define o espaço máximo de acumulação de sedimentos e água na bacia. Em épocas de clima mais seco, o nível do lago cai abaixo do efluente, tornando o lago fechado. Quedas de mais de 300m no nível do Lago Malawi em poucos milhares de anos, descritas por Scholz (1995), exemplificam essas fases de lago baixo. Os depósitos típicos alternam fácies de água profunda com fluvio-deltaicos.

Nos lagos subpreenchidos, a taxa de acomodação supera a entrada de água e sedimentos. O nível do lago raramente alcança o efluente, ocasionando lagos fechados, e com frequência a taxa de evaporação é maior do que a de precipitação (balanço hídrico negativo), que gera a deposição de evaporitos, associados com dunas eólicas.

Carrol & Bohacs (1999) e Lin et al. (2001) comparam esses tipos aos descritos por Olsen (1990), e também mostram que as associações de fácies que representam cada tipo de preenchimento do lago podem se alterar com a evolução tectônica da bacia, inclusive com alta frequência, principalmente nas bacias subpreenchidas e balanceadas.

Chiossi (1997, 2005) propôs um elegante modelo tectono-climático para sedimentação em margens flexurais (Figura 2.21), onde um pulso tectônico produz o aumento do gradiente da drenagem e queda do nível do lago devido ao aumento no volume da bacia, resultando na progradação de sedimentos grossos que caracterizam o trato regressivo inicial (lago baixo). No caso de clima úmido, o rápido preenchimento do espaço criado por água proporciona a deposição de tratos transgressivos. A estabilização do nível do lago regulado por efluentes, associada ao maior desenvolvimento das drenagens resultou no trato regressivo final (trato de lago alto), com planícies deltaicas bem desenvolvidas. Durante as épocas de quiescência tectônica, a ciclicidade climática fica mais evidenciada no registro

estratigráfico. O autor utilizou como base de dados os depósitos deltaicos da Formação Barra de Itiúba na mesma área do presente trabalho.

Lin et al. (2001) apresentaram um modelo integrado de evolução tectono-sedimentar para as Bacias Erlian (China), baseado em dados de rocha, sísmica e modelagem numérica (Figura 2.22). Os autores consideraram 3 tipos de sequências, baseada na atividade tectônica: tipo A (início de rifte, dominada por depósitos fluviais), tipo B (rifte médio, dominada por sedimentos lacustres rasos) e tipo C (rifte máximo, dominado por lacustre profundo). Discordâncias regionais associadas a ajustes no campo de tensões da bacia também foram previstas no modelo.

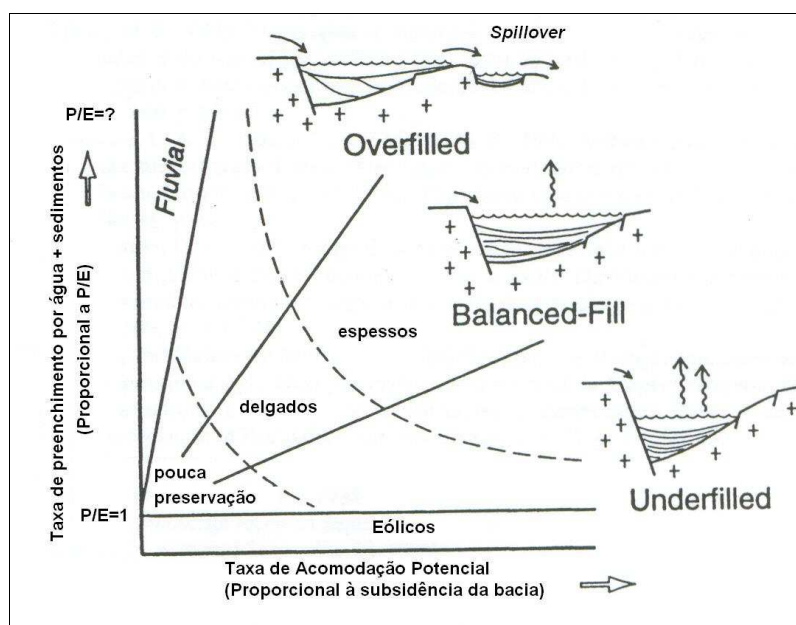


Figura 2.20 - Tipos de bacias lacustres, segundo Carrol & Bohacs (1999). P/E = precipitação/evaporação.

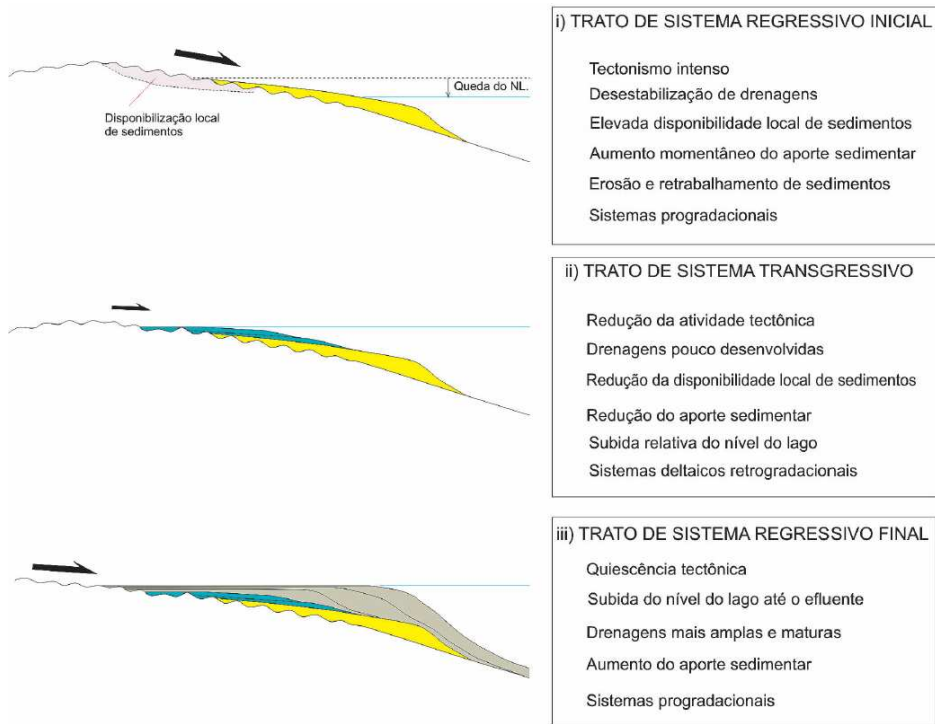


Figura 2.21 – Modelo tectono-estratigráfico para a deposição de seqüências de 3ª ordem em margens flexural do rifte na área sul de Alagoas (Chiossi, 1997).

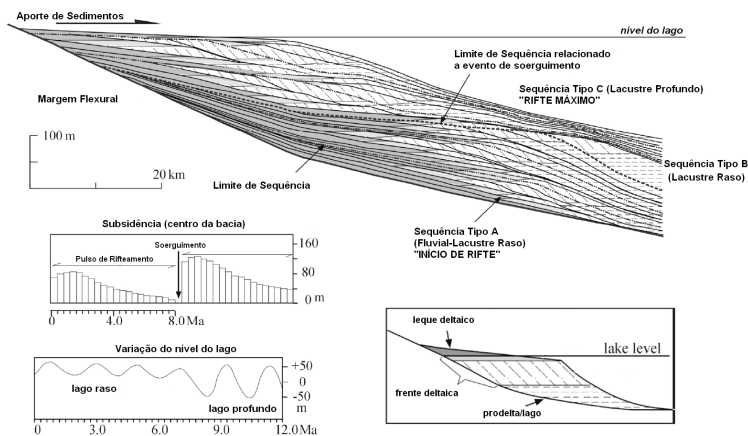


Figura 2.22 – Modelo numérico de sedimentação em rampa flexural dos riftes das Bacias Erlianas da China (Lin et al. 2001).

Variações no padrão de tectônica e sedimentação em riftes foram propostas por Bedregal et al. (2003), Kuszniir et al. (2004) e Hamsi & Karner (2005) para o estágio rifte das bacias marginais do Atlântico Sul, inclusive com impacto no entendimento da evolução da bacia de Sergipe-Alagoas. Fundamentados em seções sísmicas regionais, os autores mostraram que o estilo estrutural da seção rifte das bacias marginais do Atlântico Sul consiste de estratos essencialmente paralelos, o que sugere pouca atuação das falhas na geração de espaço, em contraste com os padrões divergentes típicos de hemi-grabens. Os autores propuseram a formação de *sin-rift sag basins* pela existência de uma zona de desacoplamento separando a crosta superior mais rígida da crosta inferior/manto litosférico mais dúctil. Nesta hipótese, denominada de estiramento dependente da profundidade, a crosta superior é pouco envolvida na deformação, o que explica a falta de geração de espaço de acomodação por falhas. O forte afinamento da crosta inferior/manto litosférico controla as fases finais do rifte e o desenvolvimento de uma forte subsidência pós-rifte. Kuznir et al. (2004) verificaram em várias bacias marginais uma distensão muito maior no *breakup* em relação à fase rifte continental. Este estilo estrutural parece ser típico de bacias rifte que evoluíram para margens passivas, ao contrário dos riftes abortados. Para esse modelo, existe a necessidade de um balanceamento lateral para acomodar as diferentes distensões na crosta superior e inferior, que deve ocorrer na região de transição continente-crosta oceânica, onde há uma combinação de blocos crustais afinados e exposição do manto. Uma área com grandes falhas normais pode separar esta região com a bacia *sin-rifte-sag*.

Segundo Hamsi & Karner (2005), a geometria predominantemente tabular do empilhamento rifte, a rara presença de conglomerados de borda, a inclinação dos estratos na mesma direção das falhas e a inexistência de superfícies de *onlap* que caracterizem uma discordância inicial do rifte até então não observada em seções sísmicas regionais na Bacia de Sergipe-Alagoas dão suporte a este modelo.

Assim, no estágio rifte, a bacia seria caracterizada por um amplo *sag*, embora com elevada taxa de subsidência (e formato alongado), mas com as falhas desempenhando um papel secundário na sedimentação.

Essas considerações foram baseadas em estudos regionais e na grande escala temporal (2ª ordem). Nesse sentido, estudos estratigráficos de mais alta resolução poderão contribuir para a validação desta hipótese.

2.6 Ambientes deposicionais nos riftes

Nesta seção serão descritos brevemente os ambientes e os depósitos resultantes da evolução tectono-estratigráfica apresentada nos parágrafos anteriores. Basicamente, o preenchimento de um rifte continental é constituído de um sistema aluvial que termina em uma bacia, que pode ser desde um lago profundo até uma planície seca. Ou seja, é um conjunto intimamente relacionado de ambientes deposicionais, descritos separadamente para fins didáticos. Estão incluídos nesse conjunto leques aluviais, leques deltaicos, deltas clássicos, rios, lagos, campos de dunas eólicas, plataformas carbonáticas e planícies evaporíticas.

2.6.1 Leques aluviais e deltaicos

Os leques aluviais estão presentes nas áreas de borda, tanto ativas quanto flexurais, constituídos por sedimentos grossos e mal selecionados. Sua ocorrência é de porte limitado, podendo distalmente passar a leques subaquosos e turbiditos de talude e fundo de lago (Cohen, 1990; Arienti, 1996). Exemplos brasileiros foram estudados em detalhe por Arienti (1996), nas formações Poção e Maceió, na Bacia de Sergipe-Alagoas.

2.6.2 Rios

Os rios são as fontes alimentadoras dos deltas. Assim como na maioria das bacias, nos riftes a morfologia fluvial é dependente dos fatores tectônicos e climáticos. Os depósitos fluviais geralmente são atribuídos às fases de quiescência, nos pulsos iniciais ou no preenchimento final do rifte (Lambiase, 1990; Schlische, 1991).

Ao longo do desenvolvimento do rifte, o padrão de drenagem axial passa a ser predominante, e tende a ocupar o eixo de maior subsidência, próximo à borda ativa (Leeder & Gawthorpe, 1987). Leques aluviais provenientes da borda falhada e falhas interiores do rifte podem produzir deslocamentos no alinhamento axial.

Os sistemas entrelaçados são mais comuns sob clima seco, enquanto os meandantes estão associados ao clima mais úmido, onde a vegetação controla a disponibilidade de sedimentos (Miall, 1996). Gradientes maiores do substrato, geralmente associados ao rejuvenescimento tectônico da bacia são mais favoráveis

aos sistemas entrelaçados (Miall, 1996). A passagem de sistemas meandranes para planícies entrelaçadas tem sido um dos critérios para a marcação de limites de sequência e discriminação dos tratos de alta e de baixa acomodação (Shanley & McCabe, 1994; Knox & Barton, 1999; Martinsen et al., 1999).

Vales incisos preenchidos por depósitos fluviais têm sido previstos (Scholz & Rosendahl, 1990; Gawthorpe & Leeder, 2000) e reportados (Deibert & Camilleri, 2006) em bacias rifte, normalmente associados aos efeitos do tectonismo. Para esses últimos autores, os vales incisos podem se desenvolver relacionados às sinclinais de crescimento, rampas de revezamento ou variações de rejeito da falha de borda, onde áreas menos subsidentes da falha de borda serviriam como zonas de entrada de sedimentos na bacia. Podem constituir depósitos de grande espessura, como os encontrados num dos raros exemplos de campo de petróleo gigante em riftes lacustres, nas bacias Erlian da China (Lin et al., 2001).

Exemplos de caracterização de depósitos fluviais em riftes brasileiros são encontrados em Garcia (1991), que estudou a Formação Serraria, na Bacia de Sergipe-Alagoas, e Scherer et al. (2007), na Formação Sergi da Bacia do Recôncavo, considerados por alguns autores (Zalán, 2004; Jardim de Sá et al, 2006) os depósitos iniciais do rifteamento dessas bacias.

2.6.3 Depósitos eólicos

Os depósitos fluviais e areias de margens do lago podem ser retrabalhados pelo vento, especialmente em épocas de clima mais seco em bacias subpreenchidas. Em geral as dunas eólicas encontram-se associadas com depósitos fluviais (lençóis de areia). Para Miall (1996), depósitos eólicos são ligados aos climas áridos, mas podem estar presentes em climas mais úmidos, de forma limitada, associados aos fluviais e a barras de desembocaduras expostas (dunas extensas e de grande porte seriam indicativas de climas áridos). Este parece ser o caso dos depósitos eólicos reportados na Bacia de Sergipe-Alagoas, nas formações Penedo e Barra de Itiúba (Pinho & Costa, 1990; Ferreira, 1990).

2.6.4 Deltas

Os riftes continentais comumente apresentam depósitos deltaicos bem desenvolvidos, com diferentes características a depender da geometria, do clima e

da história da bacia. Prevaecem os deltas dominados por rios, já que o efeito de ondas costuma ser pequeno e o das marés desprezível. Dentre os deltas dominados por rios existe uma grande variabilidade de geometrias e composição faciológica, resumidos a seguir.

Tradicionalmente, o delta do Rio Mississippi é exemplo de um análogo moderno para os depósitos deltaicos antigos. Mais recentemente, com a revisão dos modelos (Bhattacharia & Tye, 2004; Olariu & Bhattacharya, 2006), verificou-se que este delta, apesar do grande porte e de ser muito bem documentado, é um caso específico de um rio que drena uma bacia intracratônica e deságua num corpo d'água de elevado gradiente. Outros deltas modernos então têm sido eleitos como mais representativos dos depósitos deltaicos antigos (Bhattacharia & Tye, 2004).

Para Orton & Reading (1993), existe um amplo conjunto de diferentes tipos de deltas, onde a granulometria do sedimento é o principal parâmetro responsável pela geometria. Neste contexto, leques deltaicos e *braid deltas* também podem ser classificados como categorias especiais de deltas, dentro de um espectro onde deltas tradicionais seriam um dos extremos.

Os deltas clássicos incluem os seguintes subambientes (Reading, 1986):

a) Planície deltaica, parte subaérea do delta, composta pelos canais distributários, planície interdistributária e depósitos de dique marginal e extravasamento (*crevasses*); b) frente deltaica, constituída pelas barras de desembocadura alimentadas pelos canais distributários; c) prodelta, parte subaquosa distal do delta, dominada por processos de suspensão. A progradação de um delta sobre o corpo d'água costuma resultar num típico empilhamento vertical estrato e granocrescente, com pelitos de prodelta na base e sedimentos grossos de canal distributário no topo dos ciclos (Elliott, 1978). Olariu & Bhattacharya (2006) definiram os “canais distributários terminais”, feições comuns nos deltas dominados por rios, associados à ramificação dos sistemas distributários por processos autogênicos. Parte dos depósitos canalizados no topo dos ciclos de progradação deltaica são canais distributários terminais, caracterizados pelo baixo relevo deposicional, pouca erosão e íntima associação com barras de desembocadura. Esses canais, quando amalgamados, resultam em geometrias lobadas similares aos deltas dominados por ondas, muito diferentes dos modelos clássicos do Rio Mississippi, e são especialmente comuns em rios desaguando em águas rasas. Neste caso, as barras de desembocadura e os canais distributários terminais formam

extensos corpos amalgamados, com espessuras verticais não muito grandes, da ordem de 20-30m. São espessuras muito menores do que as frentes deltaicas digitiformes do Delta do Mississipi (Figura 2.23).

Um tipo bastante documentado de delta são os *braid deltas*, ou deltas de granulação grossa, definidos como uma planície aluvial entrelaçada que entra diretamente no corpo d'água (McPerson et al, 1987). Esses têm sido reportados na margem flexural de riftes (Lin et al, 2001), sendo mais comuns em latitudes mais elevadas, onde dominam climas mais frios e úmidos, e com pouca vegetação. Falcone (1990) interpretou os depósitos da Formação Coqueiro Seco no Campo de Pilar, na Bacia de Sergipe-Alagoas, como *braid deltas*.

Ao estudar os depósitos recentes do Lago Malawi, no Rifte Africano, Scholz (1995) comparou os deltas axiais, de margem flexural, de margem ativa e de zonas de acomodação. Para o autor, embora grande parte dos riftes apresente deltas do tipo *braid deltas* e leques deltaicos, os deltas do Lago Malawi costumam ser planos, com sinuosidade dos canais elevada a moderada, e linha de costa relativamente protuberante, assemelhando-se aos deltas marinhos de médio porte, como o do Pó e Rio Brazos (Wells et al., 1994). Apresentam extensão areal entre 36 e 160 km².

Os deltas de margem flexural do Lago Malawi apresentam clinoformas bem desenvolvidas, com 35-50m de espessura, *downlaps* com 6° de inclinação e 80km² de área. Tendem a se desenvolver nas fases iniciais do desenvolvimento do rifte, antes que o relevo se torne muito pronunciado, quando sistemas axiais produzem o truncamento da drenagem flexural.

Os deltas axiais apresentam maior controle tectônico em relação aos flexurais, tendendo a se localizar ao longo do eixo de maior subsidência, mais próximo à falha de borda (Scholz, 1995; Leeder & Gawthorpe, 1987). No Lago Malawi, os lobos apresentam 40m de espessura e área de 40km². Nesses deltas, a incisão fluvial é mais frequente, com canais de até 30m de profundidade e 2km de largura. Já os deltas de margem ativa e de zonas de acomodação são arealmente bem mais limitados.

Morfologias de delta podem variar ao longo da história da bacia. Mortimer et al. (2005), estudando deltas de granulação grossa associados à falha de borda da Bacia de Loreto (México), observaram a alternância de deltas de baixo relevo com deltas tipo Gilbert devido à movimentação tectônica. A aceleração da movimentação

da falha de borda produz um rápido aumento da lâmina d'água (do mar) e a iniciação de progradações deltaicas tipo Gilbert.

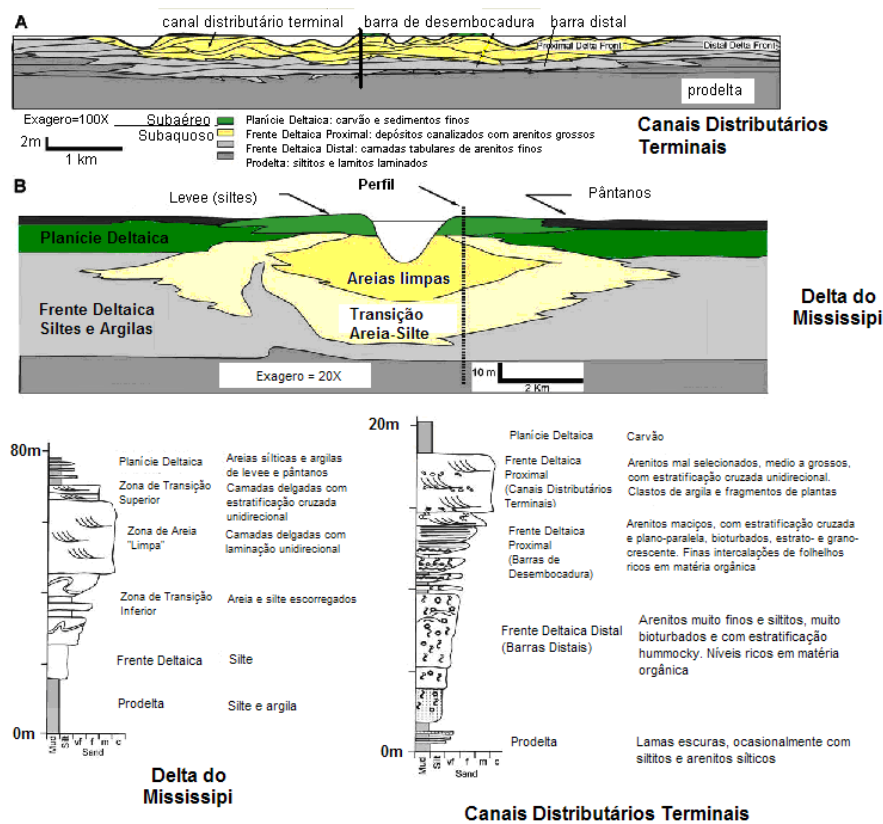


Figura 2.23 – Deltas com íntima associação de canais distributários terminais e barras de desembocadura nos deltas fluviais lobados (A), em contraste com deltas “clássicos” como o Mississippi (B). Notar a diferença de escala dos perfis verticais (Olariu & Bhattacharia, 2006). Os deltas da área estudada assemelham-se ao fluvial lobado.

2.6.5 Depósitos de fundo de lago

Os depósitos lacustres são compostos por argilas depositadas por decantação. Areias e siltes intercalados podem ser provenientes de correntes de turbidez associadas às frentes deltaicas, muitas vezes ligadas a abalos sísmicos (Scholz & Rosendahl, 1990). Para esses autores, épocas de nível de lago alto são mais propícias à deposição de turbiditos. No entanto, Picarelli (1998) em seu trabalho no Campo de Araçás, Bacia do Recôncavo, posicionou os eventos

turbidíticos em épocas de rebaixamento de nível do lago, num processo similar aos dos turbiditos marinhos.

Lagos profundos comumente apresentam estratificação das águas e condições anóxicas de fundo, que permitem a formação de folhelhos escuros e laminados. Um lago pode atingir profundidades elevadíssimas, como o Baikal (-1640m), quando a combinação da tectônica com o balanço hídrico é favorável. Os do Rifte Africano, como o Lago Malawi, alcançam 700m de profundidade, com condições anóxicas abaixo dos 150-200m de profundidade (Scholz, 1995).

A estratificação química da água dos lagos ocorre porque abaixo da camada turbulenta, sujeita à ação do vento e das ondas, o oxigênio é transferido de forma muito lenta da superfície ao fundo, impedindo o craqueamento da matéria orgânica. Por isso, as zonas mais profundas do lago se tornam anaeróbicas (Olsen, 1990). Além disso, no fundo dos lagos as bactérias tendem a consumir o oxigênio disponível a uma taxa maior que o suprimento, favorecendo a anoxia. Uma consequência é a pequena ocorrência de bioturbação nesses ambientes.

Lagos rasos, ao contrário, são dominados por lamas vermelhas ou acinzentadas e maciças, com pouca ou nenhuma preservação da matéria orgânica, mesmo quando a produtividade orgânica é elevada. Costumam ser fortemente bioturbadas.

Os lagos rasos têm sido reportados como palco de correntes de turbidez de baixa densidade provenientes de canais fluviais que se prolongam no fundo do lago, às vezes por dezenas de quilômetros devido ao contraste de densidade (fluxos hiperpicnais). Os depósitos resultantes, arenitos finos com *climbing ripples* e grande continuidade lateral, em meio aos lamitos lacustres avermelhados de lago raso, receberam a denominação de hiperpicnitos (Mulder et al., 2003), uma categoria especial de turbiditos cuja deposição não é necessariamente episódica. Foram estudados com detalhe na Formação Rayoso da Bacia de Neuquén (Zavala et al., 2006) e são semelhantes aos depósitos lacustres rasos da Formação Feliz Deserto, na Bacia de Sergipe-Alagoas.

2.6.6 Sedimentação carbonática

Depósitos oncolíticos ou coquinas de moluscos ou ostracodes podem estar presentes em áreas costeiras afastadas das desembocaduras de rios (interdeltas) e em altos estruturais internos. Podem se estender por centenas de quilômetros

quadrados de área, como observado no Lago Tanganika (Cohen, 1990). Na Bacia de Sergipe-Alagoas, a Formação Morro do Chaves é um exemplo de depósito carbonático expressivo, com grande continuidade lateral, como observado no Campo de Pilar e em afloramentos da Pedreira Atol, junto ao Campo de Furado. Neste exemplo, as coquinas teriam se depositado em épocas de lago alto, quando o aporte de terrígenos era reduzido, propiciando condições de luminosidade mais adequadas à sedimentação carbonática (Chagas et al., 1993). Ao mesmo tempo, os mesmos autores ressaltam que grande parte das camadas de coquinas são na realidade retrabalhamentos dos depósitos acima em épocas de queda do nível do lago, já que estão associados a folhelhos com gretas de ressecamento.

Em lagos subpreenchidos podem se formar esteiras microbiais (microbialitos), reportadas nos lagos do rifte africano (Cohen 1990).

2.6.7. Evaporitos/Sedimentação química

Os depósitos evaporíticos, formados por gipsita, halita e outros sais solúveis, são comuns em lagos subpreenchidos, normalmente associados a épocas de clima árido (Carrol & Bohacs, 1999). Também podem se formar com o eventual (ou definitivo) ingresso de águas marinhas no rifte continental, fato observado nas bacias marginais brasileiras.

A precipitação química de carbonatos pode estar relacionada ao acúmulo de algas mortas, ou ao aquecimento de águas frias, já que o carbonato de cálcio apresenta solubilidade inversa. A mistura de águas de diferente pH também pode ocasionar a precipitação de carbonato de cálcio (Kelts & Hsu, 1978).

3 O papel da estratigrafia e a da tectônica na compartimentação dos reservatórios de petróleo

Neste capítulo é sintetizado o estado atual da aplicação da estratigrafia de sequências nos ambientes intracontinentais, com ênfase na estratigrafia de alta resolução e sua aplicação na estratigrafia de produção, mais conhecida como zoneamento de reservatórios. Também será abordado o efeito da superposição do tectonismo pós-deposicional, especialmente falhas, com os elementos estratigráficos. Na literatura, são poucos os trabalhos que tratam o assunto de maneira integrada e aplicada à caracterização de reservatórios (como Ainsworth, 2006).

3.1 Abordagens da estratigrafia de sequências e hierarquias

Com mais de 30 anos de desenvolvimento, a estratigrafia de sequências atualmente é uma metodologia para análise estratigráfica, mais do que um padrão rígido (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006). Diversas abordagens surgiram (Vail et al., 1977; Van Wagoner et al., 1990; Galloway, 1989; Posamentier & Allen, 1999; Embry, 1993; Shanley & McCabe, 1994), cada qual mais adaptada para determinado contexto paleogeográfico, ou para o tipo de dado disponível para a análise estratigráfica. Catuneanu (2006) faz uma comparação entre as várias escolas, e mostra em que situação cada uma tem melhor aplicabilidade (Figura 3.1). Apesar da sua ampla utilização, a estratigrafia de sequências até hoje não está formalizada nos códigos estratigráficos, devido à não uniformidade das escolas. Segundo o mesmo autor, partindo do princípio de que uma sequência é um ciclo que inicia e termina no mesmo ponto de uma curva, é possível uma "tradução" entre as várias escolas, e com isso partir para uma padronização das nomenclaturas (Catuneanu et al. 2008).

A estratigrafia de sequências foi originada e aplicada com sucesso em margens continentais. No caso específico das bacias sedimentares continentais sem conexão com os ambientes marinhos e costeiros, o nível de base costuma ser o nível do lago (Lambiase, 1990; Posamentier & Allen, 1999; Chiossi, 1997; Shanley & McCabe, 1994; Carrol & Bohacs, 1999). Para estes autores, ao utilizar o lago como

referência, os conceitos de estratigrafia de sequências das margens continentais podem ser aplicados nos depósitos lacustres, levando em consideração os fatores tectônicos e climáticos como condicionadores da estratigrafia. Gawthorpe et al. (1994) e Bosence (1998) apontam alguns cuidados a serem tomados na aplicação da estratigrafia de sequências em riftes assimétricos, já que a contemporaneidade entre a subsidência em algumas áreas e o soerguimento em outras pode gerar tratos de sistemas diácronos.

A estratigrafia de sequências pressupõe a existência de discontinuidades (discordâncias) como base para a divisão dos pacotes sedimentares em ciclos. Nas margens passivas, cada ciclo pode ser dividido em tratos de sistemas (mar baixo, transgressivo e mar alto) limitado por superfícies chave marcadas em seções sísmicas e/ou perfis de poços (Vail et al., 1991, Posamentier & Allen, 1999). Ainda nas margens passivas, Hunt & Tucker (1995) propuseram a existência do trato de queda do nível do mar (*falling stage system tract*), contemporâneo à formação da discordância subaérea das áreas mais proximais.

Galloway (1989) utiliza a superfície de inundação máxima como limite de sequências. Apesar de criticada por conter uma interrupção dentro de uma sequência, é aplicada quando existe a dificuldade na identificação de discordâncias, ou onde a informação preponderante é proveniente de perfis elétricos. Esta abordagem pode ter aplicação mais direta, como os intervalos operacionais utilizados no zoneamento da maioria dos campos de petróleo produtores em riftes, separados por folhelhos de grande continuidade. No passado muitos zoneamentos de campos de petróleo foram baseados nas superfícies de inundação como linhas de tempo, mesmo sem utilizar a expressão “estratigrafia de sequência” ou “estratigrafia genética”.

Nos ambientes lacustres, alguns trabalhos utilizam a mesma nomenclatura transposta das margens passivas, substituindo o termo “mar” por “lago” (Della Fávera et al., 1992; Lin et al. 2001; Keighley et al. 2003). Chiossi (1997) preferiu utilizar a terminologia “trato regressivo inicial, transgressivo e regressivo final”, dada à dificuldade em distinguir a ciclicidade como oriunda da variação absoluta do nível do lago ou das variações do aporte de sedimentos.

Em ambientes de tectonismo intenso, como nos riftes, que sofreram subsidência contínua, é comum a aplicação dos ciclos transgressivo-regressivos (Embry, 1993; Catuneanu, 2006). Neste caso, as sequências são formadas por

apenas dois tratos: transgressivo e regressivo, separados pela superfície de regressão máxima.

Para o caso de bacias continentais superpreenchidas, dominadas por sistemas fluviais, Martinsen et al. (1999) sugerem para os ambientes aluviais e fluviais a utilização de apenas dois tratos de sistemas, resultantes de modificações do nível de base estratigráfico: trato de sistemas de baixa taxa de acomodação (acomodação < aporte) e trato de sistemas de alta taxa de acomodação (acomodação > aporte). O primeiro seria caracterizado por canais fluviais amalgamados formando extensos lençóis, enquanto o segundo é caracterizado por depósitos pelíticos de planície de inundação e sistemas meandrantos.

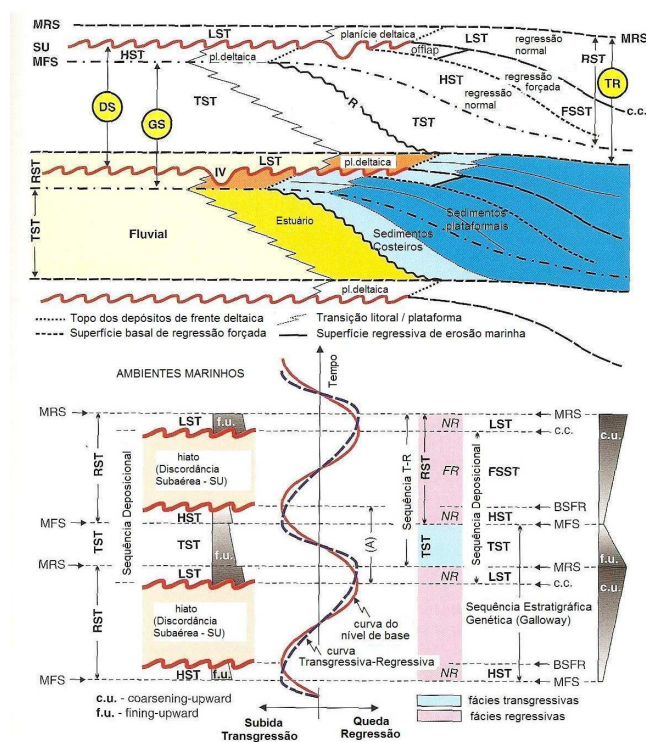


Figura 3.1 – Superfícies e tratos de sistemas da estratigrafia de seqüências, conforme a proposta unificadora de Catuneanu (2006). Superfícies estratigráficas: SU – Discordância subaérea, MFS – Superfície de máxima inundação, BSFR – Superfície basal de regressão forçada, R – Superfície transgressiva de ravinamento, MRS – Superfície de máxima regressão, IV – Vale inciso, c.c. – Concordância correlativa (*sensu* Hunt & Tucker 1992); Tratos de sistemas: RST – Trato Regressivo, TST – Trato transgressivo, LST – Trato de mar baixo, FSST – Trato de queda do nível do mar, HST – Trato de mar alto; Regressões: NR – regressão normal, FR – regressão forçada; Tipos de seqüência: DS – Seqüência deposicional, GS – Seqüência genética (Galloway, 1989), TR – Seqüência Transgressiva-Regressiva.

3.2 Hierarquias

Uma aplicação prática importante da estratigrafia de sequências é na hierarquização dos ciclos, comumente classificados em ordens de magnitude. A mais tradicional é a definida por Vail et al. (1977, 1991), e suas variações (Van Wagoner, 1990; Miall, 1997), baseada no tempo envolvido. Originalmente as hierarquias foram definidas como cíclicas e ocasionadas por oscilações glacio-eustáticas (Vail et al., 1977, 1981), mas atualmente há uma tendência de associação com outras causas não cíclicas, como a tectônica regional (Embry, 1995; Posamentier & Allen 1999; Catuneanu, 2006).

Na definição original de Vail et al. (1991), as sequências de 1ª ordem correspondem aos ciclos com mais de 50 Ma de duração, podendo incluir toda a história de preenchimento de uma bacia. No contexto da área aqui estudada, seria a Megassequência Continental ou Rife (Cainelli e Mohriak, 1999).

Sequências de 2ª ordem (Vail et al., 1991) têm duração de 3 a 50 Ma, correspondente aos estágios tectônicos da evolução da bacia. Equivalem, na área estudada, às sequências J20-K5, K10-K20, entre outras, de Campos Neto et al. (2007).

As sequências de 3ª ordem têm duração de 0,5 a 3 Ma, correspondendo, na área estudada, às sequências definidas por Chiossi (1997) nas formações Barra de Itiúba e Penedo, e podem estar relacionadas aos pulsos tectônicos dentro de um estágio da evolução do rife.

Sequências de 4ª ordem têm duração de 0,08-0,5 Ma., aproximadamente a ordem de grandeza dos conjuntos de parassequências de Van Wagoner et al. (1990). O mesmo autor enquadró as parassequências na hierarquia de 5ª ordem (0,03-0,08 Ma.). Parassequência, segundo a definição de Van Wagoner et al. (1990), é um conjunto de camadas relativamente concordantes, geneticamente relacionadas, limitadas por uma superfície de inundação marinha (ou lacustre, adaptando o conceito para ambientes continentais). Refletem o contínuo raseamento seguido de um repentino afogamento. Nesta escala, os ciclos de variação climática e os fatores autogênicos têm sido reportados como os principais condicionantes na deposição (Miall, 1996; Posamentier & Allen, 1999). Contudo, existem reportadas parassequências deltaicas com duração em torno de 14 ka (4ª-5ª ordem) controladas pela movimentação tectônica (Mortimer et al., 2005). Assim sendo,

parassequências devem ser consideradas como um elemento meramente descritivo, podendo inclusive ter natureza autogênica (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006).

Como dito nos parágrafos anteriores, a hierarquia das sequências tem sido tradicionalmente ligada à sua duração temporal (Vail et al. 1977, 1981). No entanto, é comum se deparar com dificuldades na obtenção de datações, especialmente na frequência mais alta. A própria ciclicidade também é questionada, já que eventos tectônicos não costumam ser cíclicos, e os períodos de ciclicidade climática, devido às mudanças na velocidade da rotação da Terra ao longo do tempo geológico, variaram significativamente (Catuneanu, 2006). Propostas alternativas, utilizando não a duração, mas a geometria e a expressão areal das superfícies estratigráficas têm sido apresentadas (Embry, 1995; Gabaglia et al. 2006; Catuneanu, 2006).

Embry (1995) sugere a hierarquização baseada na magnitude dos limites de sequência, e não na duração temporal, quando não são disponíveis datações confiáveis ou quando a resolução é insuficiente. Este é um caso frequente na caracterização de reservatórios. Como propõe Catuneanu (2006), o ideal é particularizar a metodologia para o conjunto de dados da bacia que está sendo estudada. Para Schlager (2004), as discrepâncias entre a duração das sequências segundo diferentes autores, a inexistência de durações características e a grande dispersão na duração das sequências, inclusive com superposição, reforça a idéia de um *continuum*. Para o autor a hierarquização em ordens é meramente uma subdivisão de conveniência.

Outro aspecto prático é o aumento da incerteza e subjetividade quando se avança na alta frequência, principalmente quando os dados são limitados. Em estudos exploratórios, onde é maior o caráter interpretativo dos trabalhos dirigidos à predição de depósitos arenosos e rochas geradoras, o risco elevado é inerente à atividade. Mas na atividade de caracterização de reservatórios, justamente onde se necessita de alta resolução, deve-se ter o cuidado que um modelo subjetivo, embora elegante, não se torne menos realista do que um zoneamento litoestratigráfico convencional. Nesta escala de alta resolução os dados dinâmicos (registros de pressão, contatos entre fluidos, históricos de produção) passam a ter importância crescente.

Apesar dessas críticas, a hierarquização proposta neste trabalho segue as durações de Vail et al. (1991), por serem já bem conhecidas na comunidade geológica.

3.3 Estratigrafia de alta resolução

A aplicação da estratigrafia de sequências na escala de campo de petróleo, utilizando ferramentas como perfis elétricos, testemunhos e afloramentos análogos, é conhecida como estratigrafia de alta resolução (Van Wagoner et al., 1990).

Nos riftes brasileiros, trabalhos pioneiros foram feitos por Picarelli (1998) e Campinho (2002), em campos de petróleo da Bacia do Recôncavo.

Na Bacia de Sergipe-Alagoas, Chiossi (1997) chegou ao fatiamento de 4ª ordem nos depósitos deltaicos da Formação Barra de Itiúba. Embora seu trabalho tenha uma abordagem mais regional, na escala vertical (temporal), seu trabalho pode ser considerado estratigrafia de alta resolução. Contudo, a correlação à longa distância nesse nível de detalhe estratigráfico é bastante problemática em função da limitação da resolução bioestratigráfica e na dificuldade em separar eventos locais dos regionais.

Todos esses trabalhos foram baseados em correlação de perfis de poços e testemunhos, sem utilização de sísmica. Rossetti (1996) apresentou uma técnica de tratamento de imagem sobre linhas sísmicas do rifte da Bacia Potiguar, chegando a interessantes resultados, como a separação entre tratos de lago alto, caracterizado por refletores plano-paralelos, e de lago baixo, onde ficaram evidentes as clinoformas resultantes de progradações deltaicas.

Embora sem utilizar a terminologia da estratigrafia de sequências e o termo “estratigrafia de alta resolução”, o zoneamento detalhado de campos de petróleo como o da área estudada (Góes et al., 1986), pode ser considerado um trabalho de alta resolução, inclusive com conotação crono-estratigráfica, baseada em superfícies de inundação – folhelhos de expressão regional que envelopam conjuntos de reservatórios.

Na escala exploratória e de campo de petróleo, a abordagem de estratigrafia de sequências está se tornando operacional até a hierarquia de 4ª ordem. Ao se atingir este nível de detalhe, a limitação da resolução das ferramentas utilizadas passa a ter uma crescente dificuldade, já que testemunhos, quando existem,

constituem uma amostragem unidimensional. Passa então a ser importante a utilização de afloramentos análogos no entendimento da geometria interna dos reservatórios. Isto pode ser de crucial importância nos projetos de recuperação suplementar de petróleo e na busca de óleo deixado para trás em campos maduros.

No estudo de afloramentos análogos, já é usualmente aplicada a metodologia proposta por Allen (1983) e Miall (1985, 1988, 1996), que envolve os conceitos de elementos arquiteturais e superfícies delimitadoras de corpos sedimentares. Foram originalmente definidas pelos autores em depósitos fluviais e deltaicos associados, mas podem ser adaptados para outros ambientes, por exemplo, Kocureck (1988) para eólicos e Moraes et al. (2006) para turbiditos. Como são baseados em superfícies de acamamento, podem fazer uma ponte com a estratigrafia de sequências de alta resolução (Tabela 3.1).

Elementos arquiteturais são unidades caracterizadas por fácies, geometria externa e interna e escala, representando um processo ou conjunto de processos que ocorrem dentro de um sistema deposicional (Allen, 1983). Os blocos constituintes dos elementos arquiteturais são as litofácies e suas associações. A abordagem de elementos arquiteturais apresenta vantagens em relação à tradicional sucessão vertical de litofácies. A principal é a determinação da morfologia dos corpos e das direções de sedimentação. A aplicação desses conceitos no estudo de reservatórios é importante na compreensão da sua geometria interna, como barreiras e canais de permeabilidade. Entretanto, seu estudo geralmente é baseado em afloramentos, com utilização de fotomosaicos e seções de GPR, sendo mais complicada sua aplicação direta em campos de petróleo, onde prevalece a amostragem 1D (testemunhos) ou, no caso de dados 2D ou 3D (sísmica), quase sempre a baixa resolução é uma limitação.

Por razões de ordem prática, as convenções de hierarquia das superfícies delimitadoras (*sensu* Miall, 1988) seguem uma ordem inversa das utilizadas em estratigrafia de sequências (Tabela 3.1, Figura 3.2).

As superfícies de 1ª ordem são os elementos de micro-escala, normalmente de dimensão centimétrica, encontrados dentro das formas de leito. Exemplos são os *ripples*, *climbing ripples*, laminações planares e pequenas deformações.

Superfícies de 2ª ordem correspondem às mudanças de padrão de estratificação, podendo indicar mudanças nas condições ou na direção do fluxo. Podem definir mudança de litofácies. As superfícies de 1ª e 2ª ordem estão contidas

nas denominadas micro e mesoformas, representando uma sedimentação de característica contínua, sem erosão aparente. As superfícies de 3ª ordem são as de acreção ligadas à construção das macroformas (barras, canais), correspondendo às superfícies de reativação, de natureza erosiva. As superfícies de 4ª ordem limitam os topos das macroformas, e são comumente convexas. Podem estar erodidas por uma superfície de 5ª ordem. As superfícies de 5ª ordem representam incisão ou migração lateral de canais fluviais. São estruturas de corte e preenchimento, geralmente planares ou levemente côncavas. As superfícies de 6ª ordem, base de complexos de canais, podem coincidir com um limite de sequência de 4ª ou 5ª ordem na hierarquia de estratigrafia de sequências (Vail et al., 1991). A partir dessa escala hierárquica, o processo tende a ser alogênico. Devido ao porte, passam a ser difíceis de serem encontradas em afloramentos.

Apesar da resolução limitada nos campos de petróleo, há casos em que o espaçamento dos poços é suficientemente denso, acompanhado da disponibilidade de testemunhos e de perfis de imagem ou de mergulho. Nesses casos, pode ser feita uma tentativa de rastreamento de superfícies delimitadoras de macroformas, (Miall, 1996), embora algumas feições tridimensionais como as barras longitudinais e barras em pontal, sejam impossíveis de serem distinguidas somente com base em dados de poços (Miall, 2006).

Uma tentativa de unificar a estratigrafia de sequências com os elementos de arquitetura em depósitos fluvio-deltaicos é apresentada por Gabaglia et al. (2006). Nesta proposta, as sequências de 4ª ordem resultam de deslocamentos de elementos arquiteturais dentro de um mesmo sistema deposicional. Implicitamente, os autores sugerem que esses elementos arquiteturais podem ter origem alogênica. As sequências de 3ª ordem são representadas por mudanças bruscas de sistemas deposicionais contíguos, e geralmente são limitadas por discordâncias de expressão regional. É nessa hierarquia que os conceitos tradicionais de tratos de sistemas são mais aplicados. As sequências de 2ª ordem resultam de mudanças completas na paleogeografia da bacia, por exemplo, de marinho para continental. Ruídos de natureza tectônica podem bloquear o aporte de sedimentos e gerar espessuras anormais de finos. A hierarquização de Gabaglia et al. (2006) não está amarrada à duração temporal das sequências.

Tabela 3.1 – Relação entre processos, hierarquia das superfícies delimitadoras e estratigrafia de sequências (Modificado de Miall, 1996; e Miall, 1997).

Grupo	Duração do processo (anos)	Exemplo de processo	Taxa de sedimentação instantânea (m/ka)	Unidade deposicional fluvial/deltaica	Característica da superfície delimitadora
1	10^{-6}	Ciclo de rompimento (burst-sweep)	10^5	Lâmina	0-ordem Laminação
2	$10^{-5} - 10^{-4}$	Migração de forma de leito	10^5	Ripple (microforma)	Superfície de 1ª ordem
3	10^{-3}	Migração de forma de leito	10^5	Crescimento de duna Superfície de reativação	Superfície de 1ª ordem
4	$10^{-2} - 10^{-1}$	Migração de forma de leito	10^4	Duna (mesoforma)	Superfície de 2ª ordem (co-set de estratificação)
5	$10^0 - 10^1$	Eventos sazonais da ordem de 10 anos	$10^2 - 10^3$	Incremento de crescimento das macroformas	Superfícies de 3ª ordem. Mergulham 5-20° na direção de acresção.
6	$10^2 - 10^3$	Eventos em intervalos de 100 anos. Migração de canais e barras.	$10^2 - 10^3$	Barras, dique marginal, crevasses (macroformas)	Superfícies de 4ª ordem. Topo de macroformas (convexo), superfícies planas limitando elementos de planície de inundação.
7	$10^3 - 10^4$	Processos de longa duração, como avulsão de canais; parasequências	$10^0 - 10^1$	Canais, lobos deltaicos, paleossolos	Superfícies de 5ª ordem Base de canais, côncava a plana
8	$10^4 - 10^5$	Ciclos de Milankovich, pulsos tectônicos Sequências de 5ª ordem de Vail et al (1991); conjuntos de parasequências.	10^{-1}	Cinturões de canais, leques aluviais, sequências de alta frequência	Superfícies de 6ª ordem Planas, extensão regional, base de vales incisos; alomembros da alostratigrafia.
9	$10^5 - 10^6$	Ciclos de Milankovich, pulsos tectônicos Sequências de 4ª ordem de Vail et al. (1991); conjuntos de parasequências.	$10^{-2} - 10^{-1}$	Sistemas deposicionais, tratos de sistemas	Superfícies de 7ª ordem Planas, extensão regional, base de vales incisos Limite de sequências; alomembros da alostratigrafia.
10	$10^6 - 10^7$	Processos tectônicos e eustáticos Sequências de 3ª ordem de Vail et al. (1991)	$10^{-2} - 10^{-1}$	Sucessões de Preenchimento de bacia	Superfícies de 8ª ordem Discordâncias de expressão regional; aloformações da alostratigrafia.

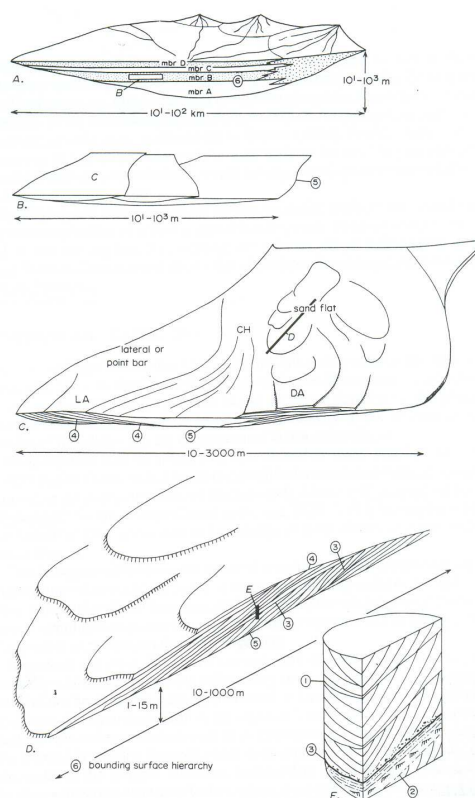


Figura 3.2 – Diversas escalas de superfícies hierárquicas de Miall (1985) e elementos arquiteturais: LA – acreção lateral, CH – canal, DA – Acreção frontal. Alguns elementos arquiteturais são macroformas. Notar as superfícies de 6ª ordem coincidindo com superfícies delimitadoras da ES/Aloestratigrafia.

3.4 Zoneamento de reservatórios – a ligação entre a estratigrafia e a atividade de produção

O zoneamento de reservatórios surgiu da necessidade de mapeamento individualizado de corpos detentores de diferentes propriedades em relação aos fluidos neles contidos. Diferenças de comportamento de pressão ou de contatos entre fluidos podem indicar que os corpos estejam desconectados fisicamente.

Sua importância na caracterização e gerenciamento de reservatórios é muito grande, já que a existência de petróleo distribuído em zonas distintas em um poço provavelmente irá requerer que a produção seja feita de forma individualizada. Na estimativa de reservas em um campo de petróleo recém descoberto, considerar ou não o petróleo distribuído em zonas distintas pode gerar diferenças dramáticas de volume calculado, impactando na economicidade de projetos (Figura 3.3).

É uma atividade antiga na atividade de geologia de reservatórios, baseada principalmente em correlação de perfis eletro-radioativos. O zoneamento, sobretudo nos campos de petróleo de desenvolvimento mais antigo, tende a ser baseado na litoestratigrafia (“picologia”), embora possa ter um fundamento cronoestratigráfico suportado, muitas vezes, em folhelhos contínuos limitadores de corpos arenosos (zonas), que podem corresponder às superfícies de inundação regionais ou superfícies transgressivas (Figura 3.4).

Contudo, existe pouquíssima referência na literatura geológica sobre a fundamentação e o processo de zoneamento. Ao mesmo tempo, há uma crescente presença de trabalhos acadêmicos que utilizam base de dados de campos de petróleo maduros para estudos de estratigrafia de alta resolução. Mas poucos trabalhos abordam a correspondência entre estratigrafia de alta resolução e zoneamento, ou qual seria o ganho se este tivesse um embasamento genético mais fundamentado. No meio acadêmico é um tema pouco abordado, embora se encontre em trabalhos técnicos em revistas voltadas à área de petróleo, como os boletins da American Association of Petroleum Geologists (AAPG) e da European Association of Geologists and Engineers (EAGE).

O Manual de Procedimentos de Estimativa de Reservas da Petrobras (2001) formaliza alguns conceitos ligados ao zoneamento, ilustrados na Figura 3.5, e definidos abaixo.

a) **Campo de petróleo** - é um conjunto de uma ou mais acumulações de petróleo, localizados em uma mesma área geográfica, agrupados para efeito técnico-administrativo.

b) **Reservatório** – No conceito estático, é um corpo de rochas permoporosas estratigraficamente definido e correlacionável. No conceito dinâmico, é um corpo de rochas permoporosas que contém petróleo em fase contínua dentro de um mesmo sistema hidráulico. Em geral os modelos se equivalem, mas quando não é este o caso, é preferível utilizar o conceito dinâmico.

Aplicando o conceito para aquíferos, o termo “petróleo” pode ser substituído por “água”, ou generalizando, “fluido”.

c) **Zona** – É a unidade básica do processo de zoneamento no modelo estático. É uma camada ou conjunto de camadas correlacionáveis contendo petróleo ou água. Uma zona se caracteriza por apresentar continuidade estratigráfica entre suas camadas, ainda que não estejam comunicadas hidráulicamente por processos

estruturais e/ou diagenéticos posteriores. Assim, duas camadas descontínuas estratigraficamente, separadas por uma camada impermeável, são duas zonas independentes. Se, no entanto, a descontinuidade desaparecer em algum ponto, essas camadas deverão ser denominadas subzonas. Por isso, o conceito de zona é dependente do nível de informação que se tem do reservatório.

d) **Subzona** – é a subdivisão da zona com o objetivo de melhor caracterizá-la, baseada em diferenças mapeáveis de características litológicas.

e) **Zona-Bloco** – parte de uma zona pertencente a um campo de petróleo, delimitada por descontinuidades estruturais, estratigráficas e diagenéticas. Nos campos de petróleo de Alagoas, coincide com “reservatório”.

f) **Subzona-bloco** - parte destacada de uma subzona, pertencente a um campo, delimitada por descontinuidades estruturais, estratigráficas ou diagenéticas.

g) **Zona de produção ou zona reservatório** – é o conjunto de rochas permoporosas de um sistema hidráulico, contendo petróleo em fase contínua, dentro de um mesmo campo. Corpos de idade/origem distinta podem vir a se comunicar hidráulicamente, através de falhas ou eventos erosivos, e constituir uma única zona de produção.

h) **Pacote de reservatórios** – conjunto de reservatórios agrupados devido à impossibilidade de mapeamento individualizado ou devido a motivos técnico-econômicos. Neste caso, considera-se o pacote de reservatórios como uma zona de produção. Esta situação é comum em camadas heterolíticas.

i) Para fins de modelagem de reservatórios, **Unidades de Fluxo** são definidas como unidades que apresentam efeitos distintos e consistentes no fluxo de fluidos (Ebanks, 1987). Frequentemente essas unidades são limitadas por superfícies da estratigrafia de alta resolução (Emery & Myers, 1996).

Com a intensificação dos projetos de recuperação melhorada de petróleo, visando o aumento do fator de recuperação, surgiu a necessidade de se ter um arcabouço estratigráfico melhor embasado, amparado em cronoestratigrafia e estratigrafia de alta resolução. É então desejável que o zoneamento de reservatórios tenha uma conotação cronoestratigráfica o mais fiel possível.

No caso dos depósitos da fase rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas (formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba, Penedo, Coqueiro Seco e Maceió), ocorrem centenas de reservatórios hidráulicamente independentes (pressões e contatos entre fluidos diferenciados). Somado à compartimentação estrutural, resultou em acumulações de

petróleo bastante complexas, como Pilar (Weidmann e Formoso, 1987; Borba et al., 2004), Furado (Góes et al., 1986) e Tabuleiro dos Martins (Arienti, 1996). Nesses campos compartimentados, a nomenclatura dos reservatórios é feita pelo nome da zona, seguida do nome do bloco, usualmente um poço representativo, por exemplo, Zona-1/Bloco Poço-1. Os diversos blocos falhados podem ou não estar hidráulicamente isolados. Às vezes, onde as falhas não são necessariamente selantes a divisão por blocos tem conotação mais administrativa do que geológica.

Frequentemente a zona de produção é uma unidade cartorial, administrativa, ainda sem regras precisamente definidas. Empresas de petróleo já propuseram tentativas de padronização, mas sua aplicação foi prejudicada pela existência de muitos campos com zoneamento já previamente definido, e pela dificuldade de padronização em campos com características muito diferentes entre si, além dos bancos de dados pouco flexíveis.

Seria desejável que campos produtores em unidades correlatas tivessem um zoneamento único e padronizado. Entretanto, isso é dificultado pela compartimentação estratigráfica produzida por sub-bacias isoladas por zonas de acomodação, onde diversas sub-bacias podem resultar em sucessões muito similares, porém não síncronas.

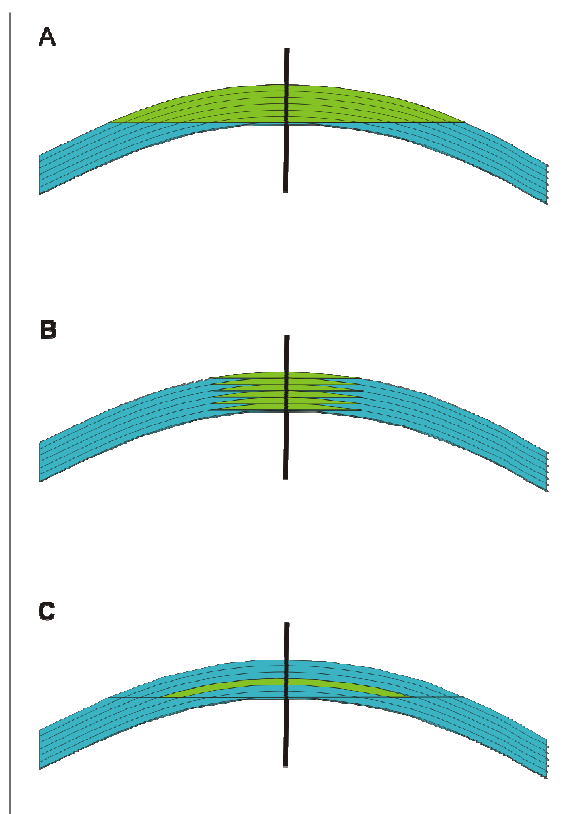


Figura 3.3 - Importância do zoneamento, controlado pelos elementos da estratigrafia de alta resolução, na distribuição de volumes de petróleo. A) Os reservatórios encontrados pelo poço perfurado no alto da estrutura estão comunicados constituindo uma única zona. B) Os reservatórios não estão comunicados, e o petróleo (em verde) é distribuído, independentemente, nas diversas zonas. A consequência é um volume muito menor do que a situação A, embora o *net pay* do poço e a área de fechamento da estrutura sejam as mesmas. C) Situação onde somente uma zona se encontra com petróleo, devido à não conexão hidráulica entre as zonas.

PERFIL INTEGRADO

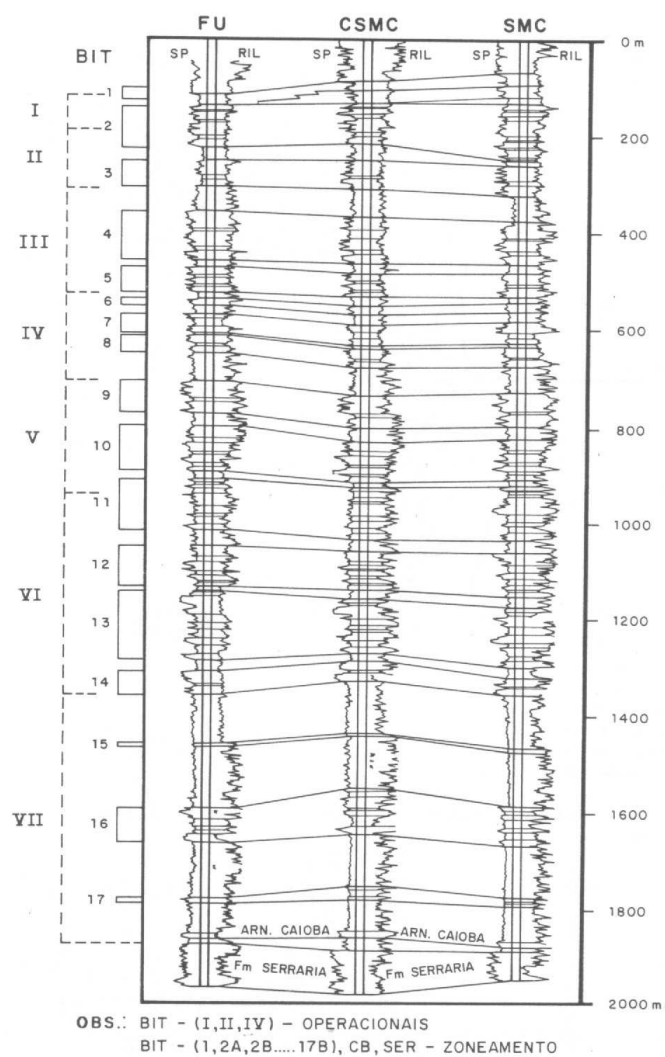


Figura 3.4 – Zoneamento do Campo de Furado, baseado na continuidade de folhelhos regionais (Góes et al., 1986).

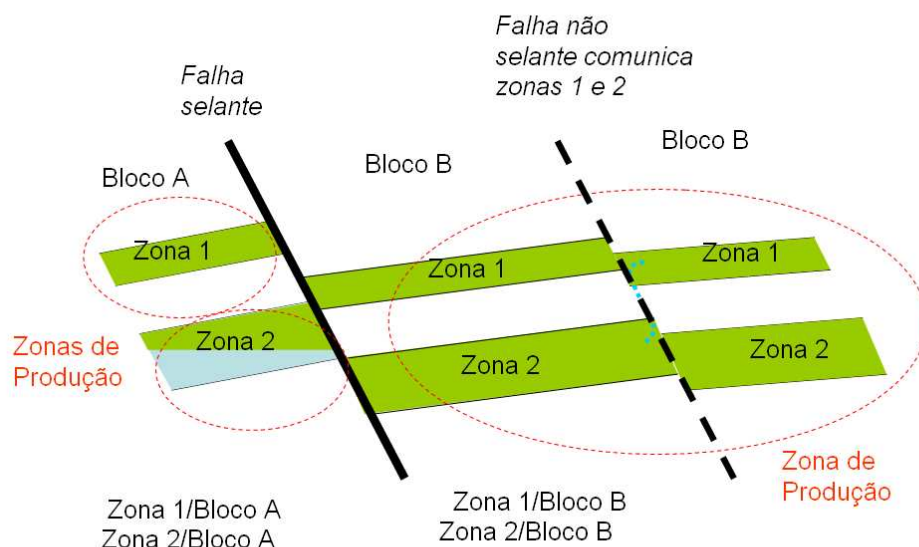


Figura 3.5 – Definição de zonas, zonas-bloco e zonas de produção.

3.5 O papel das falhas na compartimentação de reservatórios

Tradicionalmente, na atividade de caracterização reservatórios sempre foram enfatizados os aspectos deposicionais e diagenéticos, talvez pela formação de geólogos de reservatório mais dirigidas a esta área. Na década de 1990, houve um grande crescimento na quantidade de trabalhos sobre caracterização das heterogeneidades estruturais de reservatório (Barnett et al., 1987; Walsh & Watterson, 1991; Yielding et al., 1992; Antonellini & Aydin, 1994; Knipe, 1997; Fossen et al. 2005; Ainsworth, 2006), principalmente pela aplicação de técnicas e de recursos humanos oriundos da área de exploração e tectônica de bacias.

A caracterização das falhas e fraturas na modelagem de reservatórios é crucial, pois frequentemente uma só falha de pequeno porte, subsísmica, pode produzir um impacto no comportamento do reservatório tão ou mais intenso do que as heterogeneidades deposicionais e diagenéticas (Ainsworth, 2006). Se estas últimas forem estudadas de forma detalhada, mas desacopladas do componente

estrutural, todo o esforço no detalhamento dos aspectos estratigráficos e sedimentológicos será em vão.

As falhas atuam diretamente no trapeamento das acumulações, sendo muitas vezes responsáveis pela formação do próprio campo petrolífero. Falhas podem produzir compartimentação dos reservatórios dentro de um campo de petróleo (compartimentação de uma zona em zonas-bloco por falhas selantes, Figura 3.5), ou comunicar corpos de origem distinta (várias zonas comunicadas em uma única zona de produção, através de uma falha condutiva). Podem constituir barreiras em situações dinâmicas, após o início da produção do reservatório. Podem ser condutos de fluidos, durante a migração primária e secundária, em determinadas épocas, quando a interação entre a geometria e o estado de tensões for favorável.

A maioria das acumulações de petróleo tem componente estrutural. Como grande parte das informações geológicas na escala de reservatório é proveniente dos campos produtores de petróleo, as sequências sedimentares amostradas frequentemente se encontram bastante falhadas, comumente mais do que em áreas não produtoras. Se por um lado a amostragem é mais intensa nos campos petrolíferos, as incertezas geradas pelas falhas são maiores nestas áreas. Isto vale para a área aqui estudada, onde o grande número de falhas dificulta o imageamento sísmico e a utilização do método sísmico voltado para estudos estratigráficos.

A geometria e distribuição de falhas que delineiam uma bacia rifte se expressam na menor escala segundo um padrão fractal (Walsh & Watterson, 1991; Yielding et al., 1992; Turcotte, 1992), passando por um espectro de escalas (bacia->campo de petróleo->bloco->compartimentação interna do reservatório). Este padrão fractal pode ser reconhecido na forma de relações de escala entre comprimento/rejeito de falhas, rejeito/espessura de zonas de falha e distribuição de população de tamanho de falhas, fornecendo parâmetros preditivos em diversas situações. Feições geométricas fractais são aquelas que se repetem num grande intervalo de escalas, tais como padrões de falhas conjugadas, padrões em *relay* (podem ser rotas de aporte de sedimentos na escala de bacia ou de comunicação entre blocos na escala de campo de petróleo) e feições lenticulares tipo *horses*. Até mesmo a distribuição de fragmentos do *gouge* de falha tem similaridade estatística com a de blocos em uma área falhada (Turcotte, 1992).

O padrão fractal também é reportado temporalmente, como nas relações entre frequência/amplitude de terremotos (relacionados à movimentação de falhas),

e nas características dos pulsos de subsidência tectônica, com consequências no empilhamento sedimentar.

Igualmente importante, tanto na formação de uma bacia, quanto na escala de compartimentação de reservatórios, é a conectividade entre as falhas. As falhas podem ser de padrão mais contínuo, ou ocorrer de forma segmentada, situação que é mais frequente.

A conexão entre falhas é classificada como do tipo *hard link*, quando as falhas estão efetivamente conectadas, ou *soft link*, quando as falhas interagem de modo dúctil (Walsh & Watterson, 1991; Childs et al. 1995). É muito difícil resolver se as falhas estão realmente conectadas ou se são segmentos descontínuos, mesmo se dispondo de sísmica 3D de boa qualidade. Para fins de modelagem de bacias ou de reservatório, os diversos segmentos somados podem se comportar, mecanicamente, como uma falha individual, e assim serem tratados (Barnett et al., 1987; Childs et al. 1995). Em termos práticos, tratar as falhas como segmentos contínuos ou descontínuos, pode resultar em diferentes consequências na conectividade do reservatório e no seu entendimento, que frequentemente só é atingido no decorrer da produção.

Maiores detalhes sobre o papel das falhas na compartimentação de reservatórios serão apresentados no Capítulo 9, já de forma aplicada aos depósitos aqui estudados.

4 A Bacia de Sergipe-Alagoas, com ênfase no estágio rifte da porção alagoana.

4.1. Generalidades

A Bacia de Sergipe-Alagoas está localizada na costa nordeste do Brasil, nos estados homônimos (Figura 4.1). Sua origem está ligada à ruptura do continente de Gondwana. É limitada da Bacia de Jacuípe pela Falha de Vaza-Barris, ao sul. Ao Norte, com a Bacia de Pernambuco-Paraíba, o limite é feito pelo Alto de Maragogi (Campos Neto et al., 2007).

A bacia apresenta diferentes características nas porções sergipana e alagoana, ocasionadas principalmente pela diferença na composição e reologia do embasamento. Alguns autores, como Feijó (1994), consideraram Sergipe e Alagoas como bacias distintas, limitadas pelo Alto Regional de Japoatã-Penedo, uma zona de transferência aproximadamente coincidente com o traçado atual do Rio São Francisco. A sub-bacia de Alagoas é caracterizada por uma pilha rifte muito espessa na porção terrestre e plataforma continental, e com a sequência marinha mais delgada. Em Sergipe, ao contrário, a cobertura sedimentar *onshore* é mais delgada, e muito espessa em água profunda (Mohriak et al., 2000). Souza Lima (2008) inclui as sub-bacias do Cabo, ao norte, e de Jacuípe, ao sul, como integrantes da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Parte da bacia encontra-se em terra, onde ocorrem afloramentos de praticamente toda a coluna estratigráfica, alguns bastante conhecidos pelo conteúdo fossilífero da seção marinha. Mas grande parte encontra-se sob a lâmina d'água (*offshore*), inclusive em água profunda. Considerando a isóbata de -3000m como o limite da bacia, sua área atinge cerca de 42.000 km², sendo 12.000 km² na porção terrestre.

A atividade petrolífera começou em 1959, com a descoberta do Campo de Tabuleiro dos Martins, em Alagoas, produtor de óleo na Formação Maceió. Um grande incremento se deu a partir de 1964, com a descoberta do Campo de Carmópolis (em Sergipe), produtor nos conglomerados da Formação Muribeca. Este ainda hoje é o maior campo de petróleo terrestre do Brasil, se for considerado o volume de óleo original *in place*. Em 1968, a bacia também foi palco da primeira

descoberta de petróleo na plataforma continental brasileira, o Campo de Guaricema, em Sergipe, produtor em arenitos turbidíticos da Formação Calumbi. A última importante descoberta em terra ocorreu em 1981, com o Campo de Pilar, em Alagoas, produtor de óleo na Formação Coqueiro Seco e de gás na Formação Penedo.

Após uma fase de declínio na atividade exploratória e exploratória, acompanhado de queda de produção, desde 1997 a bacia tem passado por uma nova fase de crescimento de investimentos. Isto resultou na descoberta de novos campos petrolíferos, como Piranema, a primeira descoberta comercial em águas profundas no Nordeste, e na revitalização, seguida de aumento de produção, de campos maduros como Carmópolis e Pilar.

A partir de 2000, a demanda por gás natural na Região Nordeste motivou o incremento dos estudos de reservatório na seção rifte da bacia, onde se concentram os maiores volumes de gás não associado.

4.2 Evolução Tectono-Sedimentar

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Sergipe-Alagoas tem sido dividida em 4 estágios principais (Ponte & Asmus, 1976; Chang et al., 1992; Feijó, 1994): pré-rifte, sin-rifte, transicional e margem passiva (Figuras 4.2). Os limites entre esses estágios são motivos de discussão entre diversos geólogos, inclusive com propostas recentes de considerar o estágio transicional integrando uma fase rifte tardia (Karner & Driscoll, 1999), e a pré-rifte (Depressão Afro-Brasileira), de ser uma fase rifte inicial (Chagas et al., 1993; Matos, 1999; Zalán, 2004; Jardim de Sá et al., 2006). Relíquias de bacias intracratônicas paleozóicas estão preservadas em algumas áreas da bacia, produto do que vários autores denominam de estágio intracratônico (Sequências Carbonífera e Permiana).

O estágio rifte é polifásico, caracterizados por pulsos que originaram sequências de 2ª e 3ª ordem (Figura 4.3).

Considerando uma primeira manifestação do processo de rifteamento, o primeiro pulso resultou nos depósitos continentais (*red beds*) da Sequência J20-K5 (formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria), de idade jurássica-eocretácea (Andar Local Dom João), depositados em uma bacia alongada norte-sul, denominada Depressão Afro-Brasileira (Ponte, 1971). Alguns autores (Feijó, 1994; Chagas et al.

1993; Chiossi, 1997) incluíram também as Sequências K10-K20 (Formação Feliz Deserto, andar local Rio da Serra) neste ciclo, ao qual chamaram de “Estiramento Inicial”. Recentemente, com base em datação radiométrica, Silva et al. (2006) encontraram idade triássica para os pelitos da porção basal da Formação Bananeiras, o que a desvincularia, ao menos em parte, da Sequência J20-K5. A Discordância Pré-Aratu (reconhecida por Galm e Santos, 1994) é considerada o limite superior desta sequência, e separa a Formação Feliz Deserto da Formação Barra de Itiúba (Campos Neto et al., 2007).

Durante o Andar Rio da Serra, o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá já apresentava forte tectonismo, enquanto em Sergipe-Alagoas, somente no Andar Aratu houve aumento da intensidade, época em que o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá já diminuía a atividade tectônica (Lana, 1985; Chagas et al. 1993; Destro, 1994; Bueno, 2001). Isto possivelmente se deve à interrupção da propagação do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá ao encontrar como anteparo a zona de cisalhamento do Lineamento Pernambuco, passando a abertura a ocorrer na bacia de Sergipe-Alagoas, abortando o rifte original (Szatmari e Milani, 1999). Segundo Bueno (2001), a este evento estaria ligada a Discordância Pré-Aratu, a qual considerou como uma “discordância de propagação do rifte”.

O segundo pulso do rifteamento resultou na deposição da Sequência K34-K36, composta pelas formações Barra de Itiuba, Penedo e Rio Pitanga (andares locais Aratu, Buracica e Eo-Jiquiá). Para Chagas et al. (1993), foi o início da ruptura crustal, do rifte como expressão topográfica, com o desenvolvimento de hemigrabens, ainda sem ombreiras pronunciadas e com falhamentos restritos. Nos principais depocentros, na porção alagoana da bacia, acumularam-se mais de 2000m de sedimentos. Este pulso tectônico é descrito pela passagem das fácies de lago raso para fácies de lago mais profundo (Chagas et al., 1993; Chiossi, 1997), precedido pela erosão de significativa porção dos sedimentos de idade Rio da Serra nas áreas soerguidas, que resultou na Discordância Pré-Aratu.

Para Chagas et al. (1993), na fase rifte, a Bacia de Sergipe-Alagoas seria uma “grande rampa flexural de um enorme rifte assimétrico, onde a falha principal estaria situada atualmente em águas profundas ou na África, no compartimento sul da Bacia do Gabão”. Para Bueno (2006), já existiriam bordas ativas na Bacia de Sergipe-Alagoas, enquanto na Bacia do Gabão a evolução de um rifte assimétrico para simétrico teria produzido a superposição de duas falhas de borda.

Um terceiro pulso, caracterizado pelo significativo aumento da taxa de subsidência, resultou na deposição da Sequência K38, representada pela Formação Coqueiro Seco (idade local Neo-Jiquiá), e em sua porção inferior pela presença de espessos pacotes de coquinas (Formação Morro do Chaves), associados aos leques deltaicos (Arenito Pilar) e folhelhos lacustres ricos em matéria orgânica. Esta fase foi denominada de Rifteamento Maduro (Chagas et al., 1993), quando o rifte já exibía ombreiras bem desenvolvidas e sub-bacias assimétricas. Nesta época, acumularam-se mais de 2500m de sedimentos na porção alagoana da bacia. Diferentemente do pulso anterior, o intenso tectonismo produziu sub-bacias com diferentes padrões de sedimentação, ora mais abertas, ora mais fechadas (Chagas et al., 1993).

Um quarto pulso tectônico, já no andar local Alagoas (Meso-Aptiano?/Eo-Albiano?), resultou na deposição da Sequência K40, constituída de leques deltaicos, turbiditos, de sedimentos de origem marinha lagunar e evaporitos, correspondentes às formações Maceió e Poção em Alagoas e Muribeca em Sergipe. Este evento foi o clímax do rifte, com a formação da Linha de Charneira Alagoas. A ocorrência de evaporitos, denotando as primeiras ingressões marinhas num golfo proto-oceânico, fez com que alguns autores (como Chang et al., 1992) incluíssem esses depósitos como pertencentes à Megassequência Transicional.

Ao final dessa fase, o eixo do rifte se concentrou ao longo da margem continental que viria a ser implantada, enquanto parte do rifte anterior foi soerguido e erodido, comportando-se como uma ombreira do novo rifte, originando a Discordância Pré-Neo-Alagoas. Os maiores rejeitos de falhas na Sub-bacia de Alagoas estão relacionados a esta fase, como já foi apontado por Weidmann e Formoso (1987) no Campo de Pilar. Grandes soerguimentos associados aos ajustes isostáticos também podem estar ligados à estruturação da maioria dos campos de petróleo alagoanos, como Furado e Pilar. Para Hamsi & Karner (2005), os grandes rejeitos podem ter sido produto da carga flexural provocada pelo espesso preenchimento vulcano-sedimentar (*seaward dipping reflectors* – SDR) na porção distal do rifte (atualmente localizado sob águas profundas). Os SDRs teriam se formado no final da fase rifte, sobre a crosta continental altamente estirada.

As sucessões pós-rifte são condicionadas principalmente pelas variações relativas do nível do mar. Durante o Albiano, foram depositados carbonatos nos ambientes de plataforma, e argilas pelágicas e hemipelágicas, em condições progressivamente mais profundas. Correspondem à Formação Riachuelo

(Sequências K62 a K84), passando para os depósitos mais profundos da Formação Cotinguiba, já no Cenomaniano-Turoniano (K86-K88). A existência de conglomerados de borda (Membro Angico da Formação Riachuelo) ainda sugere tectonismo, denominado por Chagas et al. (1993) de Reativação Albiana. Nesta época, a subsidência térmica produziu o basculamento generalizado da bacia para sudeste, ocasionando erosão em toda a sub-bacia de Alagoas e intensa sedimentação na porção sergipana.

Ao final do Cretáceo houve um retorno à deposição siliciclástica (Sequências K90 a N60), provavelmente devido ao desenvolvimento de uma rede de drenagem na costa nordestina, como o Rio São Francisco. Desde então, foram depositadas as formações Marituba (leques costeiros), Mosqueiro (plataforma carbonática) e Calumbi (talude/bacia).

Uma regressão global, no Plioceno, foi responsável pela deposição dos sedimentos continentais da Formação Barreiras, que hoje recobre, na forma de tabuleiros costeiros, grande parte da bacia. Regressões forçadas do Quaternário produziram incisões fluviais nos tabuleiros da Formação Barreiras, resultando na atual fisiografia do litoral alagoano (falésias, vales incisos e lagunas).

Apesar das diferentes visões dos autores citados nos parágrafos acima, o que se percebe, de um modo geral, é um aumento progressivo nas taxas de subsidência e sedimentação, desde a pequena intensidade no estiramento inicial até a formação de grandes falhas no Albiano. As falhas resultantes dos diversos pulsos (Figuras 2.2 e 2.3), com diferentes direções, também apresentam diversas interpretações quanto à sua gênese, se contemporâneas ou não, se puramente normais ou com componente direcional (Lana, 1985; Chagas et al., 1993; Matos, 1999; Hamsi Jr., 2006).

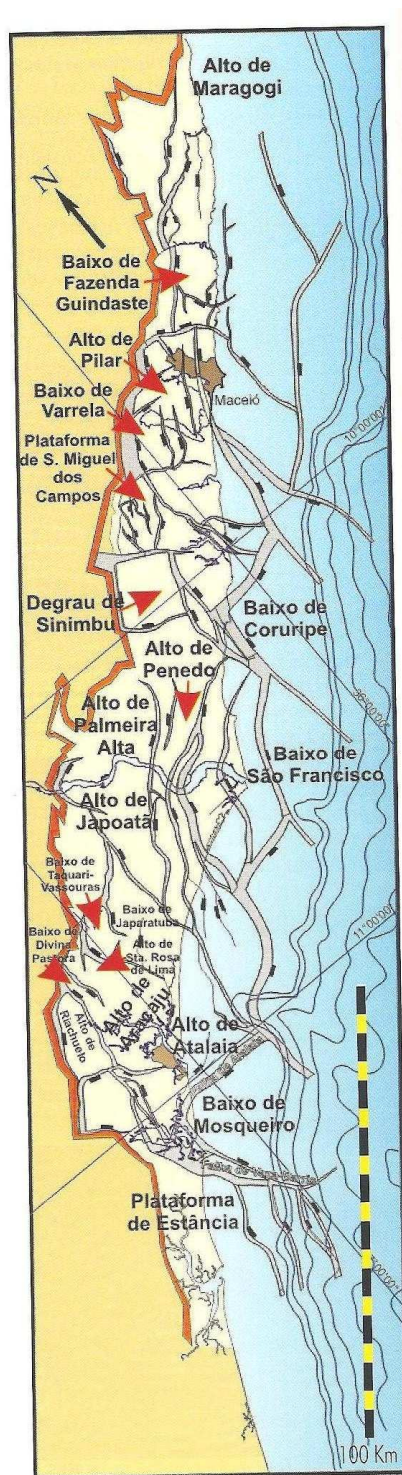


Figura 4.1 – Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas (Souza Lima, 2008).

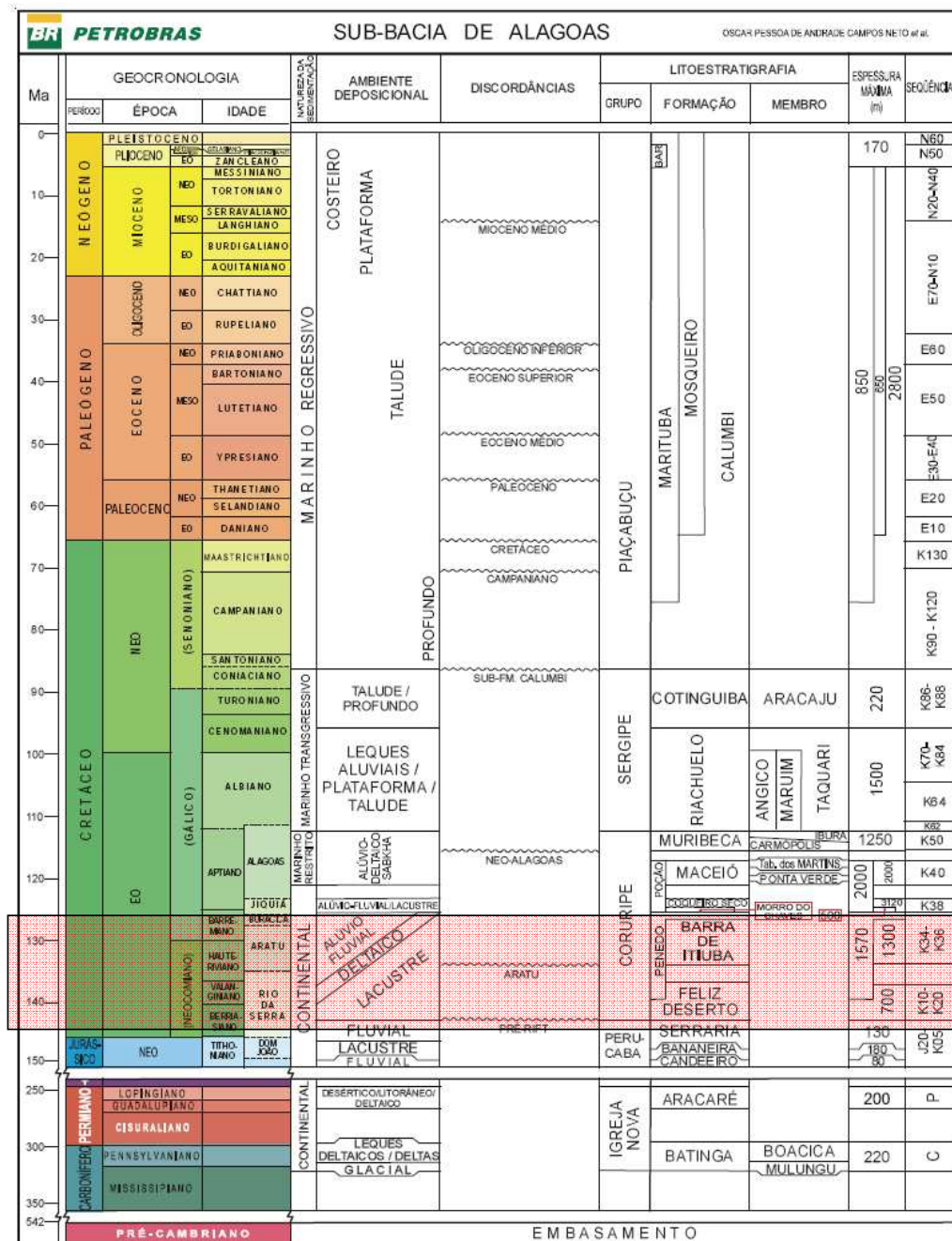


Figura 4.2 – Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas (compilada de Campos Neto et al., 2007), com o intervalo estudado em destaque.

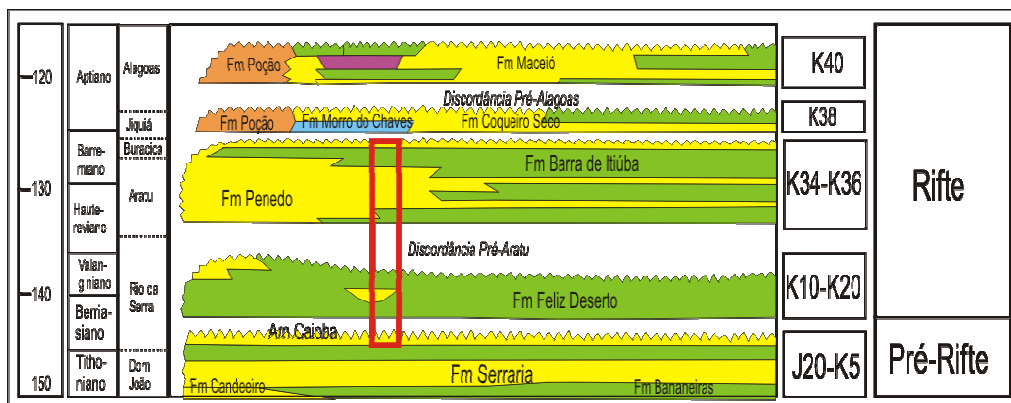


Figura 4.3 – Detalhe da Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas (modificada de Campos Neto et al., 2007), com as principais seqüências constituintes da seção rifte. Dependendo do critério, a Sequência J20-K5 já seria constituinte de uma fase rifte inicial.

4.3 As falhas do rifte

A evolução da Bacia de Sergipe-Alagoas originou, especialmente nos depósitos do estágio rifte, uma grande quantidade de falhas de direções diversas (Figuras 4.4 e 4.5).

Diversos trabalhos foram realizados abordando a evolução estrutural da bacia (Falkenhein et al., 1983; Lana e Milani, 1983; Chagas et al., 1993; Hamsi Jr., 1998; Matos, 1999; Mohriak et al., 2000; Hamsi Jr., 2006), nem todos consensuais. Na escala de campos de petróleo e seu impacto nas acumulações, estudos de geologia estrutural na bacia de Sergipe-Alagoas foram realizados por Weidmann e Formoso (1987), Góes et al. (1986), Borba (1996) e Borba et al. (2004).

As direções estruturais mais frequentes, delineadas por falhamentos e depocentros alinhados, são N-S e NE-SW. As falhas de direção N-S, pelo modelo evolutivo de Lana e Milani (1986) seriam originadas por transtensão sinistral, associadas às falhas transcorrentes de direção N30E e N30W no início da implantação do rifte na bacia (Tabela 4.1), durante os andares Rio da Serra e Aratu. Chagas et al. (1993) apresentam outra interpretação, relacionando falhas de direção N-S aos esforços distensivos de direção E-W ocorridos no Andar Aratu, com concomitante formação de falhas de transferência de direção E-W.

As falhas normais de direção NE-SW, segundo Lana e Milani (1986), constituem produtos de uma segunda fase de deformação, a partir do Andar Alagoas. Chagas et al. (1993) também relacionam essas falhas a uma segunda fase, a partir do Andar Jiquiá, com geração simultânea de falhas de transferência de direção NW-SE.

Para Hamsi Jr. (2006), a grande maioria das falhas da bacia apresenta direção em torno de N30°E, sendo difícil separar populações de direção norte-sul das nordeste. A disposição em *en echelon* dessas falhas suporta um mecanismo de rifteamento oblíquo de separação aproximadamente leste-oeste, um modelo que dispensaria gerações distintas de falhas.

A Tabela 4.1 apresenta um quadro comparativo mostrando as diferentes direções de falhamentos e a interpretação de alguns autores.

Tabela 4.1 – Quadro comparativo com algumas interpretações das direções estruturais.

Idade	Falkenhein (1983)	Lana (1985) Lana e Milani (1986)	Chagas et al. (1993)	Hamsi Jr. (2006)
Rio da Serra a Eo-Jiquiá	Distensão EW: Falhas normais NS	Transtensão N45E: falhas normais NS “ <i>em echelon</i> ”, falhas transcorrentes N30E e N30W	Falhas normais NS (ex: Falha Leste de SMC, Alto de Fazenda Tomada) e de transferência EW, principalmente no Andar Aratu. Algumas associadas às estruturas pretéritas do embasamento	Pouca atuação das falhas (<i>sag rift basin</i>)
Neo-Jiquiá	Binário cisalhante sinistral: falhas transcorrentes WNW e ESSE Formação da Plataforma de São Miguel dos Campos e Alto de Pilar; Distensão NW-SE:			
Alagoas (Meso-Aptiano?/Eo-Albiano?)	Não faz referência	Distensão NW-SE: falhas NE reativadas como normais	Falhas normais NE (ex: atual falha de borda da bacia); falhas de transferência NW (ex: Falha de Sinimbu)	Falhas NS a NE <i>en echelon</i> associadas a rifteamento oblíquo.
Albiano		Não faz referência	Importante tectonismo estruturou os campos de petróleo.	

A Sub-bacia de Alagoas apresenta algumas feições regionais marcantes, muitas com importante papel nos sistemas petrolíferos (Figuras 4.3 e 4.4).

O sistema segmentado de falhas de borda, de direção nordeste, limita a bacia de seu embasamento, o Maciço Pernambuco-Alagoas, e pode apresentar mais de 5000m de rejeito.

Zonas de transferência, como a Falha de Sinimbu, ao sul da área estudada, cortam ortogonalmente a bacia, inclusive deslocando a borda falhada, e sua origem possivelmente está ligada às estruturas preexistentes (as falhas e foliações do embasamento possuem a mesma direção, ortogonal à bacia). Falhas de transferência NW-SE de menor porte também são observadas na escala de campo de petróleo, como Pilar (Weidmann e Formoso, 1987) e Furado (este trabalho). É provável que estas falhas subverticais, geralmente de difícil imageamento sísmico, não sejam realmente transcorrentes, e sim zonas de acomodação, tipo falha de alívio (na concepção de Destro, 1995).

As falhas de direção N-S, como a Falha Leste de São Miguel, separam compartimentos da bacia, como o Baixo de Varrela da Plataforma de São Miguel dos Campos (Figura 4.4). A Plataforma de São Miguel dos Campos (Figuras 4.4 e 4.5) é um conjunto de degraus estruturais entre a falha de borda e a Falha Leste de São Miguel. As falhas deram origem aos fechamentos estruturais (domos, *drags reversos* e ápices contra falhas) responsáveis pelas acumulações nos campos de Furado, São Miguel dos Campos e Cidade de São Miguel dos Campos (Góes et al., 1986).

O Baixo de Varrela é uma região abatida junto à atual falha de borda da bacia, provavelmente ativa a partir do Andar Jiquiá, sendo um dos principais sítios geradores de hidrocarboneto para as acumulações de petróleo da região (Chagas et al. 1993; Chagas, 1996).

Ao nordeste do Baixo de Varrela, seguindo uma rampa mergulho acima, encontra-se o Alto de Pilar, onde se localiza o campo homônimo, num grande *drag reverso* associado ao sistema de falhas de borda.

Ao leste de todas essas feições descritas acima, se encontra a Falha de Tabuleiro dos Martins, denominação local da Linha de Carneira Alagoas, com algumas centenas de metros de rejeito. O Baixo Regional de Alagoas em seu bloco rebaixado, é caracterizado pelos espessos depósitos da Formação Maceió, de Idade Alagoas. No bloco alto desta falha estão localizados os campos de Tabuleiro dos Martins e Coqueiro Seco.

Dados geoquímicos e a ausência estratigráfica de grande parte do Andar Jiquiá na região (Formação Coqueiro Seco), mostram que a Plataforma de São Miguel dos Campos sofreu um intenso soerguimento, associado ao tectonismo de Idade Alagoas.

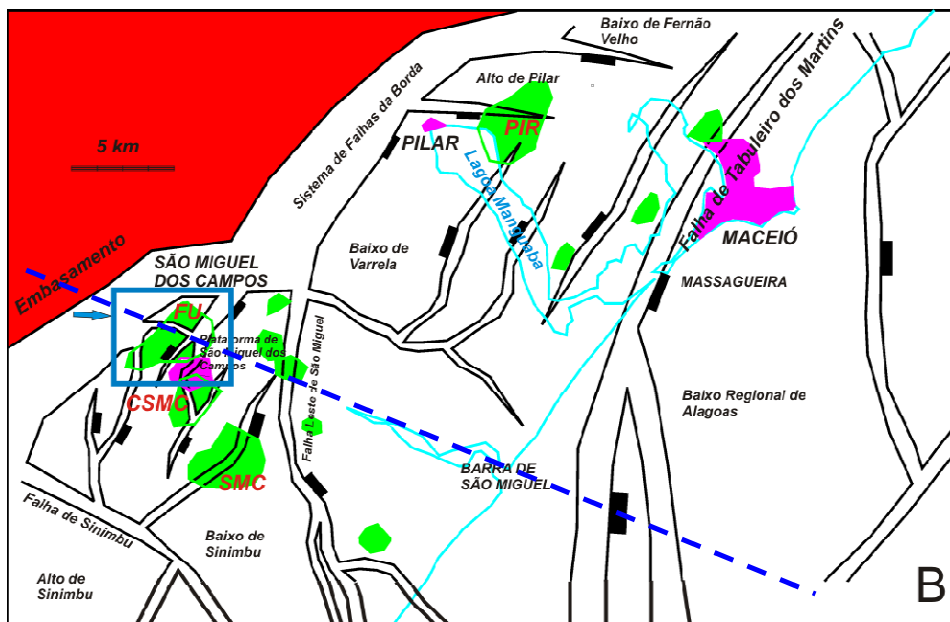
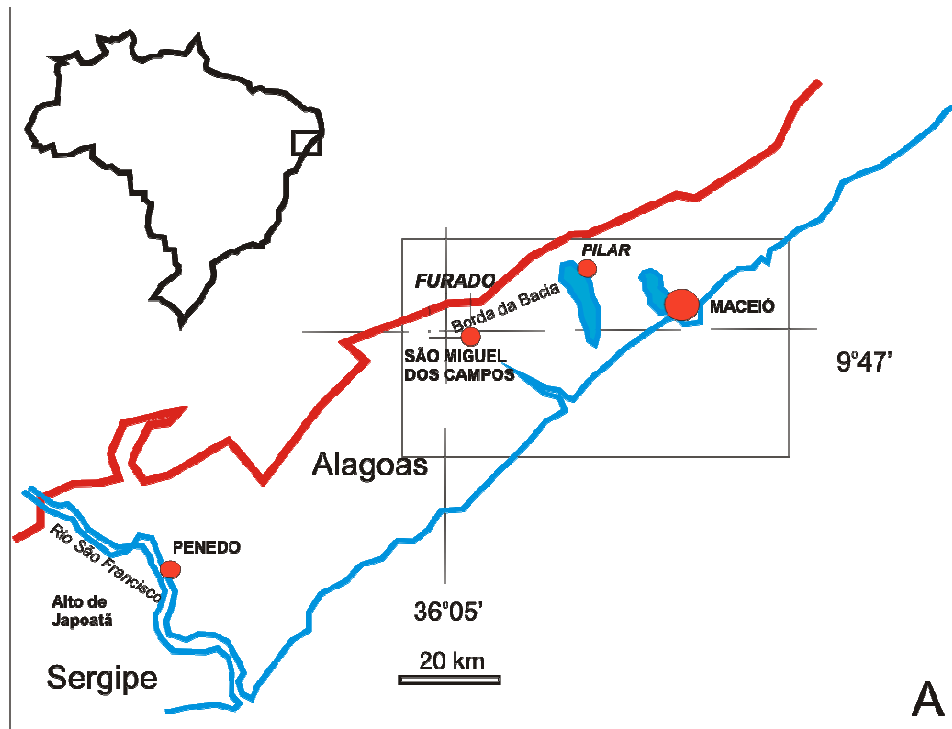


Figura 4.4 – A) Mapa de Localização da área estudada, B) Mapa estrutural regional do embasamento, com a localização da seção da Figura 4.5 (modificado de Chagas et al., 1993 e Chiossi, 1997). Em verde, os principais campos de petróleo (FU- Furado, SMC – São Miguel dos Campos, CSMC – Cidade de São Miguel dos Campos, PIR- Pilar).

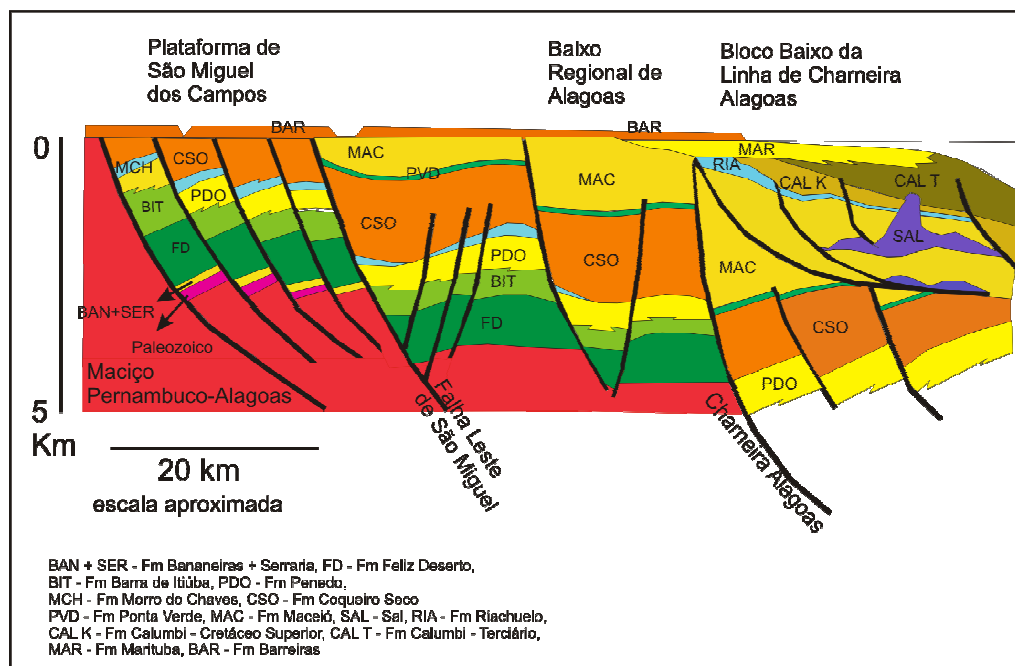


Figura 4.5 – Seção geológica regional (modificada de Cainelli & Mohriak, 1999). A área estudada está localizada na área da Plataforma de São Miguel dos Campos.

4.4 Diferentes critérios para posicionamento do início do rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas

O início do rifteamento nas bacias da margem continental brasileira tem sido motivo de debate há pelo menos 30 anos (Ponte & Asmus, 1976; Chang et al., 1992; Magnavita & Cupertino, 1987; Matos, 1999; Chagas et al., 1993; Bueno, 2004; Jardim de Sá et al., 2006; Campos Neto et al. 2007). As diferentes opiniões devem-se principalmente aos critérios utilizados (Tabela 4.2). Uma discussão desses critérios, utilizados de forma isolada ou combinados, é apresentada nos parágrafos seguintes.

Geométricos (padrões estratiais)

Numa seção transversal, um hemi-graben preenchido apresenta uma forma aproximadamente triangular, sendo um dos “lados” a falha de borda, o “lado inferior” a discordância inicial do rifte, e o “lado superior” a discordância final do rifte (Figura 2.2). Em seção longitudinal, a bacia apresenta um aspecto sinformal (1989; Schlische, 1991; Schlische & Withjack, 1999). Enquanto os estratos pré-rifte e pós-

rifte apresentam um padrão plano-paralelo, os depósitos sin-rifte apresentam padrão divergente, devido à subsidência diferencial, assentados em *onlap* sobre os depósitos pré-rifte. Com este critério, o início do rifte é então posicionado na **Discordância Inicial do Rifte**, onde os estratos passam de plano-paralelos para divergentes.

Em algumas bacias, como na Bacia do Recôncavo, essa geometria é bem caracterizada. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, a primeira discordância angular importante (Discordância Pré-Aratu, identificada por Galm e Santos, 1994), ocorre na base da Formação Barra de Itiúba (Sequência K34-K36). Este critério foi utilizado por Feijó (1994) para marcar o início do rifte.

Estruturais / Cinemáticos

A identificação de falhas sin-sedimentares em afloramentos e testemunhos também tem sido utilizada como um indicador de atividade tectônica no estágio sin-rifte.

Na Bacia do Recôncavo, existe um conhecido afloramento onde a Formação Sergi (correlata à Formação Serraria) encontra-se afetada por falhas de crescimento.

Na Bacia de Sergipe-Alagoas, evidências de falhas sin-sedimentares, como as bandas de deformação pré-compactação em arenitos da Formação Serraria (Sequência J20-K5) observadas em afloramentos de Sergipe por Jardim de Sá et al. (2006) levaram os autores a considerar o início do rifte na base dessa formação. Segundo os autores, essas falhas também foram rotacionadas por deformações posteriores. Outras deformações sin-sedimentares, como dobras convolutas e escorregamentos, também são indicativos do aumento da intensidade do tectonismo.

Recentemente Mbina Mounquengui & Guiraud (2008) reportaram estruturas semelhantes na Formação N'Dombo, correlata da Formação Serraria na Bacia do Norte do Gabão, que os autores consideram como os depósitos iniciais do rifte naquela bacia.

Litológicos (deposicionais)

A presença de conglomerados de borda já foi muito utilizada como marcador do início da atividade tectônica nas bacias (desde Davis, 1899 in Blair & Bilodeau, 1988). Um exemplo são os conglomerados da Formação Salvador (critério utilizado

por Dias, 1991), junto à falha de borda da Bacia do Recôncavo, ou da Formação Rio Pitanga, na Bacia de Sergipe-Alagoas, equivalente proximal das formações Penedo e Barra de Itiúba na porção sergipana da bacia.

Contudo, nos depocentros associados à margem ativa o incremento do tectonismo pode resultar na deposição de finos, e não de conglomerados (Blair & Bilodeau, 1988; Embry, 1995). Neste caso, o registro sedimentar de um pulso tectônico é posicionado numa superfície transgressiva. Isto está ligado à mudança do padrão de drenagem, que passa a ser divergente, já que as ombreiras do rifte bloqueiam o aporte de clásticos para a bacia, levando ao atraso na chegada de sedimentos grossos. Para Miall (1996), o tectonismo produzindo sedimentação inicial fina ou grossa é uma questão complexa, requerendo uma análise caso a caso. Na margem flexural, especialmente em contexto proximal, o tectonismo pode gerar sedimentação aluvial inicial (Frostik & Reid, 1990; Chiossi, 1997).

Amparado neste critério, folhelhos espessos relacionados à formação de bacia faminta foram utilizados para marcar o início do rifte no Membro Tauá da Formação Candeias, na Bacia do Recôncavo (Caixeta et al., 1994).

Utilizando este mesmo critério, para a Bacia de Sergipe-Alagoas, o início do rifte pode ser alternativamente marcado na base da Sequência K10-K20, considerando a passagem brusca dos arenitos fluviais da Formação Serraria para os depósitos lacustres da Formação Feliz Deserto, resultado da aceleração na subsidência. Este foi o critério preponderante na última revisão da carta estratigráfica da bacia (Campos Neto et al., 2007).

Geodinâmicos

A primeira evidência de estiramento da crosta, que precede a ruptura, também pode ser considerada para a demarcação do início da fase rifte. Matos (1999) demarcou o início do rifte na base da Sequência J20-K5, baseado no formato alongado da Depressão Afro-Brasileira, que já delineava o futuro rifte. Chang et al. (1992), Destro (1994) e Zalán (2004) também consideram a Sequência J20-K5 como os depósitos do rifteamento inicial da bacia, ainda com tectonismo bastante brando.

Nesta linha, o estiramento inicial resulta nos depósitos fluviais iniciais do rifteamento, como os descritos no modelo de preenchimento de Lambiase (1990) e de Schlische (1991).

Ao tratar a Discordância Pré-Aratu como um registro da propagação diacrônica do Rifte do Atlântico Sul, Bueno (2001, 2004) posicionou o início do rifte nos depósitos imediatamente acima da discordância, ou seja, na Formação Barra de Itiúba (Sequência K34-K36), mais tarde do que nos riftes situados mais ao sul, como o do Recôncavo.

Tabela 4.2 - Posicionamento do início do rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas

Autor	Idade aproximada (Ma)	Posição
Chang et al. (1992), Matos (1999), Zalán (2004), Jardim de Sá et al. (2006)	146,9	Base da Sequência J20-K5 (Formação Serraria)
Hamsi (1998), Campos Neto et al. (2007), Destro (1994)	145,5	Base da Sequência K10 (Formação Feliz Deserto)
Chagas et al. (1993), Feijó (1994), Bueno (2001, 2004)	137,8	Base da Sequência K34 (Formação Barra de Itiúba)

5 Aspectos estruturais do Campo de Furado

O Campo de Furado encontra-se no compartimento denominado Plataforma de São Miguel dos Campos, formada por degraus separados por falhas de direção nordeste próximas à atual borda da bacia (Figura 4.4). O modelo estrutural foi elaborado por Góes et al. (1986), amparado principalmente em dados de poços. Com a aquisição sísmica 3D e a perfuração de poços adicionais, o modelo aqui apresentado, foi aprimorado e expandido para áreas adjacentes, e pode ser resumido no mapa da Figura 5.1 e na seção sísmica arbitrária das Figuras 5.2 e 5.3.

As falhas produziram fechamentos que resultaram nas acumulações petrolíferas de Furado, Cidade de São Miguel dos Campos e São Miguel dos Campos. Furado, o degrau mais próximo da borda atual da bacia é dividido em dois blocos principais (Figura 5.1): a Área Central, uma estrutura dômica relacionada ao *drag* reverso da falha de borda; e a área de Fazenda Tomada, um *horst* intermediário entre a Área Central e o adjacente Campo de Cidade de São Miguel dos Campos. Toda a área é cortada por um grande número de falhas conjugadas de direção norte-nordeste e baixo ângulo de mergulho (35°), formando um padrão em “X” que se propaga em todas as escalas, e por falhas de transferência subverticais, de direção noroeste (Figura 5.4). A grande maioria das falhas é de Idade Alagoas (Aptiano/Eo-Albiano). O baixo ângulo de mergulho, fugindo da mecânica *andersoniana*, é provavelmente devido à profundidade original dessas falhas, onde atualmente os segmentos devem corresponder à sua porção mais basal. A cobertura de sedimentos no bloco soerguido teria sido removida pela erosão no evento de soerguimento associados ao *breakup*.

A F19 é a principal falha do sistema da borda atual da bacia, com pelo menos 3000m de rejeito e direção $N60^\circ E$. Provavelmente não se trata de uma falha de borda ativa na época da deposição das sequências K10 a K36, quando o limite da bacia deveria se situar muito além desta região (Chagas et al., 1993), e sim formada em pulsos mais tardios e intensos do rifte, no Andar Alagoas. Esta interpretação é reforçada principalmente pela ausência de conglomerados e de espessamentos expressivos, em relação ao grande rejeito, junto à falha de borda.

As falhas F2 e F52 também apresentam rejeitos expressivos (até 500m), dispostas em padrão de revezamento, com direção $N30^\circ E$ e mergulho de cerca de

35° para sudeste. A Falha F1 é conjugada às falhas acima citadas, e com elas delinea o Alto de Fazenda Tomada, uma área de relevo positivo que se comportou como zona de acomodação desde o Andar Rio da Serra, conforme será discutido nos capítulos seguintes.

O graben limitado pelas falhas F19 e F1, chamado aqui de Depocentro Furado, é uma área que apresenta nítido espessamento dos estratos desde o final do Andar Rio da Serra, sugerindo tectonismo interferindo na sedimentação. A atuação desse tectonismo local na sedimentação também será tratada com mais detalhe nos capítulos seguintes.

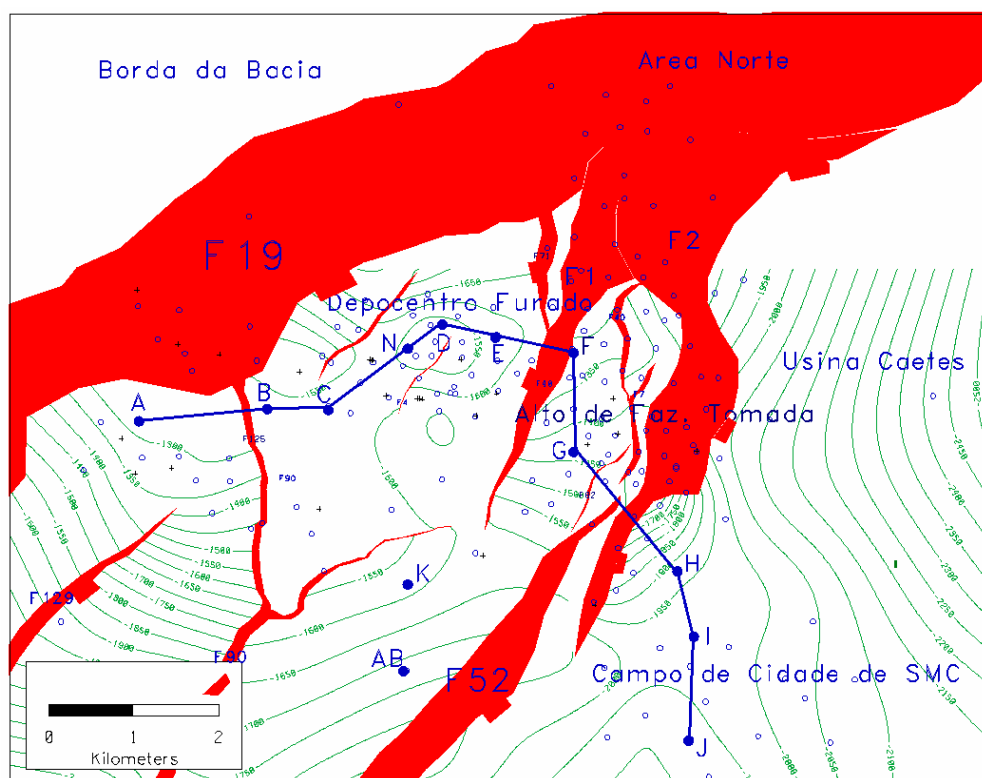


Figura 5.1 – Mapa estrutural do Campo de Furado, no nível da base da Sequência K34/10 (Discordância Pré-Aratu). A Falha F19 é a atual falha de borda da bacia, e as falhas F1 e F2 e F52 delimitam o *horst* do Alto de Fazenda Tomada. A linha azul localiza a seção sísmica arbitrária da Figura 5.2 e a seção estratigráfica da Figura 6.3.

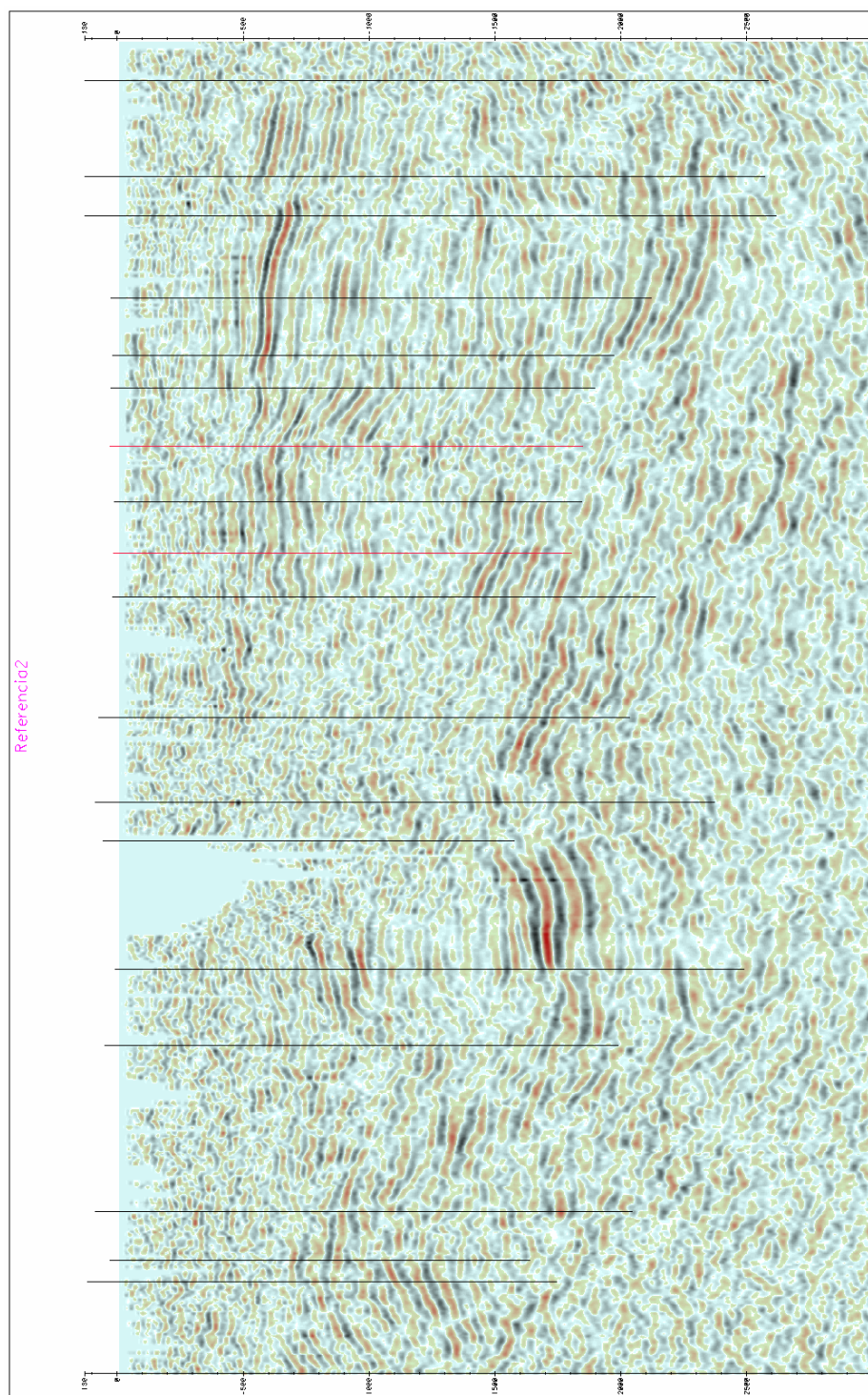


Figura 5.2 – Seção sísmica arbitrária do Campo de Furado. Notar a descontinuidade dos estratos devido à grande quantidade de falhas.

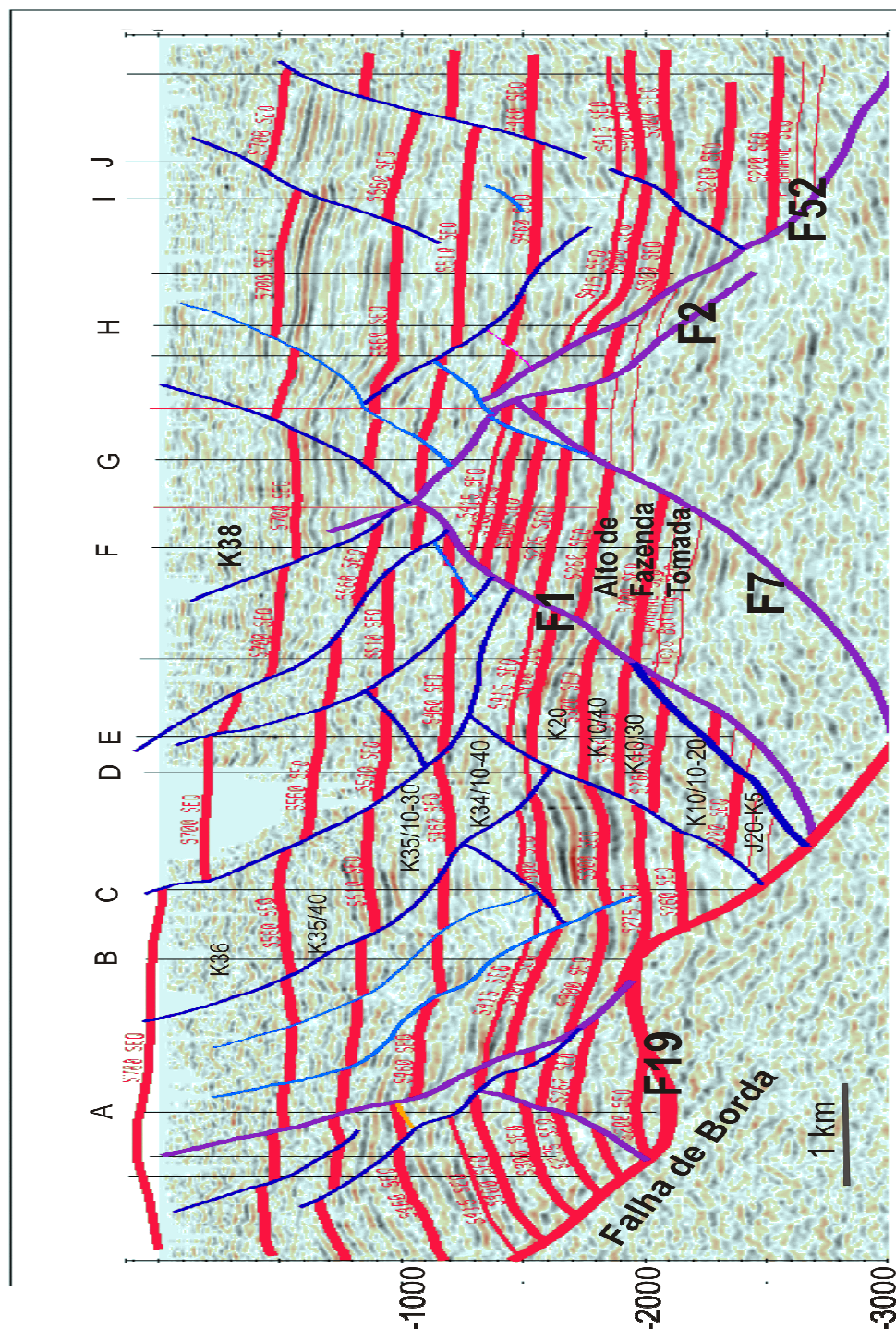


Figura 5.3 – Seção sísmica arbitrária do Campo de Furado, com os principais limites de sequência e as falhas mais importantes assinaladas.

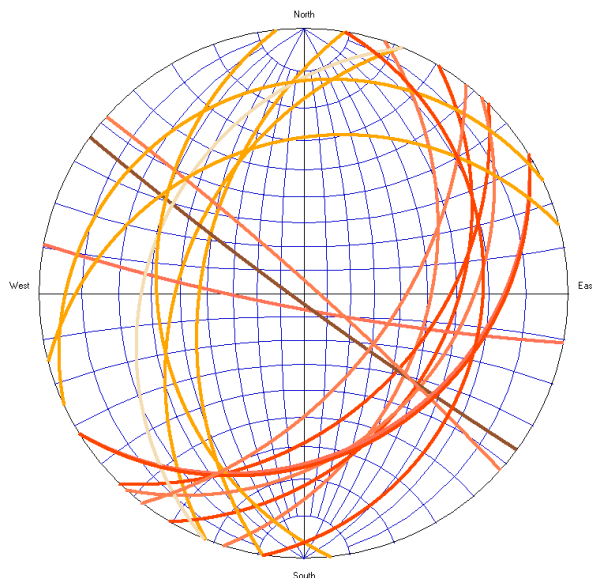


Figura 5.4 – Estereograma dos planos de falha mapeados na área. Nota-se um conjunto principal de falhas NNE mergulhando para ESE e falhas conjugadas mergulhando para NNW. A falha de borda apresenta direção ENE. Ocorrem também falhas de transferência subverticais, de direção NW.

6 Estratigrafia: Sequências de 2ª e 3ª ordem

6.1 *Formações Feliz Deserto, Penedo e Barra de Itiúba – trabalhos anteriores*

As unidades estratigráficas que ocorrem no Campo de Furado retratam a transição dos estágios denominados pré-rifte (ou estiramento inicial) e rifte da evolução tectono-estratigráfica da bacia (Chagas et al., 1993; Feijó, 1994; Campos Neto et al., 2007; Figura 4.2), totalizando uma pilha de 2800m de sedimentos depositados ao longo de cerca de 20Ma, durante o Cretáceo Inferior (Berriasiano? a Barremiano?, ou andares locais Rio da Serra a Jiquiá Inferior). A Formação Serraria, embora intimamente relacionada aos depósitos analisados, não será abordada diretamente neste trabalho.

Schaller (1969) descreveu a Formação Barra de Itiúba como constituída por folhelhos cinza esverdeados e negros, intercalados com arenitos finos e calcários. A Formação Penedo foi descrita pelo mesmo autor como formada por depósitos mais grossos (arenitos médios a conglomeráticos), e presença secundária de siltitos e folhelhos. Na porção sergipana da bacia também foram reportados conglomerados, compondo a Formação Rio Pitanga, nas áreas proximais.

Em função dessas relações, nas décadas de 1970-1980, essas unidades foram interpretadas como resultantes de um amplo sistema proximal-distal, onde os conglomerados da Formação Rio Pitanga seriam os leques aluviais da borda da bacia, a Formação Penedo seria a planície deltaica e a Formação Barra de Itiúba a frente deltaica. A porção inferior desta formação, essencialmente pelítica, corresponderia ao prodelta/lago (Figueiredo et al., 1974; Della Fávera et al., 1974).

Dentro da Formação Barra de Itiúba, Galm e Santos (1994) reconheceram a Discordância Pré-Aratu, devido à ausência regional de 3 subzonas de ostracodes, totalizando um hiato de até 5Ma em praticamente toda a bacia. Na revisão da coluna estratigráfica, Feijó (1994) a considerou a discordância inicial do rifte. Com isso, a parte inferior da Formação Barra de Itiúba foi considerada pré-rifte. Bueno (2001) identificou esta discordância em diversas bacias do Atlântico Sul, coincidente com um marco isotópico, e a interpretou como uma discordância de propagação do rifte, na passagem do Valanginiano para o Hautereviano. Em função dessa importante

quebra no registro sedimentar, Campos Neto et al. (2007) resgataram a denominação Formação Feliz Deserto (Sequência K10-K20), anteriormente incluída na porção basal da Formação Barra de Itiúba (Schaller, 1969; Feijó, 1994).

Em estudo estratigráfico regional na área sul de Alagoas, Chiossi (1997, 2005) propôs um modelo para a sedimentação das formações Barra de Itiúba e Penedo (Sequência K34-K36), onde a tectônica seria responsável direta pela deposição dos tratos regressivos iniciais (lago baixo) das sequências de 3ª ordem, produzida pelo soerguimento relativo da margem flexural com consequente queda do nível do lago. Já os tratos transgressivo e regressivo final (lago alto) seriam de natureza predominantemente climática, quando o espaço gerado no pulso tectônico foi preenchido por água e sedimentos.

6.2 *Fácies e associação de fácies*

As fácies e associações de fácies interpretadas a partir de testemunhos podem ser encontradas em diversos trabalhos (Cruz e Campos Neto, 1990; Cruz e Galm, 1994; Chiossi, 1997), que forneceram uma descrição bastante completa da Formação Barra de Itiúba (parte inferior da Sequência K34-K36). Já a Formação Feliz Deserto (Sequência K10-K20), assim como a Formação Penedo (parte superior da K34-K36), são pobremente amostradas na área, levando à necessidade de se recorrer a testemunhos de outros campos ou a afloramentos análogos. Nesses casos, a Formação Penedo foi descrita em testemunhos no Campo de Pilar (Ferreira, 1990), e a Formação Feliz Deserto em sondagens para pesquisa mineral e em afloramentos no Alto de Japoatã, em Sergipe (Garcia, 1991; Barreiro, 2004; Nowatzki et al., 2006). Amostras de calha também foram aqui utilizadas para a obtenção da granulometria e das curvas de coloração dos sedimentos, complementando os dados de testemunhos e de perfis elétricos (Anexo 1). As fácies e associações de fácies resultantes estão sumarizadas na Tabela 6.1. No Capítulo 7, este tema será tratado com mais detalhe na sequência escolhida para estudo de alta resolução.

Tabela 6.1 – Associações de fácies encontradas nas formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba e Penedo

Ambiente	Associação de fácies	Litologias e estruturas dominantes	Padrão em perfil elétrico
Planície aluvial	Canais e barras fluviais	Arenitos arcossianos médios a conglomeráticos com estratificação cruzada. Granodecrescentes para o topo.	Caixotes, com até 150m de espessura quando amalgamados. Quando delgados, difícil diferenciação em relação aos canais distributários
	Planície de inundação / lacustre raso	Folhelhos e siltitos esverdeados e avermelhados, com marcas de raízes e gretas de ressecamento.	Raios-gama elevado, espessura de até 10m.
	Eólico	Arenitos finos a médios com textura bimodal e estruturas de queda e fluxo de grãos. Mais ricos em quartzo em relação aos fluviais.	Caixotes com dezenas de metros de espessura. Menores valores de raios gama e resistividade em relação aos fluviais. Porosidades mais elevadas em relação aos fluviais.
Planície Deltaica	Canal distributário	Arenitos médios a conglomeráticos com base abrupta e estratificação cruzada de médio porte – intimamente associados às barras de desembocadura. Granodecrescentes para o topo.	Sino ou caixote quando amalgamados, espessura de até 5m
	Crevasse	Arenitos muito finos, com microestratificação cruzada cavalgante. Padrão granodecrescente.	Serrilhado, produzido pela alternância dos depósitos de crevasse e baía interdistributária. Espessura de até 5m.
	Baía interdistributária	Folhelhos e siltitos esverdeados, muito bioturbados.	
Frente deltaica	Barra de desembocadura	Arenitos muito finos a grossos, fluidizados, com estratificação cruzada sigmoidal, granocrescência ascendente. Estruturas de escorregamento.	Funil nos perfis GR, com espessuras de 3 a 10m. A amalgamação com os canais distributários pode resultar em caixotes com até 30m de espessura
	Barra distal	Siltitos e arenitos muito finos, microestratificação cruzada cavalgante. Passagem transicional para barra de desembocadura.	Valores elevados de raios gama na base das feições em funil. Espessura de 1 a 5m.
Prodelta		Folhelhos esverdeados e escuros, siltitos e arenitos muito finos, fluidizados e bioturbados. Feições de escorregamento	GR elevado com tendência a eletroforma em funil.
Lago	Lago profundo	Folhelhos negros, físeis, com nódulos de fosfato e níveis de ostracodes. Pouca bioturbação. Teor de carbono orgânico relativamente mais alto.	GR muito elevado, alta resistividade e tempo de trânsito no perfil sônico
	Turbidito lacustre	Arenitos muito finos, delgados, maciços, em meio aos folhelhos lacustres, as vezes granodecrescentes com base erosiva.	Padrão de GR serrilhado, espessura máxima de 2m.

Características Petrográficas

Os arenitos pertencentes às formações Feliz Deserto e Barra de Itiúba apresentam composição mineralógica semelhante, variando do arcossiano a subarcossiano (Quartzo = 55/89%, Feldspato = 11/43%), praticamente sem fragmentos de rocha. Os grãos variam de subarredondados a subangulosos. A Formação Penedo, embora caracterizada pelos arenitos mais grossos, apresenta composição semelhante (Quartzo = 75/85%, Feldspato = 15/25%). Em relação à sotoposta Formação Serraria, apresenta um conteúdo um pouco maior de feldspatos, o que sugere um incremento do tectonismo (Figura 6.1). Já a sobreposta Formação Coqueiro Seco, depositada em contexto tectônico bem mais ativo, revela maior imaturidade composicional (Quartzo=40%, Feldspato=60%).

A presença constante de feldspatos é uma consequência da composição granito-gnáissica do embasamento em Alagoas.

Do ponto de vista diagenético, essas rochas foram estudadas por Becker (1987) e Menezes et al. (2006). A evolução diagenética apresenta as fases de diagênese precoce (compactação mecânica e precipitação de calcita) e mesodiagênese (na sequência: precipitação de carbonatos, redução da porosidade por cimentação, dissolução parcial dos cimentos e feldspatos, com geração de porosidade secundária, precipitação incipiente de argilas, precipitação de dolomita ferrífera, albitização, precipitação de clorita autigênica, sobrecrecimentos de quartzo e pirita tardia). As análises de Menezes et al. (2006) indicam que a formação de caulinita é o último evento, telodiagenético, que ocorre em profundidades menores. As principais argilas são a clorita, illita-esmectita e caulinita.

A evolução diagenética resultou em porosidades médias de 17%, e permeabilidades em geral inferiores a 100mD. Os arenitos finos apresentam permeabilidades melhores em relação aos muito finos e intercalados, que costumam apresentar resquícios mais intensos da cimentação carbonática.

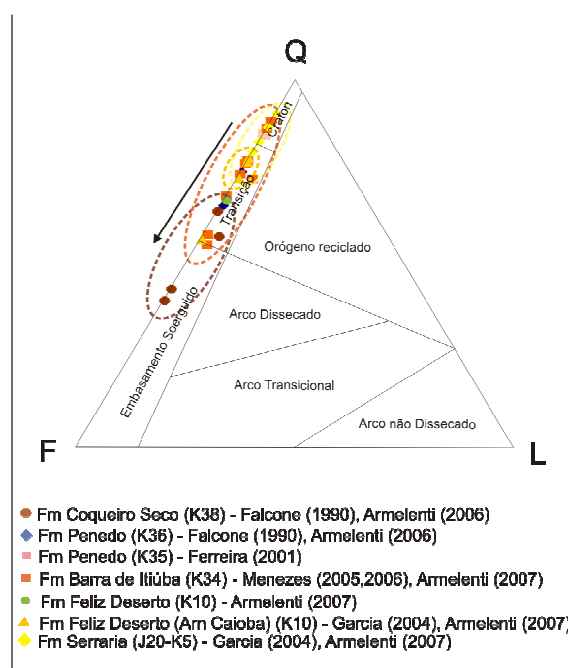


Figura 6.1 – Diagrama de proveniência a partir da descrição de amostras representativas das unidades presentes na área estudada. Nota-se uma tendência no aumento da quantidade de feldspato, como reflexo do progressivo incremento na atividade tectônica.

6.3 Detalhamento estratigráfico

Neste trabalho, a nomenclatura das sequências segue a padronização das colunas estratigráficas das bacias brasileiras, originalmente proposta por Feijó (1994) e recentemente revisada por Campos Neto et al. (2007) para o caso da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Para a hierarquização dos estratos em sequências e seus tratos de sistemas, foram utilizados os critérios brevemente resumidos abaixo.

As Sequências de 1ª ordem compreendem todo um estágio de evolução da bacia (rifte), portanto, todo o empilhamento aqui estudado faz parte de uma sequência de 1ª ordem. As sequências de 2ª ordem correspondem aos ciclos tectônicos do rifte, que normalmente imprimem mudanças de ambiente deposicional. Os limites são constituídos por discordâncias de expressão regional. Correspondem às sequências J20-K5, K10-K20, e K34-K36; de Campos Neto et al. (2007).

As sequências de 3ª ordem resultam de pulsos de subsidência do rifte, comumente limitados por bruscos deslocamentos de fácies, seja por eventos de exposição subaérea ou por forte progradação de deltas (regressões forçadas), a depender da localização paleogeográfica. As sequências de 3ª ordem são constituídas pelos tratos de alta e baixa acomodação, ou pelos tratos de lago baixo, transgressivo e de lago alto onde predominam os depósitos lacustres e deltaicos (conforme nomenclatura de Della Fávera et al., 1992).

É na hierarquia de 3ª ordem que os tratos de sistema mais “clássicos” são aplicados, ainda que adaptados para depósitos continentais. A paleogeografia da área, na forma de uma rampa suave, fez com que os depósitos sejam caracterizados por uma grande continuidade lateral de sistemas fluvio-deltaicos assentados sobre limites de sequência, sem incisões fluviais significativas (Posamentier & Allen, 1999; Chiossi, 1997). Os tratos de lago baixo são então formados pela ampla progradação deltaica. As superfícies transgressivas resultam do aumento da acomodação em relação ao aporte sedimentar, produzindo a expansão do lago e a deposição de sedimentos transgressivos. As superfícies de inundação máxima retratam a máxima expansão do lago, caracterizadas por folhelhos lacustres, em geral laminados e escuros. Constituem excelentes marcadores para a correlação estratigráfica. O trato de lago alto é resultado de desaceleração na acomodação, com retorno das progradações deltaicas.

As sequências de 4ª ordem comumente representam oscilações na acomodação e/ou aporte, provavelmente de natureza climática, sem necessariamente a ocorrência de discordâncias. Nessa hierarquia os ciclos são limitados por superfícies transgressivas (ou superfícies de regressão máxima, *sensu* Catuneanu, 2006), sendo de difícil reconhecimento (e de pouca utilidade prática) as concordâncias correlativas das discordâncias situadas em posições proximais. No caso das fases dominadas por depósitos fluviais, a situação se inverte, sendo os limites de sequência de 4ª ordem marcados na base dos canais amalgamados (caixotes, nos perfis eletro-radioativos).

As sequências K10-K20 e K34-K36 constituem dois ciclos de 2ª ordem, com características evolutivas distintas. Como será discutido adiante, a passagem gradual da Sequência J20-K5 (Formação Serraria e possivelmente parte da Formação Bananeiras, que não são objeto deste trabalho) para K10-K20 sugere que possam constituir uma única sequência de 2ª ordem. Com base em quebras significativas no padrão de empilhamento, as sequências K10-K20 e K34-K36 foram divididas em sequências com duração entre 0,8 e 2,4 Ma, considerados intervalos de 3ª ordem (Tabela 6.2 e Figura 6.2). Naturalmente, há uma considerável incerteza na datação absoluta fornecida pela bioestratigrafia baseada em ostracodes, que dificulta a estimativa precisa do tempo envolvido.

As sequências de 3ª ordem foram denominadas K10/10 a K10/40 (subdivisões de K10), K20 (aqui apresentada de forma inédita uma discordância que separa K10 de K20), K34/10 a K34/40, K35/10 a K35/40 e K36 (subdivisões de K34-K36). Em alguns casos, essas subdivisões foram ainda partidas em sequências de 4ª ordem. Para a Sequência K34-K36, o fatiamento apresenta bastante semelhança ao realizado na área sul de Alagoas por Chiossi (1997, 2005), alterando-se neste trabalho a nomenclatura e o posicionamento da Discordância Pré-Aratu. De modo geral, percebe-se a presença de ciclos de 3ª ordem iniciados por extensos corpos tabulares de arenito, rapidamente cobertos por pelitos lacustres, seguidos de uma nova fase regressiva.

A seção estratigráfica (Figura 6.3), que contém as principais superfícies rastreadas, mostra diversas ausências estratigráficas, algumas muito grandes (>100m), facilmente atribuídas às falhas, e outras menores (<50m), que poderiam estar associadas a erosões. Essas ausências foram confrontadas com seções

sísmicas e perfis de mergulho, de modo a discriminar a origem estrutural ou estratigráfica.

Apesar da disponibilidade de dados sísmicos tridimensionais adquiridos no final da década de 1990, há uma dificuldade na sua utilização para análise estratigráfica, pelos seguintes motivos: a) espessura dos corpos abaixo da resolução sísmica; b) padrão predominantemente paralelo dos estratos, com dificuldade no reconhecimento de terminações de refletores; c) grande quantidade de falhas, que mascaram as feições estratigráficas, d) baixa qualidade sísmica, devido tanto às difrações produzidas pelas falhas, quanto às limitações superficiais que prejudicaram a aquisição (obras civis e acidentes naturais) e à presença de cerca de 100m de espessura de depósitos pliocênicos de baixa velocidade sísmica da Formação Barreiras.

Mesmo assim, o dado sísmico foi uma ferramenta importante no mapeamento estrutural, fundamental no reconhecimento de falhas (e correlação com seus marcadores em poços) e no rastreamento de refletores coincidentes com superfícies estratigráficas.

Os estratos apresentam padrão paralelo, com poucas feições características como terminações de refletores ou incisões. As frequências do traço sísmico, da ordem de 35 Hz, não permitem a definição de corpos individuais, já que estes são delgados, raramente ultrapassando 20m. Além disso, como os diversos ciclos de maior frequência apresentam características bastante similares e repetitivas, geram feições muito parecidas nos sismogramas sintéticos, dificultando a amarração sísmica-poço.

O paralelismo dos refletores também é notado nos perfis de mergulho. Com raras exceções, praticamente não se percebe mudança na atitude das camadas ao se atravessar limites de sequências, inclusive discordâncias angulares. Apesar dessas dificuldades, é possível reconhecer, na baixa resolução, alguns padrões (sismofácies), ilustrados na Figura 6.4.

Tabela 6.2 – Resumo das Sequências deposicionais na Região da Plataforma de São Miguel dos Campos (com detalhamento das sequências K10-K20 e K34-K36).

Sequências Depositionais (3º / 4º ordem)		Duração Aproximada (Ma) / Andar Local	Espes-sura mínima/máxima	Taxa de acumulação (m/ka, sedimentos descom-pactados)	Padrão estratal	Litologias dominantes	Ambientes deposicionais	Unidades lito-estratigráficas
K38		1,3 (Jiquiá Superior)		0,88-1,10	Divergente para a bacia e Depocentro Furado.	Arenitos finos a grossos, coquinas e folhelhos negros	leques deltaicos, costeiro, lacustre	Formações Coqueiro Seco e Morro do Chaves
K36	50	1,1 (Jiquiá Inferior)	400-600	0,77-0,89	Divergente para a bacia e Depocentro Furado. Erosão no Alto de Fazenda Tomada. Regionalmente espessa para nordeste	Arenitos médios a conglomeráticos, raros pelitos esverdeados	Fluvial, eólico	Formação Penedo
	40							
	30							
	20							
	10							
K35/40	50	0,8 (Buracica Superior)	241-348	0,37-0,78	Divergente para a bacia, Depocentro Furado e bloco baixo da Falha F2. Regionalmente espessa para nordeste	Arenitos médios a grossos, folhelhos e siltitos esverdeados e avermelhados	Fluvial, deltaico	Transição Formação Barra de Itiúba (distal) /Fm Penedo (proximal)
	40							
	30							
	20							
	10							
K35/30		2,7 (Aratu Superior a Buracica Inferior)	230-425	0,29-0,33	Levemente divergente para a bacia e Depocentro Furado	Pelitos, incluindo folhelhos negros (anomalias de COT) e arenitos grossos basais, passando a finos	Deltaico, lacustre	Formação Barra de Itiúba
K35/20								
K35/10								
K34/40		5,6 (Aratu Inferior)	307-443	0,20-0,28	Levemente divergente para a bacia e Depocentro Furado	Pelitos lacustres, incluindo folhelhos negros e arenitos grossos basais, passando a finos		
K34/30								
K34/20								
K34/10								
K20	50	1,9 (Rio da Serra Superior)	100-249	0,10-0,14	Divergente para a bacia e Depocentro Furado. Parcialmente erodida no Alto de Fazenda Tomada	Siltitos e folhelhos esverdeados, arenitos finos a grossos	Deltaico, Lacustre	Formação Feliz Deserto
	40							
	30							
	20							
	10							
K10/40		1,2 (Rio da Serra Médio)	104-162	0,31-0,33	Levemente divergente para o Depocentro Furado	Siltitos e folhelhos esverdeados e avermelhados, com aumento da ocorrência de arenitos em direção ao topo	Lacustre raso, planície de inundação	Fm Serraria e parte da Fm Bananeiras
K10/30		2,2 (Rio da Serra Inferior)	132-192	0,17-0,19	Plano-paralelo	Siltitos e folhelhos esverdeados e avermelhados, arenitos muito finos, delgados.		
K10/10-20		2,4 (Rio da Serra Inferior)	192-287	0,25-0,29				
J20-K5		2,7 (Rio da Serra Inferior?)	90-100	0,09	Plano-paralelo	Arenitos médios a grossos, siltitos e argilitos avermelhados	Fluvial, eólico, lacustre raso	

* devido à limitação da resolução bioestratigráfica e às incertezas na correspondência com a cronoestratigrafia internacional, os intervalos de tempo devem ser considerados com cautela.

** devido ao grande número de falhas, pode haver algum componente de afinamento tectônico.

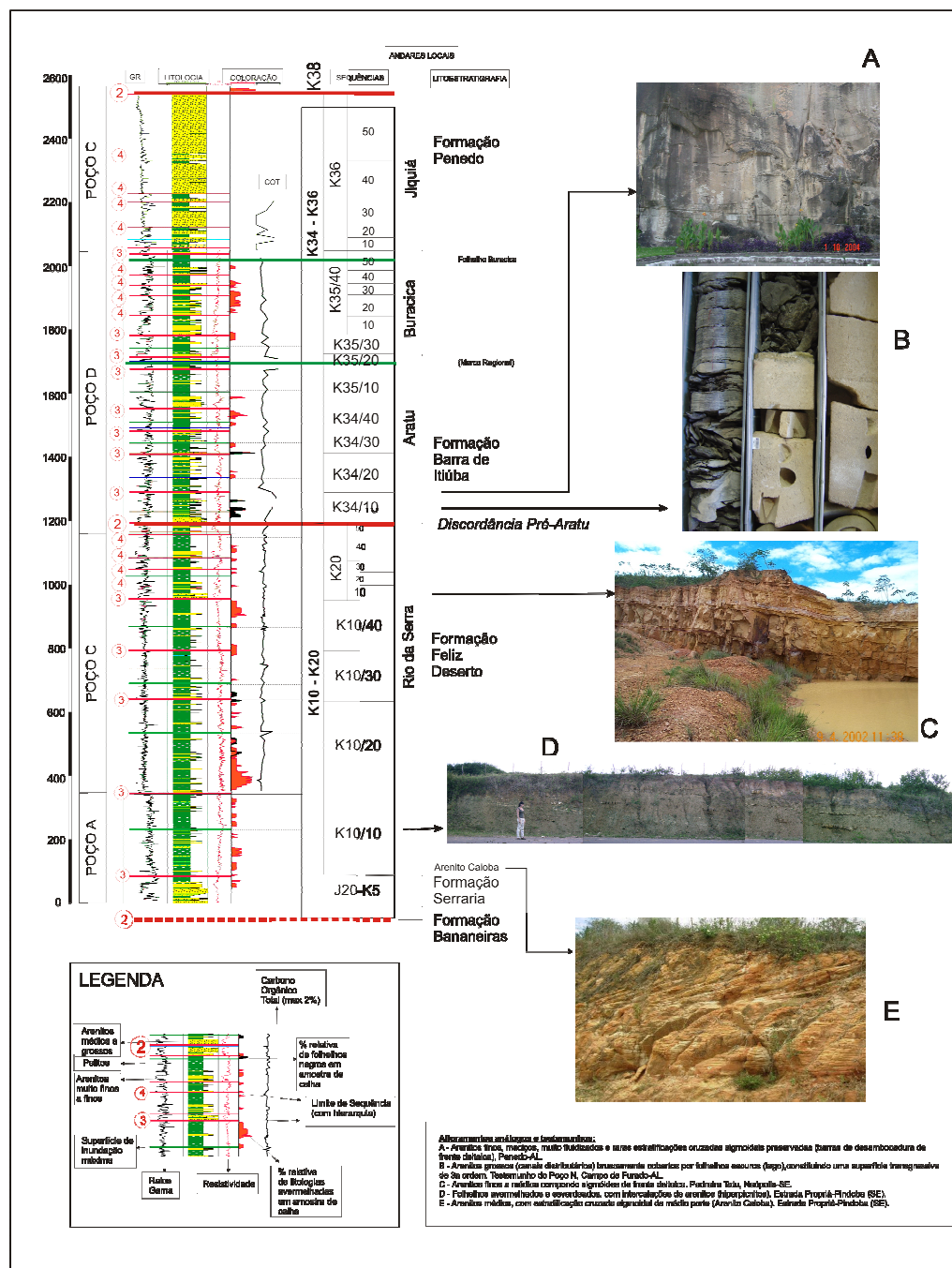


Figura 6.2 – Perfil integrado de um poço-tipo das sequências deposicionais, mostrando a expressão nos perfis eletro-radioativos, litologias, perfis de cor das amostras de calha, carbono orgânico total e correspondência com as unidades lito-estratigráficas.

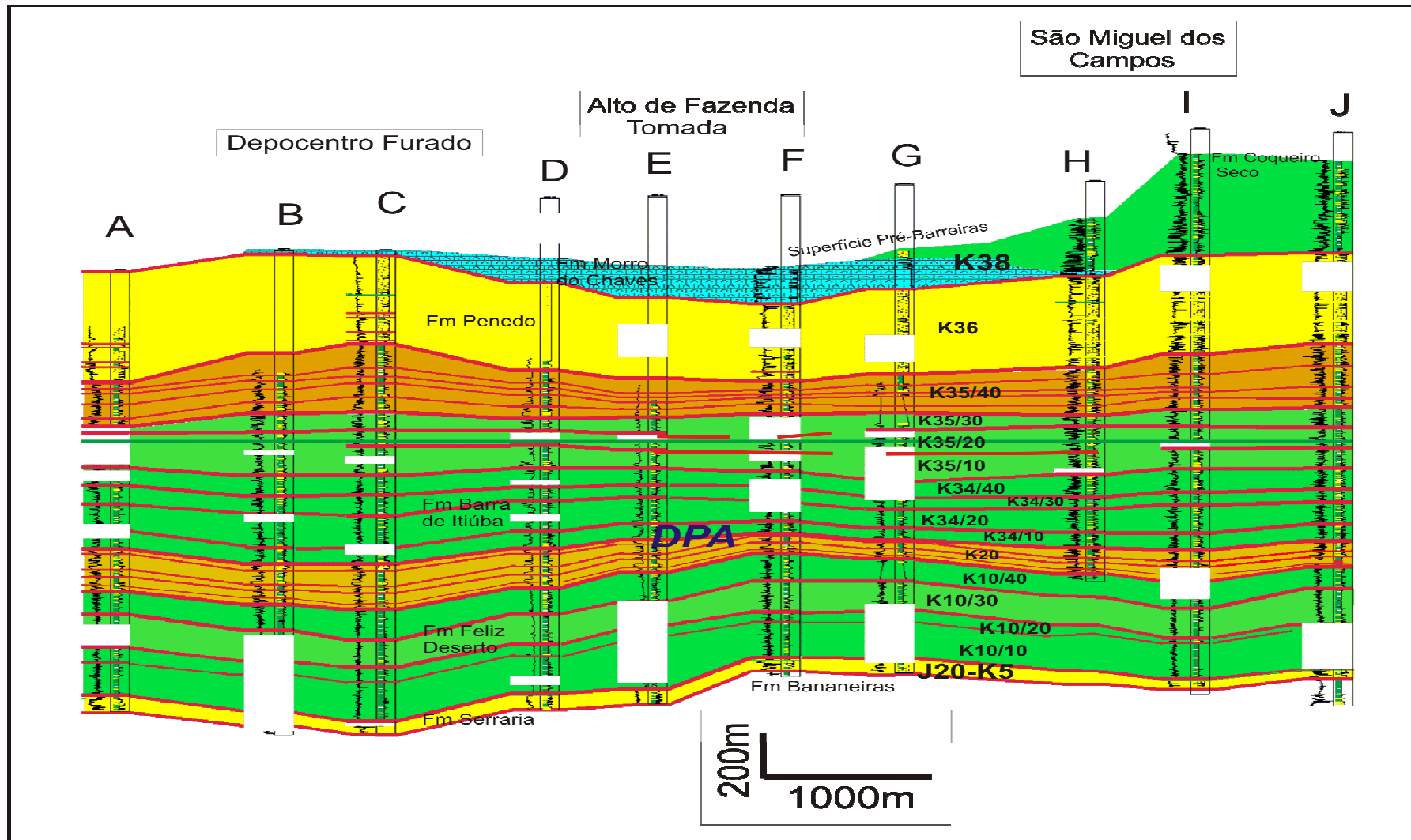


Figura 6.3 – Seção estratigráfica mostrando as sequências deposicionais de 3ª ordem. Datum na Superfície de inundação máxima da Sequência K35/20. Os espaços em branco correspondem às ausências estratigráficas devido às falhas.

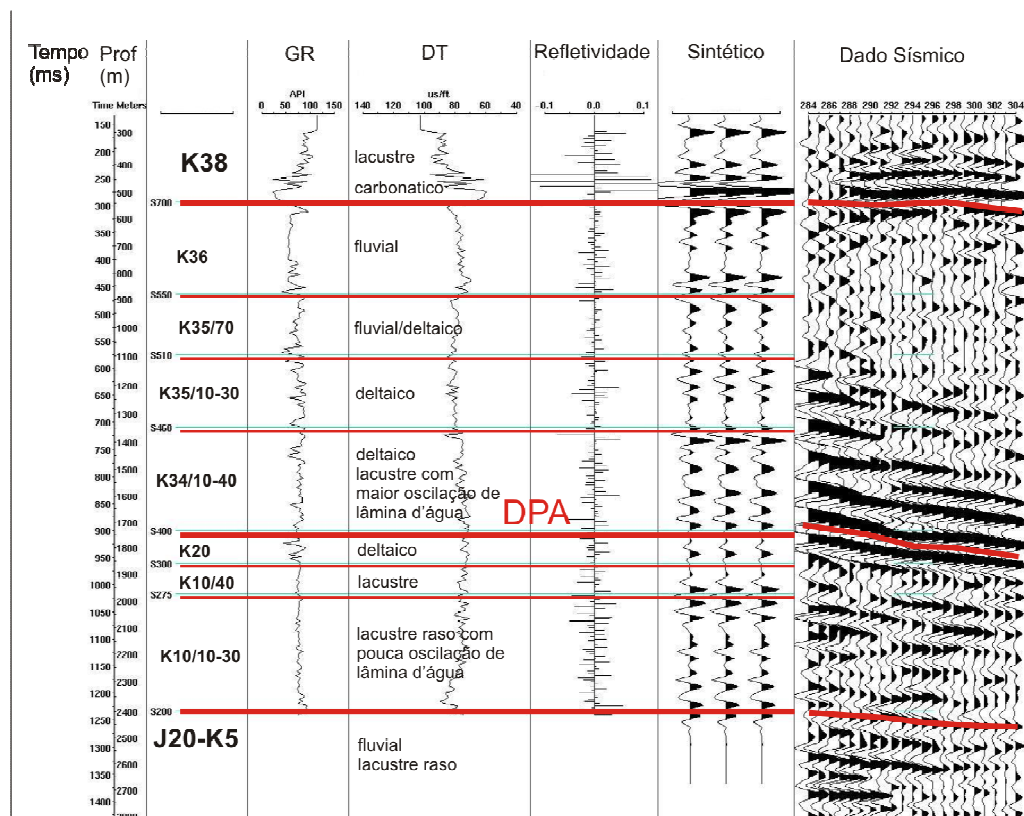


Figura 6.4 – Expressão em sismograma sintético (Poço K) e dado sísmico das sequências deposicionais. Notar as sismofácies a partir da base da K34/10, passando de um padrão plano-paralelo (lacustre-deltaico) para transparente (fluvial) na K36.

6.3.1 Sequências K10/10 a K10/30

A sequência inicial da Formação Feliz Deserto, aqui denominada K10/10, apresenta cerca de 270m de espessura e duração estimada em 2,4 Ma (baseada em biozonas de ostracodes). Exceto o Arenito Caioba, situado na base, os testemunhos são escassos, com amostras somente da porção basal em um único poço. Nos poços que atravessaram esta passagem, não foram observadas diferenças de mergulho nos perfis *dipmeter* que pudessem caracterizar uma discordância angular, nem feições que caracterizassem erosão. Uma seção estratigráfica de detalhe (Figura 6.5) mostra a passagem absolutamente concordante da Sequência J20-K5 para a K10/10, com estratos paralelos, geometria também observada em afloramentos na região do Alto de Japoatã (Garcia, 1991).

Sua base (contato com a Formação Serraria - Sequência J20-K5) também não é bem marcada em sísmica. A sismofácies é caracterizada por refletores paralelos de baixa amplitude e pouca continuidade. O sismograma sintético do Poço K (Figura 6.4) e sua comparação com os perfis raios gama indica que este padrão de reflexão resulta de estratos predominantemente pelíticos, com pouco contraste de impedância.

Litologicamente, a base da Sequência K10/10 é marcada no Arenito Caioba (Figura 6.2E), depósitos fluviais tabulares com até 10m de espessura, formados por subarcósios em geral de granulometria fina. No presente trabalho, diferentemente da carta estratigráfica de Campos Neto et al. (2007), o Arenito Caioba é posicionado na base da Sequência K10-K20. Foram interpretados por Garcia (1991) como uma recorrência dos espessos depósitos flúvio-eólicos da Formação Serraria. Este arenito é crono-equivalente à Formação Água Grande da Bacia do Recôncavo, onde apresenta espessuras muito maiores. Depósitos semelhantes, mas progressivamente menos expressivos, iniciam as seqüências subseqüentes (K10/10 a 40), configurando uma tendência retrogradacional.

Segue uma sucessão monótona de folhelhos e siltitos bioturbados, esverdeados e avermelhados, indicando ambiente lacustre raso (Figura 6.2D). Em afloramentos do Alto de Japoatã, em Sergipe, Garcia (1991) reportou litologias semelhantes, com presença constante de gretas de ressecamento e paleossolos em quase 200m de seção vertical na base da Formação Feliz Deserto. Também são frequentes os delgados, porém extensos, corpos de arenito com base erosiva e Sequência de Bouma, produto de fluxos hiperpicnais que chegavam ao lago raso (Figura 6.6)

Algumas delgadas intercalações de arenito muito fino, com padrão em funil nos perfis raios-gama sugerem progradações deltaicas de baixo relevo. A pequena espessura desses depósitos, associados aos pelitos oxidados, reforça a interpretação de lago raso. A homogeneidade litológica não permite uma segura subdivisão em seqüências de maior frequência.

Um arenito com contato basal brusco (Superfície S248, Figura 6.5), capeado por pelitos oxidados, é interpretado como um limite de 3ª ordem, base da Sequência K10/20. A discreta angularidade dessa superfície sugere o primeiro indício de tectonismo local interferindo na arquitetura estratigráfica. Essa interpretação deve

ser considerada com reservas, face ao pequeno número de poços de controle que atingiram esta profundidade e a não observação de feições sismoestratigráficas.

Na porção intermediária da sequência K10/20 diminuem os sedimentos oxidados, e surgem ocasionalmente pelitos mais escuros, com sutil aumento do teor de carbono orgânico total, posição onde foi marcada a superfície de inundação máxima (Figura 6.5). Ainda sim, os teores são baixos (máximo 0,7%). Supõe-se que os teores originais deveriam ser mais elevados, pois as rochas podem ter perdido carbono por estarem localizadas na janela de geração de hidrocarboneto. Acima dessa superfície voltam a ocorrer pelitos avermelhados, com intercalações de arenito muito fino, em padrão de empilhamento agradacional, até o limite da sequência seguinte.

As sequências K10/10 e K10/20 ocorrem de forma completa em toda a porção sul da área estudada. Mais ao norte, seu limite superior encontra-se sempre ausente por falha. Há pouca variação de espessura (que pode ser resultado de falhas de pequeno porte nos poços), ou seja, pouca atuação tectônica local interferindo na sedimentação. São interpretadas como resultado de um período prolongado de acomodação relativamente alta e constante da bacia, em relação à Sequência J20-K5, quando o sistema fluvial da Formação Serraria deu lugar a um amplo lago raso. Há uma tendência de serem considerados como o início do estágio rifte na bacia (Hamsi Jr., 1998; Campos Neto et al., 2007). Por outro lado, o clima mais úmido que passou a dominar a região no início do Andar Rio da Serra (Picarelli et al., 1993; Bueno, 2001) pode ter contribuído para a sedimentação fina, contrastante com os grossos da Formação Serraria. Na Bacia do Recôncavo, seus crono-equivalentes marcam o início do rifteamento já de grande intensidade, caracterizado pela subsidência acelerada e deposição de folhelhos lacustres e turbiditos de lago profundo da Formação Candeias (Ghignone, 1972; Magnavita, 1992; Caixeta et al., 1994).

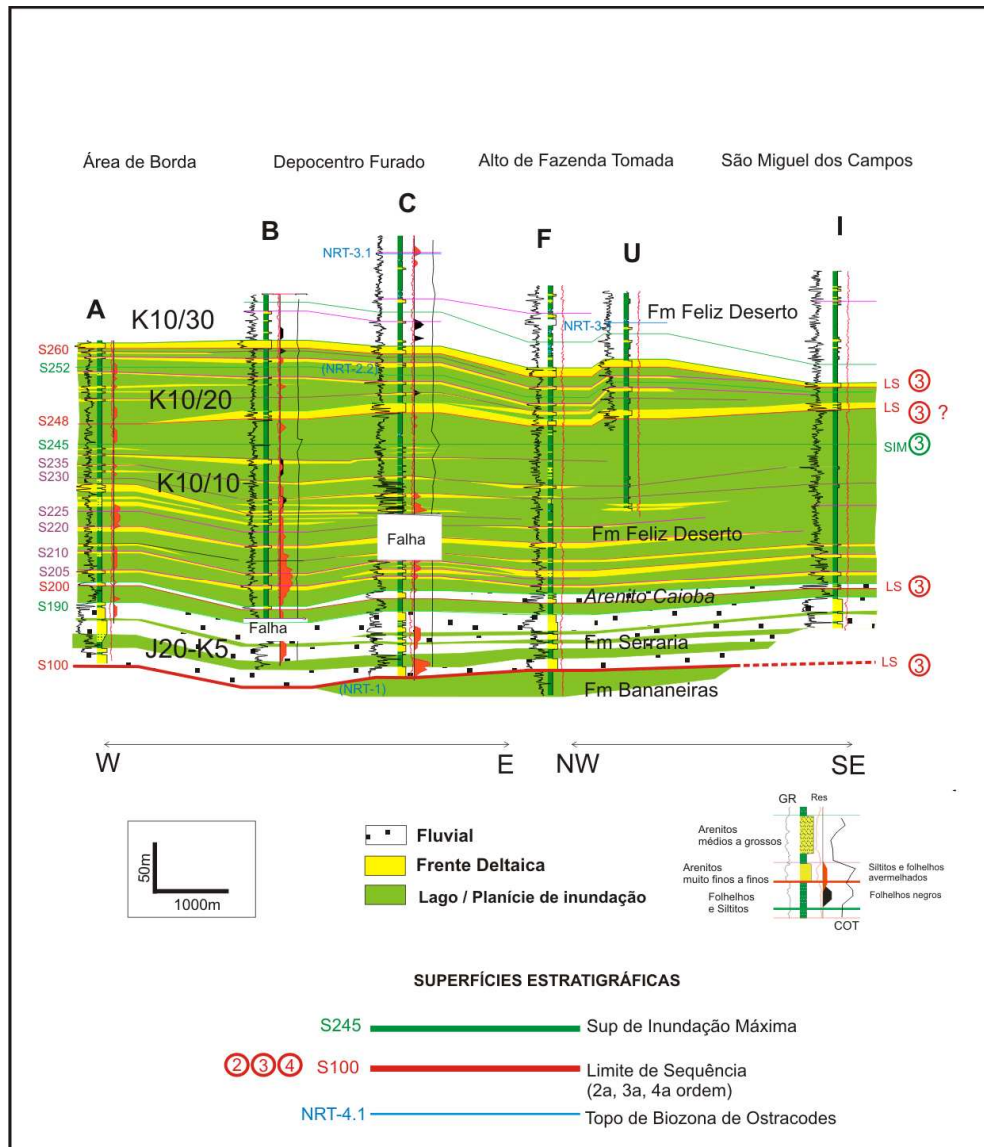


Figura 6.5 – Seção estratigráfica mostrando a passagem concordante da Sequência J20-K5 (Formação Serraria) para K10/10 (base da Formação Feliz Deserto). Não há evidência de atuação tectônica da zona de acomodação de Fazenda Tomada nesta época. Uma provável discordância de natureza angular ocorre no limite das sequências K10/10 e K10/20, sugerindo uma das primeiras manifestações de tectonismo local do rifte. Notar a abundante presença de rochas avermelhadas.

A Sequência K10/30 possui 170m de espessura média e duração total de aproximadamente 2,2 Ma. Assim como a precedente, apresenta padrão de empilhamento agradacional, com difícil reconhecimento de ciclos.

Sua base é marcada no contato brusco dos pelitos da Sequência K10/20 com um pacote tabular, com continuidade quilométrica, de arenitos finos a muito finos, com até 10m de espessura e perfis raios gama com padrão de funil, interpretados como depósitos deltaicos associados a rebaixamento do nível do lago ou aumento do aporte clástico. Esses depósitos são bruscamente cobertos por folhelhos escuros, finamente laminados (Figura 6.2), seguidos de um predomínio de pelitos esverdeados. Eventualmente ocorrem corpos de arenito muito fino, localmente mais desenvolvidos (espessura de até 7m), provavelmente formados por deltas de pequeno porte. A indisponibilidade de testemunhos e de afloramentos dificulta a caracterização mais precisa desses depósitos.

Assim como nas sequências K10/10 e K10/20, há pouca variação de espessura na área, e as principais feições estruturais presentes não foram atuantes (Figura 6.3). As variações de espessura observadas podem estar relacionadas à existência de falhas de pequeno rejeito seccionando poços, de difícil definição devido à carência de marcadores estratigráficos confiáveis. Na área norte, encontra-se ausente por falhas de grande rejeito.

Afloramento Propriá-Pindoba - Sequência K10/10

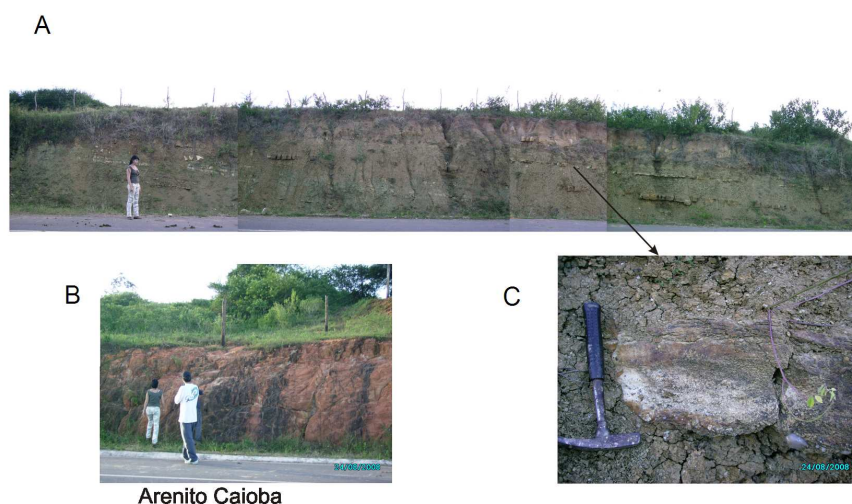


Figura 6.6 – Depósitos típicos da Sequência K10/10. A- Pelitos esverdeados na base da Formação Feliz Deserto, com intercalações decimétricas de corpos tabulares de arenitos. B- Arenitos com estratificação cruzada na base da Sequência K10/10 (Arenito Caioba). C- Detalhe dos arenitos tabulares com base erosiva e gradação normal, associada a fluxos hiperpicnais. Afloramento na Rodovia Própria-Pindoba (Sergipe).

6.3.2 Sequência K10/40

Sua base é assinalada por um marco elétrico caracterizado por um aumento no valor do tempo de trânsito no perfil sônico e queda da resistividade (Figura 6.2) em relação à sequência anterior. Isto sugere diferença de compactação, com soerguimento e erosão da sequência sotoposta, embora ainda sem evidências geométricas ou bioestratigráficas que possam confirmar esta hipótese. A sismofácies, de baixa amplitude e refletores de baixa continuidade, é semelhante à das sequências anteriores. Apresenta espessura em torno de 130m, e está ausente por falhas na área norte. A duração é estimada em 1,2 Ma.

Nem sempre o limite de sequência apresenta depósitos arenosos basais. Quando ocorrem, são corpos delgados de arenitos finos a muito finos, raramente médios, com continuidade lateral de poucas centenas de metros. Não foram reportados folhelhos escuros, e os teores de carbono orgânico permanecem muito baixos. Não existem testemunhos recuperados nem afloramentos conhecidos.

Acima da superfície de inundação máxima, marcada onde é menor a presença de litologias avermelhadas em amostras de calha, os ciclos passam a ser bem definidos, formando conjuntos progradacionais que contém arenitos finos a muito finos com até 5m de espessura. Em direção ao topo, há um significativo aumento na frequência de pelitos vermelhos (Figura 6.2), que provavelmente indica o progressivo raseamento do lago, e precede a discordância que marca o limite da sequência seguinte.

6.3.3 Sequência K20

É a sequência que apresenta a maior variação de espessura (100 a 250m), devido tanto ao padrão divergente dos estratos, quanto à erosão do intervalo superior, provocado por um sensível aumento na atividade tectônica local (Figuras 6.3 e 6.8). Tem duração estimada de 1,9 Ma.

A sismofácies é caracterizada pelos refletores contínuos e com amplitudes elevadas, reflexo do maior contraste entre as camadas mais espessas de arenitos deltaicos, intercalados com pelitos lacustres.

O limite inferior é muito bem marcado pela base brusca formada por arenitos médios a grossos, com até 15m de espessura e geometria tabular, provavelmente resultante de sistemas flúvio-deltaicos. Trata-se da primeira ocorrência de arenitos

grossos desde o final da deposição da Formação Serraria, provavelmente resultado de um evento tectônico que teria provocado o rejuvenescimento de relevo das áreas fontes e aumento da competência dos rios, depositando sedimentos de granulação mais grossa nas áreas proximais da bacia. A base desses arenitos marca o limite entre as sequências K10 e K20, que permaneciam indivisas na recente revisão da carta estratigráfica da bacia (Campos Neto et al., 2007).

O padrão de empilhamento permitiu a subdivisão em sequências de 4ª ordem (K20/10 a K20/50, em torno de 0,5 Ma cada) sendo as duas superiores ausentes por erosão no Alto de Fazenda Tomada. Cada uma das sequências de 4ª ordem é iniciada com arenitos arcossianos médios a grossos, com padrão em caixa ou funil nos perfis raios-gama, com espessura de até 25m. As superfícies de inundação foram posicionadas nas camadas espessas e contínuas de folhelhos esverdeados, raramente escuros. Esta alternância de fácies sugere maior oscilação batimétrica em relação às sequências precedentes, com o desenvolvimento mais pronunciado de deltas. É a primeira manifestação de maior variabilidade litológica na Formação Feliz Deserto na Sub-bacia de Alagoas desde o início da deposição da Sequência K10-K20. Nos mapas paleogeográficos regionais (Figura 6.9) é percebida mais claramente a formação de deltas de uma provável margem flexural na área do Campo de Furado.

A constante presença de pelitos vermelhos, embora em pequena quantidade, sugere períodos de exposição (Figura 6.2). A Sequência K20 é correlata aos depósitos fluvio-deltaicos estudados por Nowatzki et al. (2006) nos testemunhos de poços rasos do Alto de Japoatã, em Sergipe, e ao afloramento da Pedreira Tatu, na mesma região, a melhor exposição da Formação Feliz Deserto na bacia (Figura 6.7). Nesta área, as espessuras dos corpos e as associações de fácies são similares aos depósitos aqui descritos, e podem ser utilizados como análogos em trabalhos dirigidos à modelagem de reservatórios.

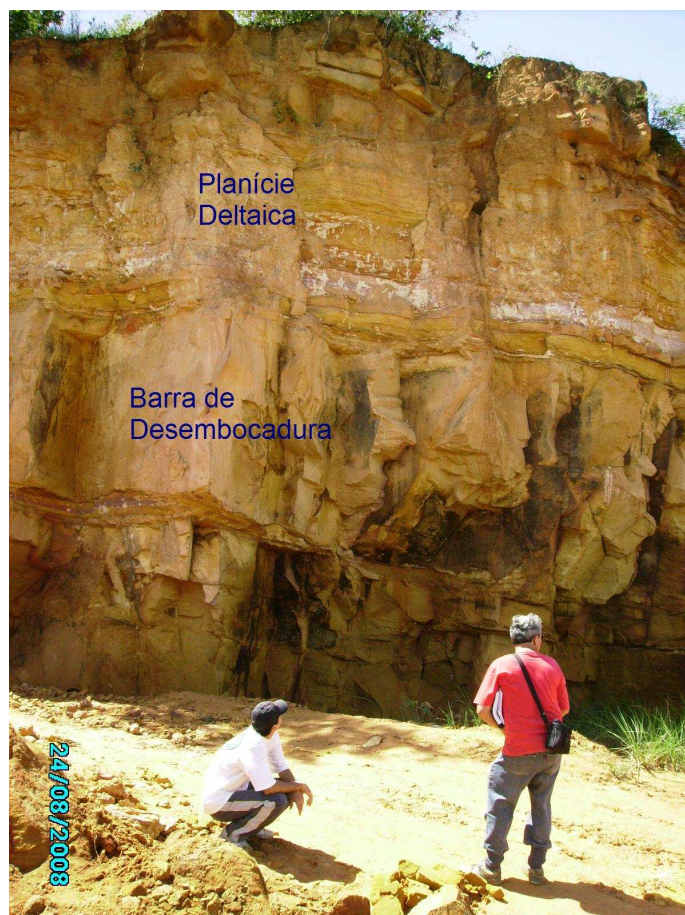


Figura 6.7 – Afloramento de arenitos de planície e frente deltaica na Pedreira Tatu, em Japoatã (SE), análogo em idade e litofácies da Sequência K20 da área estudada.

6.3.4 A Discordância Pré-Aratu

A Sequência K20 é truncada pela Discordância Pré-Aratu (DPA), assinalada regionalmente por dados bioestratigráficos (Galm e Santos, 1994). Em seções sísmicas, seu reconhecimento na área de Alagoas nem sempre é simples, devido à falta de contraste de impedância e ao grande número de falhas, que mascaram as feições estratigráficas.

Nos poços (Figuras 6.2 e 6.8), a DPA se expressa como o contato brusco dos depósitos finos de prodelta/barra distal da sequência K20, com os grossos basais da sequência K34/10. A seção estratigráfica de detalhe (Figura 6.8) mostra claramente o caráter angular (tectônico) da discordância, com expressiva erosão (pelo menos 100m) no Alto de Fazenda Tomada. Em um testemunho que atravessou a

discordância (Poço G), uma camada de paleoalteração, representada por arenitos cimentados com calcita precoce e marcas de raízes, separa esses dois conjuntos que à primeira vista poderiam constituir uma sucessão deltaica normal. O mapa de isópacas (Figura 6.10) mostra essa variação de espessura produzida pelo soerguimento e erosão, com gradiente de variação de espessura permitindo estimar uma inclinação média de $2,8^\circ$ dos estratos da K20 em relação aos de idade Aratu (Sequência K34/10). Isto permite caracterizar bem a discordância através de seções estratigráficas e mapas de isópacas (Figuras 6.8 e 6.10), mas é um ângulo insuficiente para ser claramente observado em perfis de mergulho, muito próximo à margem de erro da ferramenta de perfilagem e também de difícil distinção entre eventos estruturais e deposicionais.

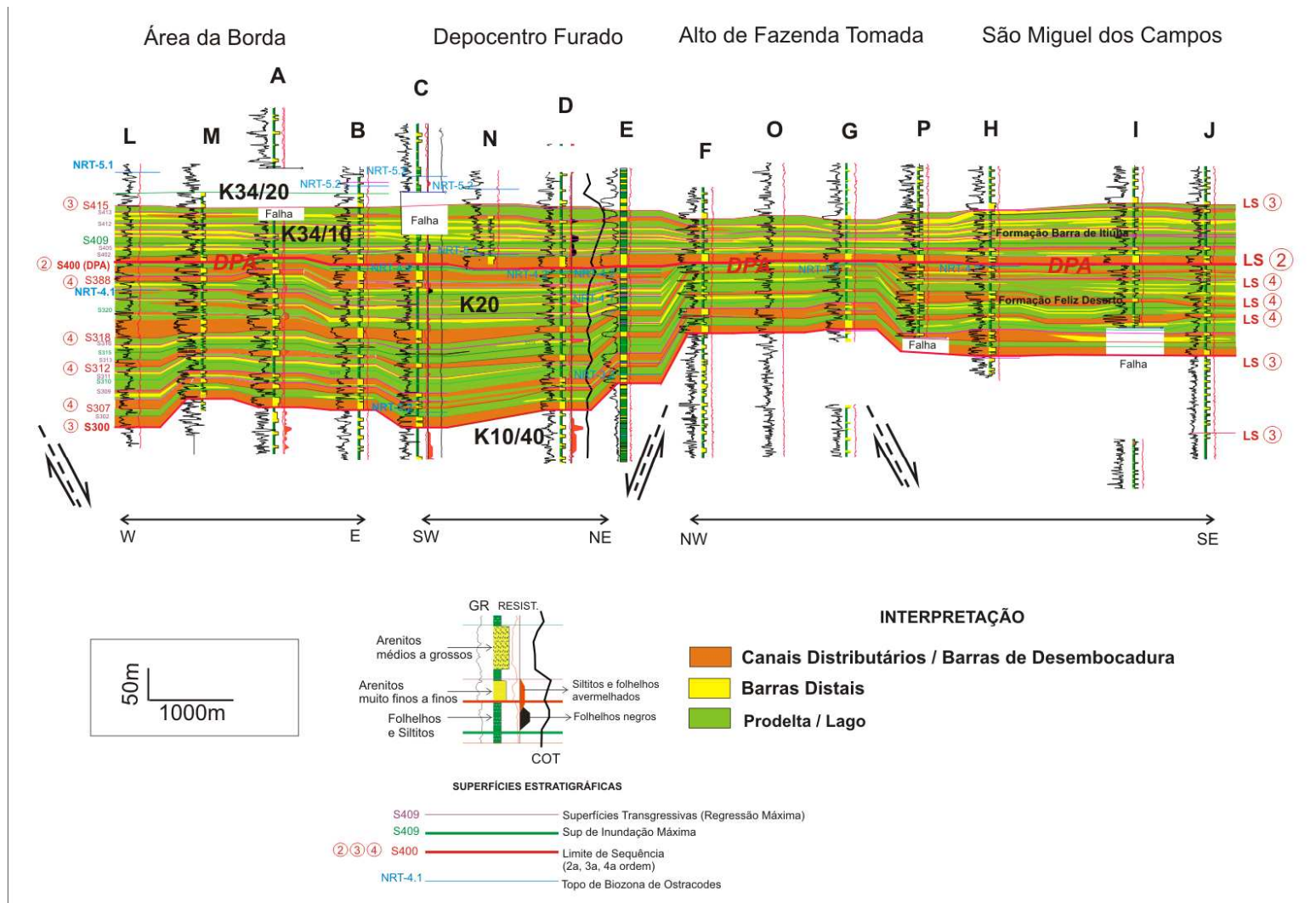


Figura 6.8 – Detalhe da passagem da Sequência K20 para K34/10. Notar a Discordância Pré-Aratu (DPA) bem caracterizada e a zona de acomodação do Alto de Fazenda Tomada.

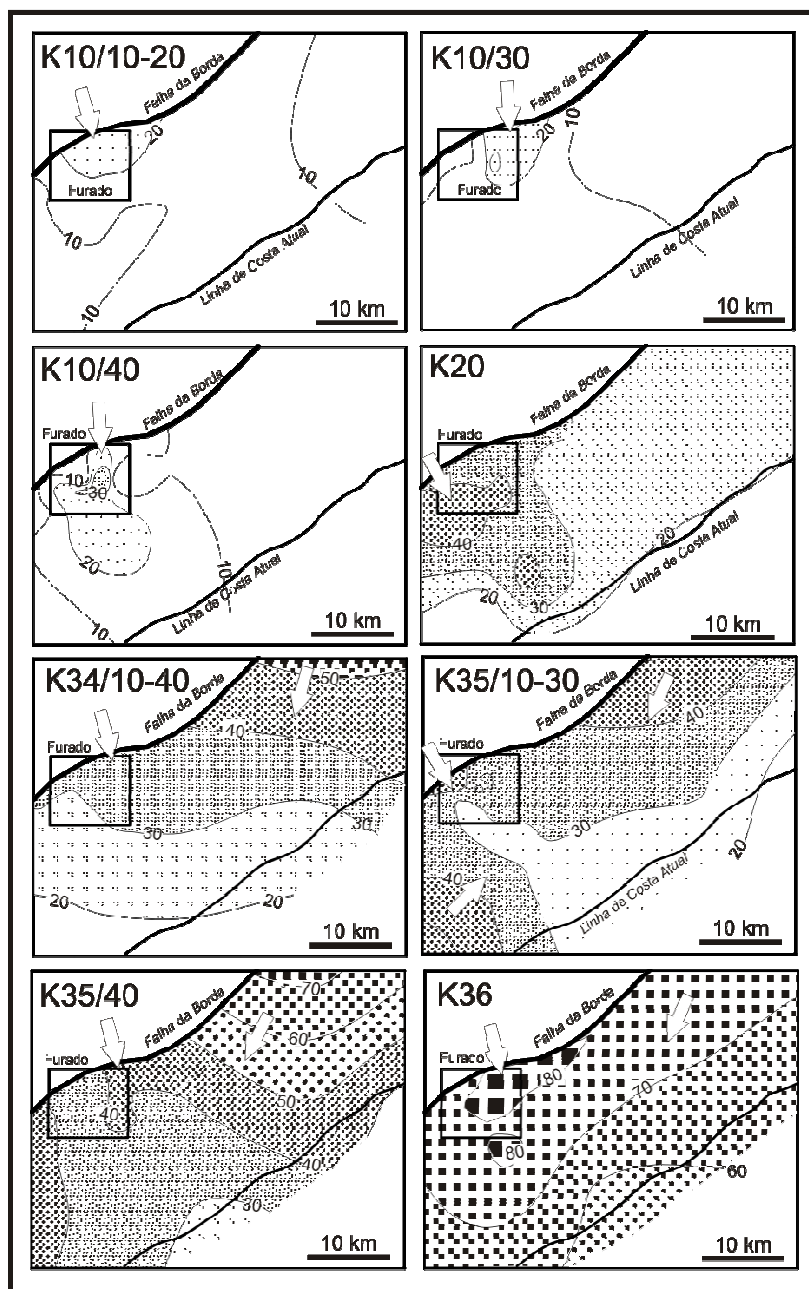


Figura 6.9 – Mapas regionais de isólitais (%) de arenitos das sequências K10/10 a K36. O retângulo menor situa a área estudada. Notar a homogeneidade litológica, somente interrompida na K20, sugerindo aporte de sedimentos proveniente da margem noroeste (flexural). A partir da sequência K34/10, percebe-se uma contribuição da drenagem vinda de nordeste (axial). As sequências K34/10 a K35/10-30 são predominantemente deltaicas e a K36 fluvial/eólica. Na K35/40 os depósitos proximais correspondem à Formação Penedo, a nordeste, e os distais a Formação Barra de Itiúba, na região de Furado.

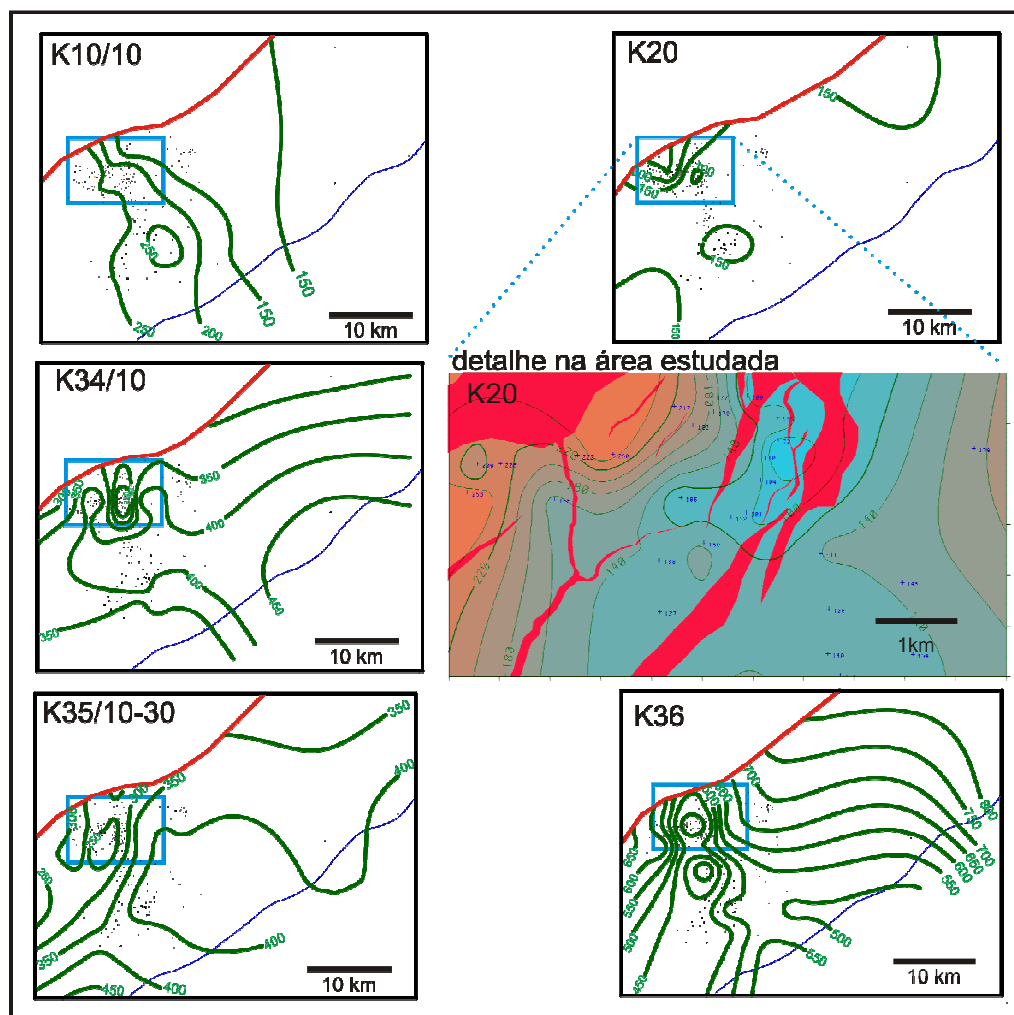


Figura 6.10 – Mapas regionais de isópacas (em metros). Nota-se a partir da Sequência K20 a configuração do Alto de Fazenda Tomada. No detalhe, a isópaca da Sequência K20 superposta com o mapa estrutural da Discordância Pré-Aratu (posição atual das falhas em vermelho), mostrando a atuação do Alto de Fazenda Tomada, onde a porção superior da sequência se encontra erodida. Nota-se também, pela primeira vez, a influência da falha de borda na geração de espaço de acomodação, ainda que provavelmente sem ruptura no substrato da bacia. Há uma tendência à direção NS, compatível com modelos regionais para a direção do tectonismo Rio da Serra/Aratu (Lana, 1987; Chagas et al., 1993).

6.3.5 Sequências K34/10 a K34/40

As primeiras sequências após a Discordância Pré-Aratu são aqui tratadas conjuntamente, devido à similaridade e à dificuldade em rastreamento regional

individualizado. Constituem a base da Formação Barra de Itiúba (como redefinida por Campos Neto et al., 2007), com espessura total média de 400m e duração estimada em 5,6 Ma, baseada em bioestratigrafia de ostracodes. Equivalem à Unidade Lacustre e parte da Unidade Deltaica definidas por Chiossi (1997), caracterizadas pelo início da ocorrência de fácies de lago mais profundo, com folhelhos negros e anomalias discretas de carbono orgânico total.

No dado sísmico, exibem refletores contínuos, de maior amplitude em relação às sequências anteriores. Isto deve estar relacionado à alternância de depósitos de mais alta energia (arenitos fluviais e deltaicos) com depósitos lacustres.

Os estratos apresentam geometria claramente divergente em direção à bacia e ao Depocentro Furado. Percebe-se a continuidade da atuação do Alto de Fazenda Tomada, onde as espessuras são menores (Figura 6.3). Regionalmente, os sedimentos são provenientes das margens noroeste (flexural?) e nordeste (axial?), em alguns locais com retrabalhamento eólico dos depósitos da planície deltaica/costeira, conforme Pinho e Costa (1990) (Figura 6.9).

A Sequência K34/10 inicia-se com um trato de lago baixo composto por arenitos médios a conglomeráticos diretamente assentados sobre a Discordância Pré-Aratu (Figura 6.2). O trato transgressivo é marcado por um brusco afogamento, representado por folhelhos negros. O trato de lago alto é caracterizado por conjuntos de ciclos estrato e granocrescentes bem definidos, constituídos por arenitos muito finos a finos de prodelta e barra distal. Os eventos de exposição subaérea foram pouco frequentes (raros pelitos vermelhos), ou seja, nessa região houve pouco desenvolvimento de planícies deltaicas, exceto no trato de lago baixo. A Sequência K34/10 será descrita com maior detalhe no Capítulo 7, já que foi escolhida para o estudo de estratigrafia de alta resolução.

As sequências K34/20 a K34/40 são todas caracterizadas por depósitos basais formados por arenitos com granulometria média, interpretados como barras de desembocadura proximais e foz de canais distributários. A cada sequência, os depósitos são progressivamente mais arenosos e com aumento para o topo na relação pelitos avermelhados/pelitos escuros. Isto sugere um gradual raseamento do lago a cada nova sequência, já com desenvolvimento de extensas planícies deltaicas nos tratos de lago alto. Nos tratos de lago baixo, arenitos fluviais e deltaicos proximais podem estar bem desenvolvidos, formando camadas com até 10m de espessura, mas de menor continuidade e sem evidências de erosão em

relação aos depósitos assentados sobre o limite de maior hierarquia (Discordância Pré-Aratu).

As sequências K34/10 a K34/40 foram parcialmente amostradas por testemunhos que permitiram caracterizar as diferentes associações de fácies. Os afloramentos de arenitos deltaicos que ocorrem nos rochedos da cidade de Penedo (AL), embora sem confirmação por datação, são provavelmente seus equivalentes em superfície (Figura 6.11).



Figura 6.11 – Arenitos fluidizados, depositados em frente deltaica, em Penedo (AL).

6.3.6 Sequências K35/10 a K35/30

Devido às similaridades, as Sequências K35/10 a K35/30 também foram agrupadas para fins de descrição. Correspondem aos andares Aratu Superior e Buracica Inferior), com duração estimada em 2,7 Ma, e equivalem à Unidade Deltaica de Chiossi (1997). A Sequência K35/10 tem sua base em um espesso pacote de arenitos grossos, com espessura média e relativamente constante de 15m, com continuidade lateral de expressão regional. Apresentam grande similaridade com os depósitos basais da Sequência K34/10, embora neste caso não exista evidência de discordância angular. No entanto, o brusco deslocamento de

fácies fez com que, neste trabalho, fosse posicionado nesta superfície o limite entre as sequências K34 e K35, indivisas no trabalho de Campos Neto et al. (2007). Folhelhos negros e relativamente espessos constituem o trato transgressivo com espessura anormalmente elevada, sugestiva de um pulso tectônico relativamente intenso.

Assim como nas sequências anteriores, percebe-se um suave espessamento na direção da bacia e ao Depocentro Furado, revelando a continuidade da atuação do Alto de Fazenda Tomada. As litologias não diferem das sequências precedentes, exceto pelo ligeiro aumento da quantidade de arenitos grossos, compondo barras de desembocadura e canais distributários terminais, que passam a dominar os tratos de lago alto.

A superfície de inundação máxima da Sequência K35/20 corresponde ao *datum* regional utilizado na seção estratigráfica da Figura 6.3. Trata-se de um folhelho escuro e físsil com cerca de 10m de espessura e ocorrência em toda a área sul de Alagoas. Neste intervalo ocorrem as maiores anomalias de carbono orgânico total (até 5%), embora restrito a poucos metros de espessura. Acima desta superfície, passam a dominar os pelitos oxidados, associados aos depósitos fluviais que dominam a Sequência K35/30 (Figura 6.2).

6.3.7 Sequência K35/40

Em relação às precedentes, a Sequência K35/40 é caracterizada pelo aumento da proporção de sedimentos grossos, produto dos sistemas fluviais que começam a dominar o preenchimento da bacia na área estudada. Equivale à Unidade Fluvial Inferior de Chiossi (1997). Engloba o Andar Buracica Superior, intervalo estimado em 0,8 Ma. Na litoestratigrafia, corresponde à porção superior da Formação Barra de Itiúba, na área de Furado, e à parte basal da Formação Penedo, na área de Pilar, o que exemplifica o caráter diácrono dos contatos entre essas unidades. Na base da sequência repousa, em base erosiva, um espesso arenito com padrão tabular e grande continuidade lateral. Pelitos esverdeados e avermelhados retratam épocas de expansão do lago. Ciclos iniciados com corpos amalgamados de arenitos fluviais permitiram a subdivisão em 5 sequências de quarta ordem (Figura 6.2). Depósitos deltaicos, com eletroformas em funil, também são observados, principalmente nos tratos transgressivo e de lago alto.

A sismofácies é caracterizada pela alternância entre padrão paralelo e caótico (Figura 6.4). Apesar de ser uma unidade predominantemente fluvial, as intercalações argilosas produzidas por afogamentos lacustres são suficientes para a definição de refletores de alta amplitude e relativamente contínuos em algumas áreas.

Na área estudada, não existem dados de testemunhos para esta sequência. No Campo de Pilar, 40 km a nordeste, foram reportados em testemunhos depósitos fluviais alternados com eólicos (Ferreira, 1990). Na região de Furado, os sedimentos provavelmente representam depósitos de canais distributários e de planície deltaica, subordinadamente lacustres e de frente deltaica, estes depositados em períodos de alta acomodação.

As sequências de 4ª ordem, que formam ciclos granodecrescentes, são iniciadas por extensos corpos amalgamados de arenitos fluviais com base erosiva. A coloração esverdeada é predominante, mas é comum a presença de pelitos avermelhados em toda a sequência.

O tectonismo local se manteve atuante, evidenciado pela divergência dos estratos em direção ao Depocentro Furado e à bacia (Figuras 6.3 e 6.12). A taxa de acumulação se acelerou, devido à grande quantidade de sedimentos que chegava à bacia e cuja carga deve ter contribuído para o aumento da subsidência. Dados isotópicos (Chiossi, 1997) indicam que climas mais úmidos passaram a predominar a partir do Andar Buracica, o que teria contribuído para o aumento do aporte clástico. O clima úmido não impediu que espessos depósitos eólicos se formassem na área de Pilar (Ferreira, 1990).

6.3.8 Sequência K36

Seu limite inferior marca a passagem litoestratigráfica da Formação Barra de Itiúba para a Formação Penedo na área estudada. A duração estimada é de 1,1 Ma, (Andar Jiquiá Inferior). No estudo de Chiossi (1997), equivale à Unidade Fluvial Superior.

Em relação à sequência anterior, os sedimentos passam a ser ainda mais grossos, mal selecionados, angulosos a subangulosos, sugerindo deposição em ambiente de rios entrelaçados. Corpos tabulares de arenitos grossos a conglomeráticos são interpretados como um empilhamento de barras fluviais amalgamadas, e atingem 150m de espessura. Embora não existam testemunhos

que confirmem, arenitos limpos em caixas espessas nos perfis raios gama sugerem depósitos eólicos associados, como os descritos por Ferreira (1990) no Campo de Pilar. Os mapas regionais de isólitais (Figura 6.7) mostram uma tendência de drenagem lateral e também axial.

Neste conjunto essencialmente fluvial, há um domínio da acomodação subaérea, onde os canais amalgamados indicam redução da acomodação e proximidade de limites de sequência. Já a presença de canais isolados e o predomínio das fácies finas da planície de inundação indicam tratos de alta acomodação (Shanley & McCabe, 1994). Assim, os limites das sequências de 4ª ordem (K36/10 a K36/50, Figura 6.2) foram posicionados na base dos pacotes onde é maior a amalgamação de canais. Apesar de predominantemente arenosa, são encontrados teores relativamente elevados de carbono orgânico nos folhelhos, possivelmente ligados à matéria orgânica de origem terrestre que se acumulava em áreas pantanosas (planícies de inundação) em épocas de maior acomodação. O fatiamento em sequências foi dificultado pela carência de marcos estratigráficos confiáveis (folhelhos pouco contínuos característicos das planícies entrelaçadas) e baixa resolução bioestratigráfica. A falta de camadas-guia também dificulta a marcação de falhas em poços, o que provocou incerteza na reconstituição de isópacas.

Na área estudada, a chegada desses sedimentos foi brusca e erosiva, como se pode notar na forma de truncamento angular no Alto de Fazenda Tomada (Figura 6.12). A geometria dos estratos é levemente divergente em direção à bacia. Nos modelos de preenchimento de rifte (Lambiase, 1990; Schlische, 1991; Prosser, 1993), esse tipo de sucessão representa a fase de assoreamento da bacia, ao término do ciclo tectônico, quando há um significativo aumento do aporte sedimentar em relação à taxa de subsidência mecânica, com a sedimentação fluvial preenchendo as regiões de baixo relevo do rifte.

A passagem para a Sequência K38, um intervalo de 3ª ordem se considerada duração temporal *sensu* Vail et al., 1991, ou de 2ª ordem se for baseada na magnitude e importância na história da bacia, representada pelas formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco, é brusca, com calcarenitos coquinóides diretamente em contato com a Formação Penedo. Em sísmica, o contraste de impedância produz um refletor bastante forte em toda a Sub-bacia de Alagoas (Figura 6.3). A continuidade da atuação do Alto de Fazenda Tomada também é percebida na

Sequência K38, na forma de uma maior espessura dos bancos carbonáticos da Formação Morro do Chaves no alto estrutural (Figura 6.12).

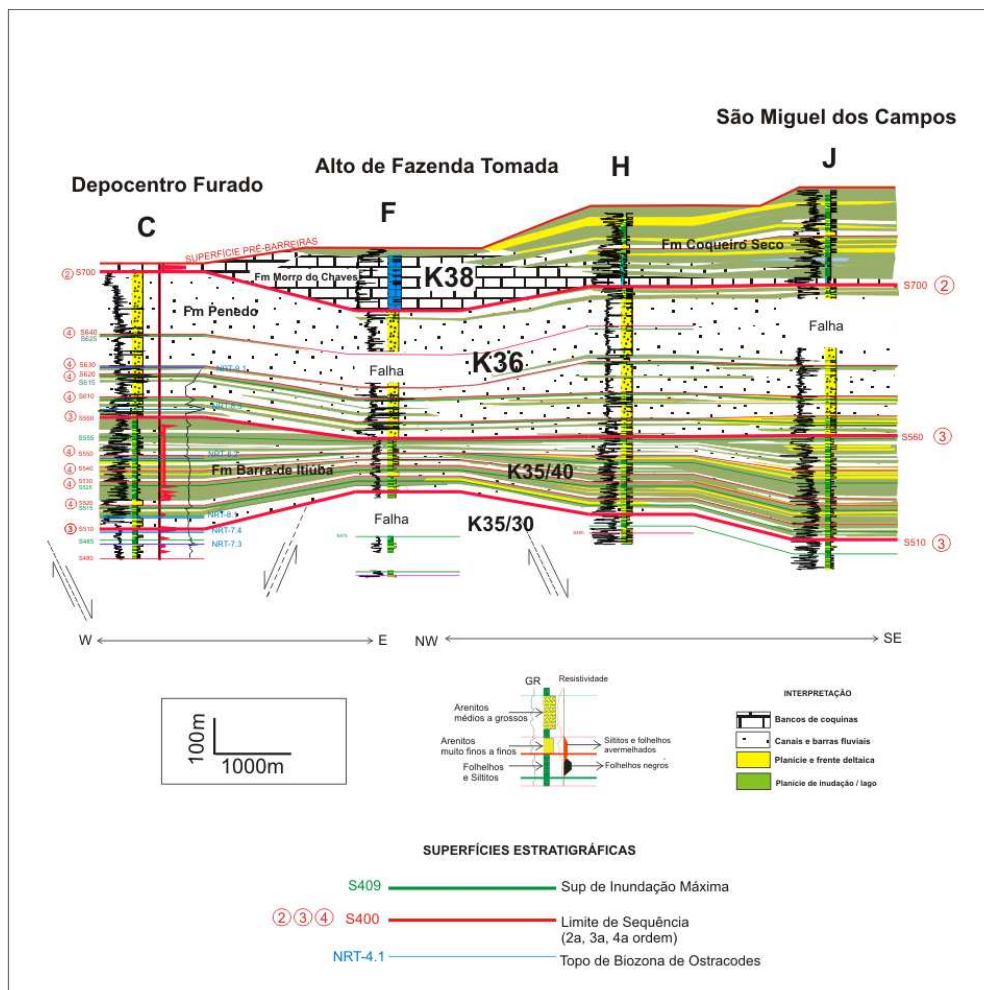


Figura 6.12 – Detalhe das sequências superiores da K34-K36, e passagem para a K38. A base da Sequência K36 é angular, com truncamento dos estratos da K35/40 no Alto de Fazenda Tomada. O alto também controlou a deposição das coquinas da Sequência K38 (Formação Morro do Chaves).

6.4 Taxas de acumulação de sedimentos

O detalhamento estratigráfico com o auxílio de informações bioestratigráficas (datação por ostracodes) permitiu a construção de curvas de acumulação de sedimentos e a estimativa de taxas de sedimentação (Figuras 6.13 e 6.14) que mostram nitidamente o Alto de Fazenda Tomada provocando subsidência

diferencial, a partir da Sequência K20 (Andar Rio da Serra Superior). Para a construção das curvas foram utilizadas as espessuras acumuladas de sedimentos descompactados ao longo do tempo (Quadros 6.3 e 6.4). Essas curvas refletem em grande parte a subsidência, já que esta foi a responsável pela geração do espaço de acomodação e preservação dos depósitos, embora com incerteza embutida devido ao desconhecimento das paleobatimetrias. A incerteza inerente às idades absolutas obtidas da datação por ostracodes continentais também gera imprecisão, mas para uma simples comparação entre a sedimentação nos altos e baixos estruturais, podem ser consideradas representativas da história de subsidência e aporte de sedimento.

Para a descompactação dos sedimentos e estimativa da taxa de sedimentação foi utilizada a equação de Einsele (1992):

$$H_0 = [(1-Phi_1)/(1-Phi_0)] * H_1$$

onde H_0 é a espessura original, H_1 a espessura atual, Phi_1 a porosidade atual e Phi_0 a porosidade original das rochas. Cada sequência foi descompactada ponderando-se a proporção relativa de pelitos e arenitos (Tabela 6.3). A porosidade original considerada foi 35% para arenitos e 65% para folhelhos. As porosidades atuais foram obtidas de perfis densidade, considerando-se o valor de 2,65 g/cm³ para a densidade da matriz.

Na curva de acumulação de sedimentos (Figura 6.13), pode-se notar a divergência de estratos a partir do início da deposição da Sequência K20. Percebe-se também o soerguimento (mínimo) associado à DPA, o aumento progressivo da taxa de sedimentação a partir da Sequência K34/10, a aceleração da subsidência com contribuição da carga proporcionada pelo elevado aporte de sedimentos de preenchimento final de ciclo das sequências K35/40 e K36 e, finalmente, a subsidência ainda mais elevada no ciclo seguinte do rifte (Sequência K38). Nesta sequência, mais de 2500m de sedimentos da Formação Coqueiro Seco foram depositados nos principais depocentros, em de menos de 1Ma. Na Figura 6.14 os mesmos dados são expressos na forma de taxa de acumulação. Notam-se as taxas moderadas já nas sequências K10/10 a K20, e o grande incremento a partir da Sequência K35/40. Oscilações entre as sequências K10/10-K20 provavelmente se devem à imprecisão nas estimativas de idades absolutas, sobretudo na K20, que se

encontra parcialmente erodida. Na Sequência K34/10 a taxa de sedimentação é menor, devido ao predomínio de fácies distais.

As taxas aqui constatadas (100-1000m/Ma) são compatíveis com as de riftes descritos na literatura, ainda que estas sejam extremamente variáveis. Para fins de comparação, nos riftes africanos foram medidas taxas de 200 a 500 m/Ma no Lago Tanganika, um lago estreito com pouco aporte, e de 7000 m/Ma no Lago Turkana, caracterizado pelo elevado aporte clástico (Frostick & Reid 1990).

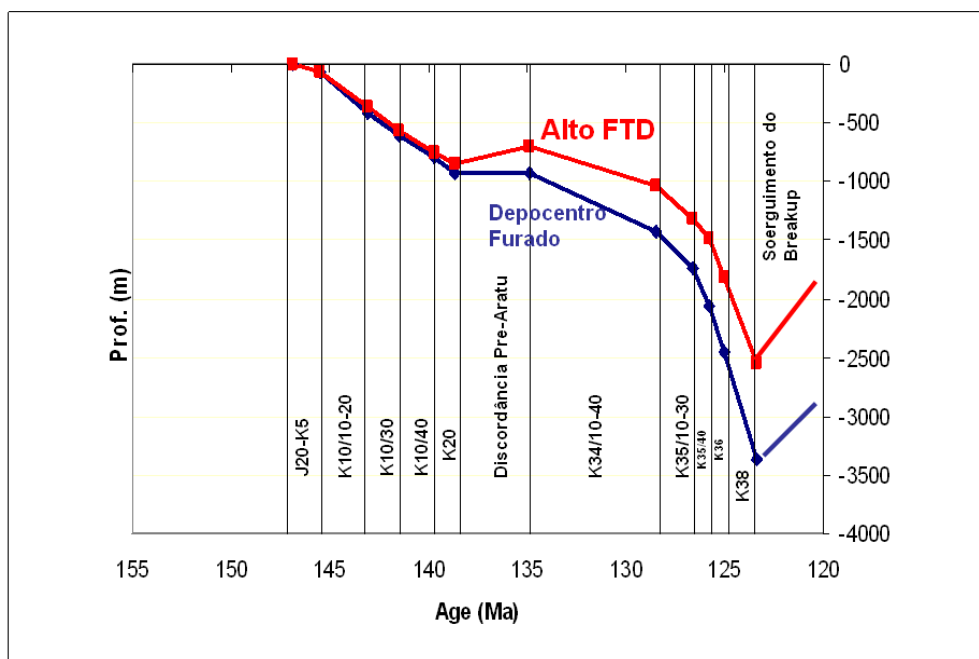


Figura 6.13 – Curvas de acumulação de sedimentos (descompactados) do Depocentro Furado e do Alto de Fazenda Tomada. Notar a subsidência diferencial a partir da Sequência K20.

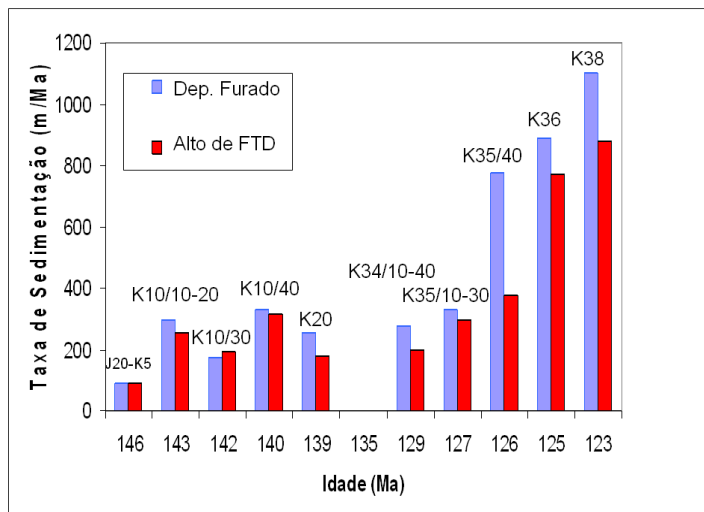


Figura 6.14 – Taxas de sedimentação (sedimentos descompactados) no Depocentro Furado e no Alto de Fazenda Tomada.

Tabela 6.3 – Parâmetros utilizados para a obtenção das espessuras descompactadas. K20/60 está erodida ou não depositada na área estudada.

Sequencia	Biozona	Idade (topo)	Espessuras Atuais		Parâmetros utilizados					Espessuras Descompactadas	
			Depocentro	Alto FTD	phi ini flh	phi ini arr	phi final	phi final a	% FLH	Depocentro Dec	Alto FTD Dec
		146,9	0	0						0	0
J5-K20	Estéril	145,5	80	80	60	35	6	11	20	120	120
K10/10-20	NRT-2.1/2.2	143,1	288	247	60	35	6	11	90	634	543
K10/30	NRT-3.1	141,5	156	172	60	35	6	11	90	343	378
K10/40	NRT-3.2	139,7	161	153	60	35	6	11	90	354	337
K20	NRT-3.2/4.2	137,8	131	92	60	35	6	12	70	254	179
K20 erodida	NRT-4.3/4.5	134,9	0	-150							
K34/10-40	NRT-5.1/5.5	128,5	470	333	60	35	8	13	70	895	634
K35/10-30	NRT-6.1/7.4	126,6	305	272	60	35	8	13	70	581	518
K35/40	NRT-8.1/8.3	125,8	372	180	60	35	8	14	40	598	289
K36	NRT-9.1/9.2	125	485	421	60	35	8	15	20	698	606

Tabela 6.4 – Taxas de Sedimentação (m/Ma, sedimentos descompactados) das seqüências de 3ª ordem no Depocentro Furado e no Alto de Fazenda Tomada.

Seqüência	Idade(Ma)	Taxa Sed. Dep. Furado	Taxa Sed. FTD
J20-K5	145,5	87	87
K10/10-20	143,1	295	253
K10/30	141,5	174	192
K10/40	139,7	330	314
K20	138,7	254	179
K20/60	134,9	erosão	erosão
K34/10-40	128,5	276	196
K35/10-40	126,6	330	294
K35/50	125,8	776	375
K36	125	888	771
K38	123,4	1100	880

6.5 Características dos reservatórios como função do posicionamento estratigráfico nas sequências de 3ª ordem

Os depósitos aqui estudados encerram reservatórios e camadas selantes com propriedades variáveis, de acordo com seu posicionamento dentro do conjunto hierárquico maior (2ª ordem) e internamente (tratos dentro das sequências de 3ª ordem), conforme a Tabela 6.5.

De modo geral os reservatórios de Idade Rio da Serra (K10-K20) são delgados e descontínuos (exceto a sequência mais arenosa K20), enquanto que os fluvio-deltaicos dos tratos de lago baixo das sequências de 3ª ordem da K34-K36 possuem melhor qualidade, assim como os fluviais das sequências superiores (Formação Penedo), embora estes tenham problemas quanto ao selo para a retenção de hidrocarbonetos.

Os arenitos do trato de lago baixo, assentados sobre os limites de sequência, tendem a ter maior continuidade estratigráfica. Constituem bons prospectos exploratórios na escala de bacia. No campo de Furado, há bastante tempo já descobertos e explotados, apresentam os fatores de recuperação mais elevados.

Os arenitos de trato transgressivo e de lago alto apresentam menor continuidade e tendem a ter granulometria mais fina, que geralmente resultam em menores porosidades e permeabilidades. O fator de recuperação atual (fração recuperada) é menor, por isso apresentam-se como candidatos a projetos de revitalização com adensamento de malha de drenagem.

Folhelhos associados às transgressões lacustres constituem excelentes selos. Os intervalos potencialmente geradores estão associados às superfícies de inundação máxima, mas apresentam pequena espessura. De modo geral, a maior concentração de reservatórios promissores se encontra nas sequências K20, e K34/10 a K35/40, por reunirem corpos de boa qualidade permo-porosa, aliados a uma adequada razão arenito/pelitos que facilita a formação de selos. Coincidentemente, os folhelhos potencialmente geradores também se situam nestas duas sequências, embora em pouca quantidade.

Nas sequências K35/40 e K36, os reservatórios apresentam maior espessura e granulometria em relação aos das sequências K34/10 a K35/40, porém detém volumes menores de hidrocarboneto, provavelmente devido à limitação do selo das falhas que estruturam as acumulações (a menor quantidade de intercalações

pelíticas diminui a efetividade de selo – este tema será tratado com detalhe no Capítulo 9). Os corpos individuais têm até 10m de espessura, e os depósitos de canais amalgamados podem chegar a 50m. São equivalentes aos reservatórios produtores de gás da Formação Penedo no Campo de Pilar, onde se encontram em profundidades bem mais elevadas. Naquele campo, as falhas apresentam maior capacidade selante devido à maior profundidade, onde a cimentação na zona de falha provavelmente teve papel importante na constituição do selo (Borba et al., 2004).

No caso da Sequência K36, os reservatórios, apesar das grandes espessuras e da boa qualidade permoporosa, não são portadores de hidrocarbonetos, em função da deficiência de selo, já que os folhelhos capeadores, quando ocorrem, não apresentam continuidade lateral. Em outras áreas da bacia, como Pilar, onde se encontram em profundidades elevadas, constituem reservatórios tradicionais produtores de gás, capeados pelos sedimentos ricos em intercalações pelíticas da Sequência K38 sobrejacente.

Tabela 6.5 – Características dos reservatórios, organizadas por sequência de 3ª ordem.

Sequência	Continuidade dos reservatórios	Continuidade dos selos	Trapa predominante	Qualidade dos reservatórios	Potencial exploratório/desenvolvimento complementar	Potencial de revitalização
K36	Muito alta	Baixa	Estrutural	Boa	Baixo	Baixo
K35/40	Alta	Moderada	Estrutural	Moderada	Moderado	Baixo
K35/10-30	Alta	Alta	Estrutural	Moderada	Alto	Moderado
K34/10-40	Alta	Alta	Estrutural	Moderada	Alto	Moderado
K20	Alta	Alta	Estrutural	Moderada	Alto	Moderado
K10/40	Baixa	Alta	Estrutural/ Estratigráfica	Fraca	Baixo	Alto
K10/30	Moderada	Alta	Estrutural/ Estratigráfica	Fraca	Baixo	Alto
K10/10-20	Moderada	Alta	Estrutural/ Estratigráfica	Fraca	Baixo	Alto

7 Estratigrafia de alta resolução da Sequência K34/10

7.1 Generalidades

O detalhamento da sequência K34/10 é um dos objetivos centrais deste trabalho. Corresponde ao intervalo basal da sequência de 2ª ordem K34-K36, imediatamente acima da Discordância Pré-Aratu. No Campo de Furado, ocorre entre 1200 e 2000m de profundidade. Esta variação se deve ao tectonismo de Idade Alagoas, que produziu grandes separações por falhas normais.

Este intervalo foi escolhido para o estudo de alta resolução pelos seguintes motivos:

a) Variabilidade de litofácies, que gerou um espectro de diferentes características quanto à qualidade, continuidade e capacidade volumétrica dos reservatórios, além de rochas geradoras e selos.

b) Contém reservatórios de interesse econômico, tanto no campo de petróleo estudado, como em outras áreas da Sub-Bacia de Alagoas, onde não se dispõe da mesma densidade de dados.

c) Ao mesmo tempo, encerra reservatórios até o momento considerados “subcomerciais”, mas que podem ter aproveitamento se explorados com técnicas adequadas.

d) Posicionamento estratégico do intervalo na seção rifte: é a primeira sequência deposicional acima da Discordância Pré-Aratu, um limite de 2ª ordem, com importante significado para o conhecimento da evolução da bacia.

e) Disponibilidade de testemunhos cobrindo boa parte da sequência, o que não é a regra nos demais intervalos da Formação Barra de Itiúba.

7.2 Caracterização de fácies

O intervalo estudado apresenta dois poços testemunhados (H e N), sendo o último de forma quase completa (cerca de 80m), descrito previamente por Cruz e Galm (1994) e Chiossi (1997), e aqui revisado.

As fácies foram nomeadas conforme a proposta por D'Ávila et al. (2004) (Tabela 7.1, Figura 7.1). As associações de fácies e o padrão de empilhamento nos

testemunhos permitiram a interpretação do ambiente deposicional (Tabela 7.2), que não difere daquela apresentada pelos autores acima citados.

Devido à limitada capacidade de discriminação dos perfis, o número de fácies definidas em testemunhos (Tabela 7.1) foi reduzido para fins de interpretação de poços não testemunhados, preenchimento das seções estratigráficas e na modelagem 3D. Descrições de amostras de calha também foram utilizadas na interpretação litológica dos poços não testemunhados. Em 3 poços (A, C e D) foi também computada a coloração das litologias, transformada em curvas de proporção relativa de cada tipo, para auxiliar na correlação estratigráfica. Os depósitos finos (folhelhos e siltitos) foram agrupados na eletrofácies F, os arenitos muito finos a finos na eletrofácies AF e os arenitos médios a muito grossos na eletrofácies AG (Tabela 7.2). Os carbonatos foram considerados uma eletrofácies a parte (M), embora arenitos muito cimentados possam ser confundidos, tanto em amostras de calha como em perfis, com carbonatos.

O procedimento de interpretação litológica foi manual, poço a poço, já que os perfis apresentam diferentes épocas de aquisição e companhias de perfilagem, dificultando o tratamento para a geração automática de eletrofácies, o que poderia gerar resultados menos confiáveis. Descrições de amostras de calha foram comparadas com a resposta em perfis, e tiveram sua profundidade ajustada de acordo com o tempo de retorno da lama de perfuração dos poços, um procedimento rotineiramente utilizado pelas equipes de acompanhamento geológico de poços.

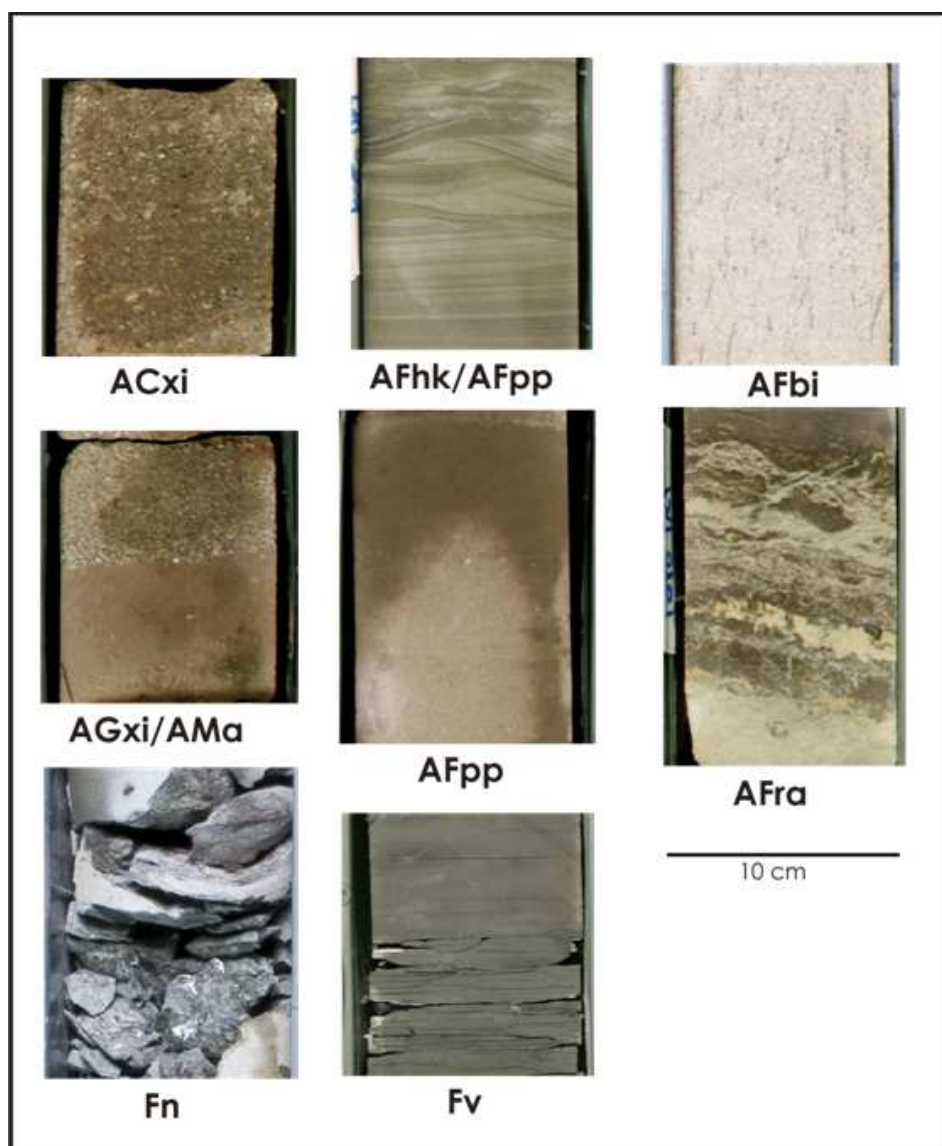


Figura 7.1 – Detalhes das principais fácies que compõem a Sequência K34/10 (Poço N). A descrição das fácies encontra-se na Tabela 7.1.

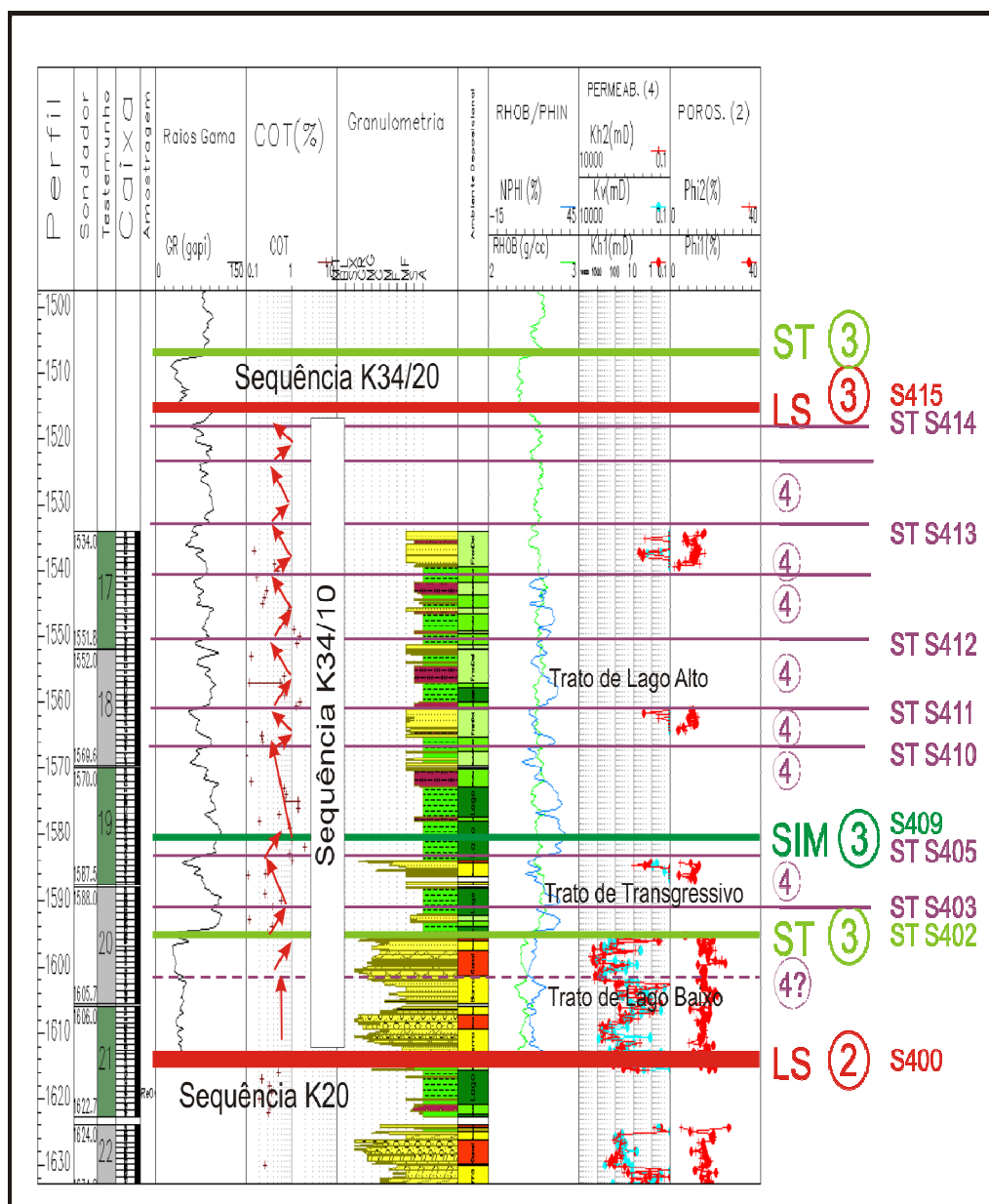


Figura 7.2 – Testemunho do poço N, com o posicionamento das principais superfícies estratigráficas da Sequência K34/10 (LS – Limite de sequência, ST – Superfície Transgressiva, SIM – Superfície de Inundação Máxima, números com círculos – hierarquia das superfícies).

Tabela 7.1 – Descrição das fácies componentes da Sequência K34/10 (testemunho dos poços H e N).

Fácies em testemunho	Descrição	Agrupamento de Fácies resultantes da correlação rocha-perfil	Valor típico de raios gama (API)	Valor de densidade (g/cm ³)
ACxi	Arenito muito grosso a conglomerático, arcossiano a subarcossiano, cinza-esbranquiçado, subanguloso, com estratificação cruzada. Espessura métrica.	AG	40-45	2,36-2,40
AGxi	Arenito grosso, arcossiano a subarcossiano, cinza-esbranquiçado, subanguloso, com estratificação cruzada. Espessura métrica.			
AGbi	Arenito grosso a muito grosso, arcossiano a subarcossiano, com estratificação cruzada obliterada por abundantes traços fósseis (marcas de raízes e <i>Skolithos</i>)			
AMxi	Arenito médio, arcossiano a subarcossiano, com estratificação cruzada, gradando para grosso no topo, lâminas de argila, espessura decimétrica a métrica.			
AMma	Arenito médio, maciço			
AGma	Arenito grosso a conglomerático, subanguloso, com grânulos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, maciço, espessura decimétrica.			
AFfd	Arenito muito fino, fluidizado e com estruturas em chama, espessura decimétrica	AF	60-70	2,45-2,50
AFma	Arenito muito fino, cinza, maciço, espessura decimétrica a métrica.			
AFbi	Arenito muito fino, com bioturbação (<i>Planolites</i>)			
AFno	Arenito muito fino, cimentado, nódulos de calcita, com estrutura em chama, espessura decimétrica.			
AFpp	Arenito muito fino, com estratificação plano-paralela			
Afla	Arenito muito fino com laminação plano-paralela, geralmente deformada, espessura decimétrica.			
Afra	Arenito muito fino, cimentado, com nódulos carbonáticos e marcas de raízes. Espessura decimétrica. Paleossolo.			
AFrp	Arenito muito fino com microestratificação cruzada cavalgante, espessura decimétrica			
AFhk	Arenito muito fino com laminação truncada por ondas. Espessura de até 30cm.			
AFsl	Arenito fino, com lâminas de pelitos e feições de escorregamento			
Sv	Siltito esverdeado, com estruturas em chama e fluidização, espessura métrica (até 5m)			
Fv	Folhelho cinza-esverdeados, siltico, pouco laminados, deformados e bioturbados, espessura métrica (até 3m).			
Fn	Folhelho escuro, muito fissil, com <i>slickensides</i> , filmes e fraturas preenchidas por calcita. Espessura métrica.	F	90-100	2,52-2,60
M	Calclutito castanho escuro, espessura centimétrica.	M	70	2,62

Obs: não foram observados siltitos e folhelhos avermelhados, típicos de exposição subaérea, de ocorrência comum nas sequências subjacentes, de Idade Rio da Serra.

Tabela 7.2 – Associações de fácies presentes na Sequência K34/10

Ambiente	Associação de fácies	Fácies dominantes	Eletroformas
Planície Deltaica	Canal distributário	ACxi, AGxi, AGbi	Sino ou caixote quando amalgamados, espessura de até 5m
	Baía Interdistributária	Não amostrada	
Frente deltaica	Barra de desembocadura	AMxi, AGxi, AGma, AMma, AFma, AFfd, AFpp	Funil nos perfis GR, com espessuras de 3 a 10m. A amalgamação com os canais distributários pode resultar em caixotes com até 30m de espessura
	Barra distal	AFma, Afla, AFrp, AFfd, AFhk	Valores elevados de raios gama na base das feições em funil. Passagem transicional para barra de desembocadura.
Prodelta	Prodelta	Fv, Sv	GR elevado. Passagem transicional para barra distal.
Lago	Lago	Fn, M	GR elevado, alta resistividade e tempo de trânsito no perfil sônico
	Turbidito lacustre	AFma	Padrão de GR serrilhado, espessura máxima de 2m, isolados em meio aos folhelhos lacustres.

7.3 A Sequência K34/10

A Sequência K34/10 apresenta espessura média de 90m e duração estimada entre 1,0 e 1,5 Ma. Este intervalo de tempo é baseado na datação por ostracodes, e

carrega uma considerável incerteza, devido tanto à resolução limitada quanto à dificuldade de correlação das cronozonas locais com a cronoestratigrafia internacional. Tomando por base a duração de 5,6 Ma para a biozona NRT-5, cada uma das 5 subzonas, supondo que tenham a mesma duração, teria em torno de 1,1 Ma. A taxa de acumulação de sedimento (descompactado), é estimada em 0,20-0,30 m/ka. É um valor bastante baixo, similar aos da Sequência K20, sotoposta, se comparado às taxas bem mais elevadas nas fases mais avançadas do rifteamento (por exemplo, 1,0 m/ka na Sequência K38, a Formação Coqueiro Seco) observadas nesta área da bacia.

Inicialmente, para a correlação, foram assinaladas algumas superfícies de mais fácil rastreamento, com significado estratigráfico (Figuras 7.3 a 7.5), quais sejam, superfícies S400 (limite de sequência de 2ª ordem, equivalente à Discordância Pré-Aratu), S402 (superfície transgressiva de 3ª ordem), S403 a S405 (superfícies transgressivas de 4ª ordem do trato transgressivo de 3ª ordem), S409 (superfície de inundação máxima de 3ª ordem), S410 a S414 (superfícies transgressivas de 4ª ordem do trato de lago alto de 3ª ordem) e S415 (limite de sequência de 3ª ordem, base da sequência seguinte, K34/20).

Limites de sequência de 4ª ordem foram tentativamente marcados na base dos ciclos de progradação deltaica. Devido à não ocorrência de discordâncias subaéreas, em função da subsidência contínua, neste caso os limites de sequência são “concordâncias correlativas”, e seu posicionamento exato normalmente não é possível (Catuneanu, 2006). Desta forma, nessas sequências de 4ª ordem, as superfícies de mais fácil rastreamento são as superfícies transgressivas. Pela grande continuidade (extrapolam os limites do campo), essas superfícies são interpretadas como alogênicas. Sequências de 4ª ordem têm sido atribuídas às oscilações do nível do lago ocasionadas por variações climáticas, por terem duração compatível com os ciclos orbitais de Milankovitch, com duração de dezenas a algumas centenas de milhares de anos (Olsen, 1990; Magnavita e Silva, 1995; Chiossi, 1997). Limites de 4ª ordem também geralmente coincidem com deslocamentos de elementos arquiteturais dentro de um mesmo sistema deposicional, conforme a abordagem de Gabaglia et al. (2006).

Assim como nas demais sequências de 3ª ordem da Sequência K34-K36, a K34/10 exibe os tratos de lago baixo, transgressivo e lago alto. As características desses tratos são descritas a seguir.

7.3.1. Trato de Lago Baixo

O trato de lago baixo é constituído por extensos depósitos tabulares de arenitos médios a conglomeráticos, que truncam os estratos subjacentes à Discordância Pré-Aratu (Figuras 7.3 a 7.5). Trata-se de um pacote de cerca de 20m de espessura, geralmente com padrão em caixa nos perfis raios gama (Figura 7.2). Dois poços foram testemunhados neste intervalo (H e N), onde os depósitos foram interpretados como canais distributários e barras de desembocadura proximais. As progradações deltaicas ocorreram em um período de maior aporte sedimentar em relação à acomodação, logo após o evento regional de soerguimento que originou a Discordância Pré-Aratu.

Apresenta dois ciclos rastreados por toda a área estudada (80 km²), o que permite interpretá-los como alogênicos (sequências de 4ª ordem). Os depósitos amalgamados apresentam grande continuidade lateral, e são cronologicamente correlatos aos arenitos fluvio-deltaicos com retrabalhamento eólico encontrados, em situação axialmente mais proximal, a mais de 4000m de profundidade na área de Massagueira, próximo de Maceió (Figura 7.7B), em testemunho estudado por Pinho e Costa (1990). Em Furado, evidências de ambiente subaéreo são sugeridas pela presença de rizoturbações e de escavações de insetos no topo das barras (figuras 7.1 e 7.6). Em direção às áreas distais, ao sul, ou próximo ao Depocentro Furado, gradam para fácies mais finas (Figura 7.7B). Em direção à bacia, a sudeste, gradam para barras distais, até praticamente desaparecerem as fácies arenosas.

Os mapas regionais de isólitais de arenito grosso e de folhelho (Figuras 7.7A e 7.7B) indicam área fonte a noroeste, sugerindo uma predominância da drenagem lateral na sedimentação desta área. A geometria e a dimensão do delta, observadas nesses mapas é semelhante aos deltas de *lowstand* de margem flexural descritos por Scholz (1995) no Lago Malawi, rifte africano, e em afloramentos de depósitos de riftes lacustres (Dam & Surlyk, 1992; Melchor, 2007). Os mesmos mapas regionais também mostram a contribuição axial, com fonte de nordeste. A necessidade de confecção de mapas de isólitais regionais como os apresentados na Figura 7.7 decorre da limitação da área de um campo de petróleo para captar as variações paleogeográficas.

A Discordância Pré-Aratu (superfície S400) se expressa como o contato brusco dos depósitos finos de prodelta/barra distal da sequência subjacente (K20),

com os depósitos descritos acima. Em algumas áreas, onde também estão presentes os arenitos grossos na K20, não existe o contraste litológico. Neste caso, o posicionamento do limite de sequência é marcado na base do corpo contínuo, tabular, que trunca a sequência anterior, observado em seções estratigráficas (Figuras 7.3 a 7.5). Em um testemunho que atravessou a discordância (Poço H), uma camada de paleoalteração (Figura 7.1, fácies Afra), composta por arenitos cimentados por calcita, separa esses dois conjuntos. O truncamento angular da discordância é claramente percebido em seções estratigráficas comprimidas (Figura 6.8), com ângulo médio de 2°, mas dificilmente em perfis de mergulho de poços.

A acumulação de depósitos fluvio-deltaicos sobre uma superfície previamente exposta sugere início da subida do nível do lago, marcando a passagem da acomodação negativa para acomodação positiva, mas ainda baixa em relação ao elevado suprimento sedimentar. Nos modelos de preenchimento de rifte, seria um trato de início de rifte de um pulso de 3ª ordem (*sensu* Schlische, 1991; Prosser, 1993).

7.3.2 Trato Transgressivo

O trato transgressivo é iniciado por um afogamento brusco e generalizado (superfície S402, Figuras 7.2 e 7.6), com deposição de folhelhos negros (fácies de lago). Marca o início de um período de maior acomodação em relação ao aporte sedimentar, provavelmente ligado ao clímax de um pulso tectônico de 3ª ordem, que, associado ao clima úmido da época, possibilitou o rápido preenchimento do espaço por água.

Além dos depósitos de lago, são observadas fácies distais de depósitos deltaicos (prodelta e barras distais). Em raros casos, como no poço W (Figura 7.4), ainda ocorrem depósitos mais grossos que conseguiram avançar lago adentro.

O empilhamento é formado por 2 ciclos de raseamento (limitados pelas superfícies transgressivas S403 e S405). Esses ciclos possuem espessura de até 10m, sendo 1 a 5m do topo constituídos por arenitos muito finos de barra distal. O mapa regional de isólitais de folhelhos (Figura 7.7C) mostra a forte retrogradação em relação ao trato de lago baixo.

A superfície de inundação máxima (S409) foi marcada dentro de uma camada contínua de 15m de espessura média, formada por folhelhos escuros, radioativos, muito físseis, com valores baixos de densidade, sem bioturbação, característicos de

depósitos de lago mais profundo (Fácies Fn, Figura 7.1). As anomalias de carbono orgânico total, embora moderadas (máximo de 2%), são as maiores desde o início da deposição da Formação Barra de Itiúba. Trata-se da primeira ocorrência de fácies de lago mais profundo nesta área da bacia.

7.3.3 Trato de Lago Alto

O trato de lago alto, com até 60m de espessura, é formado por 7 ciclos transgressivo-regressivos, constituídos por pelitos na base e arenitos muito finos a finos no topo, com 3 a 5m de espessura individual. A espessura total dos ciclos (cerca de 10-15m) sugere lâmina d'água relativamente rasa. Eventualmente ocorrem corpos de arenitos mais espessos, que representam o avanço do delta para áreas mais distais.

Os depósitos são interpretados como barras distais das frentes deltaicas. Barras de desembocadura proximais e raros canais distributários podem ocorrer próximo ao topo do conjunto. No geral, há um retorno das progradações deltaicas (Figuras 7.7D e 7.8), embora, na área estudada, estejam normalmente representadas somente as porções distais (barra distal e prodelta). Cada ciclo constitui uma sequência de 4ª ordem, com limites não erosivos, devido à posição distal na paleogeografia do lago.

O trato de lago alto é interpretado como resultado do aumento do aporte em relação à acomodação. Como a Sequência K34/10 compõe uma sucessão inicial de uma sequência com tendência regressiva de preenchimento (K34-K36), as construções deltaicas ainda não eram bem desenvolvidas. As planícies deltaicas provavelmente se situavam em áreas mais proximais, a noroeste, além da atual falha de borda da bacia, e raramente conseguiam avançar até a área de Furado.

A sequência seguinte (K34/20) é iniciada com a brusca mudança de fácies (superfície S415), representada por um corpo tabular de arenitos finos, raramente médios, com cerca de 10m de espessura, interpretados como barras de desembocadura e canais distributários associados. Em algumas áreas (Figuras 7.3 e 7.4) é percebido um sutil truncamento angular, sugerindo tectonismo atuante, relacionado ao soerguimento relativo do Alto de Fazenda Tomada, embora muito menos conspícuo do que o truncamento da Discordância Pré-Aratu.

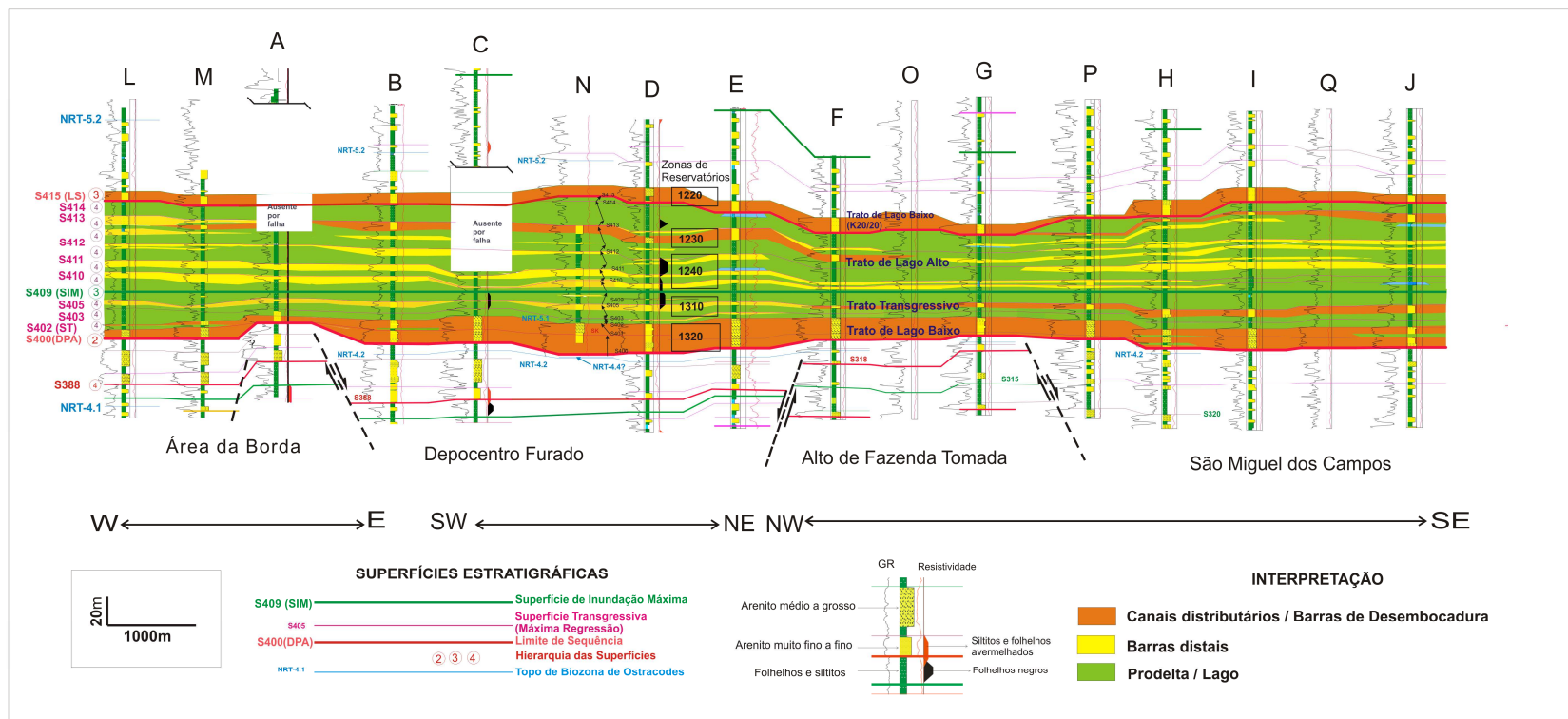
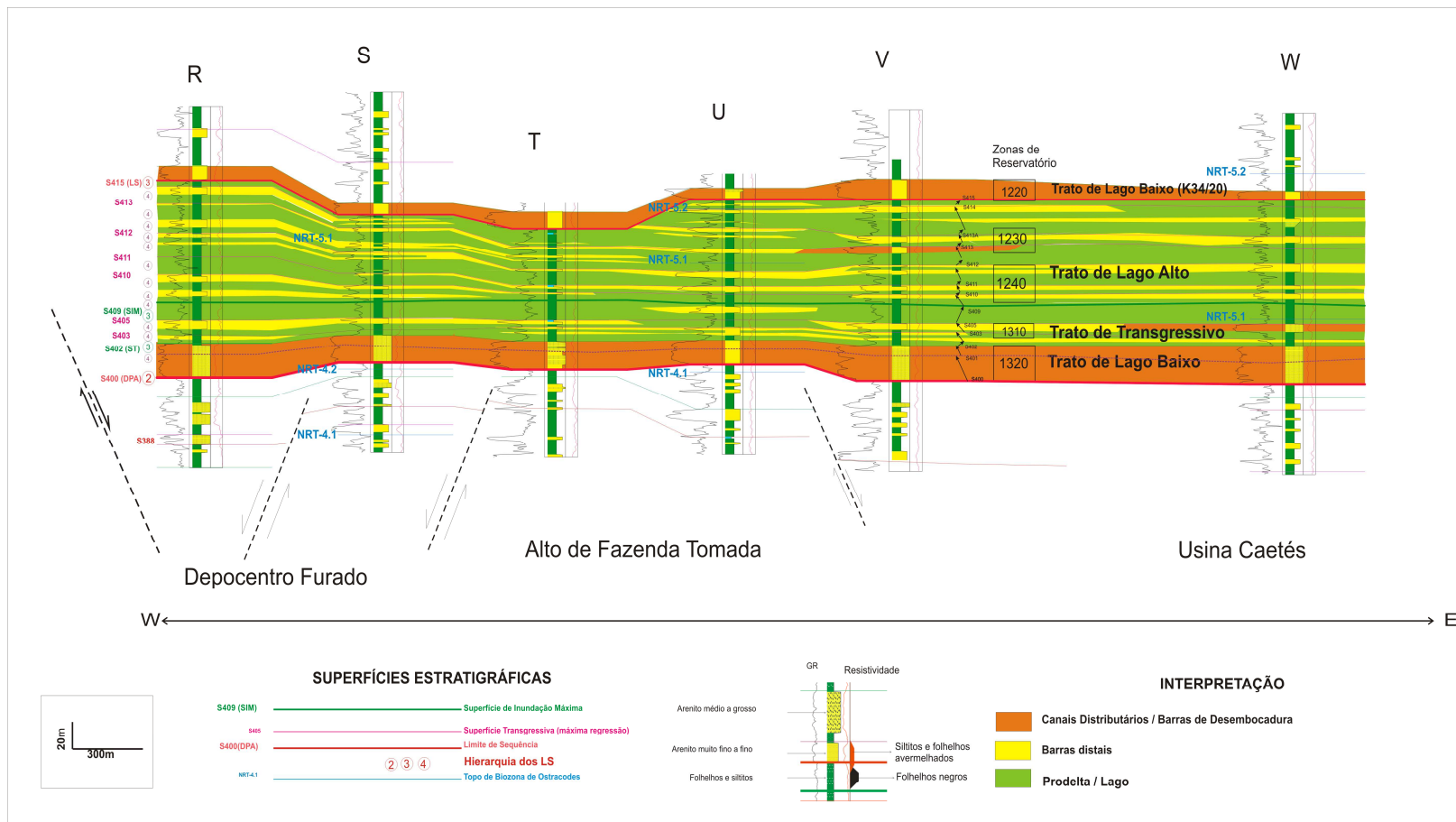


Figura 7.3 – Seção estratigráfica da Sequência K34/10 entre os poços L e J, com *datum* na superfície de inundação máxima (S409). Notar o afinamento na área do Alto de Fazenda Tomada, provavelmente provocado pela anticlinal associada à formação de falhas em profundidade. Localização da seção na Figura 7.9.



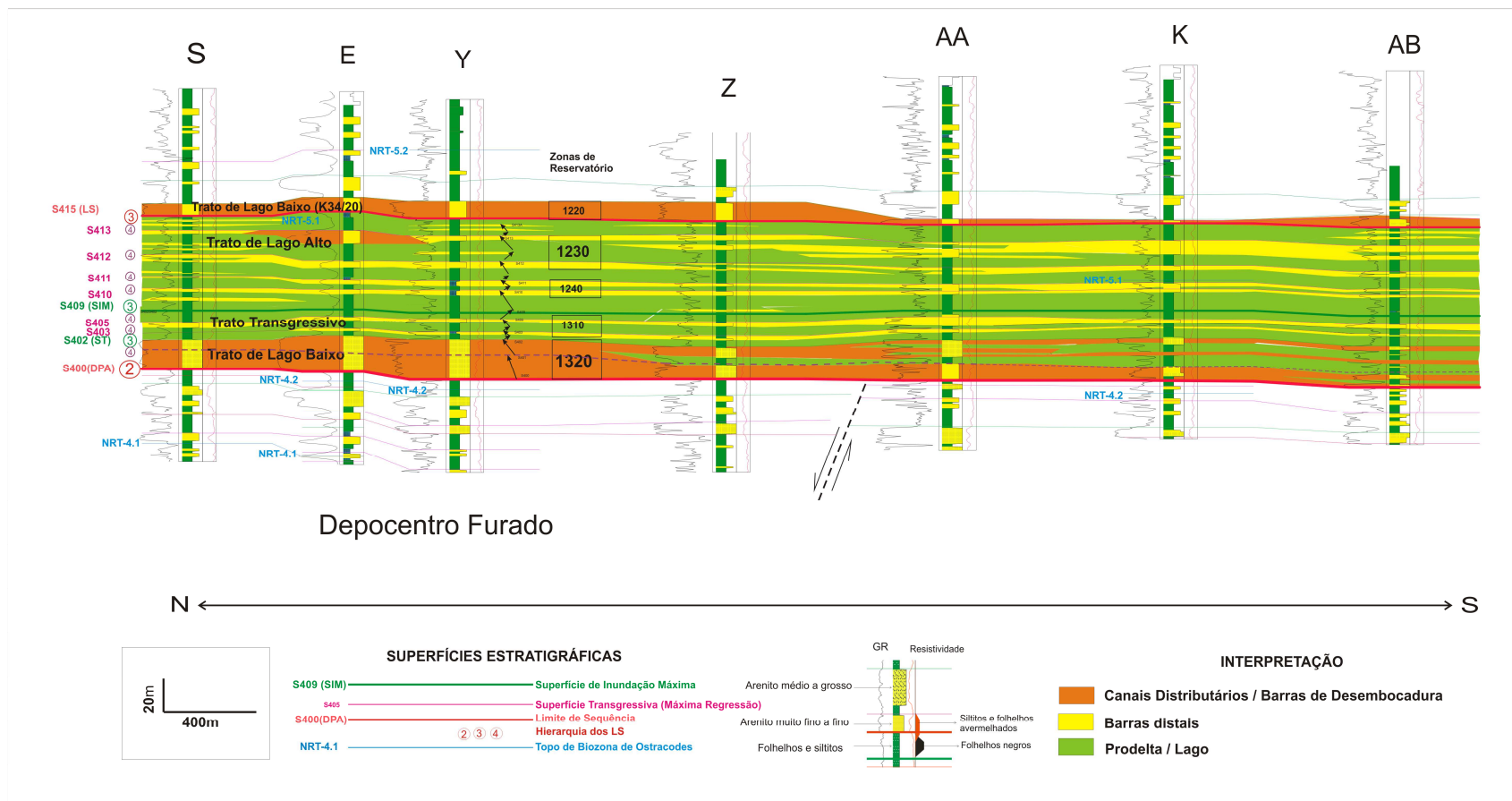


Figura 7.5 – Seção estratigráfica da Sequência K34/10 entre os poços S e AB, com *datum* na superfície de inundação máxima (S409), longitudinal às principais estruturas. Notar a passagem dos sistemas proximais para distais em direção ao poço AB. Localização da seção na Figura 7.9.

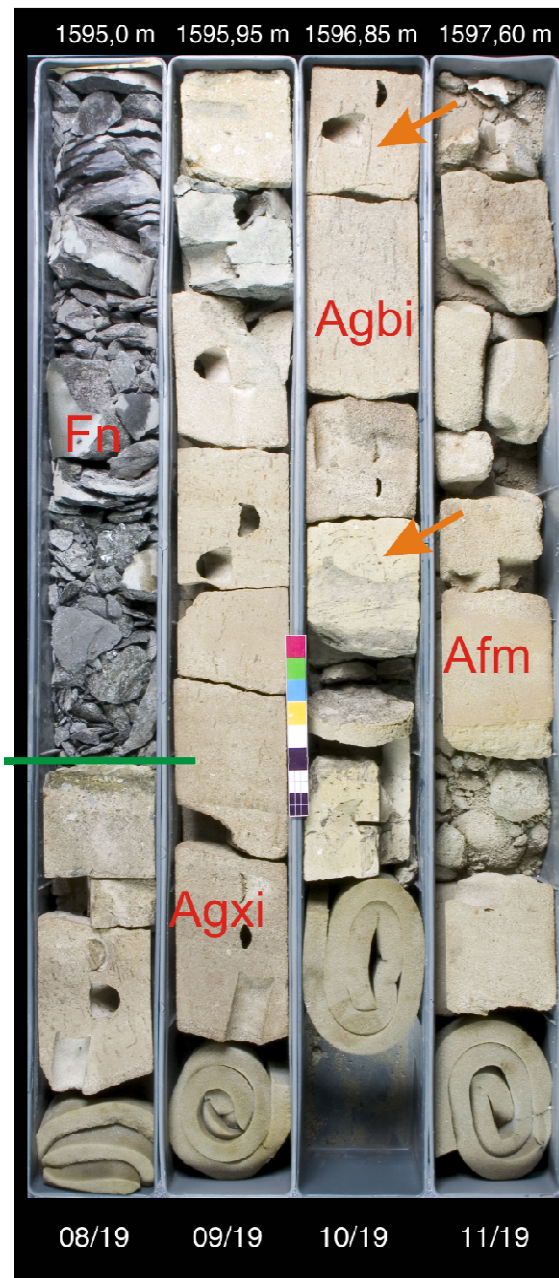


Figura 7.6 – Contato brusco (linha verde) entre arenitos médios a grossos de planície deltaica do trato de lago baixo, com folhelhos lacustres, constituindo uma superfície transgressiva de 3ª ordem (S402). As setas amarelas localizam marcas de raízes indicativas de exposição subaérea dos depósitos de lago baixo. Testemunho do Poço N.

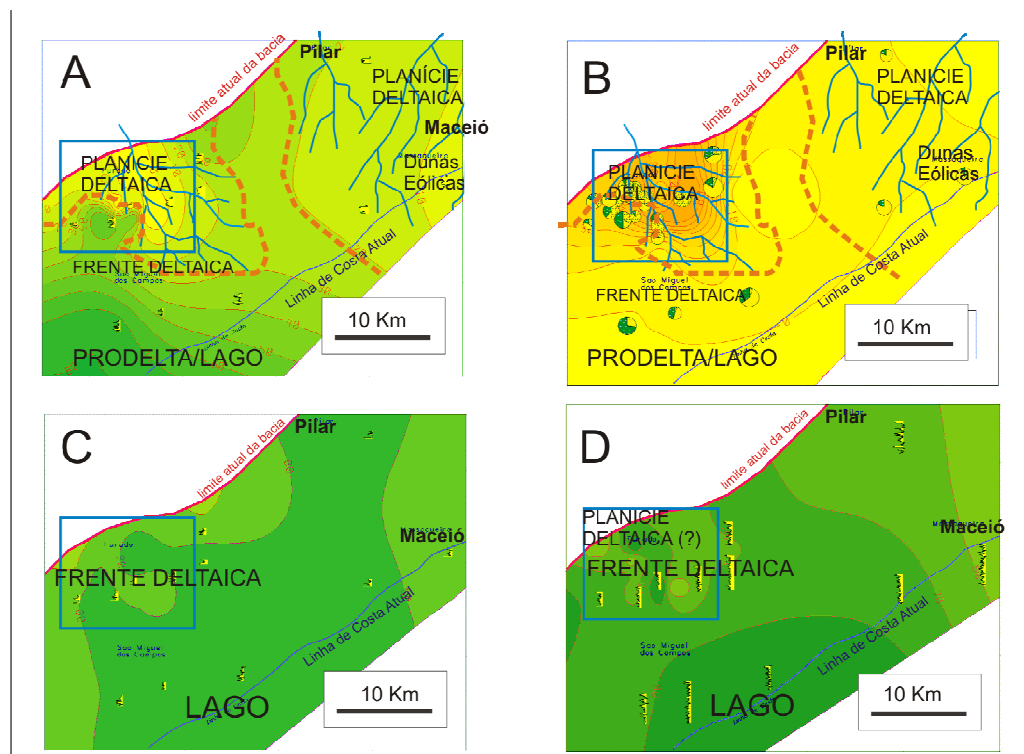


Figura 7.7 – Mapas regionais de isólitas (%) da Sequência K34/10. A) Trato de Lago Baixo, isólitas de folhelho (%), B) Trato de Lago Baixo, isólitas de arenito grosso (%), C) Trato Transgressivo, isólitas de folhelho (%), D) Trato de Lago Alto, isólitas de folhelho (%). A área estudada encontra-se no retângulo azul.

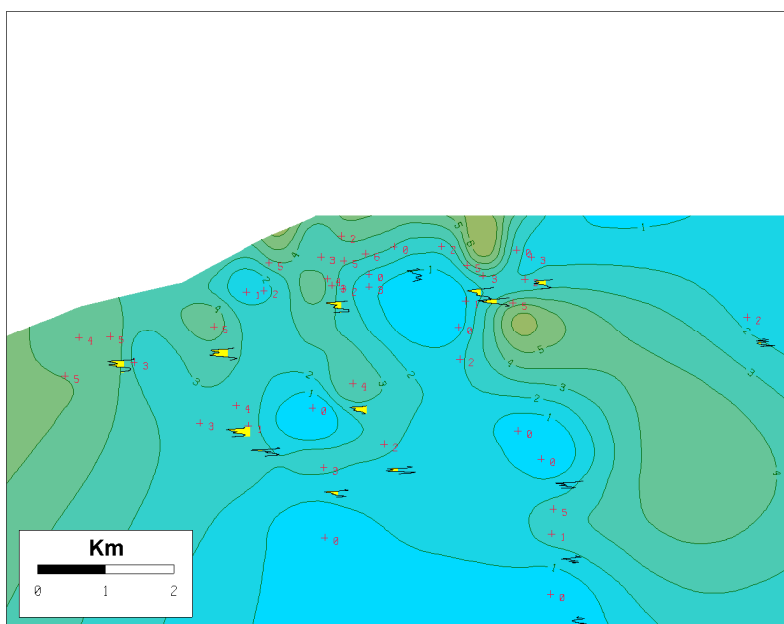


Figura 7.8 – Mapa de isólicas de arenito de uma sequência de 4ª ordem do trato de lago alto (limitada pela superfície S411).

7.4 Tectonismo e sedimentação na alta resolução

Embora a seção rifte na porção terrestre da Sub-bacia de Alagoas seja intensamente compartimentada por falhas de grande rejeito, quase toda a deformação é de idade Alagoas (Meso-Aptiano?/Eo-Albiano?), já no final do estágio rifte da evolução da bacia, associada ao evento de *breakup*. Durante a deposição das Sequências K10-K20 e K34-K36, há uma tendência de considerar que as falhas tiveram pouca ou nenhuma atuação direta na sedimentação, pela área se situar na rampa flexural do rifte (Chagas et al., 1993; Chiossi, 1997) ou pela geometria tipo *sag-rift* da bacia (Hamsi & Karner, 2005). A falha de borda, se existente, provavelmente se localizava além do atual limite da bacia. Contudo, ao se analisar com maior detalhe a arquitetura estratigráfica, juntamente com o mapeamento das falhas, percebe-se uma clara influência do tectonismo na sedimentação. No mapa de isópacas da Sequência K34/10 (Figura 7.9) observa-se um padrão norte-sul relacionado ao tectonismo de Idade Aratu, reportado por vários autores (vide Tabela 4.1) (Falkenhein, 1985; Lana, 1985; Chagas et al., 1993).

A partir da base da Sequência K20, percebe-se a influência de feições estruturais locais, como o Alto de Fazenda Tomada. Analisando a divergência dos

estratos, tanto na baixa quanto na alta resolução (K34/10, aqui detalhada), observa-se nitidamente a existência de um paleoalto coincidente com o atual *Horst* de Fazenda Tomada, e um depocentro localizado na área central do campo (Depocentro Furado, Figura 7.9), responsável pela subsidência diferencial. A Sequência K34/10 apresenta geometria levemente divergente em direção à bacia e ao Depocentro Furado, associada com truncamentos erosivos e *onlap* em direção às falhas (o contrário do que se esperaria em falhas ativas típicas). Esta geometria se ajusta bem ao mecanismo de dobras de crescimento (*fault propagation folds*), relacionadas à iniciação e propagação de falhas em profundidade, típicas dos estágios iniciais de rifteamento (Schlische, 1995; Gawthorpe et al., 1997, Ford et al., 2007; Figura 2.11). Neste modelo, há o maior acúmulo de sedimentos no sinclinal, e afinamento na anticlinal, inclusive com a possibilidade de erosão associada à rotação produzida pelo crescimento da dobra. Com a continuidade da propagação da falha, esta pode atingir a superfície, iniciando assim a geometria típica com espessamento de sedimento junto à falha. A inexistência de conglomerados associados a escarpas de falha e de variações bruscas de fácies reforça a idéia do mecanismo de dobras de crescimento condicionando a arquitetura estratigráfica.

O tectonismo atuante na sedimentação das sequências de 3ª ordem é evidenciado tanto pela divergência dos estratos, quanto pelo truncamento angular, ainda que sutil, na passagem para a Sequência K34/20 (superfície S415, Figuras 7.3 e 7.5). Comparando com as sequências de maior hierarquia (K10-K20 e K34-K36), a Sequência K34/10 se comporta como um fractal daquelas, com repetição das geometrias. A entrada de sedimentos na bacia (Figura 7.7A) também é sugestiva de ter sido influenciada pela zona de acomodação.

A presença dos tratos de sistemas controlados pela tectônica assemelha-se ao modelo tectono-sedimentar de Chiossi (1997), com a diferença de se considerar aqui o trato transgressivo tendo condicionamento tectônico (aceleração da subsidência), e não climático. Assim, os tratos de Lago Baixo, Transgressivo e Lago Alto provavelmente estão associados, respectivamente, à iniciação, clímax e quiescência de um pulso de subsidência. Já na 4ª ordem (dezenas a centenas de milhares de anos), o somatório da deformação não seria suficiente para gerar acomodação significativa, sendo os eventos climáticos os condicionantes mais importantes na oscilação do nível do lago e nas variações do aporte de sedimentos. Nesses ciclos climáticos, devido às condições de lago aberto (Chiossi, 1997), as

oscilações do nível do lago provavelmente seriam de baixa amplitude, sem resultar em deslocamento de fácies significativo na escala temporal de 4ª ordem. Um experimento visando detecção da ciclicidade climática será relatado no próximo item.

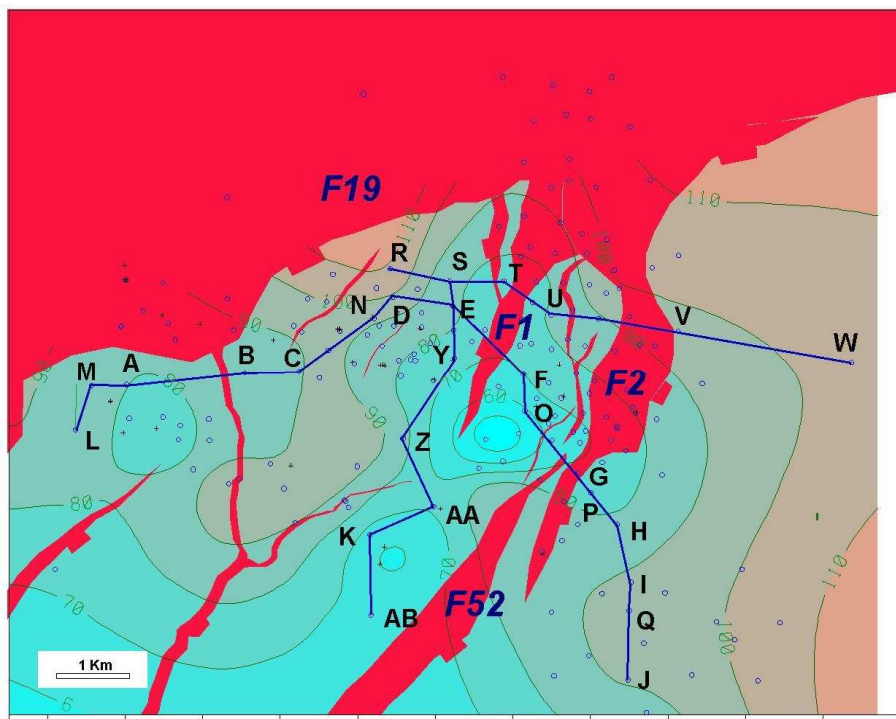


Figura 7.9 – Mapa de Isópacas (metros) da Sequência K34/10, superposto com mapa estrutural. Nota-se a influência do Alto de Fazenda Tomada, onde as espessuras são menores.

7.5 Ciclicidade Climática

As variações climáticas têm sido apontadas como as principais condicionadoras da ciclicidade de alta frequência em riftes continentais (Olsen, 1986; Scholz & Rosendahl, 1990; Chiossi, 2005; Santos, 2005). As alterações no clima podem produzir oscilações do nível do lago e no aporte clástico, resultado de variações na insolação e na pluviosidade nas áreas fontes. Ao contrário dos pulsos tectônicos, mais percebidos nas hierarquias de 2ª/3ª ordens e que apresentam comportamento mais irregular, os ciclos climáticos apresentam características periódicas, atribuídas às influências de natureza astronômica (orbitais). Esses ciclos foram reconhecidos por Milankovich, (1941 *apud* Perlmutter & Matthews, 1989), com

duração de 410 ka (excentricidade longa), 126 e 100 ka (excentricidade curta), 54ka e 41ka (obliquidade), 23ka e 19ka (precessão), e causam mudanças climáticas no planeta, mais ou menos intensas a depender da região climática afetada (Perlmutter & Matthews, 1989). A duração desses ciclos também variou no tempo geológico. No Cretáceo, os ciclos acima citados tiveram menor duração em relação aos observados no Quaternário, em função da progressiva redução da distância Terra-Lua (Berger et al., 1992). Os ciclos orbitais impressos no registro estratigráfico podem ser utilizados na caracterização da ciclicidade de origem climática nos depósitos sedimentares, com os objetivos principais de melhorar a resolução estratigráfica e a correlação entre bacias. A metodologia mais utilizada é a análise de séries (por exemplo, valores de um perfil raio gama) através da transformação do domínio do tempo (estratigrafia) para o domínio da frequência. A Transformada de Fourier, computacionalmente realizada com o algoritmo FFT (*Fast Fourier Transform*), disponível em programas de análise estatística, permite o rápido tratamento do dado e a obtenção dos atributos dos ciclos, caso existam. Análises de ciclicidade em riftes lacustres do Triássico da América do Norte foram realizadas por Olsen (1986) e Hu & Textoris (1994), a partir de perfis de poços e curvas litológicas. No Brasil, estudos foram realizados por Santos (2005), em depósitos flúvio-deltaicos da Bacia do Recôncavo, de idade Buracica (Barremiano?). O autor interpretou como climática a ciclicidade de 3ª e 4ª ordens (excentricidade e obliquidade, respectivamente) nos sedimentos correspondentes à sucessão de preenchimento final do rifte, quando o tectonismo já era bastante brando.

A maioria dos dados geológicos comumente utilizados na análise de ciclicidade, como os perfis eletro-radioativos de poços, encontra-se no domínio da profundidade, e não do tempo histórico. Para que um empilhamento estratigráfico em profundidade possa ser diretamente associado ao tempo de deposição, é necessário que: a) as taxas de sedimentação sejam constantes, b) não deve existir erosão, c) devem ser evitadas pilhas de natureza autogênica, por exemplo, depósitos muito próximos à foz de rios ou canais meandrantess. Por isso, depósitos distais são mais recomendados para a análise. Como frequentemente o registro sedimentar é composto mais por hiatos do que deposição contínua, essas condições ideais são de rara ocorrência, fazendo com que o resultado de uma análise de ciclicidade deva ser considerado com cautela, sempre complementado com informações adicionais.

A Sequência K34/10, cujos tratos transgressivo e de lago alto se encontram numa condição paleogeográfica distal, sem evidências de erosão e com razoável controle bioestratigráfico, é um intervalo interessante para a investigação da influência climática na ciclicidade de 4ª/5ª ordem. A metodologia seguiu o roteiro de Azambuja Filho & Perlmutter (2005). Foi selecionado o intervalo 1515/1594m do poço N (Figura 7.9), localizado no Depocentro Furado, a área menos sujeita aos eventos erosivos. O intervalo compreende o trato transgressivo e de lago alto, ficando excluído o trato de lago baixo, que apresenta características mais proximais. O intervalo apresenta 79m de espessura, depositado em aproximadamente 1,2 Ma (interpretada a partir da bioestratigrafia de ostracodes), o que fornece uma taxa de acumulação aproximada de 66 m/Ma (ou 128 m/Ma se descompactados). Aos valores de perfil raios gama, amostrados em intervalos de 0,2m, foi aplicada a FFT com a utilização do programa *Statística*, resultando no periodograma da série (Figura 7.10), que mostra o espectro de frequência dos ciclos.

Dividindo-se o intervalo de amostragem pela frequência dos ciclos, são obtidos os períodos (espessuras de ciclos, supostamente proporcionais à duração). As relações entre os ciclos são comparadas com as relações temporais (matriz de Milankovich, Tabela 7.3) do Cretáceo Inferior (Berger et al., 1992), associadas (ou não) aos ciclos climáticos. Segundo Azambuja Filho & Perlmutter (2005), deve haver uma similaridade de no mínimo 90% entre as matrizes para que os ciclos climáticos caracterizados sejam considerados confiáveis. No periodograma da Figura 7.10 alguns ciclos ficam evidentes, e os assinalados são os que apresentam forte similaridade com a matriz de Milankovich.

Os ciclos de 26,5m provavelmente são associados às mudanças na excentricidade longa, com duração de 413ka (intervalo de 4ª ordem). Na sequência K34/10, tem equivalência a um conjunto de reservatórios independentes, classificado como “pacote de reservatórios” na estratigrafia de produção (zoneamento). Este assunto será discutido com mais detalhe no próximo item.

Ciclos de 8,8m foram associados à excentricidade curta de 126 ka. Um pico de 7,2m ocorre muito próximo ao de 8,8m (Figura 7.10). Ciclos próximos no espectro de frequência podem ser resultados de variações na taxa de acumulação, e um valor médio pode ser mais apropriado para a obtenção das relações entre ciclos. Neste caso, se for utilizada a média entre os picos de 7,2m e de 8,8m, a similaridade com a relação de Milankovich sobe de 91% para 99%. O intervalo analisado apresenta 10

ciclos, similar às sequências de 4ª ordem caracterizadas neste trabalho. Totalizam um tempo de deposição de 1,26 Ma, próximo à estimativa de tempo da Sequência K34/10 baseada na bioestratigrafia. Dentro da hierarquia de estratigrafia de sequências (Vail et al., 1991), ainda se encontram na 4ª ordem, e na estratigrafia de produção (zoneamento), cada ciclo corresponde a um reservatório individual, hidraulicamente isolado, embora em muitos casos delgado demais para justificar operacionalmente um mapeamento individualizado.

O ciclo de mais alta frequência bem correlacionado com os ciclos de Milankovich é o de 3,3m, ligado à alteração de obliquidade (49 ka) e fisicamente causando intercalações dentro de uma zona reservatório, hierarquizados em 5ª ordem na estratigrafia de sequências. Na estratigrafia de produção equivalem às heterogeneidades internas de um reservatório individual, que podem constituir barreiras de permeabilidade. Nos pelitos (não reservatórios), os ciclos podem ser expressos na maior ou menor presença de matéria orgânica.

Apesar de os ciclos ligados à precessão possam ter grande amplitude (Azambuja & Perlmutter, 2005), não puderam ser aqui caracterizados, devido à limitação da resolução da ferramenta de perfilagem. Apesar das amostras serem de 0,2m, o efeito de média móvel da leitura da ferramenta resulta em suavização das curvas de raios gama, limitando a resolução em torno de 2m. Além disso, nesta escala a superposição com eventos autocíclicos (aleatórios) deve interferir na ciclicidade.

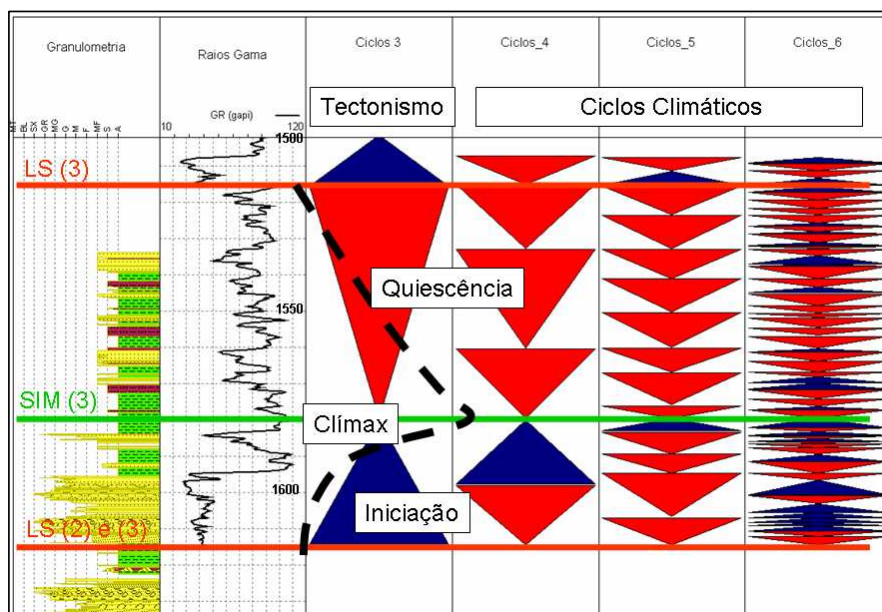


Figura 7.9 – Ciclicidade do intervalo analisado no Poço N. Os triângulos (ciclos de Karagodin) representam os ciclos progradaçionais (vermelho) e retrogradaçionais (azul). Em preto pontilhado é representado o pulso tectônico responsável pela sequência de 3ª ordem.

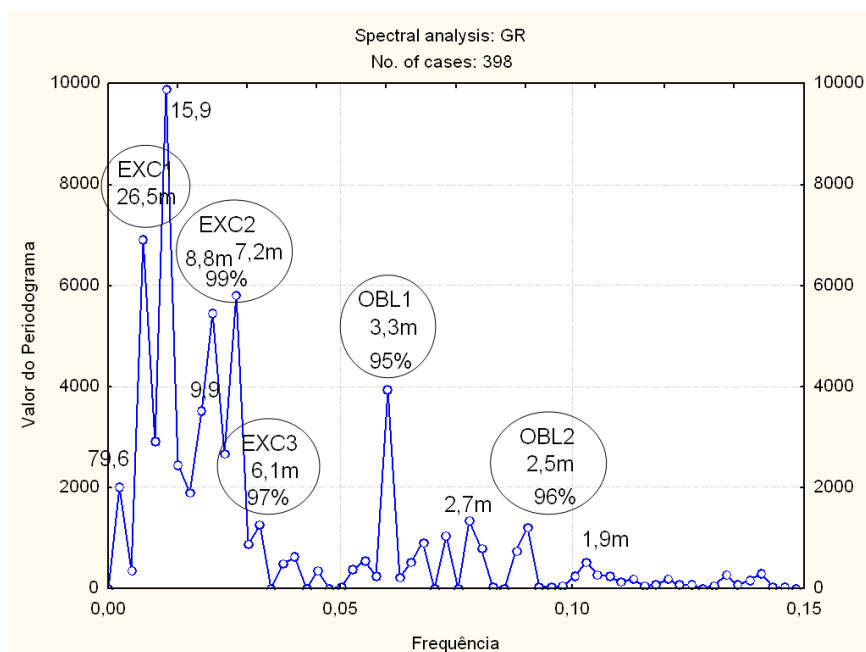


Figura 7.10 – Periodograma da Sequência K34/10, com a identificação dos ciclos. Os círculos mostram o tipo de ciclicidade, a espessura do ciclo e a similaridade com a relação de Milankovich.

Tabela 7.3 – Matriz de Milankovich para o Cretáceo Inferior (compilada de Santos 2005).

	Exc1	Exc2	Exc3	Obl1	Obl2	Prc1	Prc2
	413	126	98	49,28	38,21	22,08	18,34
413	1	3,28	4,21	8,38	10,81	18,7	22,52
126		1	1,29	2,56	3,3	5,71	6,87
98			1	1,99	2,56	4,44	5,34
49,28				1	1,29	2,23	2,69
38,21					1	1,73	2,08
22,08						1	1,2
18,34							1

7.6 Relação da estratigrafia com zoneamento de produção de reservatórios na Sequência K34/10

Na atividade de gerenciamento de reservatórios, zona é uma camada ou conjunto de camadas correlacionáveis, contendo fluido em fase contínua, desde que não existam descontinuidades de natureza estrutural ou diagenética (Petrobras, 2001). Quando essas descontinuidades ocorrem, a zona é dita compartimentada em zona-bloco, equivalente a uma zona de produção.

Na área estudada, a paleogeografia regional, na forma de uma rampa suave, mesmo com a existência de altos e depocentros localizados produzidos pelo tectonismo, condicionou a formação de superfícies estratigráficas de grande continuidade (dezenas de quilômetros) e elevado potencial de correlação. Com isso, o zoneamento de produção do campo é facilitado, havendo grande correspondência entre a estratigrafia de produção (baseada em Góes et al., 1986) e os corpos correlacionados pela metodologia da estratigrafia de sequências (Figura 7.11). No zoneamento de Góes et al (1986), o topo das zonas foi demarcado nas aqui interpretadas superfícies transgressivas, marcadas por folhelhos de grande continuidade lateral. Isto explica o fato de cada zona se apresentar completamente isolada hidraulicamente, com distintos contatos entre fluidos e pressões diferenciadas. Eventualmente as superfícies transgressivas (ou de máxima regressão) se encontram dentro do corpo de arenito, mas muito próximo ao seu topo. Para fins de mapeamento dos corpos torna-se mais prático a marcação no

topo do arenito. Quanto à base, como normalmente os ciclos de 4ª ordem são caracterizados pela passagem gradacional dos folhelhos de prodelta para os arenitos reservatórios de frende deltaica, é preferível a não marcação da base do reservatório em um “folhelho separador”, como comumente é feito no zoneamento de reservatórios. Assim, para uma modelagem geológica de reservatórios mais consistente, a base de uma zona ficaria no topo da zona subjacente, e não no folhelho separador (Figura 7.11). A exceção são as zonas com base brusca e erosiva, como ocorre no trato de lago baixo.

O trato de lago baixo corresponde à zona 1320, um tradicional reservatório do Campo de Furado (Tabela 7.4). A existência de uma superfície interpretada como limite de sequência de 4ª ordem dentro desse depósito, e outras de menor hierarquia, de provável natureza autogênica (migração lateral dos canais e barras), produziram heterogeneidades internas no reservatório, mas que foram insuficientes para a formação de barreiras de permeabilidade significativas, detectadas por dados estáticos. Contudo, em situações dinâmicas essas heterogeneidades devem ser levadas em consideração no detalhamento do reservatório para a implantação de projetos de recuperação suplementar ou de restauração de poços, pois podem influenciar no fluxo de fluidos na escala de tempo de produção.

No trato transgressivo, uma sequência de 4ª ordem corresponde à zona 1310. O ciclo limitado pela superfície transgressiva S403 não apresenta zona correspondente, por não possuir reservatórios produtores.

No trato de lago alto, são registradas duas zonas (1230 e 1240), que correspondem aos ciclos delimitados pelas superfícies S412 e S414. Como nem sempre os arenitos se apresentam desenvolvidos, a simples correlação litoestratigráfica de corpos de arenito pode gerar “cruzamentos” em relação às “linhas de tempo” na ocasião do zoneamento, ou seja, diferentes sequências de 4ª ordem são correlacionadas numa única zona, ocasionando inconsistências na modelagem de reservatórios. As zonas incluídas no trato transgressivo e de lago alto apresentam qualidade significativamente inferior às do trato de lago baixo. Também são frequentes, no mapeamento de reservatórios, por razões práticas, vários ciclos constituindo reservatórios independentes serem agrupados numa única zona. Esta situação é prevista no Manual de Procedimentos de Estimativa de Reservas (Petrobras, 2001) e é denominada de “pacote de reservatórios”. Um exemplo é a zona 1230, composta por 3 ciclos de 4ª ordem (Tabela 7.4 e Figura 7.11).

A superfície S415 é base do trato de lago baixo da sequência seguinte (K34/20), correspondente à zona 1220, outro tradicional reservatório do campo, embora de menor expressão do que a zona 1320.

No caso aqui estudado, as zonas reservatório apresentam *status* hierárquico de 4ª ordem (*sensu* Vail et al. 1991) e geralmente coincidem com a parcela arenosa dos ciclos transgressivo-regressivos. Conforme a discussão sobre ciclicidade no item 7.5, esses ciclos têm provável origem climática.

Em alguns intervalos, como os da sequência sotoposta K20, existem problemas de correspondência entre as zonas e a estratigrafia de sequências, devido ao truncamento erosivo da Discordância Pré-Aratu. Erosões podem justapor arenitos de sequências distintas, como ocorre localmente entre o trato de lago baixo da K34/20 com os do trato de lago baixo da K34/10. Isto pode ocasionalmente provocar a comunicação hidráulica, ou comprometer o selo, nos reservatórios sotopostos.

Assim como nas demais sequências de 3ª ordem da Formação Barra de Itiúba, na K34/10 os reservatórios de melhor qualidade, traduzida em porosidade, permeabilidade, maior granulometria, espessura e consequente fator de recuperação mais elevado, são aqueles associados aos tratos de lago baixo (planícies aluviais e deltaicas de prováveis deltas de *lowstand*). Neste caso, são os depósitos imediatamente acima da Discordância Pré-Aratu, um limite de sequências amalgamado de 2ª/3ª ordem. A Tabela 7.4 resume as diferentes características dos reservatórios da Sequência K34/10.

Contudo, em um campo de petróleo maduro, já com um grande número de poços produtores e injetores, esses reservatórios de qualidade superior já se encontram em elevado estágio de exploração. Seu potencial então se restringe às áreas periféricas ainda não perfuradas e à exploração em outras áreas da bacia. Neste caso, é um prospecto interessante para a busca de reservatórios profundos, já que têm melhores características permo-porosas, inclusive com a possibilidade da presença de fácies eólicas nas áreas proximais, mais favoráveis à preservação da permeabilidade em profundidades elevadas, como os descritos por Pinho e Costa (1990). A grande continuidade lateral desses reservatórios sempre requer trapas estruturais para a formação de acumulações.

Os arenitos finos e menos contínuos dos tratos de lago transgressivo e de lago alto apresentam características bem mais pobres como rochas reservatório.

Eventualmente, no trato de lago alto, barras de desembocaduras proximais podem se desenvolver localmente, gerando reservatórios de melhor qualidade, com até 5m de espessura efetiva, mas arealmente limitados (Figura 7.8). Além disso, a presença de minerais de argila nas fácies mais finas provocam queda nos valores de resistividade nos perfis eletro-radioativos utilizados na avaliação dos reservatórios, mesmo em zonas portadoras de petróleo, o que pode ter ocasionado o abandono de zonas potencialmente produtoras pela falsa indicação de saturação elevada de água.

Não foram observados padrões de porosidade, que ora está mais desenvolvida no topo ou na base dos ciclos. Mas há uma nítida relação direta entre a espessura dos corpos e a porosidade, o que sugere efeito das camadas de pelitos adjacentes na diagênese, hipótese que deve ser checada em futuros estudos petrográficos. A pequena espessura e a elevada heterogeneidade dos reservatórios fazem com que um poço drene uma área muito limitada. Falhas de pequeno rejeito também podem compartimentar o reservatório com muito mais facilidade do que os corpos mais espessos do trato de lago baixo (este assunto será tratado com mais detalhe no Capítulo 9). Embora não constituam reservatórios de boa qualidade, as camadas apresentam potencial para a revitalização do campo, podendo ser alvo de projetos de adensamento de malha, de estimulação por fraturamento hidráulico e mesmo de prospecção em trapas estratigráficas.

Tabela 7.4 – Relação entre a estratigrafia e a qualidade dos reservatórios da Sequência K34/10 no Campo de Furado.

Zona	Trato	Superfícies Limitantes	Fácies	Geometria	Elementos de arquitetura (**)	Espessura total e (porosa) (m)	Porosidade (%) plugue e (perfil)	Permeabilidade (mD)	Volume de Óleo in Place	Produção Acumulada	Fator de Recuperação
1220*	Lago Baixo	415-416	AF/AG	tabular	BD/CD	16 (8)	15	12-123	ALTO	ALTO	ALTO
1230	Lago Alto	414-415	AF/F	Lenticular a tabular	BDd/PD	4	-	-	BAIXO	ZERO	ZERO
		412-413	AF/AG	Tabular a lenticular	BDd	10 (1-5)	10 (7-14)	-	MÉDIO	ZERO	ZERO
1240		411-412	AF/F/AG	Lenticular	BDd	3-7 (1-2,5)	10 (14-18)	0,1-4			
		410-411	AF/F	Lenticular	BDd/PD	2	(14)	-			
		409-410	AF/F	Lenticular	BDd/PD	3-5	-	-	MÉDIO	MÉDIO	MÉDIO
1310	Transgressivo	405-409	AF/AG	Lenticular a tabular	BDd/BD	1-5	(15)	0,1-7			
		402-403	AF/F	Lenticular	BDd/PD	1-2	-	-	ALTO	ALTO	ALTO
1320	Lago Baixo	400-402	AG/AF	Tabular	BD/CD	15-25	17	10-500			

*Trato de Lago Baixo da Sequência K34/20

** BD – barra de desembocadura, BDd – barra distal, CD – canal distributário, PD – Prodelta

Excluído: trato

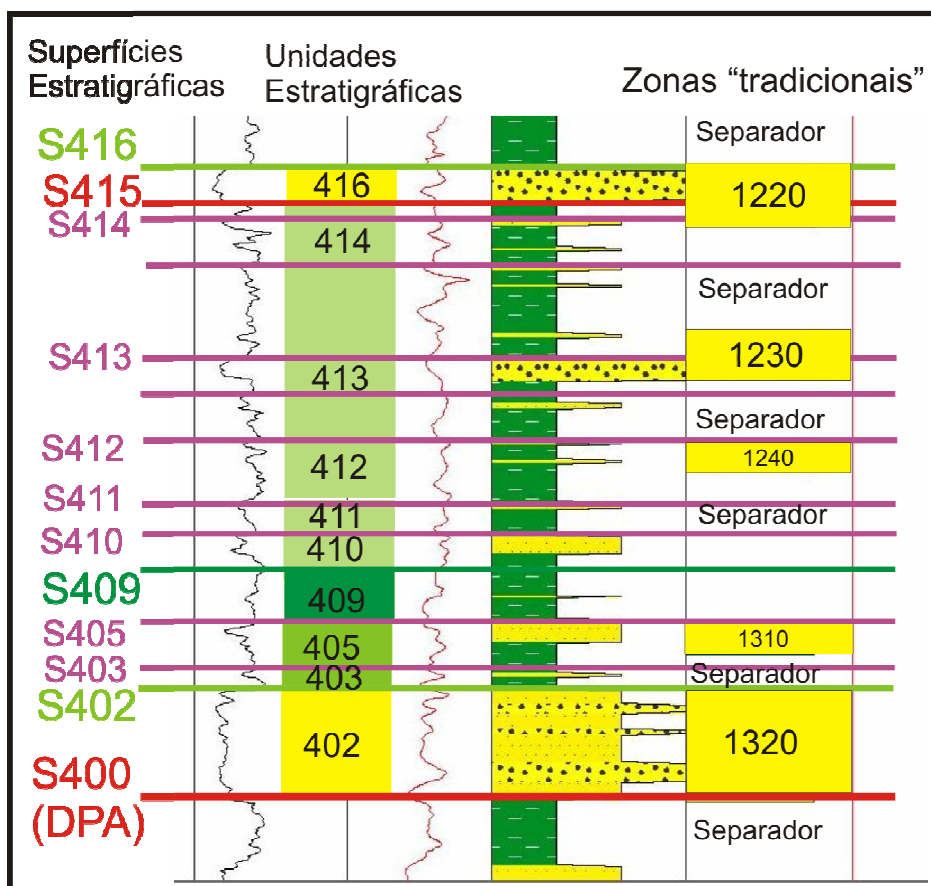


Figura 7.11 – Correspondência entre a estratigrafia de alta resolução e o zoneamento tradicional que inclui folhelhos separadores de zonas.

7.7 Geometria interna dos corpos

Cruz e Campos Neto (1990) elaboraram um modelo geométrico para um dos reservatórios do Campo de Furado, equivalente ao arenito basal da Sequência 3510, o qual se baseou na descrição de testemunhos e sua correlação com perfis, onde foram individualizados os elementos deposicionais (barras e canais). A partir do mapeamento de isópacas das barras individuais obtidas por correlação de perfis, os autores interpretaram o sentido de aporte de sedimentos como noroeste-sudeste, e dimensões individuais da ordem de 4km de comprimento, 2km de largura e 5m de espessura, podendo atingir 24m quando amalgamadas. Segundo os autores, o conjunto de barras amalgamadas gerou depósitos tabulares de grande continuidade estratigráfica, embora estejam compartimentados por falhamentos

Excluído: K

Excluído: /

Excluído: . O mo

Excluído: el

posteriores. Devido às incertezas produzidas pelo espaçamento entre poços, o caráter interpretativo do trabalho dos autores pode ser considerado grande. Até hoje, trata-se do único trabalho de detalhe envolvendo aspectos geométricos de reservatórios da Formação Barra de Itiúba.

Uma forma de melhor compreender a geometria interna dos corpos é a utilização de afloramentos análogos. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, devido à sua localização em região de clima tropical úmido, poucos afloramentos estão expostos e preservados, geralmente restritos a cortes de estrada ou pedreiras, como a Pedreira Tatu, localizada na região de Japoatã, em Sergipe (Figura 7.12) e estudada por Barreiro (2004) e mais recentemente por Nowatzki et al. (2006).

No trabalho de Barreiro (2004) nota-se que os elementos arquiteturais de terceira ordem (*sensu* Miall, 1985) têm espessuras decimétricas, excepcionalmente atingindo 5m de espessura num elemento de canal. Ou seja, são corpos de difícil resolução através de métodos sísmicos ou correlação de perfis. Em sua dissertação, a autora fez uma tentativa de correlacionar os elementos arquiteturais com radar-fácies de GPR.

Comparando as seções baseadas em interpretação de perfis (Cruz e Campos Neto, 1990) com a geometria baseada em afloramento de Barreiro (2004), percebe-se a dificuldade e o caráter altamente interpretativo quando só são disponíveis dados esparsos de subsuperfície, conforme já apontado por Miall (1996, 2006).

A interpretação de painéis fotográficos e a malha de GPR na Pedreira Tatu (Nowatzki et al., 2006) permitiram o reconhecimento de uma macroforma com cerca de 20m de espessura, limitada na base e no topo por superfícies de 5ª e 4ª ordem (*sensu* Miall, 1985), respectivamente. Esta macroforma com dimensão mínima de 100 x 180m foi interpretada como uma barra de foz de canal distributário deltaico, e tem espessura compatível com uma zona reservatório no Campo de Furado. A geometria interna mostra diversas superfícies sigmoidais de 3ª ordem, interpretadas como pulsos de progradação deltaica, com paleocorrentes para sul-sudoeste. O afloramento da Pedreira Tatu tem provável idade Rio da Serra Superior (equivalente à Sequência K20), estimada por correlação com poços próximos, já que na pedreira as amostras se mostraram estéreis em fósseis (Nowatzki et al., 2006). Um exercício de escala foi realizado com o objetivo de posicionar o afloramento no contexto da estratigrafia de sequências definida neste trabalho (Figura 7.12).

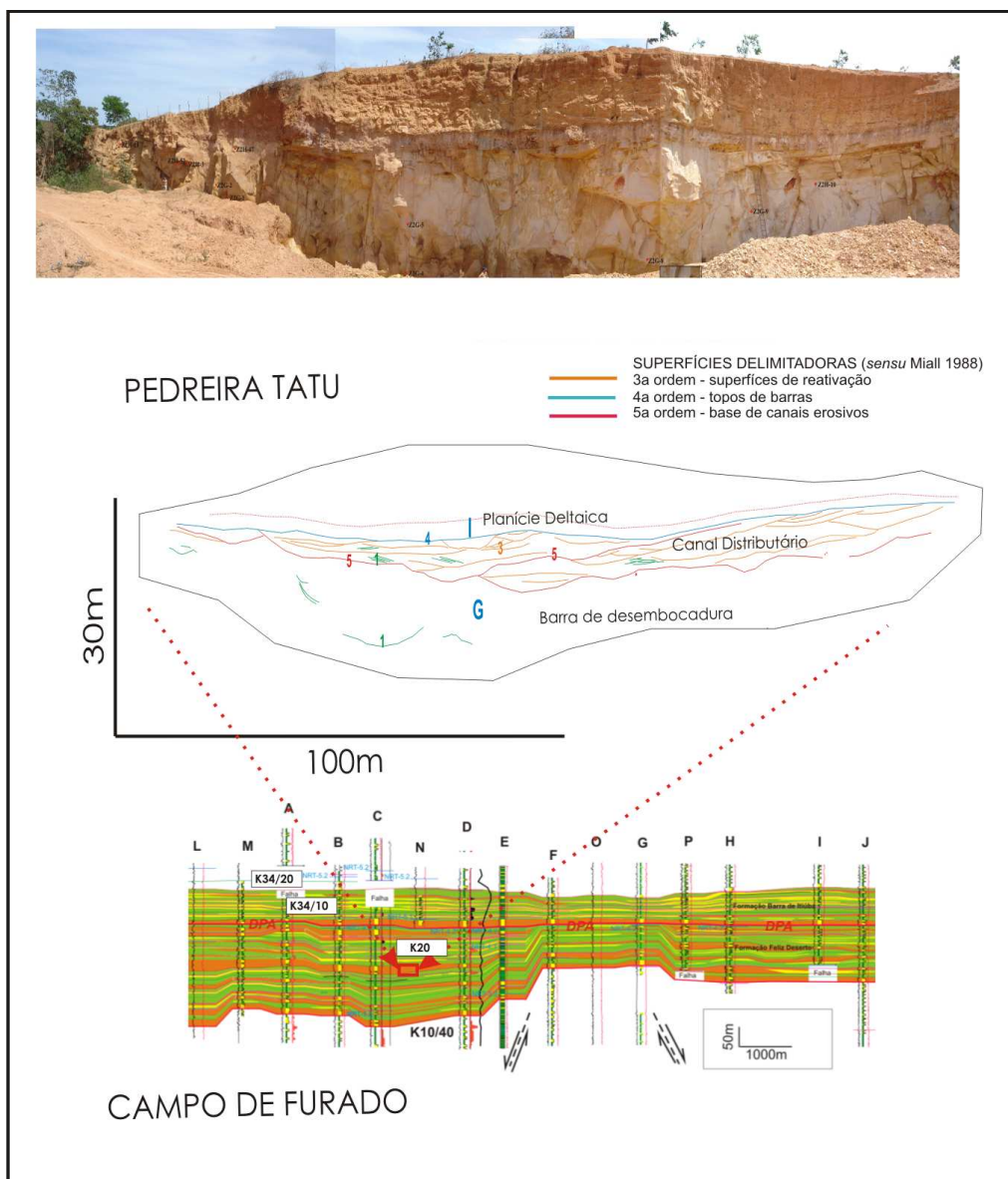


Figura 7.12 – Exercício de escala, mostrando o afloramento análogo e as superfícies delimitadoras de elementos arquiteturais de provável natureza autogênica, com dimensões bem abaixo da resolução dos métodos indiretos (perfil, sísmica). Interpretação do mosaico modificada de Nowatzki et al. (2006).

8 Modelagem estratigráfica 3D

Neste capítulo são apresentadas a metodologia e os resultados da modelagem estratigráfica 3D realizada nas sequências de 3ª ordem K20 e K34/10. Este intervalo foi escolhido por incluir um importante limite de sequências de 2ª ordem na escala de bacia (Discordância Pré-Aratu), e depósitos com características variadas, que constituem um espectro representativo de diferentes qualidades de reservatórios do campo de Furado, incluindo a mais importante zona. Em seguida, a Sequência K34/10 é trabalhada com mais detalhe, a partir da interpretação estratigráfica de alta resolução realizada no capítulo anterior.

O objetivo principal foi testar como a estratigrafia de sequências pode ser incorporada à modelagem 3D de reservatórios, através de procedimentos relativamente simples. Atualmente a modelagem 3D é corriqueiramente utilizada na indústria do petróleo, mas com frequência não leva em consideração a arquitetura estratigráfica na distribuição das propriedades.

Existem diversos motivos para que seja difícil a incorporação da estratigrafia de alta resolução (incluindo os elementos arquiteturais dos depósitos) nos modelos 3D: limitada resolução sísmica, poços muito espaçados, restrição no número de fácies incorporado nos modelos, dificuldade dos modelos baseados em *pixel* de representar as formas geológicas, entre outros. Algoritmos baseados em objetos (*booleanos*) são uma alternativa para representar a arquitetura geológica, mas ainda apresentam limitações de utilização, por não cobrirem toda a complexidade dos ambientes deposicionais (Moraes et al., 2007).

A modelagem estratigráfica 3D, a partir da interpretação realizada em 1D (perfis de poços) e 2D (seções estratigráficas), constou basicamente de duas etapas. A primeira foi construir um gride tridimensional, a partir da geração de superfícies com significado estratigráfico, respeitando suas relações estratigráficas. Na segunda etapa, cada unidade limitada por superfícies estratigráficas foi preenchida por seus elementos constituintes, as fácies, por meio de simulação geoestatística e tendências. Os detalhes da construção e seus resultados são descritos a seguir.

8.1 Modelagem na grande escala (Sequências K20 e K34/10)

A modelagem estratigráfica foi iniciada com o carregamento de 26 poços no programa de modelagem (Gocad), juntamente com os marcadores estratigráficos: limites de sequência de 2ª ordem (Superfície S400 - Discordância Pré-Aratu), de 3ª ordem (S300 - base da Sequência K20 e S415 - topo da K34/10), a superfície de inundação máxima S409 e demais superfícies de menor hierarquia, como limites de ciclos de 4ª ordem (S312, S318, S338, S402, S405, S410, S411, S412, S413 e S414). Este arcabouço foi baseado principalmente em correlação de perfis e seções estratigráficas 2D, apresentadas no capítulo anterior.

No programa de modelagem, os poços tiveram suas profundidades originais alteradas, zeradas no *datum* (superfície S409, a inundação máxima da Sequência K34/10), já que devido ao tectonismo pós-deposicional, as profundidades atuais se encontram muito díspares, deformando a arquitetura estratigráfica original. Este não é um procedimento usual na modelagem tradicional de reservatórios na indústria, onde a posição estrutural (cota verdadeira) interessa tanto quanto a estratigrafia, já que é dirigida à simulação de fluxo ou à locação de poços. Neste trabalho, como o objetivo é acadêmico, o maior interesse reside na arquitetura estratigráfica original, como se fosse uma “seção estratigráfica” em 3D. Três imprecisões devem ser levadas em conta nesta reconstituição estratigráfica: a) não foi considerado aqui o efeito da compactação; b) o estiramento horizontal por conta das falhas; c) devido à inclinação das camadas, as espessuras baseadas em isócoras (diferença entre topo e base nos poços) não representam exatamente as isópacas verdadeiras. Contudo, este efeito não é considerado significativo devido à pequena inclinação das camadas envolvidas, até 10°. Para contornar essa limitação, seria necessário o uso programas de restauração 3D.

Foi necessária construção da coluna estratigráfica digital no Gocad (Figura 8.1), onde foram informadas as relações estratigráficas entre as superfícies (concordantes, erosivas ou *onlap*). A coluna foi ajustada a cada poço, onde são informados os motivos das eventuais ausências de superfícies (não assinaladas, falhadas, não atingidas pelo poço ou amalgamadas).

Com isso foi possível construir o gride estratigráfico (Figura 8.2), limitado pelas superfícies S300 (base da Sequência K20) e S415 (topo da Sequência K34/10), com a criação de isócoras para cada unidade (ciclos de 4ª ordem) com

base nas marcações das superfícies nos poços. O gride teve espaçamento de 100x100x1m, cobrindo uma área de 12 x 7,2 km e totalizando de 3,9 milhões de células.





























Stratigraphic Unit	Top	Relation with top	Base	Relation with base	Color
 416	S416	conformable	S415	baselap	
 415	S415	eroded	S414	conformable	
 414	S414	conformable	S413	conformable	
 413	S413	conformable	S412	conformable	
 412	S412	conformable	S411	conformable	
 411	S411	conformable	S410	conformable	
 410	S410	conformable	S409	conformable	
 409	S409	conformable	S405	conformable	
 405	S405	conformable	S402	conformable	
 402	S402	conformable	S400	baselap	
 144	S400	eroded	S388	conformable	
 143	S388	conformable	S318	conformable	
 142	S318	conformable	S312	conformable	
 141	S312	conformable	S300	conformable	

Figura 8.1 – Coluna estratigráfica com as definições das unidades, superfícies e relações estratigráficas entre as sequências de alta resolução.

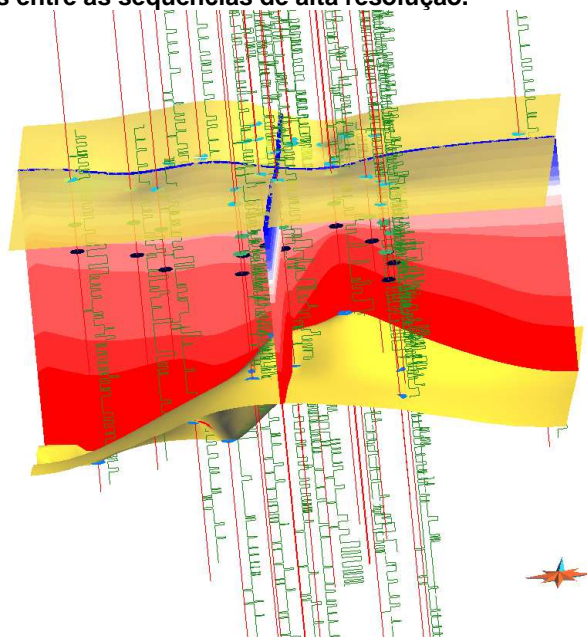


Figura 8.2 – Conjunto de poços com curvas de fácies, marcadores e unidades estratigráficas (ciclos de 4ª ordem) definidas no gride a partir dos marcadores em poços. A figura apresenta exagero vertical de 20X.

8.1.1 Distribuição de fácies

O grille estratigráfico foi preenchido com fácies, através da utilização de técnicas geoestatísticas. Atualmente, a geoestatística é uma disciplina de ampla utilização na geologia e geofísica, especialmente na escala na qual os fenômenos autogênicos (aleatórios) começam a controlar a distribuição de fácies. Não é pretensão deste trabalho a análise aprofundada da utilização geoestatística no objeto de estudo, muito menos teorizar sobre o tema. As ferramentas geoestatísticas, hoje disponíveis nos programas de modelagem 3D são aqui utilizadas como ferramentas para a construção do modelo.

O número de fácies de um depósito sedimentar depende do grau de detalhe do intérprete, e pode ser grande. Contudo, a discriminação de fácies através de métodos indiretos como combinação de perfis eletro-radioativos e de amostras de calha, os únicos dados disponíveis em todos os poços, não permite que um grande número de fácies seja estimado sem um erro significativo. Assim, optou-se pela simplificação, com um menor número de fácies, mas que ao mesmo tempo se aproximem das associações de fácies que caracterizam o sistema deposicional.

As interpretações litológicas a partir de perfis eletro-radioativos dos poços (realizada no programa *Stratworks*, aplicação *Lithology*, da Landmark), calibradas com amostras de calha e testemunhos, foram transformadas em curvas, onde para cada fácies, foi atribuído um valor numérico (Calcilutito=0, Pelito=1, Arenito fino a muito fino=2, Arenito médio a grosso=3).

Foi realizada a análise do comportamento espacial das fácies com técnicas geoestatísticas de rotina, como a construção de curvas de proporção vertical das fácies e de variogramas verticais e horizontais. O espalhamento das fácies no grille foi feito através de simulação geoestatística, condicionada aos dados dos poços (marcadores e curvas litológicas), aos parâmetros de variograma (modelo, alcance, patamar e pepita) e tendências, representada pela curva de proporção vertical, que reflete a proporção relativa das fácies em cada unidade estratigráfica. A simulação permitiu a construção de realizações múltiplas, mais ou menos diferentes entre si a depender da variância das propriedades.

8.1.2 Curva de Proporção Vertical de Fácies

A curva de proporção vertical de fácies (CPV, Figura 8.3) é uma totalização da proporção média de fácies ao longo da estratigrafia. A proporção de fácies ao longo do gride é calculada a partir da base de dados (curvas de fácies dos poços), e é utilizada como tendência na distribuição de fácies por unidade estratigráfica, quando a propriedade não é estacionária. Se as variações laterais na área não forem grandes, uma curva pode ser representativa da estratigrafia. Caso contrário, uma matriz de proporção (CPV variável na área) é desejável, que pode ser obtida de algum atributo sísmico ou mapas de isólitais. Como a variabilidade lateral na área estudada não é significativa, optou-se por utilizar uma única CPV.

8.1.3 Variogramas experimentais x conceituais

O variograma é uma função geoestatística que relaciona a variabilidade de um atributo em relação à distância física, e é constituído de 4 parâmetros fundamentais: o modelo (equação), o alcance, o patamar e a pepita (Figura 8.4). O alcance é a distância onde a média da diferença ao quadrado entre um par de dados alcança a variância total dos dados, e seu valor está relacionado à continuidade da variável. A partir da distância do alcance, a variável deixa de ter correlação e passa a ter um caráter aleatório. Assim, ambientes deposicionais de grande variabilidade litológica devem apresentar alcance curto, o contrário acontecendo para ambientes de maior continuidade. O patamar corresponde à variância total dos dados, e a pepita descreve a descontinuidade na origem do variograma, a variabilidade geológica em uma escala menor do que o espaçamento dos dados. Variáveis como a permeabilidade, obtida de plugues de testemunhos de poços, costumam ser pepíticas. Variogramas podem ser construídos na vertical e na horizontal, neste caso em diferentes azimutes, o que permite modelar a anisotropia, frequentemente causada pelo próprio ambiente deposicional, em geral como consequência das direções preferenciais de sedimentação.

O variograma experimental é o obtido da análise dos dados disponíveis, a partir dos quais são extraídos os parâmetros que melhor se ajustam aos pontos do gráfico. As equações mais tradicionalmente utilizadas são as representativas dos modelos conhecidos como esférico, gaussiano, exponencial e de potência. A utilização de modelos a partir de variogramas experimentais de dados de poços foi

muito popular nos anos 1980-1990, quando se chegava até a interpretar direções deposicionais a partir de mapas de variogramas. Com o tempo percebeu-se que podiam gerar imagens muito ruidosas, com pouca consistência geológica. O principal motivo se deve à quantidade limitada de dados que pudessem representar a variabilidade horizontal, onde os dados de poços são esparsos. Por isso, atualmente é mais efetiva a utilização de variogramas conceituais, partindo-se do conhecimento da geologia da área ou de um análogo, inclusive modelos regionais (Kupfersberger & Deutsch, 1999; Deutsch, 2002). Segundo esses autores, em sistemas deltaicos, a razão de anisotropia horizontal/vertical pode chegar a 500. Daí a importância do estudo de afloramentos análogos e de sistemas deposicionais recentes para dar suporte aos modelos de reservatórios (Tye, 2004).

Neste trabalho optou-se pela utilização de variogramas conceituais, a partir do conhecimento da geometria do delta, obtida de mapas de isólitais regionais (por exemplo, Figura 7.7). Para o variograma conceitual horizontal foi considerada de maior continuidade (alcance de 5 km) a direção deposicional N30W, baseada nos mapas. Na direção de menor continuidade o alcance imposto foi de 3 km. São valores compatíveis com a grande continuidade lateral dos depósitos deltaicos de rampa flexural do rifte. Para manter as fácies subordinadas à arquitetura estratigráfica modelada de forma determinística (ciclos de 4ª ordem), os variogramas foram modelados independentemente, por ciclo. Para o valor do patamar foi considerado um variograma experimental vertical, nesta direção representativa dada a densa amostragem proporcionada pelos perfis eletro-radioativos, que geraram a informação de fácies. As direções verticais e horizontais utilizadas foram no espaço *uvw* (coordenadas estratigráficas do gride), em vez de *xyz*, de modo a respeitar os elementos estratigráficos.

Uma comparação entre as simulações geradas a partir de variograma experimental e conceitual é ilustrada na Figura 8.5.

8.1.4 Simulação de Fácies

Entende-se por simulação geoestatística a obtenção de diferentes realizações a partir de uma distribuição de probabilidade (Deutsch, 2002). Para o caso de variáveis discretas como as fácies, diversos algoritmos são hoje disponíveis, entre

eles a simulação sequencial indicatriz e a simulação gaussiânica truncada (Matheron et al., 1987). Na simulação gaussiânica truncada, aqui utilizada, é primeiramente simulada uma variável contínua de distribuição gaussiânica, a partir das variáveis discretas (fácies), que depois é dividida (truncada) em classes. Isso permite a transição entre fácies, característica de sistemas deltaicos (Deutsch, 2002). Na simulação, os dados originais dos poços são honrados, e o espaço entre os poços no gride é populado com base nas condições impostas pelas curvas de proporção e variogramas. As simulações foram realizadas separadamente por unidade (ciclos de 4ª ordem), de modo a impor que as fácies sejam subordinadas às unidades estratigráficas. Na Figura 8.6 são apresentadas simulações obtidas por simulação sequencial indicatriz e gaussiânica truncada, respectivamente. Na Figura 8.7 é apresentada uma “interpretação” da seção simulada, onde elementos tectono-estratigráficos originalmente interpretados foram honrados. A Figura 8.8 apresenta uma visão 3D do modelo estratigráfico resultante.

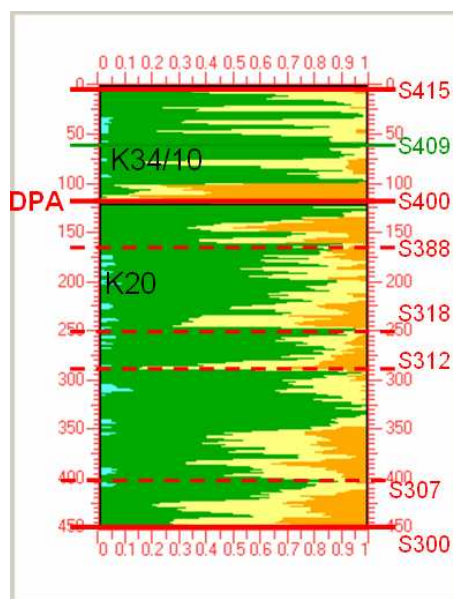


Figura 8.3 – Curva de proporção vertical de fácies das sequências K20 e K34/10, onde ficam evidentes, do ponto de vista litológico, a Discordância Pré-Aratu e os ciclos de 4ª ordem. Litologias obtidas da interpretação de perfis eletro-radioativos calibrados com amostras de calha e testemunhos (26 poços). Laranja = arenito médio/grosso, amarelo = arenito muito fino/fino, verde = siltito e folhelho, azul = calcilutito. Eixo x = proporção, eixo y = camadas do gride.

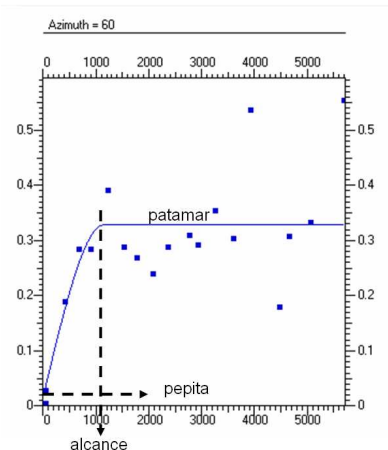


Figura 8.4 – Variograma experimental horizontal da propriedade fácies do trato de lago baixo da Sequência K34/10. A curva contínua azul é o modelo obtido a partir do ajuste aos dados.

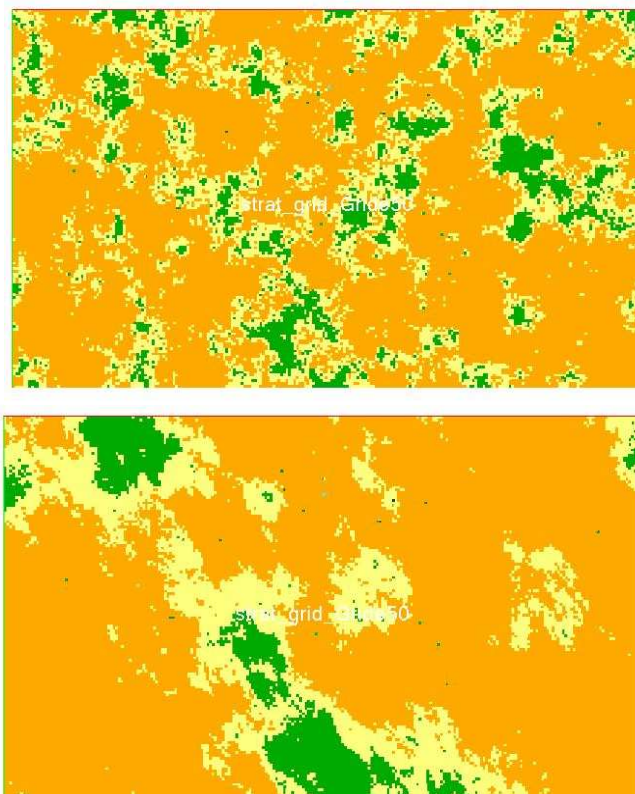


Figura 8.5 – Simulação de fácies do trato de lago baixo da Sequência K34/10. a) utilização de variograma experimental, b) utilização de variograma conceitual, com alcance maior. Notar o padrão mais ruidoso, com pouca anisotropia, pouco consistente com um sistema flúvio-deltaico, do caso (a). Tamanho do mapa 12 X 7,2 km.

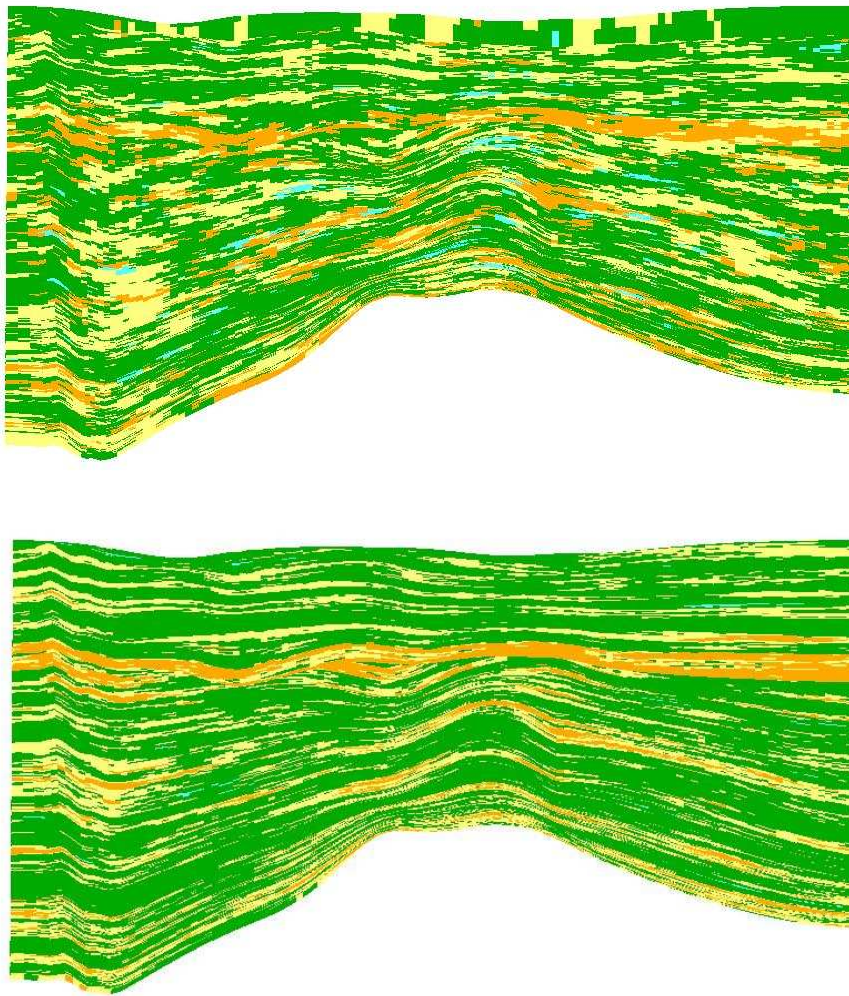


Figura 8.6 – Seções simuladas das sequências K20 e K34/10 pelos algoritmos de simulação sequencial indicatriz (seção superior) e gaussiânica truncada (seção inferior), com variogramas conceituais. A gaussiânica truncada resulta em maior continuidade e transição entre as fácies, geologicamente mais consistentes com as características dos depósitos deltaicos. Direção W-E, comprimento 12km, exagero 20x.

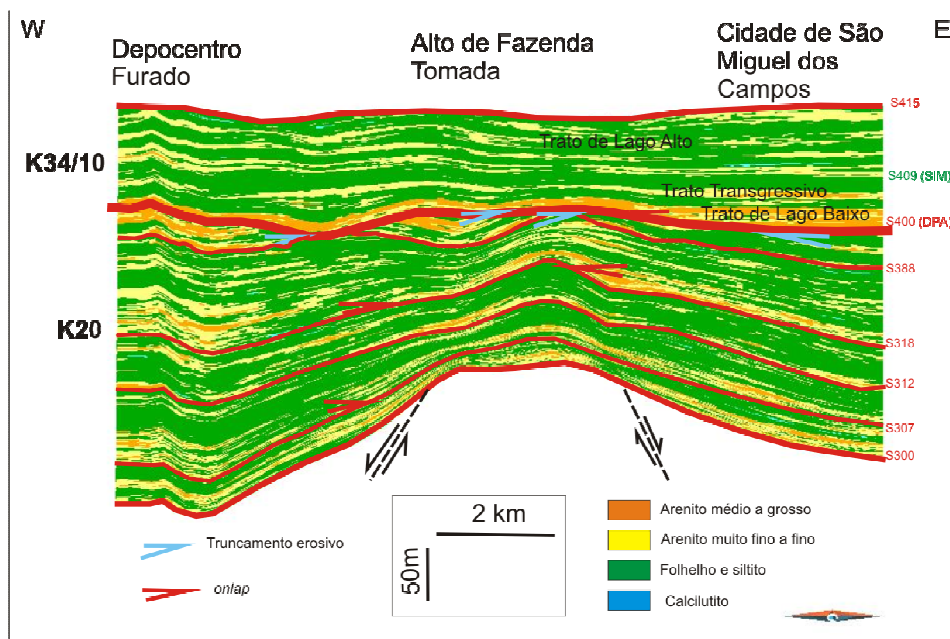


Figura 8.7 – “Interpretação” de uma seção do modelo 3D simulado, onde são percebidos os estratos divergentes da Sequência K20 (limites de sequência marcados nas linhas vermelhas), as terminações estratais, a Discordância Pré-Aratu (LS de 2ª ordem), os diferentes tratos da Sequência K34/10 e a atuação do Alto de Fazenda Tomada como uma anticlinal de crescimento. Seção aproximadamente equivalente à da Figura 6.5.

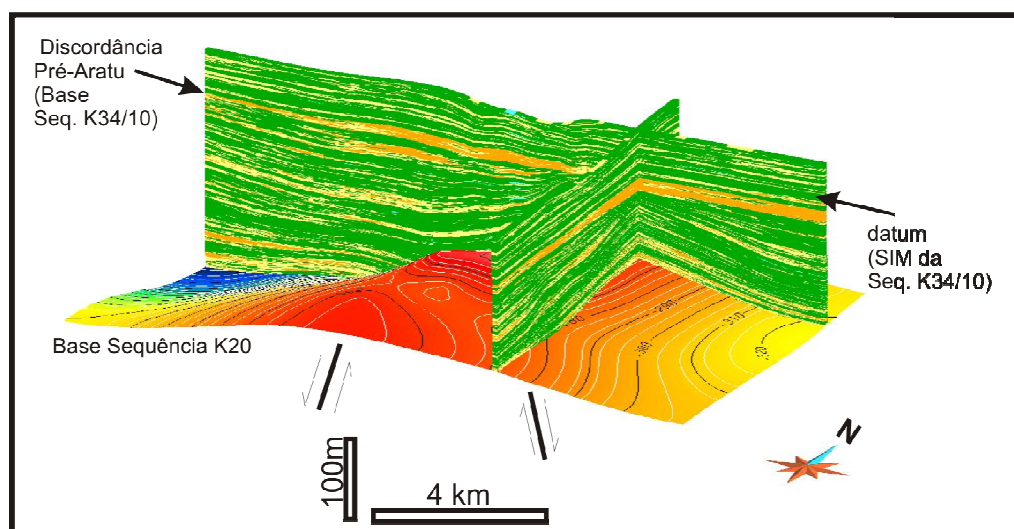


Figura 8.8 – Seções do modelo 3D mostrando claramente o limite de sequência (truncamento angular) no Alto de Fazenda Tomada e a geometria tridimensional da paleodobra de crescimento.

8.2 Simulação fina da Sequência K34/10

Para a melhor visualização da geometria dos depósitos, foi realizada com maior refinamento a modelagem da Sequência K34/10, com redução da célula para 50x50x1m (total de 5,5 milhões de células). Como no experimento anterior, o gride estratigráfico foi construído de modo determinístico, respeitando os ciclos de 4ª ordem, que procura seguir os elementos de arquitetura dos depósitos (*sensu* Gabaglia et al., 2006).

O variograma vertical foi modelado separadamente por ciclo de 4ª ordem. No caso do intervalo S400-S402 (trato de lago baixo), o variograma experimental mostra claramente um padrão periódico, com dois ciclos (Figura 8.9), que representam provavelmente duas sequências de 4ª ordem amalgamadas no pacote tabular que constitui um dos principais reservatórios da área, fato já anteriormente constatado no testemunho do poço N (Figura 7.2). Para a distribuição horizontal foram utilizados variogramas horizontais conceituais (baseados nos mapas de isólitais regionais), que refletem com mais fidelidade a continuidade das zonas reservatórios (sequências de 4ª ordem), além das direções deposicionais.

A curva de proporção vertical de fácies (Figura 8.10) mostra claramente a Discordância Pré-Aratu, do ponto de vista litológico (deslocamento abrupto de fácies), e os ciclos de 4ª ordem, equivalentes às zonas de reservatório, separadas por folhelhos contínuos (superfícies transgressivas).

Como na Sequência K34/10 os tratos de lago alto não estão bem desenvolvidos (seria esperado, para caracterizar na CPV um trato regressivo, um aumento na proporção de arenitos para o topo), esses depósitos predominantemente finos do topo da sequência poderiam ser caracterizados como uma planície deltaica (onde os pelitos fariam parte da baía interdistributária, e não de prodelta/lago). Contudo, faltam dados de testemunho que poderiam confirmar esta hipótese.

Os resultados, obtidos com o algoritmo de simulação gaussiânica truncada, são apresentados nas figuras 8.11 a 8.12, em seções verticais e horizontais representativas dos tratos de lago baixo, transgressivo e alto. O modelo representou bem a evolução paleogeográfica da Sequência K34/10, inclusive as direções de aporte de sedimentos, provenientes da margem flexural do rifte, a noroeste.

A simulação estocástica permite geração de múltiplas realizações (Figura 8.14), que apresentam sempre a mesma média e variância na proporção de fácies e que sempre honram os dados originais. Cabe à visão crítica do geólogo escolher a imagem geologicamente mais realista. Nessa linha, a utilização de dados dinâmicos (comunicação de pressão entre poços, históricos de produção) costuma ajudar na calibração do modelo. Na realidade, o objetivo aqui foi apresentar uma reconstituição paleogeográfica. O tectonismo pós-deposicional foi o mais importante mecanismo na compartimentação hidráulica lateral dos reservatórios, como se verá no capítulo seguinte.

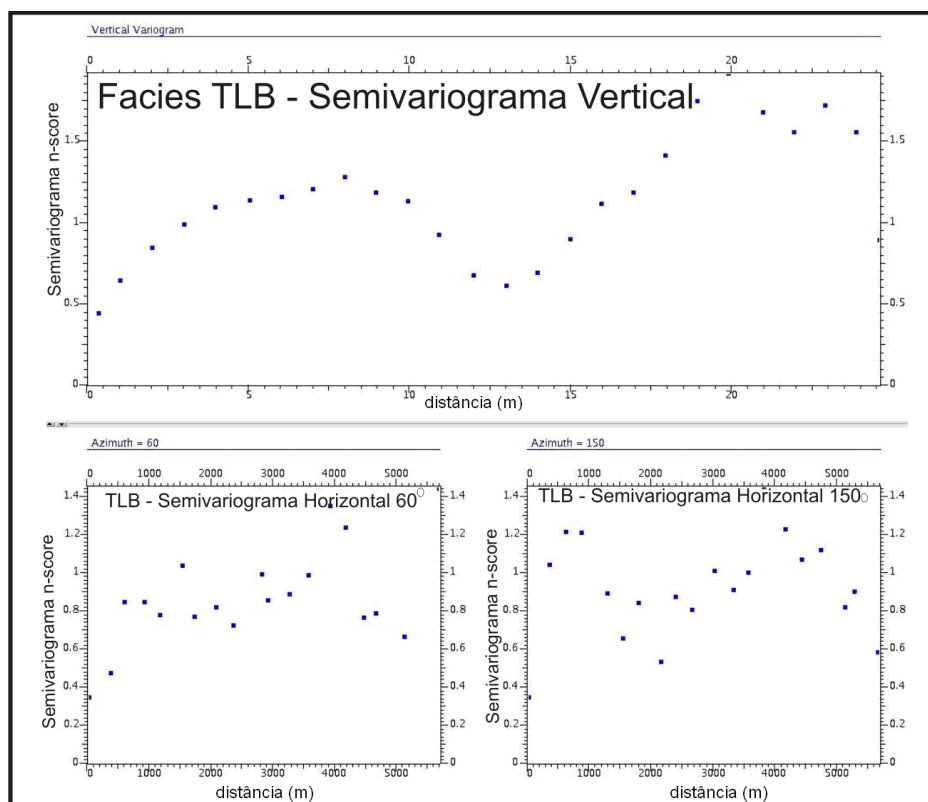


Figura 8.9 – Variogramas experimentais das fácies do trato de lago baixo da Sequência K34/10. A- A densa amostragem permite uma boa caracterização vertical da variável, inclusive identificação de ciclos. Para os variogramas horizontais, os dados esparsos não permitem a obtenção de parâmetros satisfatórios. Neste caso, foram utilizados variogramas conceituais para a simulação, baseados no modelo geológico, onde é esperada uma grande anisotropia geométrica (horizontal/vertical).

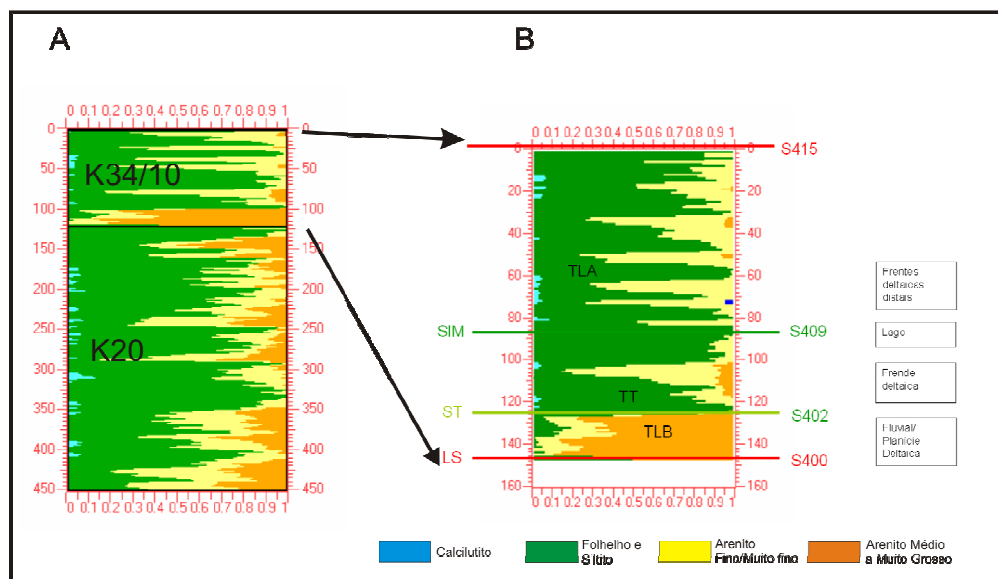


Figura 8.10 – Curva de proporção vertical da Sequência K34/10, composta a partir de curvas litológicas de 26 poços. No trato de lago baixo percebem-se os dois ciclos (sequências de 4ª ordem).

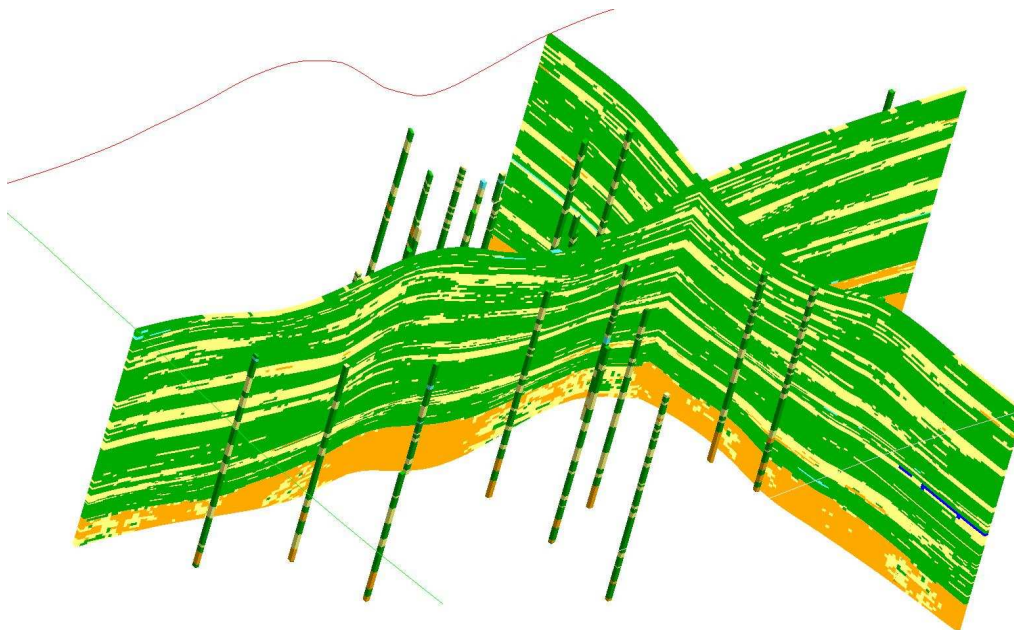


Figura 8.11 – Visualização 3D da Sequência K34/10 e dos poços condicionantes. Grde de 50x50x1m, dimensão total de 12km x 7,2km x 100m (exagero = 30x). Visada a partir de sudoeste.

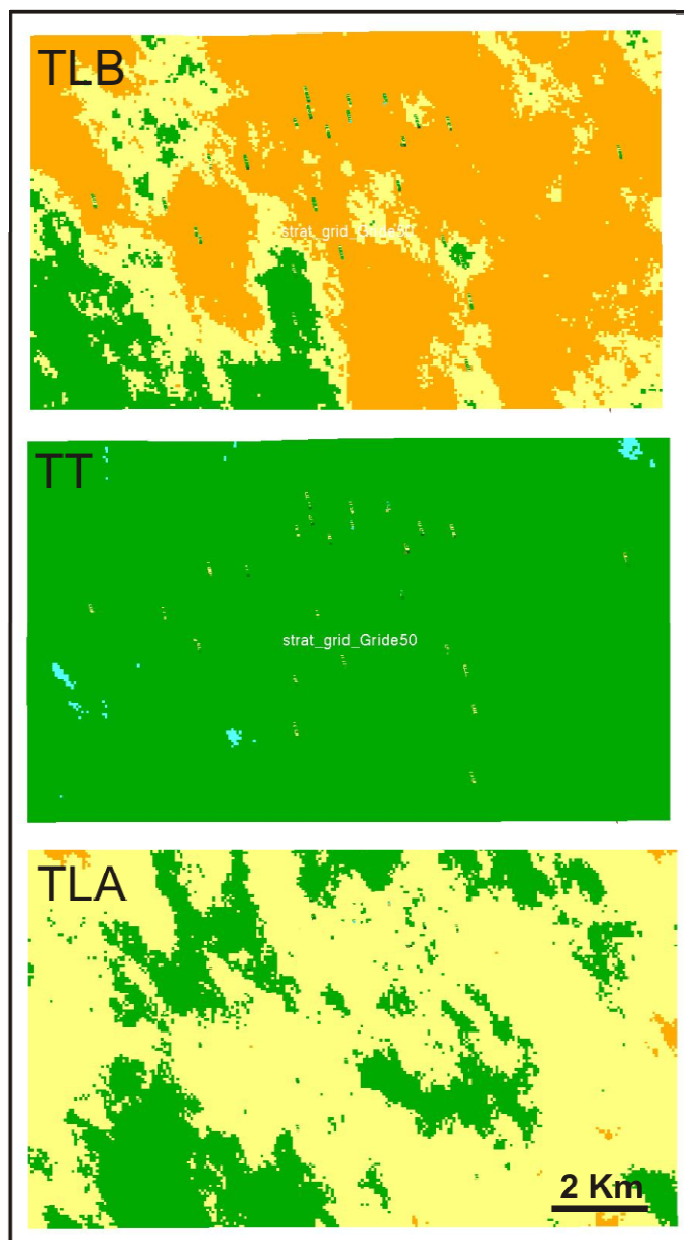


Figura 8.12 – Cortes horizontais nos tratos de sistemas da Sequência K34/10. Notar a orientação deposicional NW-SE (parâmetros de variograma horizontal levaram em consideração a anisotropia geométrica devida à direção regional de deposição).

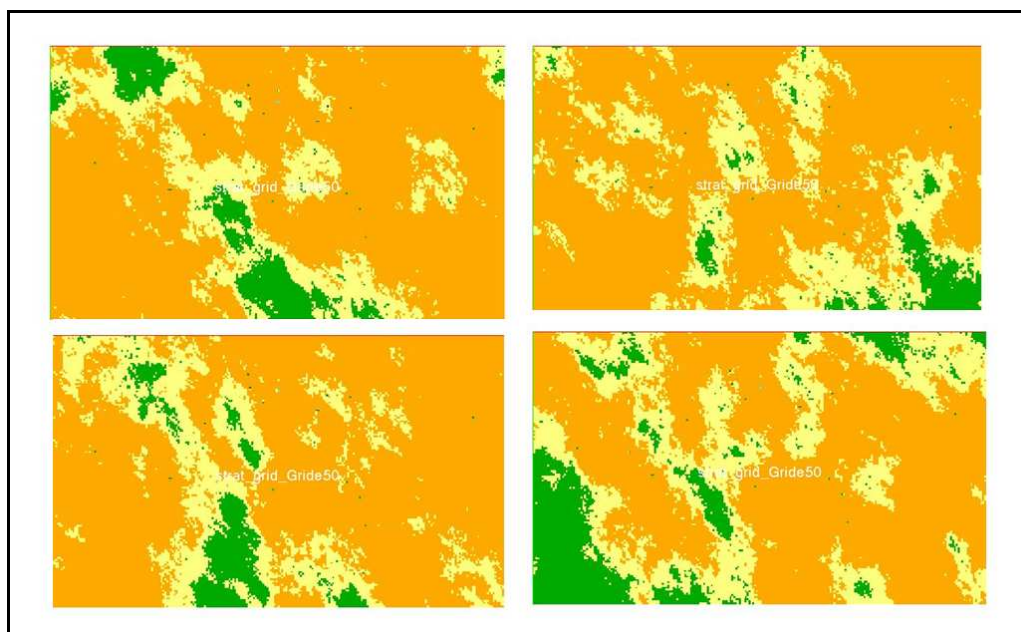


Figura 8.13 – Realizações múltiplas (trato de lago baixo da Sequência K34/10, variograma conceitual).

8.1 Modelagem Sismoestratigráfica

A partir do modelo estratigráfico 3D preenchido com fácies, foi construído um cubo sísmico sintético. O modelo de fácies foi transformado em um modelo de impedância (Figura 8.14), a partir das propriedades médias das fácies (densidade média e velocidade média, Tabela 8.1). O gride de impedância foi transferido para um *voxel* e convolvido com uma onda de frequência de 40Hz, valor normal para a aquisição sísmica terrestre. Uma seção sísmica sintética, na realidade uma “paleo-sísmica”, já que não contém os efeitos do tectonismo pós-deformacional, é apresentada na Figura 8.15. Nesta seção, representando condições ideais (sem ruídos de aquisição, sem falhas), as principais feições estratigráficas discutidas no decorrer do trabalho são honradas. A obtenção de modelos sísmicos sintéticos é útil para o planejamento de aquisições sísmicas reais e previsão da viabilidade ou não de imageamento das feições estratigráficas da área.

Tabela 4 – Parâmetros para a construção do volume de impedância

Fácies	Densidade (g/cm ³)	Velocidade (m/s)	Impedância (m/s.g/cm ³)
Arenito médio/grosso	2,28	3400	7752
Arenito fino/muito fino	2,50	3400	8500
Folhelho/Siltito	2,56	3400	8704
Calcário	2,62	3400	8908

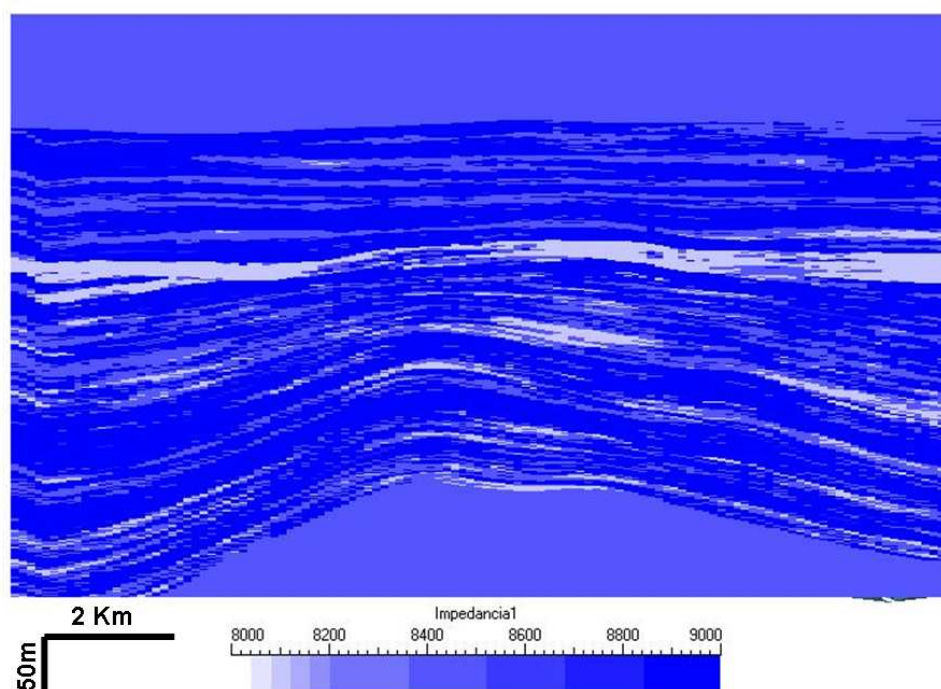


Figura 8.14 – Seção em impedância das sequências K20 e K34/10 (Exagero=20X). Os arenitos grossos e porosos logo acima da discordância são bem ressaltados.

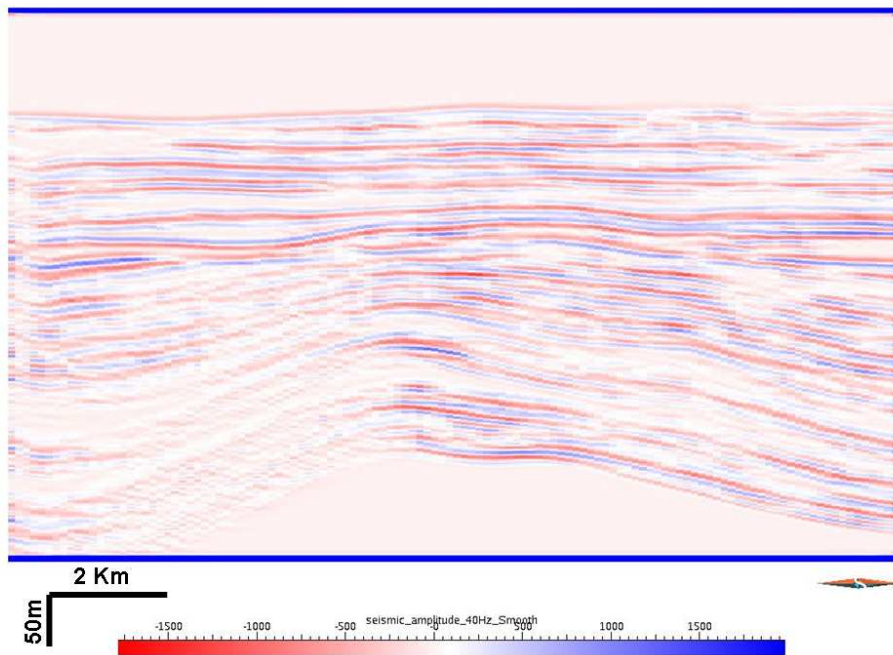


Figura 8.15 – Seção sísmica sintética (em amplitude) das sequências K20 e K34/10. As relações estratigráficas mais importantes foram honradas pelo modelo (Exagero=20X).

9 O papel do tectonismo pós-deposicional na compartimentação dos reservatórios

O tectonismo pós-deposicional é o principal mecanismo de trapeamento de petróleo das bacias rifte. Além da trapa em si, presença de falhas e fraturas também amplifica a heterogeneidade já elevada dos reservatórios deltaicos como os aqui estudados. Na **figura 9.1** observa-se o impacto das falhas na compartimentação dos reservatórios do trato de lago baixo da modelagem estratigráfica apresentada no capítulo anterior.

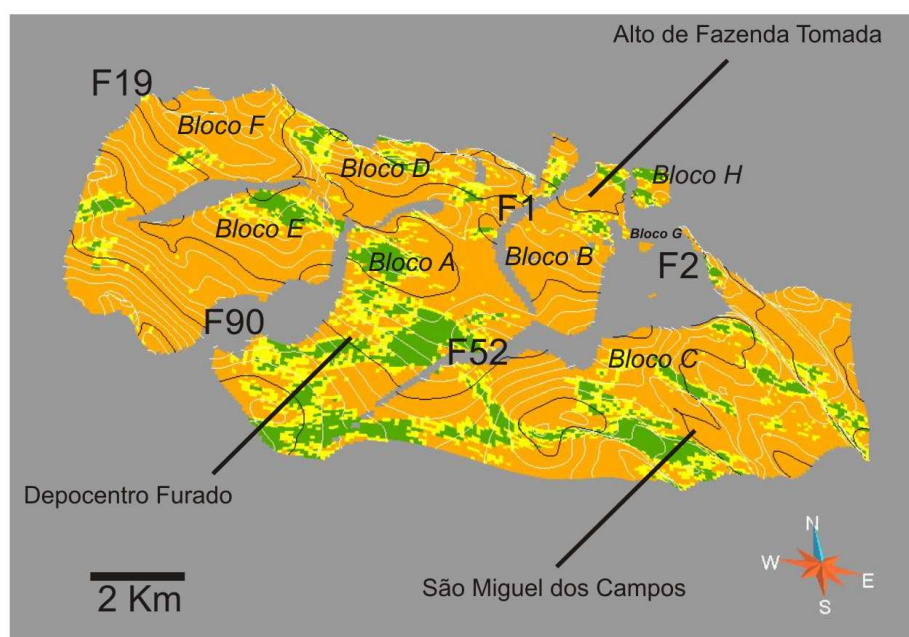


Figura 9.1 – Modelagem 3D estrutural do trato de lago baixo da Sequência K34/10, mostrando a compartimentação do reservatório por falhas de grande rejeito.

9.1 Proposta de hierarquização de falhas

Os padrões geométricos de falhas e fraturas ocorrem em diversas escalas, segundo um padrão fractal de distribuição de frequência de tamanho, de espaçamentos e de relações entre atributos (Yielding et al., 1992; Walsh &

Watterson, 1991; Turcotte, 1992; Borba, 1996). Como consequência, falhas de tamanho progressivamente menor são mais abundantes em relação às falhas de maior hierarquia, seguindo uma relação de lei de potência (Figura 9.2). Existem também relações de escala entre tamanhos de fragmentos produzidos pela tectônica, desde blocos estruturais num campo de petróleo até fragmentos do *gouge* de falha (Turcotte, 1992). Esta relação pode ser utilizada para a estimativa de volumes de blocos falhados não drenados (Borba, 1996). Atributos como espaçamento entre falhas (Knott, 1993), comprimento *versus* rejeito (Barnett et al., 1987; Walsh & Watterson, 1991) e de espessura de zona deformada *versus* rejeito (Knott, 1993; Needham, 1996) também apresentam distribuição similar, a partir da qual podem ser inferidas interpretações sobre o mecanismo de iniciação e propagação da falha e a checagem de coerência da interpretação. Apesar da grande similaridade geométrica das estruturas nas diversas escalas, seu impacto no comportamento dos reservatórios é distinto, dependente da história de soterramento, da composição, da reologia do material e do porte das estruturas.

No gráfico bilogarítmico da Figura 9.2, de rejeito máximo *versus* frequência acumulada das falhas, pode-se observar o comportamento em lei de potência da população de falhas com mais de 70m de rejeito observados na área estudada (trecho reto no gráfico). Abaixo desse valor, existe a subamostragem devido à limitação do método de detecção das falhas (sísmica e correlação entre poços), assim como os prováveis equívocos na correlação de falhas, o que explica o desvio dos dados em relação à reta extrapolada. Falhas com menos de 10m de rejeito normalmente não são detectadas pela sísmica ou correlação estratigráfica.

É aqui proposta uma classificação hierárquica das estruturas (Tabela 9.1) posteriormente cruzada com a hierarquização estratigráfica (Tabela 9.2), nas quais é avaliada a influência de cada escala na compartimentação dos reservatórios. A Figura 9.3 apresenta uma seção estrutural de detalhe da Sequência K34/10, onde as falhas estão hierarquizadas, com diferentes cores, por categoria de rejeito máximo. A distribuição de tamanho de falhas é contínua (Figura 9.2), por isso a separação proposta pelo montante do rejeito é apenas uma classificação de conveniência, útil para a compreensão do impacto de cada magnitude de estrutura e da limitação de sua detecção. Uma aplicação é no mapeamento e modelagem de reservatórios, onde por razões de praticidade, frequentemente é aplicado um corte no mapeamento de falhas. Neste caso, estruturas rúpteis abaixo de determinado *cutoff*

são consideradas parte da deformação dúctil do modelo, um sintoma evidente de que a diferença entre estruturas dúcteis e rúpteis em um reservatório é fortemente dependente da escala de observação. O gráfico da Figura 9.2 pode ser aproveitado para exemplificar o caráter contínuo das escalas e a tentativa de separação por impacto na caracterização de reservatórios.

As falhas de transferência (Figura 9.3) não foram consideradas até o momento, devido ao seu difícil imageamento e amostragem por poços. Até mesmo sua movimentação, se direcional ou predominantemente normal (falhas de alívio) ainda não está bem compreendida.

9.1.1 Escala Gigascópica

As heterogeneidades estruturais desta ordem de grandeza são as falhas delimitadoras da bacia, com rejeitos de milhares de metros e continuidade lateral de dezenas de quilômetros. Como se tratam de estruturas de grande porte, são de fácil imageamento sísmico. Dependendo da história evolutiva do rifte, podem ter atuado na deposição das rochas que vieram a ser geradoras e reservatórios na bacia. No caso da área estudada, a falha de borda (F19) tem pelo menos 3000m de rejeito, separando o embasamento gnáissico (Maciço Pernambuco-Alagoas) dos sedimentos cretácicos da bacia de Sergipe-Alagoas. A deformação no bloco baixo produziu o dobramento (*drag reverso*) na pilha de sedimentos, gerando a estrutura dômica que focalizou a acumulação de petróleo. Frequentemente o fechamento estrutural da acumulação é função da geometria da falha, por isso o conhecimento da geometria da falha é importante para caracterizar a trapa. Na área estudada, a falha apresenta baixo ângulo (35°) e direção N60°E. Apresenta-se deslocada por falhas de transferência transversais em alguns locais.

9.1.2. Escala Megascópica

Nesta hierarquia se encaixam as falhas de grande porte, enraizadas no embasamento e que estruturaram o campo de petróleo. No caso aqui estudado, foram responsáveis pela formação de grandes estruturas como o *horst* de Fazenda Tomada e o próprio *drag reverso* da área central. Apresentam rejeitos da ordem de centenas de metros e comprimento de alguns quilômetros, podendo ser identificadas sem problemas em sísmica e em poços através de ausências estratigráficas e perfis

de mergulho. Na escala de campo de petróleo já é possível a identificação de descontinuidades que podem desconectar por completo sequências de 3ª ordem (Figura 9.3). Apresentam direção N30°-60°E e baixos mergulhos, às vezes em sentidos opostos (pares conjugados), podendo gerar padrões de interseção em “X” acomodados por falhas de menor rejeito.

Para os valores de rejeito dessas falhas, espera-se uma razoável espessura de zona deformada (1 a 10% do rejeito, conforme Needham et al. 1996, Childs et al. 2008). Estas zonas falhadas podem apresentar perda de seleção, redução de granulometria, precipitação de cimentos (se submetidas a temperaturas acima de 80°C), o que aumenta a pressão capilar da rocha de falha, constituindo um dos principais mecanismos de trapeamento de hidrocarbonetos. O mecanismo de *shale smearing*, favorecido pelas intercalações pelíticas produzidas pelo sistema deposicional deltaico, também tornam essas falhas importantes selos para a retenção das acumulações de hidrocarbonetos (Figura 9.3). A utilização de poços direcionais seguindo fechamentos produzidos por essas falhas pode ser uma técnica interessante para a exploração e exploração de petróleo (Borba et al., 2004).

Bons exemplos de falhas dessa hierarquia são as falhas F2 e F52, que possuem expressivos rejeitos (até 500m), em padrão de revezamento, com mergulho paralelo à falha da borda (cerca de 35° para sudeste). As falhas antitéticas F1 e F7 também fazem parte deste grupo.

Apesar de todas essas falhas terem sua maior atividade no Andar Alagoas (Meso-Aptiano?/Eo-Albiano?), possivelmente elas já se encontravam em processo de nucleação desde o Andar Rio da Serra Médio (Valanginiano?), sugerido pelas feições estratigráficas indicativas de dobras de propagação de falhas.

As falhas de transferência de direção noroeste acomodam as diferenças de movimentação das falhas de direção norte e nordeste (Figura 9.2). Apresentam alto ângulo e são de difícil imageamento em sísmica. Não são necessariamente falhas de deslocamento direcional, podendo ser simplesmente falhas normais de direção perpendicular às falhas principais da bacia (falhas de alívio; de Destro, 1995). Acumulações dômicas associadas aos *trends* noroeste podem ter relações com essas falhas.

9.1.3 Escala Macroscópica

Falhas com rejeitos da ordem de dezenas de metros e comprimentos de centenas a milhares de metros, são amplamente disseminadas em campos de petróleo estruturados e talvez sejam as que geram as maiores incertezas nos modelos de reservatórios, por provocarem compartimentação e ao mesmo tempo apresentarem dificuldades na detecção e mapeamento. Nos estratos aqui estudados desconectam sequências de 4ª ordem, ou seja, zonas reservatório (Tabela 9.2). Ápices de estruturas dômicas costumam se apresentarem falhados (grabens de colapso), com rejeitos dessa magnitude. Ramificações e compensações, como pares conjugados de falhas de maior hierarquia também comumente apresentam esta dimensão nos campos de petróleo. Na área estudada, a rampa de revezamento entre as falhas F2 e F52 contém falhas de menor magnitude que compartimentam as sequências de 4ª ordem em vários blocos (zonas de produção) independentes. O porte dessas estruturas, associado com a estratigrafia da área, composta por ciclos deltaicos com espessuras médias de 10m, separados por pelitos contínuos de espessura semelhante, igualmente favorece a formação de selos, através do mecanismo de *shale smearing* ou *gouge* argiloso (Allan, 1989; Bouvier, 1989; Knipe, 1997; Yielding et al., 1997). Com isso, estruturas dômicas de geometria presumivelmente simples podem se encontrar compartimentadas em sistemas hidráulicos independentes. Essas estruturas são mapeadas em sísmica e por correlação de poços, mas alguma incerteza pode acompanhar o processo de correlação e mapeamento, sobretudo quando o rejeito é menor do que 30-40m, limite da resolução através desses métodos (na área estudada o limite de resolução chega a 70m). No caso de reconhecimento e estimativa de rejeito por ausência de seção, fenômenos de natureza estratigráfica podem gerar feições semelhantes às falhas deste porte. Por isso, para o seu reconhecimento, é necessário que a estratigrafia da área seja bem refinada. Assim, parte desta população de falhas pode não ser detectada, embora formem importantes barreiras para um reservatório conhecido, ou mesmo ser responsáveis pelo trapeamento de uma acumulação ainda não descoberta, fazendo com que em campos de petróleo maduros, volumes de hidrocarbonetos tenham sido deixados para trás. Para a recuperação de petróleo, poços direcionais paralelos aos planos de falha podem ser utilizados, embora com maior risco em relação às falhas de maior hierarquia.

Outro problema também ligado à limitação de resolução é a correlação indevida entre diferentes falhas, mesmo quando estão disponíveis dados sísmicos tridimensionais de razoável qualidade. Como existe uma relação de escala entre rejeito e comprimento das falhas, segmentos de falhas com comprimento exagerado em relação ao rejeito da falha exibidos em mapas geológicos podem ter sido resultado de correlação indevida de falhas, que na realidade são segmentos descontínuos separados por rampas de revezamento.

9.1.4 Mesoscópica Superior

São as denominadas falhas subresolução ou subsísmicas (rejeito 1-10m), que em alguns casos podem ser reconhecidas através da correlação detalhada de perfis de poços, desde que exista um arcabouço estratigráfico refinado, com poços pouco espaçados. Perfis de imagem e dados dinâmicos, como testes de formação, diferenças de pressão e de contatos entre fluidos, passam a ser importantes na determinação dessas falhas, que normalmente não podem ser mapeadas. Apesar do pequeno rejeito, podem produzir barreiras significativas de permeabilidade, principalmente se a espessura dos reservatórios for menor ou igual ao rejeito da falha. Contudo, como apresentam expressão areal limitada, a descontinuidade (barreira de fluxo) pode ser apenas local, atrasando o fluxo e a equalização de pressão no reservatório, mas sem constituir selos na escala de tempo geológico. Comumente essas falhas possuem a mesma direção, e se encontram na proximidade de falhas maiores, seguindo a tendência natural de agrupamento em zonas deformadas (Foxford et al., 1998; Fossen et al., 2005).

Para vencer essas heterogeneidades nos projetos de exploração, o adensamento de malha e o posicionamento mais favorável possível para poços produtores e injetores são as estratégias mais indicadas. O conhecimento do campo de tensões atual, que permite estimar as direções mais propícias de fraturas abertas ou fechadas, é fundamental.

Para o comportamento de reservatórios, essas estruturas podem, em condições dinâmicas, isolar porções do reservatório, deixando óleo para trás, embora geralmente a falta de resolução não permita que isso seja percebido antes que se tenha algum tempo de histórico de produção do reservatório.

9.1.5 Escala Mesoscópica Inferior

Engloba as falhas e fraturas de pequeno porte, sempre abaixo da resolução sísmica e praticamente impossíveis de serem resolvidas através de correlação entre poços. Incluem as zonas de bandas de deformação e superfícies de deslizamento (Antonellini & Aydin, 1994), assim como fraturas do modo I (Pollard & Aydin, 1988), preenchidas ou não. Bandas de deformação são zonas de alteração de propriedades petrofísicas, devido à redução de granulometria, perda de seleção e cimentação (Antonellini & Aydin 1994). Nesta escala, materiais com composição ou propriedades físicas diferentes geram estruturas distintas. Arenitos porosos, pelo efeito do *strain hardening*, tendem a formar bandas de deformação, com redução de porosidade e permeabilidade. Individualmente, as bandas de deformação costumam ser tabulares, mas constituem padrão anastomosado quando agrupadas em zonas de bandas de deformação (Antonellini & Aydin 1994). Rochas não porosas tendem a gerar superfícies mais discretas e menos espessas, com deslizamento e aumento da permeabilidade paralela à falha (Antonellini & Aydin 1994; Foxford et al. 1998). Costumam estar agrupadas às falhas maiores, fazendo parte da sua zona deformada. Embora individualmente não tenham grande continuidade, de forma agrupada podem constituir zonas de anisotropia de permeabilidade do reservatório, que produzem caminhos preferenciais ao fluxo e influenciam no fator de recuperação. O conhecimento da direção predominante dessas estruturas, e sua relação com o campo de tensões atual é importante para o posicionamento da malha de poços produtores e injetores no reservatório. Perfis de imagem (Figura 9.4) e testemunhos são os principais métodos de detecção dessas falhas, que sempre são subamostradas devido ao suporte limitado desses métodos. Estas estruturas não são mapeáveis, mas alguns trabalhos as modelaram estatisticamente (Ainsworth, 2006). Para Foxford et al. (1998), alguns atributos importantes dessas estruturas, como a frequência e espessura, se aproximam do imprevisível. Afloramentos análogos também podem ser utilizados para este fim (Figura 9.4). Corrêa (2002), por exemplo, estudou uma exposição da Formação Serraria em Sergipe e, baseado em uma simulação de fluxo deste afloramento, constatou a influência dessas falhas de pequeno porte na dinâmica de um reservatório hipotético.

Estruturas com esta hierarquia não devem ser suficientes para compartimentar estaticamente (na escala de tempo geológico) o reservatório, mas podem constituir heterogeneidades que podem impactar a produção e a recuperação final do reservatório na escala de tempo de produção.

9.1.6 Escala Microscópica

Esta magnitude inclui as estruturas de pequeno porte somente detectadas em testemunhos e perfis de imagem, como bandas de deformação individuais e fraturas abertas. São de difícil caracterização e modelagem, embora sua atitude possa ser estatisticamente utilizada para estimar as estruturas de maior porte. Segundo Fossen & Bale (2007), seu impacto é muito pequeno na recuperação dos reservatórios, em função da pequena continuidade. Sua influência está restrita à uma pequena alteração no fator de recuperação de reservatórios, normalmente contornada com a estimulação de poços com fraturamento hidráulico (Fossen et al. 2007).

Tabela 9.1 – Magnitudes de falhas e seu impacto na compartimentação da bacia e dos reservatórios de petróleo na área estudada.

Nível hierárquico	Rejeito (m)	Impacto no reservatório	Densidade (N/km ³)	Métodos de caracterização	Estratégia de exploração
Gigascópica	1000-5000	Formação da bacia	0,01	Métodos potenciais, sísmica exploratória	Poços exploratórios visando trapas estruturais
Megascópica	100-1000	Formação da estrutura – normalmente <i>rollover</i> no bloco rebaixado. Desconectam completamente sequências de 3ª ordem	0,5	Sísmica exploratória, ausência estratigráfica em poços	Poços direcionais seguindo <i>trends</i> de acumulações controladas por falhas
Macroscópica	10-100	Compartimentação de blocos – <i>rollover</i> no bloco rebaixado, fechamentos contra falha em bloco alto ou bloco baixo. Desconectam sequências de 4ª ordem. Podem gerar pressões e contatos diferenciados entre fluidos	0,8 (rejeito 60m) 1,3 (rejeito 10m detectadas) 3,3 (rejeito 10m extrapoladas)	Sísmica, ausência estratigráfica em poços	Poços direcionais seguindo plano de falha
Mesoscópica	1-10	Falhas internas nos bloco-reservatórios, normalmente com pouca continuidade. Barreiras de permeabilidade.	83 (rejeito 1m extrapoladas)	(Falhas subresolução) Correlação dentre poços, dados dinâmicos (testes de formação). Tendem a estarem agrupadas e com a mesma direção das falhas maiores.	Risco para poços horizontais. Adensamento de malha para melhoria da recuperação
Mesoscópica Inferior	0,01-1	Zonas de bandas de deformação, superfícies de deslizamento de pequeno rejeito, fraturas. Heterogeneidades internas podem afetar recuperação. Anisotropias de permeabilidade.		Perfis de imagem testemunhos	Posicionamento adequado de par produtor-injetor. Necessidade de conhecer campo de tensões atual. Fraturamento hidráulico
Microscópica	< 0,01	Bandas de deformação, fraturas		Perfis de imagem, testemunhos, lâminas delgadas	Quando presentes em grande quantidade, conhecer a relação entre geometria e campo de tensões atual

Tabela 9.2 – Impacto das falhas em cruzamento com a hierarquização estratigráfica, aplicado à área estudada.

Hierarquia deposicional	Espessura	Giga	Mega	Macro	Meso	Meso Inferior	Micro
		1000-5000	100-1000	10-100	1-10	0,01-1	<0,01
Sequência 2ª ordem	500-1000	Compartimentação da bacia em diversas estruturas (campos de petróleo)					
Sequência 3ª ordem	100-500		Compartimentação do campo em grandes blocos				
Sequência 4ª ordem (zona reservatório)	5-30			Selos por juxtaposição em conjuntos de reservatório. Compartimentação de uma zona em zonas-bloco e zonas de produção	Barreiras de permeabilidade dinâmicas dentro de uma zona de produção. Eventualmente pode isolar áreas não drenadas, mas de difícil identificação		
Elementos de arquitetura (heterogeneidade)	1-5					Barreiras de permeabilidade dentro de uma zona de produção	Pouco impacto dentro de uma zona de produção
Litofácies	0,2-1						

9.2 Relação entre a estratigrafia e falhas superimpostas

O cruzamento das falhas com unidades estratigráficas de diversas hierarquias (sequências), traduzidas na prática em zonas reservatório, permite estimar a influência de cada magnitude de estrutura na compartimentação de reservatórios fluvio-deltaicos. Nesse cruzamento, a conectividade do reservatório pode ser alterada por: a) justaposição reservatório/não reservatório, b) arraste do folhelho adjacente (*shale smear*), c) formação de *gouge* argiloso na zona de falha, e d) cimentação.

Um método relativamente robusto para se avaliar rapidamente a integração da estratigrafia com as estruturas é a utilização de diagramas triangulares (Allan 1989, Bouvier et al. 1989, Knipe 1997, Yielding et al. 1997), que analisa em 1D, baseado no perfil de argilosidade de um poço, o potencial selante para diversos intervalos sob diversos rejeitos de falha, e que permite estimar a justaposição, a quantidade de *shale smear* ou a argilosidade do *gouge*. Observações de campo realizadas na Falha de Moab (Utah, USA), indicam um alto grau de imprevisibilidade dos atributos de zonas de falha (Foxford et al. 1998). Entretanto, o atributo considerado menos problemático é o que envolve a estimativa de argilosidade do *gouge* de falha. Neste caso, o potencial selante é baseado na argilosidade obtida de perfis raios-gama ou densidade-neutrão, através do algoritmo de SGR (*shale gouge ratio*, de Yielding et al. 1997):

$$\text{SGR} = \Sigma (\text{Vsh} \cdot \Delta Z) / t$$

onde Vsh é a argilosidade média de um intervalo medido ΔZ e t é o rejeito local da falha. A argilosidade (Vsh) pode ser obtida a partir de perfis raios gama (como realizada neste trabalho), ou combinação de perfis, como densidade-neutrão.

Na prática, o SGR é a argilosidade do plano de falha, e tem direta correlação com a pressão capilar da zona de falha, que pode ser traduzido em altura da coluna de hidrocarboneto retido. Este algoritmo já está incorporado em alguns programas de modelagem 3D de reservatórios, inclusive com saídas para simuladores de fluxo.

A área do gráfico triangular representa a justaposição de uma camada do bloco soerguido com outra no bloco rebaixado, a depender do rejeito da falha. Na Figura 9.5, no lado esquerdo, o perfil de argilosidade representa a estratigrafia do poço representativo da área. O horizonte estratigráfico na posição A1, por exemplo, deslocado por uma falha normal de 100m de rejeito (seta A1-A2), colocará em contato por falha o horizonte da posição A3. A cor laranja da área do gráfico representa o valor do SGR obtido para esta situação.

O algoritmo SGR, com resultado no gráfico da Figura 9.5, foi aplicado em um intervalo estratigráfico relativamente grande, cobrindo sequências de 3ª ordem com características litológicas distintas. Para o arenito basal da Sequência K36 (Formação Penedo), observa-se o baixo potencial selante para rejeitos de 0 a 300m, um pouco aumentados para rejeitos da ordem de 100m, quando a falha coloca em contato arenitos com intercalações argilosas. Neste caso, como dito acima, um reservatório situado na posição estratigráfica A1, no bloco soerguido da falha normal com rejeito de 100m (reta A1-A2), estará justaposto com a porção A3 da sequência, no bloco rebaixado. Em A2, o ponto de justaposição de dois arenitos, o valor de SGR é cerca de 0,4, um potencial selante ainda relativamente baixo, embora valores acima de 0,2 já possam constituir barreiras de permeabilidade (Foxford et al. 1998). Na situação B da Figura 9.5, aplicada a uma das sequências de 3ª ordem da Formação Barra de Itiúba, nota-se um maior potencial selante para rejeitos maiores de 100m, principalmente para os espessos arenitos basais das sequências de 3ª ordem. Esses gráficos triangulares mostram claramente porque reservatórios mais delgados e intercalados são mais comumente saturados em hidrocarbonetos do que

arenitos mais espessos, pois requerem rejeitos bem maiores das falhas controladoras da trapa.

Na Figura 9.6 é feita uma análise detalhada nas sequências de 4ª ordem que compõem a Sequência K34/10, cruzadas com falhas subresolução (macroescala e mesoescala). Para a Sequência K34/10, observa-se que falhas de pequeno rejeito (Situação A, Figura 9.6) não são suficientes para isolar hidráulicamente o reservatório limitado pelas superfícies S400 e S402 (canais distributários e barras de desembocaduras proximais de um delta de *lowstand*). No caso da situação A, um intervalo do reservatório afetado por uma falha de 5m de rejeito (seta A1-A2), é justaposto pela porção superior do mesmo reservatório (seta A2-A3), com SGR em torno de 0,1, um baixo potencial selante (Yielding et al., 1997). Já uma falha de mesmo rejeito para uma barra distal do trato de lago alto (situação B), apresenta $SGR > 0,5$, o que indica condição de selar uma significativa coluna de hidrocarbonetos (Yielding et al. 1997). Isto significa que esses reservatórios mais delgados e argilosos são muito mais susceptíveis ao isolamento por falhas subresolução, requerendo maior adensamento de poços para sua exploração. Falhas de maior rejeito (15m, situação C) ainda podem ser insuficientes para o selo nos depósitos espessos do trato de lago baixo. Neste caso, condições selantes são alcançadas no caso de falhas maiores que 25m (situação D), valor de rejeito no limiar da resolução dos métodos de detecção de falhas em subsuperfície.

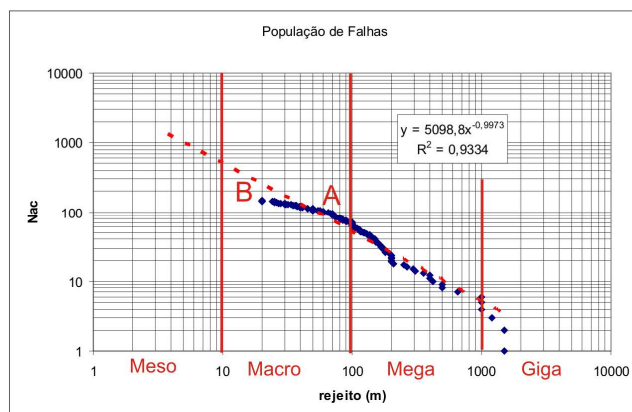


Figura 9.2 – Gráfico bilogarítmico de tamanho (rejeito) de falhas versus população acumulada. Nota-se a amostragem adequada das falhas com rejeito maior que 70m (ponto A identifica o limite da resolução, e a área em B as falhas subamostradas). Falhas com rejeito menor do que 10m não são identificadas pelo método sísmico ou correlação de poços na área estudada.

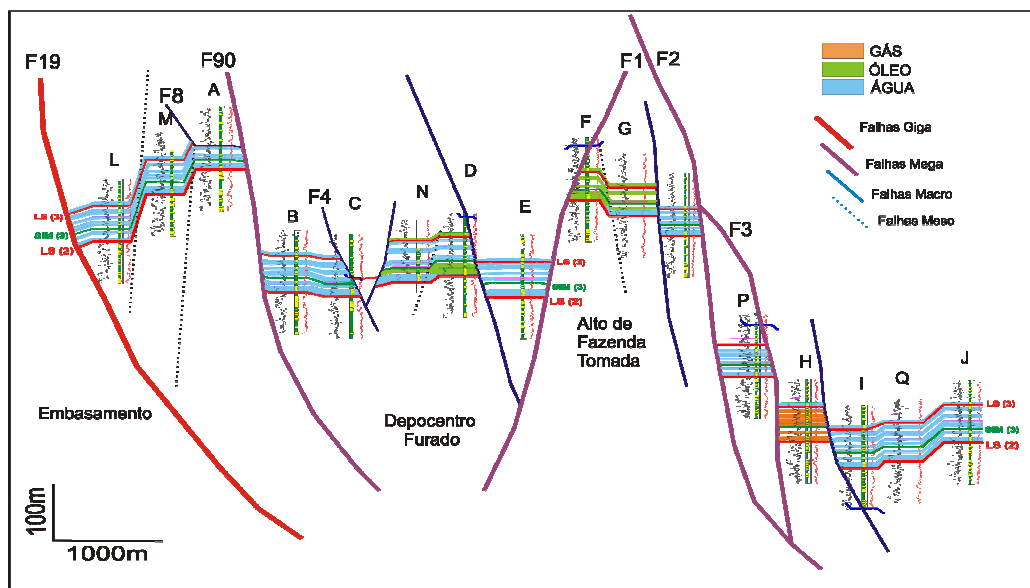


Figura 9.3 – Seção estrutural da Sequência K34/10, com as falhas hierarquizadas com diferentes cores.

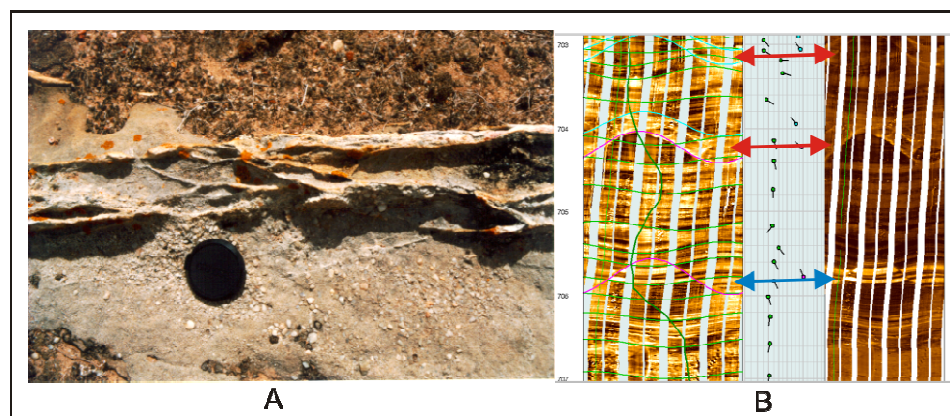


Figura 9.4 – A) Zona de bandas de deformação em arenitos da Formação Serraria. Afloramento em Malhada dos Bois, Sergipe. B) Perfil de imagem de um poço do Campo de Furado (interpretação de Menezes et al. 2006) – Os mergulhos das falhas e fraturas resistivas (bandas de deformação) coincidem com a atitude das falhas de grande porte da área. Fraturas abertas também ocorrem, com padrão menos definido. Normalmente essas estruturas ocorrem nas adjacências de falhas maiores.

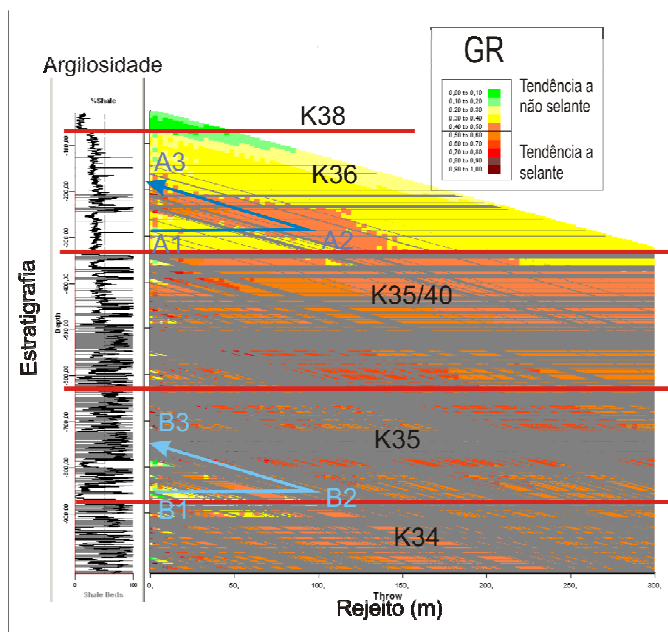


Figura 9.5 - Diagrama de justaposição e SGR da porção superior da Sequência K34-K36. As cores representam a razão de *gouge* (SGR) onde os reservatórios do bloco alto (situação A1 e B1) estão justapostos com os do bloco rebaixado (situação A3 e B3). Nota-se potencial selante reduzido para a porção superior da Sequência K36 (SGR < 50) e elevado para a Sequência K35/40, exceto para falhas de pequeno rejeito (<30m).

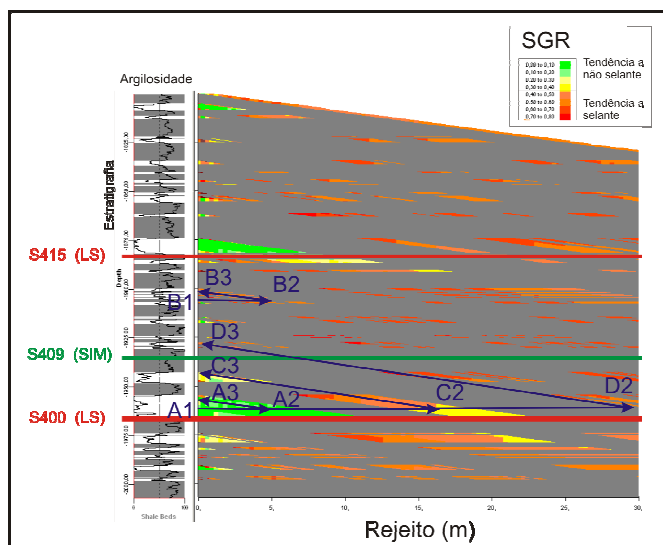


Figura 9.6 – Diagrama de justaposição e SGR da Sequência K34/10. As cores representam a razão de *gouge* (SGR) onde os reservatórios do bloco alto estão justapostos com os do bloco rebaixado. Nota-se potencial selante elevado (SGR > 50) para as camadas mais delgadas (barras de desembocadura distais). Potencial selante reduzido (SGR < 30%) é esperado em falhas de pequeno rejeito (< 10m) nas camadas mais espessas e menos argilosas (barras de desembocadura e canais distributários).

10 Síntese da Tectônica e Sedimentação

Os padrões de empilhamento e a geometria tridimensional dos estratos, aliados ao mapeamento das feições estruturais da área, permitiram avaliar o papel do tectonismo regional e local na estratigrafia da área estudada. A Figura 10.1 resume diferentes produtos do tectonismo na arquitetura dos depósitos iniciais do rifte (litologias características e padrões estratais). Trata-se de uma contribuição do estudo geológico de um campo maduro para o conhecimento da bacia.

Embora a seção rifte na porção terrestre da Sub-bacia de Alagoas se encontre afetada por um grande número de falhas que podem atingir grandes rejeitos, quase toda a deformação é de idade Alagoas (Meso-Aptiano?/Eo-Albiano?), final do estágio rifte, associada ao evento de *breakup*. Durante a deposição das sequências J20-K5 e K10-K20, há uma tendência de considerar que as falhas tiveram pouca ou nenhuma atuação direta na sedimentação (Chagas et al., 1993; Chiossi, 1997; Hamsi & Karner, 2005). Contudo, ao se analisar com maior detalhe, na área estudada percebe-se uma clara influência do tectonismo, provavelmente ligado à iniciação e propagação das falhas em profundidade.

O tectonismo, ainda que brando, atuou de forma crescente ao longo do Andar Rio da Serra e é marcado pela passagem dos estratos plano-paralelos das sequências J20-K5 e K10/10 a K10/40 para os levemente divergentes da K20. No final do Andar Rio da Serra, o lago passou a receber aporte de sedimentos fluvio-deltaicos mais grossos, interpretados como rejuvenescimento tectônico das áreas fonte. A atividade tectônica observada durante a deposição da Sequência K20 prenunciou o evento maior que originou a Discordância Pré-Aratu.

No final do Andar Rio da Serra, associado às mudanças nas paleotensões regionais devido à mudança de direção de propagação do rifte, os estratos anteriormente depositados sofreram soerguimento regional e exposição subaérea, seguida de nova fase de subsidência. O resultado é a discordância angular Pré-Aratu, sobre a qual se assentam arenitos fluvio-deltaicos com grande continuidade lateral, que são bruscamente cobertos pelos primeiros depósitos de lago relativamente profundo na área estudada. Apesar disso, em geral as ocorrências de lago mais profundo são breves, restritas a poucos metros de espessura.

A Sequência de segunda ordem K34-K36 (formações Barra de Itiúba e Penedo) é formada por 9 sequências de 3ª ordem (K34/10 a K36) com tendência geral regressiva, cada qual iniciada por depósitos arenosos basais (fluvio-deltaicos). Apesar da paleogeografia provavelmente ainda não configurar um “rifte clássico”, esses depósitos seriam, na hierarquia de 3ª ordem um “trato de início de rifte” (*sensu* Prosser, 1993). Os tratos transgressivos são compostos por ciclos retrogradacionais de 4ª ordem, que culminam com depósitos lacustres relativamente profundos (folhelhos negros), um “trato de clímax de rifte” de 3ª ordem, quando a acomodação produzida pela subsidência tectônica e pelo clima úmido que mantinha o lago predominantemente preenchido, foi maior do que o aporte de sedimentos. Os tratos de lago alto se caracterizam pelos conjuntos de ciclos progradacionais bem definidos (sequências K34/10 a K35/30, que tendem a desenvolver planícies deltaicas nas sequências superiores), já em época de quiescência ao final de um pulso de subsidência. A Sequência K35/40, quando os ciclos granodecrescentes (fluviais) passam a dominar, marca a passagem litoestratigráfica gradual da Formação Barra de Itiúba (áreas distais) para Penedo (áreas proximais). A última sequência deposicional, K36, registra o assoreamento fluvial do rifte, correspondendo à Formação Penedo em toda a Sub-bacia de Alagoas. Um diagrama esquemático de formação de sequências de 2ª e 3ª ordem é apresentado na Figura 10.2.

Ao se analisar a evolução do padrão dos estratos, observa-se nitidamente a existência de um paleoalto coincidente com o atual *Horst* de Fazenda Tomada, e um depocentro localizado a sudoeste, o Depocentro Furado. Os primeiros estratos divergentes (a partir da Sequência K20) se espessam em direção à bacia e ao depocentro, com truncamentos erosivos e *onlap* em direção às falhas (o contrário do que se esperaria em falhas ativas típicas). Esta geometria se ajusta bem ao mecanismo de dobras de crescimento, relacionadas à iniciação e propagação de falhas em profundidade (*fault propagation folds*), típicas dos estágios iniciais de rifteamento (Schlische, 1995; Gawthorpe et al., 1997; Ford et al. 2006). Neste modelo, há o maior acúmulo de sedimentos no sinclinal, e afinamento na anticlinal, inclusive com possibilidade de erosão nos alto, associada à rotação produzida pelo crescimento da dobra. O melhor exemplo ocorre justamente na Discordância Pré-Aratu. Com a continuidade da propagação da falha, esta pode atingir a superfície, iniciando assim a geometria típica com espessamento de sedimento junto à falha, o

que não chegou a ocorrer até o final da Sequência K34-K36. A inexistência de conglomerados associados e de variações laterais de fácies reforça a idéia do mecanismo de dobras de crescimento condicionando a arquitetura estratigráfica. A falha de borda, se existente, provavelmente se localizava muito além do atual limite da bacia. Uma adaptação dessa evolução é apresentada na Figura 10.3. A atual falha de borda (F19) também se encontrava em processo de iniciação desde a K20, mas somente evoluiu para a condição de falha de borda no tempo Alagoas. A duração desse comportamento tectono-estratigráfico (cerca de 20 milhões de anos) sugere propagação lenta e prolongada das falhas em profundidade, com a maior parte da geração de espaço produzida por deformação dúctil, ou por falhas de pequeno porte, abaixo da resolução. Este processo de rifte inicial prolongado é similar ao descrito no Golfo de Suez (Patton et al., 1994; Morley, 2002) e no Graben do Reno (Ford et al., 2007). A subsidência diferencial na região do Alto de Fazenda Tomada, embora evidente e prolongada, não foi suficiente para a formação de barreiras nos sistemas deposicionais, ou de controlar as variações faciológicas nas sequências K10-K20 e K34-K36. Aparentemente, todo o espaço gerado na subsidência diferencial foi rapidamente preenchido pelos sedimentos que chegavam à bacia. A manutenção ou mesmo subida do nível de base da bacia, durante o crescimento da estrutura, prevê esse tipo de feição, denominada *on-structure* (Patton, 2004). A atividade do Alto de Fazenda Tomada perdurou pelo menos até o Andar Jiquiá (Sequência K38), com a deposição de bancos de coquinas nas áreas mais elevadas. O Alto de Fazenda Tomada serviu posteriormente, no Andar Alagoas, como uma área de nucleação do sistema de falhas conjugadas de grande rejeito atualmente existentes na área.

Por essas evidências, o tectonismo deve ter sido o principal condicionante na deposição das sequências de longa duração (2ª/3ª ordens), sendo mais brando nos períodos iniciais (J20-K5 a K10/40) e finais (K36). Variações climáticas também tiveram seu papel, amplificado nas épocas de tectonismo mais brando. Assim, a passagem da Sequência J20-K5 (Formação Serraria) para a K10/10 (sedimentos finos da Formação Feliz Deserto) poderia ser associada a uma mudança para clima mais úmido.

Na 4ª ordem (dezenas a centenas de milhares de anos), os pulsos de deformação de alta frequência não seriam suficientes para gerar acomodação significativa, sendo os eventos climáticos condicionantes mais importantes na

ciclicidade, principalmente em relação ao aporte de sedimentos. Nesses ciclos climáticos, devido ao lago ser predominantemente aberto e ao clima predominantemente úmido da época (Chiossi, 1997), as oscilações do nível absoluto do lago provavelmente eram limitadas. A Figura 10.4 apresenta a paleogeografia do lago ao longo de um ciclo de 3ª ordem para os depósitos da Sequência K34-K36.

Quanto à questão “quando começou o rifte?”, de acordo com o que foi discutido ao longo deste trabalho, com base na contribuição de um campo de petróleo, existem 4 superfícies candidatas à Discordância Inicial do Rifte, abaixo resumidas:

1. Base da Formação Serraria: satisfaz aos modelos de preenchimento de rifte onde uma sucessão fluvial inicia o preenchimento da bacia. Nesta fase, o tectonismo ainda é incipiente, produzindo tratos de baixa acomodação com aporte sedimentar maior do que a criação de espaço pela subsidência tectônica. Alternativamente, os lacustres da Formação Bananeiras representariam um trato de alta acomodação indicativo de tectonismo, se esses depósitos continuarem parte da Sequência J20-K5.

2. Superfície transgressiva da Sequência K10/10 (Formação Feliz Deserto): embora geometricamente concordante, marca o início de um estágio mais prolongado de alta acomodação, com taxas de subsidência relativamente elevadas, compatíveis com bacias rifte. Esta superfície é de mesma idade do que é considerado o início do estágio no rifte das bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá, quando ocorreu uma aceleração na subsidência (muito maior do que na Bacia de Sergipe-Alagoas) e deposição dos folhelhos escuros da Formação Candeias. Se a propagação do rifte não for considerada diácrona, esta é então a superfície mais apropriada, embora não seja uma discordância angular, similar ao início de uma tectonossequência (*sensu* Cupertino & Bueno, 2005)

3. Base da Sequência K20: marca o início dos estratos divergentes, sugestivos da deposição em meio-grabens (critério geométrico), e a passagem dos depósitos lacustres rasos para sucessões com maior oscilação de lâmina d'água, inclusive contendo folhelhos de lago mais profundo. Como sua caracterização até o momento está restrita a área aqui estudada, requer trabalhos adicionais em outras áreas da bacia.

4. Discordância Pré-Aratu: é a descontinuidade estratigráfica mais expressiva, com significativa erosão, marcante angularidade e início dos depósitos lacustres

mais profundos, com comprovada extensão regional. Se a propagação do rifte for diácrona, é a superfície que melhor representa a mudança da direção de propagação do rifte.

Nota-se então que o posicionamento do início do rifte dependerá do critério a ser utilizado. Observou-se, ao utilizar esses critérios, que a passagem parece não ser brusca, e sim lenta e gradual. Em nenhuma das superfícies consideradas é percebida atuação direta de falhas na geração de espaço, provavelmente pela localização paleogeográfica, em uma suave margem flexural do rifte e/ou devido à deformação predominantemente dúctil, com falhas se formando em profundidade (Figura 10.4).

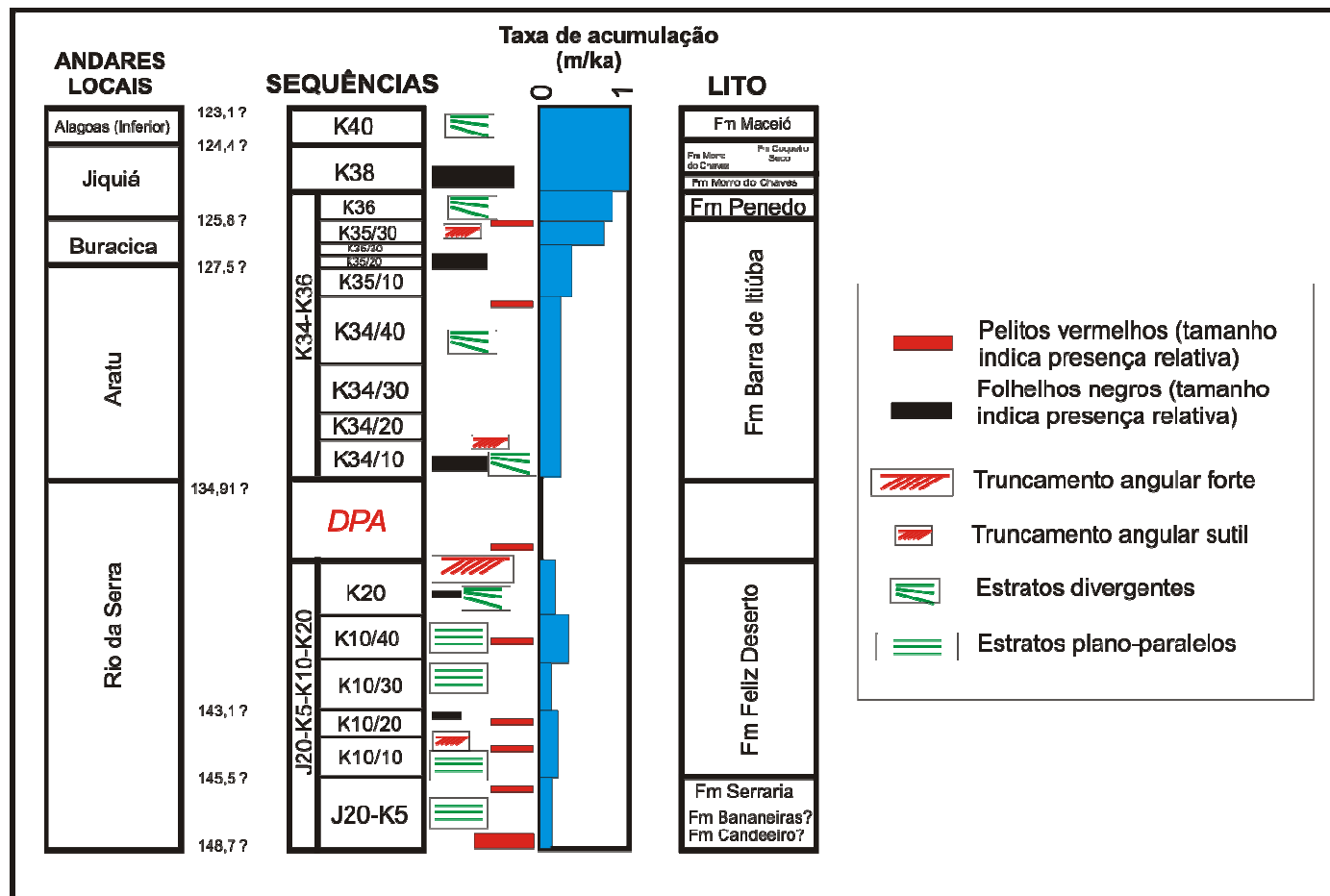


Figura 10.1 - Sumário estratigráfico do intervalo estudado, com diversos aspectos indicando progressivo incremento na atividade tectônica.

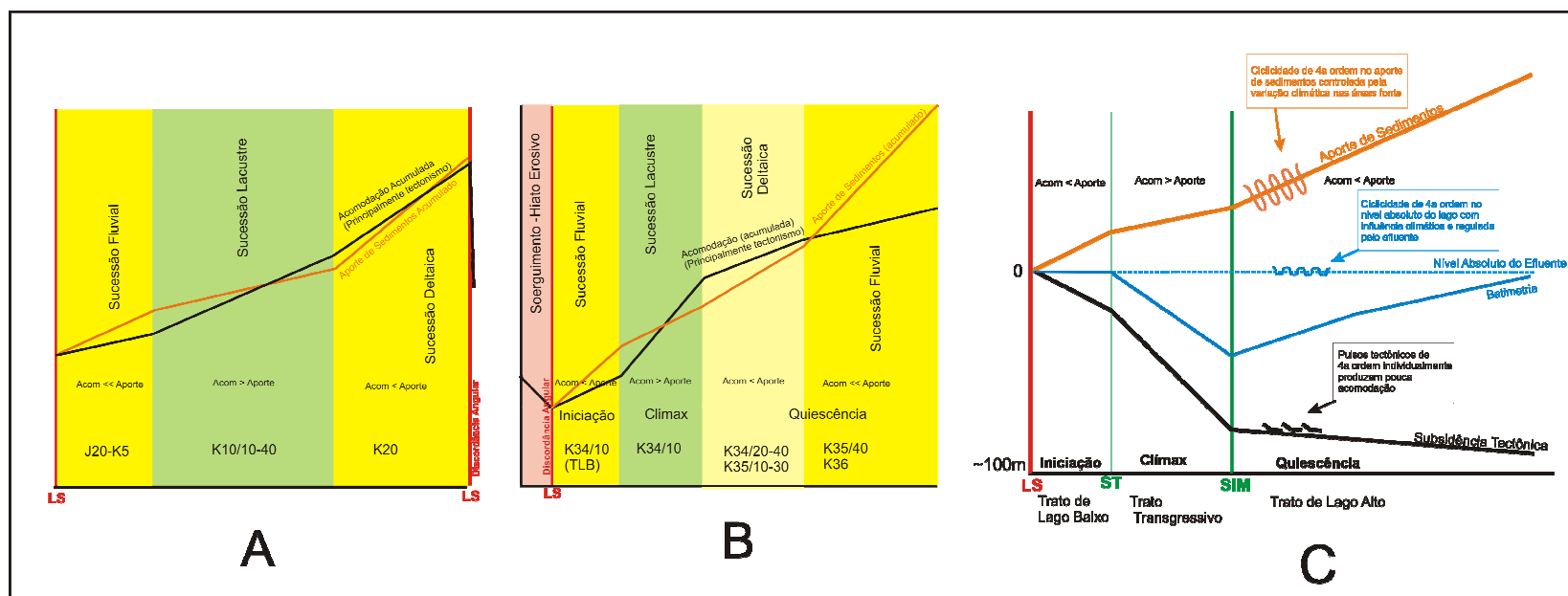


Figura 10.2 – Diagramas resumindo a evolução do empilhamento das seqüências de 2ª ordem J20-K5, K10-K20 (A) e K34-K36 (B), que apresentam características evolutivas bastante distintas. O modelo para deposição de uma seqüência de 3ª ordem na K34-K36 é apresentado em (C).

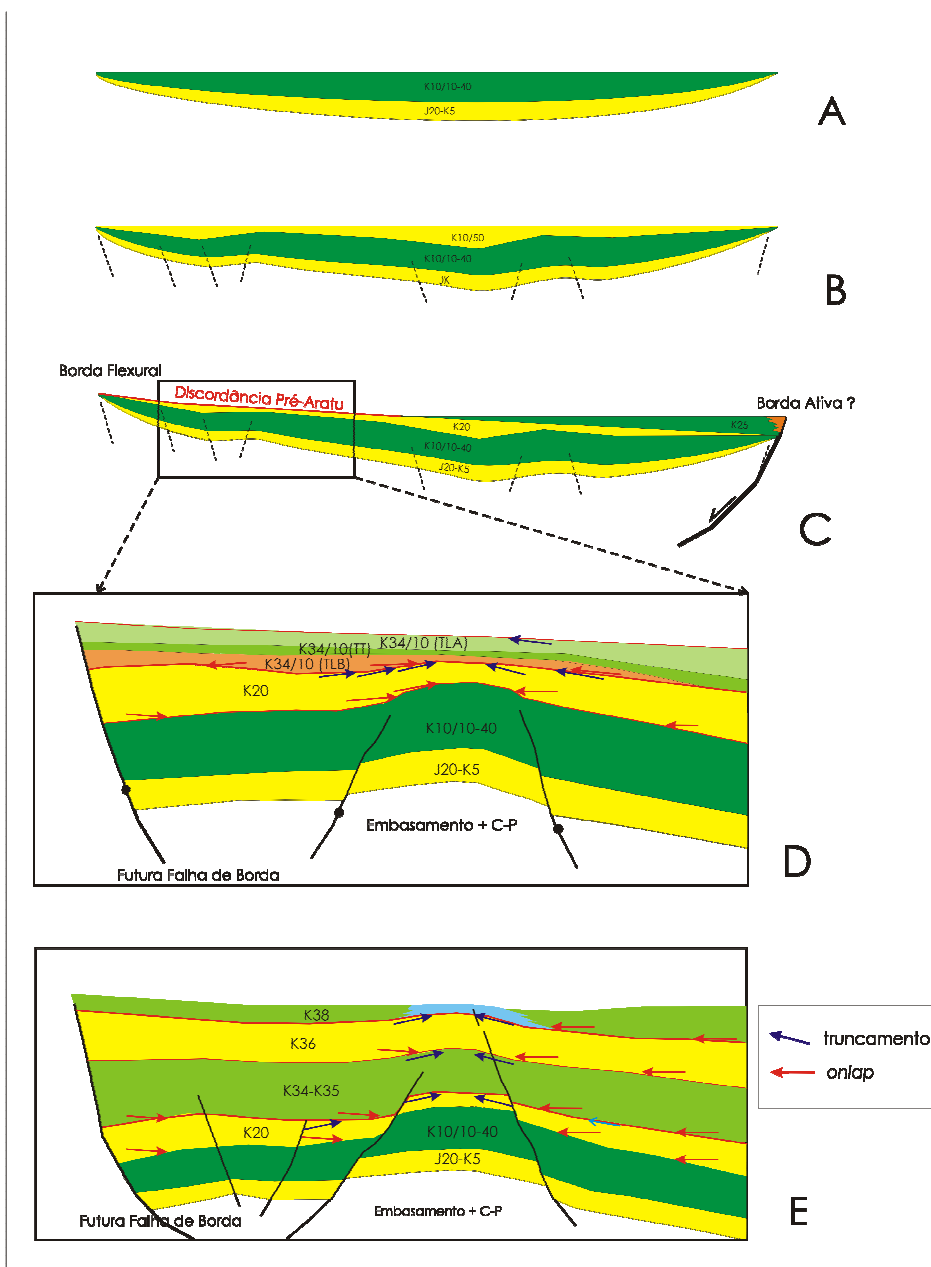
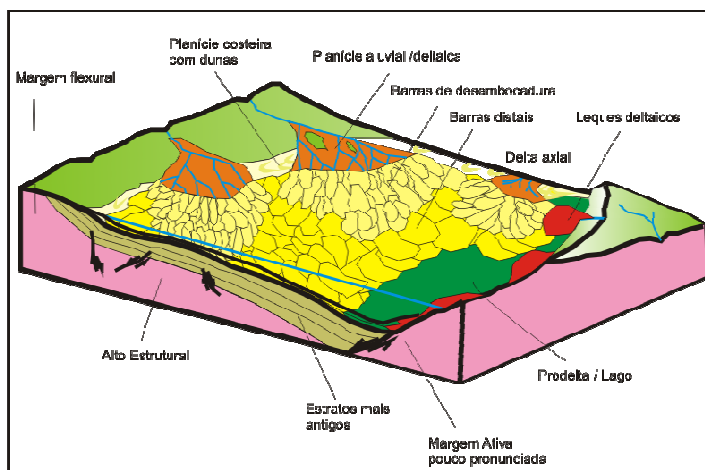
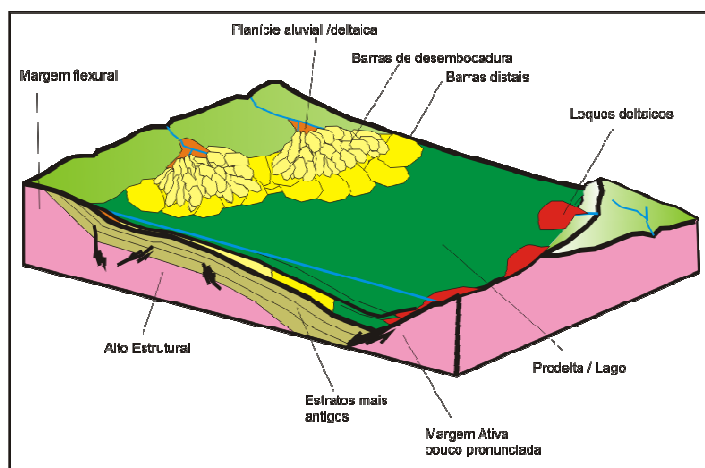


Figura 10.3 – Evolução tectono-estratigráfica esquemática (sem escala) da área estudada, no contexto da Bacia de Sergipe-Alagoas. A) Deposição das Sequências J20-K5 e K10/10-40 em um amplo sinforme (alto comprimento de onda), B) Formação de falhas em subsuperfície e de dobras de crescimento com mais baixo comprimento de onda associadas, influenciando na deposição da K20, C) evento tectônico regional com a geração da Discordância Pré-Aratu (início da ruptura ?), D) detalhe na área estudada, com deposição da K34-K36 e atuação local do Alto de Fazenda Tomada, E) Continuação da atuação do Alto de Fazenda Tomada, inclusive controlando a deposição dos carbonatos da Formação Morro do Chaves (Sequência K38).



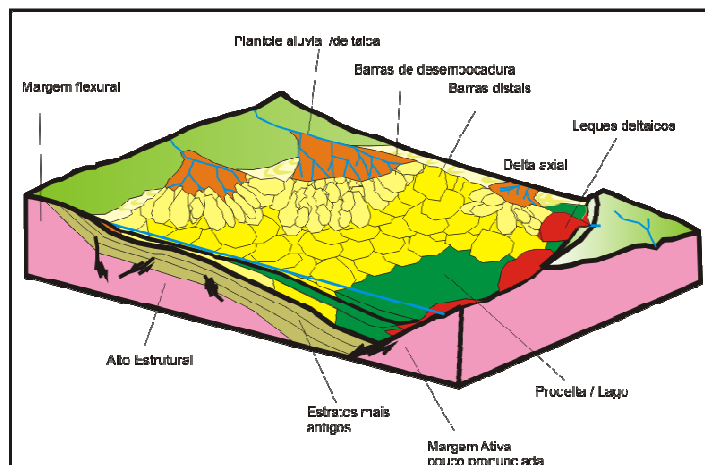
Trato de Lago Baixo

O tectonismo inicial produz rejuvenescimento das drenagens. O aporte é maior do que a acomodação, resultando na sedimentos fluvio-deltaicos na margem flexural.



Trato Transgressivo

O aumento da intensidade do tectonismo produz acomodação maior do que o aporte. O clima úmido faz com que o espaço de acomodação potencial do lago seja rapidamente preenchido por água, produzindo depósitos transgressivos.



Trato de Lago Alto

A redução do tectonismo permite a suavização do relevo e o amadurecimento das drenagens e o preenchimento do lago por depósitos deltaicos.

Figura 10.4 – Paleogeografia presumida do lago ao longo de um ciclo de 3ª ordem do início da Sequência K34-K36.

11 Conclusões

Apesar da limitação geográfica, a análise tectono-estratigráfica de um campo de petróleo maduro, em função do rico registro estratigráfico e da densidade de dados, pode contribuir para o conhecimento da evolução da bacia. Na direção oposta, também mostra como é importante conhecer a história de preenchimento da bacia na predição das heterogeneidades e qualidade das rochas reservatórios, geradoras e selos de um campo de petróleo.

A utilização da estratigrafia de sequências adaptada aos riftes continentais permitiu a discriminação de intervalos com diferentes potenciais para a ocorrência de reservatórios, geradores e selos, com aplicação direta em exploração e exploração. Os diferentes tratos de sistema hospedam reservatórios com características próprias, que requerem estratégias distintas nos projetos de exploração de campos de petróleo. A estratigrafia de alta resolução se aplica de forma mais evidente na definição das zonas reservatório, elementos fundamentais do gerenciamento de reservatórios.

No caso estudado, os eventos de terceira ordem controlam a distribuição das zonas reservatório, com a maior ou menor espessura e/ou qualidade a depender da posição dentro das sequências (tratos de sistema).

Os afogamentos abruptos no início dos tratos transgressivos de 3ª ordem, de provável controle tectônico, refletem a aceleração da taxa de subsidência. Nesse caso, a grande proximidade das rochas geradoras (trato transgressivo) com reservatórios de boa qualidade (trato de lago baixo) torna-se uma condição bastante favorável quanto ao sistema petrolífero. A grande continuidade lateral destes sempre requer trapas estruturais.

Eventos de mais alta frequência (4ª ordem), provavelmente de natureza climática, controlam os limites entre as zonas reservatórios. Contudo, quando a taxa de sedimentação é maior, a hierarquia de 4ª ordem pode englobar mais de uma zona. Isso ocorre nos depósitos finais do preenchimento do rifte, quando as taxas de acumulação aumentam significativamente.

A determinação correta das superfícies estratigráficas é importante na modelagem tridimensional de reservatório, já que as fácies e suas associações que constituem os elementos de natureza autogênica, passíveis de espalhamento por

métodos geoestatísticos, devem ser envelopadas por essas superfícies. As superfícies com significado estratigráfico devem ser tratadas de forma determinística, e posteriormente, o preenchimento das fácies deve ser feito de forma subordinada às unidades da estratigrafia de alta resolução, condicionadas às tendências (por exemplo, curvas de proporção e anisotropias) de cada uma. Devido à limitação geográfica de um campo de petróleo em relação à bacia, a aplicação de parâmetros oriundos do conhecimento regional deve ser utilizada na modelagem. No caso estudado, para modelar a anisotropia dos reservatórios foi necessário o conhecimento do modelo deposicional em escala regional.

A superposição do tectonismo pós-deposicional com a arquitetura estratigráfica produziu uma intensa compartimentação horizontal vertical e horizontal dos reservatórios, com diferentes consequências a depender do porte das estruturas. A hierarquização de falhas, ainda que de conveniência, possibilitou definir uma ordem de importância no seu mapeamento e modelagem. A compartimentação estratigráfica cruzada com a tectônica deformativa se expressa na forma de zonas de produção, a unidade básica do gerenciamento de reservatórios e da estimativa de reservas.

As falhas gigascópicas (1000-5000m de rejeito), relacionadas ao *drag* reverso da grande falha da borda, controlam a própria estruturação do campo. As falhas megascópicas (100-1000m de rejeito) definem os compartimentos principais. Falhas macroscópicas (10-100m de rejeito) controlam as zonas-bloco, ou seja, compartimentam reservatórios com pressões e fluidos diferenciados, sendo aquelas menores de difícil detecção. Por isso, podem fazer com que ocorram áreas não drenadas do reservatório, dentro de um conjunto supostamente conectado. Falhas mesoscópicas (1-10m) formam heterogeneidades de reservatório, comumente observadas em perfis de imagem, testemunhos e afloramentos, mas dificilmente detectadas em sísmica ou correlação de poços. Finalmente, as estruturas deformacionais de pequeno porte (mesoscópica inferior e microscópica), produzem heterogeneidades internas no reservatório e podem afetar o comportamento dos reservatórios, mas são de difícil modelagem e de mapeamento não operacional.

Quanto aos aspectos ligados à contribuição do estudo de um campo maduro para o conhecimento da bacia, algumas conclusões relevantes são relatadas a seguir.

Na área estudada, os sedimentos totalizam 2600m de espessura, depositados em uma bacia ampla, provavelmente em margem flexural de um rifte em estágio inicial. A passagem dos depósitos fluviais da Formação Serraria para os lacustres da Formação Feliz Deserto é gradual, registrada por ciclos com tendência geral retrogradante, o que sugere que as sequências J20-K5 e K10-K20 constituam uma mesma sequência de 2ª ordem. A Sequência K10-K20 é formada por depósitos predominantemente pelíticos de lago raso, com padrão estratal paralelo nas sequências iniciais, passando para um padrão divergente na sequência superior, coincidente com aumento na quantidade de arenitos fluvio-deltaicos, denunciando um incremento no tectonismo ao longo do Andar Rio da Serra. Seguiu-se um evento de soerguimento, relacionado às mudanças regionais do campo de tensões, que deu origem à Discordância Pré-Aratu. A Sequência K34-K36 apresenta padrão geral regressivo (lacustre-deltaico-fluvial) típico de preenchimento de riftes clássicos. As sequências de 3ª ordem inferiores (equivalentes à Formação Barra de Itiúba) são formadas por tratos de lago baixo, transgressivo e alto, relacionados ao início, clímax e quiescência de pulsos de subsidência tectônica, respectivamente. As sequências superiores são dominadas por depósitos fluviais, estratificados em tratos de baixa e de alta acomodação, correspondentes à Formação Penedo. Durante a deposição da Sequência K34-K36, o tectonismo ainda era moderado, embora mais intenso do que na K10-K20, mas provavelmente ainda sem a ruptura das grandes falhas na superfície na área estudada.

Destaca-se o Alto de Fazenda Tomada, uma zona de acomodação longitudinal que atuou como uma anticlinal de crescimento desde o Andar Rio da Serra Superior (Sequência K20). Somente no Andar Alagoas desenvolveram-se grandes falhas que hoje compartimentam a área, inclusive a atual falha de borda da bacia. O paleoalto, que posteriormente evoluiu para um expressivo *horst*, focalizou a migração de hidrocarbonetos em um compartimento do campo.

12. Referências Bibliográficas

- AINSWORTH, R.B. Sequence stratigraphic-based analysis of reservoir connectivity: influence of sealing faults – a case study from a marginal marine depositional setting. **Petroleum Geoscience**, v.12, p.127-141, 2006.
- ALLAN, U.S. Model for hydrocarbon migration and entrapment within faulted structures. **AAPG Bulletin**, v.73, p.803-811, 1989.
- ALLEN, J.R.L. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes, and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (Late Devonian), Welsh Borders. **Sedimentary Geology**, v.33, p.237-293, 1983.
- ANTONELLINI, M.A. and AYDIN, A. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. **AAPG Bulletin**, v.78, 355-377, 1994.
- ARIENTI, L.M. **Análise estratigráfica, estudo de fluxos gravitacionais e geometria de depósitos “rift” da Formação Maceió e da Formação Poção, Bacia de Alagoas**. Tese de Doutorado, UFRGS, 2v., 1996.
- ARMELENTI, G. Descrição petrográfica de amostra do Campo de Furado. Petrobras, 2006.
- ARMELENTI, G. Descrição petrográfica de amostra do Campo de Furado. Petrobras, 2007.
- AZAMBUJA FILHO, N.C. & PERLMUTTER, M.A. Cicloestratigrafia: análise quantitativa de ciclos sedimentares, aplicações na seção sedimentar de idade Oligoceno-Mioceno da Bacia de Campos. **Revista Brasileira de Geociências**, v.35, Edição Temática Especial: Ciclicidade na Sedimentação, SBG, p.13-26, 2005.
- BARREIRO, C.B. **Integração de dados de afloramento, perfis eletro-radioativos e de georadar para análise de análogos aos reservatórios pré-rifte/rifte: um exemplo de aplicação nas formações Serraria, Barra de Itiúba e Penedo, Bacia de Sergipe-Alagoas**. Dissertação de Mestrado, UFRGS, 160p., 2004.
- BARNETT, J.A.M.; MORTIMER, J.H.; RIPPON, J.H.; WALSH, J.J.; WATTERSON, J.. Displacement geometry in volume containing a single normal fault. **AAPG Bulletin**, V.71, n.8, p.925-937, 1987.
- BECKER, A. P. **Estudo Petroológico da Formação Barra de Itiúba no Campo de Furado, Bacia de Sergipe-Alagoas**. Dissertação de Mestrado, UFOP, 111p., 1987.
- BEDREGAL, R.P.; GONÇALVES, F.T.T. & KARNER, G.D. Survivability of syn-rift hydrocarbon sources: insights from models of extension mapped from Brazilian and West African Margin Basins. In: **Africa: new plays-new perspectives**, 2003, disponível em www.hgs.org/attachments/calendarevents/30/africa03_abstracts.pdf (acessado em 29/10/2005).
- BERGER, A.; LOUTRE, M.F.; LASKAR. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for the paleoclimate studies. **Science** n.255, p.560-566, 1992.
- BHATTACHARYA, J.P. & TYE, R.S. Searching for Modern Ferron Analogs and Application to Subsurface Interpretation. In: T.C. CHIDSEY; R.D. ADAMS; T.H. MORRIS (eds) **Regional to Wellbore Analog for Fluvial-Deltaic Reservoir Modeling: The Ferron Sandstone**. AAPG Studies in Geology 50, Tulsa, p. 39-57, 2004.
- BLAIR, T.C. & BILODEAU, W.L. Development of tectonic cycloems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary responses to episodic tectonism. **Geology**, n.16, 517-520, 1988.
- BORBA, C. **Heterogeneidades estruturais em reservatórios: geometria e distribuição de falhas**. Dissertação de mestrado, Unicamp, 125p., 1996.

- BORBA, C.; AGUIAR, L.A.M.; MACIEL, W.B.; ALMEIDA, M.S.; DIAS FILHO, D.C.; SOUZA, R.S. Aspectos Controladores do Potencial Selante de Falhas - Exemplo do Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.12, n.1, p.103-123, 2004.
- BORBA, C.; TAKEGUMA, M.S.; SOUZA FILHO, E.J.; SCHNEIDER, K.N. Revitalization of Pilar Field (Sergipe-Alagoas Basin, Brazil) using deviated wells along fault planes – a successful experience. **SPE 89469**, Fourteenth Symposium of IOR, Tulsa, EUA, 2004.
- BOSENCE, D.W.J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: B.H. Purser & D.W.J. Bosence (eds), **Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden**, p. 9-25, Chapman & Hall, London, 1998.
- BOUVIER, J.D.; KAARS-SIJPESTEJN, C.H.; KLUESNER, D.F.; ONYEJEKWE, C.C. & VAN DER PAL, R.C. Three-dimensional seismic interpretation and fault sealing investigations, Nun River Field, Nigeria. **AAPG Bulletin**, v.73, p.1397-1414, 1989.
- BUENO, G.V. **Discordância Pré-Aratu: Marco Tectono-Isotópico no Rifte Afro-Brasileiro. Tese de doutorado**, UFRGS, 149p + anexo, 2001.
- BUENO, G.V. Diacronismo de eventos no rifte Sul Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.12, n.2, p.203-229, 2004.
- BUENO, G.V. Mecanismo evolutivo de rifte assimétrico para margem simétrica. **Anais do 43º Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, Aracaju, p.109, 2006.
- BURKE, K. **Intercontinental rifts and aulocogens. In Continental Tectonics** (Ed. Burchfiel, B. C., Oliver, J. E. & Silver, L. T.). National Academy of Sciences, Washington D. C., p.42-49, 1980.
- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian Continental Margin. **Episodes** 22(3): 206-216, 1999.
- CAIXETA, J.M.; BUENO, G.V.; MAGNAVITA, L.P. & FEIJÓ, F.J. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.8, n.1, p.163-172, 1994.
- CAMPINHO, V.S. **Aplicação de Estratigrafia de Sequências de Alta Resolução nos reservatórios Catu I ao IV da Formação Marfim, Campo de Miranga, Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, UFRGS, 224p., 2002.
- CAMPOS NETO, O.P.; SOUZA LIMA, W. & CRUZ, F.E.G. Bacia de Sergipe Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras (Cartas Estratigráficas)**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.405-415, 2007.
- CARROL, A.R. & BOHACS, K.M. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. **Geology**, v.27, p.99-102, 1999.
- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Elsevier, 375p., 2006.
- CATUNEANU, O. et al. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, doi:10.1016/j.earcirev.2008.10.003, 2008.
- CHAGAS, L.S.; CHIOSSI, D.S.N.; CERQUEIRA, R.M.; HAMSI, G.P.; MARQUES, G. e LISBOA, G. Evolução tectono-sedimentar do Rift da Bacia Sergipe-Alagoas e novas perspectivas exploratórias. **Relatório Interno**. PETROBRAS/DENEST. Aracaju, 74p., 1993.
- CHAGAS, L.S. **Tectono-sedimentação das bacias do tipo rifte: aplicação na porção emersa da bacia de Sergipe-Alagoas**. Dissertação de mestrado, UFRGS, 322p., 1996.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; e FIGUEIREDO, A.M.F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias do Leste Brasileiro. In: GABAGLIA, G.P.R. e MILANI, E.J. Coords. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro. PETROBRAS, p. 269-289, 1991.

- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. **Tectonophysics** 213, p. 97-138, 1992.
- CHILDS, C. Relay zone geometry and displacement transfer between normal faults recorded in coal mine plans. **Journal of Struct. Geol.**, v.17, n.12, p. 1741-1755, 1995.
- CHILDS, C.; MANZOCHI, T.; WALSH, J.J.; BONSON, C.; NICOL, A.; SCHOPFER, M.P.J. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations, **Journal of Struct. Geol.**, v.31, n2, p.117-127, 2008.
- CHIOSSI, D.S.N. **Estratigrafia de seqüências e condicionamento tectono-climático num rifte continental (Bacia de Sergipe-Alagoas)**. Dissertação de Mestrado, UFRGS, 204p., 1997.
- CHIOSSI, D.S.N. Sequências deposicionais de 3ª ordem em riftes continentais: um modelo de tratos de sistemas para grábens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 181-203, 2005.
- CHOROWICZ, J. The East African rift system. **Journal of African Earth Sciences**, v.43, n.1-3, p.379-410, 2005.
- COHEN, A S. Tectono-Stratigraphic Model for Sedimentation in Lake Tanganika, Africa. In: KATZ, B.J. Ed. **Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogues**. AAPG Mem. 50, p.137-150, 1990.
- CONTRERAS, J. & SCHOLZ, C.H. Evolution of Stratigraphic Sequences in Mlti-Segmented Continental Rift Basins: Comparison of Computer Models with the Basins of the East African Rift Systems. **AAPG Bulletin**. 85, 1565-1581, 2001.
- CORRÊA, F.S. **Caracterização de zona de falha: exemplo de afloramento na Bacia de Sergipe-Alagoas**. Dissertação de Mestrado, FEC/Unicamp, 148p., 2002.
- CRUZ, F.E.G. e CAMPOS NETO, O .P. Geometria dos Reservatórios BIT-9A da Formação Barra de Itiúba: Campo de Furado, Bacia de SE-AL. Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório, n.4, Natal, 443-452. **Seminário de Geologia de Reservatórios da Petrobras**, 1990.
- CRUZ, F.E.G. & GALM, P.C. Correlação das fácies sedimentares e formas de ostracodes não-marinhos dos andares Aratu e Eo-Buracica em sedimentos deltaicos da Formação Barra de Itiúba, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Geociências**, São Paulo, 15(1), p. 209-222, 1994.
- CUPERTINO, J.A. & BUENO, G.V. 2005. Arquitetura das seqüências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no Rifte do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.13, n.2, p.245-267, 2005.
- DAM, G. & SURLYK, F. Forced regressions in a large wave- and storm-dominated anoxic lake, Rhaetian-Sinemurian Kap Stewart Formation, East Greenland. **Geology**, v.20, p.749-752, 1992.
- D'ÁVILA, R.S.F.; OLIVEIRA FILHO, J.S.; SANTOS, S.F.; SPADINI, A.R.; TERRE, G.F. **Denominações de Fácies Sedimentares: uma nova proposta**. Petrobras/E&P/UN-EXP – Petrobras/UC, 14p., 2004.
- DEIBERT, J.E. & CAMILLERI, P.A. Sedimentologic and tectonic origin of an incised-valley-fill sequence along an extensional marginal-lacustrine system in the Basin and Range province, USA: Implications for predictive models of the location of incised valleys. **AAPG Bulletin**, v.90, n.2, p.209-235, 2006.
- DELLA FAVERA, J.C. Sedimentação deltaica na Formação Barra de Itiúba. Petrobras/DIVEX, **Relatório Interno Petrobras**, 1974.
- DELLA FÁVERA, J.C.; ROSSETTI, E.; GUZZO, J.; MATSUDA, N.; SOARES, M.; HASHIMOTO, A.; ALVES, D.; CASTRO, J.; AZAMBUJA, N.; RODRIGUES, R.

- Estratigrafia de Sequências da Formação Pendência Bacia Potiguar. **Relatório Interno Petrobras/Depex**, 1992.
- DESTRO, N. Tectonism, Stratigraphy, and Sedimentation in Sergipe and Alagoas Basins, NE Brazil: an overview. **IAS Congress**, 14, Recife, Abstracts, p.G25-G26, 1994.
- DESTRO, N. Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v.17, n.5, p.615-629, 1995.
- DESTRO, N.; SZATMARI, P.; ALKMIN, F.F. & MAGNAVITA, L.P. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo Rift, northeast Brazil. **AAPG Bulletin**, .87, n.7, p.1123-1144, 2003.
- DEUTSCH, C.V. **Geostatistical Reservoir Modeling**. Oxford University Press, 376p., 2002.
- DIAS, J.L. **Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias das margens leste e nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, UFRJ, 145p., 1991.
- EBANKS Jr, W.J. Flow unit concept. Integrated approach to description for engineering projects. **AAPG Bulletin**. 71, p. 551-552, 1987.
- EINSELE, G. Sedimentary Basins. Springer-Verlag, 628p, 1992.
- ELLIOTT, T. Deltas. In: H.G. READING (ed). **Sedimentary Environments and Facies**: New York, Elsevier, p.97-142, 1978.
- EMBRY, A.F. Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. **Canadian Journal of Earth Sciences**, V.30, p. 301-320, 1993.
- EMBRY, A.F. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: **Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin** (R.J. Steel, V.L. Felt, E.P. Johansen and C. Mathieu, Eds), p. 1-11. Norwegian Petroleum Geologists, Sp. Publ, 1995.
- EMERY, D. & MYERS, K. **Sequence Stratigraphy**. Blackwell Science, 297p., London, 1996.
- FALCONE, C.M.O. **Sedimentação e caracterização dos arenitos reservatório da Formação Coqueiro Seco (Cretáceo Inferior), Bacia de Sergipe Alagoas**. Dissertação de Mestrado, UFOP, 1990.
- FALKENHEIN, F.U.H. et al. Projeto Análise de Bacia de Sergipe-Alagoas. Petrobrás/Depex, Rio de Janeiro, **Relatório Interno Petrobras**, 1985.
- FEIJÓ, F.J. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.8, n.1, p.149-161, 1994.
- FERREIRA, J.V. Faciologia e características de reservatório das unidades PDO I e PDO IV da Formação Penedo no Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório**, 4, Natal-RN, p.419-430. Publicação Interna Petrobrás, 1990.
- FERREIRA, J.V. Descrição petrográfica de amostra do Campo de Furado. Petrobras, 2001.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; BELTRAMI, C.V.; DELLA FÁVERA, J.C.; FERREIRA, J.C.; QUADROS, L.P.; RODRIGUES, R. Sistema deposicional da Fm. Barra de Itiúba e sua relação com acumulações de óleo e gás na Bacia de Alagoas. Petrobras/Depex, **Relatório Interno Petrobras**, 1974.
- FORD, M.; VESLUD, C.L.C.; BORGEOIS, O. Kinematics and geometric analysis of fault-related folds in a rift setting: The Dannemarie basin, Upper Rhine Graben, France. **Journal of Structural Geology** 29, p.1811-1830, 2007.
- FOSSON, H.; JOHANSEN, T.E.S.; HESTHAMMER, J. & ROTEVAN, A. Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management - examples from southern Utah. **AAPG Bulletin**. V.89, n.12, p.1593-1606, 2005.

- FOSSEN, H. & BALE, A. 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *AAPG Bulletin*, V.91, n.12, p. 1685-1700.
- FOXFORD, K.A.; WALSH, J.J.; WATTERSON, J.; GARDEN, I.R.; GUSCOTT, S.C.; BURDLEY, S.D. Structure and content of the Moab Fault Zone, Utah, USA and its implications for fault seal prediction. In: Jones, G.; Fisher, Q.J. & Knipe, R.J. (eds). *Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs. Geol. Soc. London Sp. Publ.* 147, p.87-103, 1998.
- FROSTICK, L.E. & REID, I. Structural control of sedimentation patterns and implication for the economic potential of the East African Rift Basins. *Journal of African Earth Sciences*, v.10, n1-2, p.307-318, 1990.
- GABAGLIA, G.P.R. Paleossismicidade e sedimentação – evidências do compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.5 n.1/4, p.39-68, 1991.
- GABAGLIA, G.P.R.; RODRIGUES, E.B.; MAGALHÃES, A.J.C.; ARREGUI, C.; SAVINI, R. Criteria to recognize sequence orders and tectonic imprint in cyclic siliciclastic redcord: a key to high-resolution stratigraphy. *IAS Symposium 2006*, Fukuoka, Japan, 2006.
- GALLOWAY, W.E. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis. I – Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units: *AAPG Bulletin*, v.73, p.125-142, 1989.
- GALM, P.C. e SANTOS, D.F. Caracterização de uma discordância de idade Pré-Aratu (Eocretáceo) na Bacia de Sergipe-Alagoas. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, v.39, n.2, p.555-562, 1994.
- GARCIA, A.J.V. **Estratigrafia, sedimentação e diagênese dos arenitos da Formação Serraria, Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil.** Tese de Doutorado em Geociências, IG, UFRGS, 305p., 1991.
- GARCIA, A.J.V. Descrição petrográfica de amostra do Campo de Furado. Petrobras, 2004.
- GAWTHORPE, R.L.; FRASER, A.J.; COLLIER, R.E.L. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for interpretation of ancient basin fills. *Marine and Petroleum Geology*, v.11, n.6, p.641-656, 1994.
- GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, p.195-218, 2000.
- GAWTHORPE, R.L.; HARDY, S.; RITCHIE, B. Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. *Sedimentology*, n.50, p.169-185, 2003.
- GAWTHORPE, R.L.; SHARP, I.; UNDERHILL, J.R.; GUPTA, S. Linked Sequence Stratigraphic and Structural Evolutions of Propagating Normal Faults. *Geology*, v.6, n.9, p.795-798, 1997.
- GHIGNONE, J.I. A evolução estrutural do Recôncavo durante o tempo Candeias. *Revista Brasileira de Geociências*, v.2, p.35-50, 1972.
- GHIGLIONE, M.C.; RAMOS, V.A. & CRISTALLINI, E.O. Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos. *Revista Geologica de Chile*, V.19, n.1, p.17-41, 2002.
- GIBBS, A.D. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of Geological Society of London*, v.141, p.609-620, 1984.
- GÓES, R.O.; MAGALHÃES, C.A.P.; ALVES FILHO, H.P.A.; GONÇALVES, J.R.; COSTA, M.N.C.; CORTES, M.H.; CAMPOS NETO, O.P.A.; VALVERDE, R.S. e FORMOSO, S. Mapeamento de detalhe dos campos de Furado, Cidade de São Miguel dos Campos e São Miguel dos Campos. *Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Goiânia-GO, v.4, p. 1701-1714, 1986.

- GREGORY, J.W. **Contributions to the physical geography of British East África.** *Geographical Journal*, n.4, p.289-315, 408-424, 505-525, 1894.
- GRIFFITH, A.A. Theory of rupture: **Proceedings of the First International Congress of Applied Mechanics**, p.55-63, 1924.
- GUMBRICHT, T.; MCCARTHY, T.S.; MERRY, C.L. The topography of the Okavango Delta, Botswana, and its tectonic and sedimentological implications. *South African Journal of Geology*, v.104, p.243-264, 2001.
- GUPTA, S.; COWIE, P.A.; DAWERS, N.H.; UNDERHILL, J.R.A. Mechanism to explain rift basin subsidence and stratigraphic patterns through fault array evolution. *Geology* 26, p.595-598, 1998.
- HAMBLIN, W.K. Origin of reverse drag on the downthrown sides of normal faults. *Geological Society of America Bulletin*, v.76, p.1145-1164, 1965.
- HAMSI Jr, G.P. **Investigação sobre a extensão litosférica na Bacia Sergipe-Alagoas.** Dissertação de Mestrado, UFOP, 180p, 1998.
- HAMSI Jr., G.P. Modelo de rifteamento oblíquo a bacia de Sergipe-Alagoas. **Anais do 43º Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, Aracaju, p.14, 2006.
- HAMSI Jr., G.P. & KARNER, G. Revisão de seções crustais da Sub-Bacia de Sergipe através de modelagens tectonofísicas: implicações quanto aos padrões de preenchimento e quanto à evolução do fluxo térmico. Resumo expandido, **X SNET**, SBG, Curitiba, 2005.
- HARPER, R.M.; STONE, D.M. & MORLEY, C.K. 1999. Geophysics of the Usangu Flats, Tanzania. In: C.K. Morley (ed.), *Geoscience of rift systems – Evolution of East Africa: AAPG Studies in Geology* 44, p. 111-114, 1999.
- HU, L.N. & TEXTORIS, D.A. Cycles in lake beds of the Triassic Sanford sub-basin of North Carolina. **Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Geology**, SEPM Concepts in Sed. And Pal. N.4, p.5-23, 1994.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, v.81, p.1-9, 1995.
- JACKSON, C.A.L.; GAWTHORPE, R.L.; LEPPARD, C.W.; SHARP, I.R. Rift-Initiation development of normal fault blocks: insights from the Hamman Faraum fault block, Suez Rift, Egypt. *Journal of Geological Society of London*, p.165-183, 2006.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; ANTUNES, A.F.; CÓRDOBA, V.C.; SILVA, F.A.; ALMEIDA, C.B.; SOUZA, D.C.; CRUZ, L.R. O início do estágio rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas. **Anais do 43º Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, Aracaju, p.10, 2006.
- KARNER, G.D. & DRISCOLL, N.W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and Eastern Brazilian Margins: Insights from quantitative basin modeling. In: **The oil & gas habitats of the South Atlantic**. Cameron, N.R., Bate, R.H. & Clure, V.S. (eds), Spec. Publ. Geol. Soc. London, 153, 11-40, 1999.
- KATZ, J.K. A survey of rift basin source rocks. In: **Hydrocarbon Habitat in Rift Basins** (Ed. Lambiase, J.J.) Geological Society Special Publication No. 80, pp 213-242, 1995.
- KEIGHLEY, D.; FLINT, S.; HOWELL, J. & MOSCARIELLO, A. Sequence Stratigraphy in Lacustrine Basins: a model for part of the green river formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, v.73, n.6, p.987-1006, 2003.
- KELTS, K. & HSU, K.J. **Freshwater carbonate sedimentation**. In: LERMAN, A. (ed). *Lakes: Chemistry, Geology and Physics*, p.295-323, Springer-Verlag, 1978.
- KNIPE, R.J. Juxtaposition and seal diagrams to help analyse fault seals in hydrocarbon reservoirs. *AAPG Bulletin*, v.81, 187-195, 1997.

- KNOTT, S. D. Fault seal analysis in the North Sea: AAPG Bulletin, v. 77, p. 778–792, 1993.
- KNOX, P.R. & BARTON, M.D. Predicting interwell heterogeneity in fluvial- deltaic reservoirs: effect of progressive architecture variation through a depositional cycle from outcrop and subsurface observations. In: R.Schatzinger & J. Jordan (eds). **Reservoir Characterization – Recent Advances**. AAPG Memoir. 71, p.57-72, 1999.
- KOCUREK, G. First-order and super-bounding surfaces revisited. In: **Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United States** (G. Kocurek Ed.). Sedimentary Geology, v.56, p.193-206, 1988.
- KÜECHLE, J.; HOLZ, M.; BRITO, A.F.; BEDREGAL, R.P. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.13, n.2, 2005.
- KUPFERSBERGER, H. & DEUTSCH, C.V. Methodology for Integrating Analog Geologic Data in 3D Variogram Modeling. **AAPG Bulletin**, v.83, n.8, p.1262-1278, 1999.
- KUSZNIR, N.J.; HUNSDALE, R.; ROBERTS, A.N. Timing of depth-dependent lithosphere stretching on the S. Lofoten rifted margin offshore mid-Norway: pre-breakup or post-breakup? **Basin Research** v.16, 279-296, 2004.
- LAMBIASE, J.J. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: KATZ, B.J. Ed. **Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogues**. AAPG Memoir. 50, p.265-276, 1990.
- LANA, M.C. **Rifteamento da Bacia de Sergipe-Alagoas**, Brasil. Dissertação de Mestrado, UFOP, 124p., 1985.
- LANA, M.C. & MILANI, E.J. A Microplaca do Nordeste Brasileiro: um elemento no rifteamento no Cretáceo Inferior. **Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia**, 34, Goiânia, v.3. 1986.
- LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: **Continental Extensional Tectonics** (Ed. By M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock), Geol. Soc. London Spec. Publ. 28, p. 139-152, 1987.
- LEEDER, M.R.; COLLIER, L.S.; AZIZ, L.H.A.; TROUT, M.; FERENTINOS, G.; PAPATHEODOROU, G. & LYBERIS, E. Tectono-sedimentary processes along an active marine/lacustrine half-graben margin: Alkyonides Gulf; E Gulf of Corinth, Greece. **Basin Research**, 14; p.25-41, 2002.
- LYKOUSIS, V., SAKELLARIOU, D., MORETTI, I. & KABERI, H. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault-slip and subsidence rates. **Tectonophysics**, v. 440, n.1-4, p. 29-51, 2007.
- LIN, C.; ERICKSON, K.; LI, S.; WAN, Y.; REN, J. & ZHANG, Y. Sequence architecture, depositional systems, and controls on development of lacustrine basin fills in part of the Erlian Basin, Northeast China. **AAPG Bulletin**, v.85, p.2017-2043, 2001.
- MAGNAVITA, L.P. & CUPERTINO, J.A. Conceção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.1, n.2, p.119-134, 1987.
- MAGNAVITA, L.P. Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brazil: PhD dissertation, University of Oxford, Oxford, UK, 493p, 1992.
- MAGNAVITA, L.P.; SILVA, H.T.F. Rift Border System: The Interplay Between Tectonics and Sedimentation in the Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v.79, n.11, p.1590-1607, 1995.
- MARTINSEN, O.J.; RYSETH, A.; HELLAND-HANSEN, W.; FLESHE, H.; TORKILDSEN, G.; IDIL, S. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology**, v.46, p.235-259, 1999.

- MATHERON, G.; BEUCHER, H.; FOUQUET, H.; GALLI, A.; GUERILLOT, D.; RAVENE, C. Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoir. SPE paper 16753, 1987.
- MATOS, R.M.D. 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. & CURE, V.S. (eds) **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. Geol. Soc. London Sp. Publ., 153, p.55-73, 1999.
- McCARTHY, T.S.; SMITH, N.D.; ELLERY, W.N. & GUMBRICHT, T. The Okavango Delta-semiarid alluvial-fan sedimentation related to incipient rifting. In: R.W. Renault & G.M. Ashley (eds), *Sedimentation in Continental Rifts*, Tulsa, SEPM, 2002.
- McCLAY, K.R.; DOOLEY, T.; WHITEHOUSE, P. & MILLS, M. 4-D evolution of rift systems: insights from scaled physical models. **AAPG Bulletin**, v.86, n.6, p.935-959, 2002.
- McPHERSON, J.G.; SHANMUGAN, G.; MOIOLA, R.J. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse grained deltas. **Geological Society of America Bulletin**, v.99, p.331-340, 1987.
- MELCHOR, R.N. Changing lake dynamics and sequence stratigraphy of synrift lacustrine strata in a half-graben: na example from the Triassic Ischigualasto-Villa Unión, Argentina. **Sedimentology**, 54, p.1417-1446, 2007.
- MENEZES, M.R.F.; TOGNOLI, F.M.W.; ZACHARIAS, A.A.; ARMELENTI, G.; POYAN, G. e FERREIRA, J.V. Análise faciológica e petrográfica das formações Candeeiro, Bananeiras e Barra de Itiúba. Comunicação Técnica Petrobras/UN-SEAL/ATEX/SE, **Relatório Interno Petrobras**, Aracaju, 46p., 2006.
- MENEZES, M.R.F. Descrição petrográfica de amostra do Campo de Furado. Petrobras, 2005.
- MENEZES, M.R.F. Descrição petrográfica de amostra do Campo de Furado. Petrobras, 2006.
- MBINA MOUNGUENGUI, M. & GUIRAUD, M. Neocomian to early Aptian syn-rift evolution of the normal to oblique-rifted North Gabon Margin (Interior and N'Koni Basins). **Marine and Petroleum Geology**, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.11.001, 2008.
- MIALL, A.D. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, v.22, p.261-308, 1985.
- MIALL, A.D. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. **AAPG Bulletin**, 72, p.682-697, 1988.
- MIALL, A.D. **The Geology of Fluvial Deposits**. Springer-Verlag, 582p, 1996.
- MIALL, A.D. **The Geology of Stratigraphic Sequences**. Springer-Verlag, 433p., 1997.
- MIALL, A.D. Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: a reality check. **AAPG Bulletin**, v.90, n.7, p. 989-1002, 2006.
- MILANI, E.J. & LANA, R.C. Modelo preliminar da evolução estrutural da bacia de Sergipe-Alagoas. Petrobras/Cenpes/Divex/Segel, 11p, **Relatório Interno Petrobras**, 1983.
- MITRA, S. Geometry and kinematic evolution of inversion structures: **AAPG Bulletin**, v.77, p.1159-1191, 1993.
- MOHRIAK, W.U.; BASSETTO, M.; VIEIRA, I.S. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore Northeastern Brazil. **Tectonophysics** 288, p. 199-220, 2000.
- MORAES, M.A.S.; BLASKOVSKI, P.R. & PARAIZO, P.L.B. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.14, n.1, p.7-25, 2006.
- MORAES, M.A.S.; PARAIZO, P.L.B., DEL REY, A.C.; ALMEIDA, T.C. Elementos de arquitetura deposicional e seu papel na modelagem de reservatórios. **Seminário de Reservatórios Petrobras**, Angra dos Reis, Publicação Interna, 2007.
- MORLEY, C.K. Variable extension in Lake Tanganika. **Tectonics**, v.10, p.3-8, 1988.

- MORLEY, C.K. & WESCOTT, W.A. Sedimentary Environments and Geometry of Sedimentary Bodies Determined from Subsurface Studies in East Africa. In: C.K. Morley (ed), **Geoscience of Rift Systems** – Evolution of East Africa: AAPG Studies in Geology, n.44, p.211-231, 1999.
- MORLEY, C.K. Evolution of large normal faults: evidence from seismic reflection data. **AAPG Bulletin**, v.86, n.6, p.961-978, 2002.
- MORTIMER, E.; GUPTA, S.; COWIE, P. Clinoform nucleation and growth in coarse-grained deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico: a response to episodic acceleration in fault displacement. **Basin Research**, 17, p.337-359, 2005.
- MOUSTAFA, A.R. Controls on the geometry of transfer zones in the Suez rift and northwest Red Sea: implications for the structural geometry of rift systems. **AAPG Bulletin**, v.86, n.6, p.979-1002, 2002.
- MULDER, T.; SYVITSKI, J.P.M.; MIGEON, S.; FAUGERES, J.C.; SAVOYE, B. Marine hyperpycnal flows: initiation, behaviour and related deposits: A review. **Marine and Petroleum Geology**, v.20, p.861-882, 2003.
- NEEDHAM, D.T.; YIELDING, G. & FREEMAN, B. Analysis of fault geometry and displacements pattern. In: BUCHANAN, P.G. & NIEWLAND, D.A. (eds). Modern Developments in Structural Interpretation Validation and Modelling. **Geol. Soc. London Spec. Publ.**, 99, 189-200, 1996.
- NOWATZKI, A.C.; GARCIA, A.J.V.; ARMELENTI, G.; SANTANA, G.C.; LIMA, L.; ALVES, T.C. **Caracterização Multiescalar e modelagem de reservatórios clásticos Barra de Itiúba/Penedo, Bacia de Sergipe-Alagoas**. Relatório final do Projeto, Petrobras/Fapese, Aracaju, 2006.
- OLARIU, C. & BHATTACHARYA, J.P. Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of river-dominated delta systems. **Journal of Sedimentary Research**, v.76, p.212-233, 2006.
- OLSEN, P.E. A 40-million-year lake record of early Mesozoic orbital climatic forcing. **Science**, v.234, p.842-848, 1986.
- OLSEN, P.E. Tectonic, Climatic, and Biotic Modulation of Lacustrine Ecosystems – Examples from Newark Supergroup of Eastern North America. In: KATZ, B.J. Ed. **Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogues**. AAPG Mem. 50, p.209-224, 1990.
- ORTON, G.J. & READING, H.G. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. **Sedimentology** 40, p.475-512, 1993.
- PATTON, T.L.; MOUSTAFA, R.A.; NELSON, R.A. & ABDINE, S.A. Tectonic evolution and structural setting of the Suez rift. In: S.M. LANDON, ed, **Interior Rift Basins**: AAPG Memoir 59, p. 9-55, 1994.
- PATTON, T.L. Numerical models of growth-sediment development above an active monocline. **Basin Research** 16, p.25-39, 2004.
- PERLMUTTER, M.A. & MATTHEWS, M.D. Global cyclostratigraphy: A model. In: CROSS, T. (ed) **Quantitative Dynamic Stratigraphy**, Prentice Hall, N.J., p. 233-260, 1989.
- PICARELLI, A.T.; LANA, C.C.; GUZZO, J.V.P.; MILHOMEN, B.S. Correlação bioestratigráfica das sequências rifte das bacias do Recôncavo, Tucano e Potiguar. Petrobras/Cenpes/Divex/Sebipe, 176p., **Relatório Interno Petrobras**, 1993.
- PICARELLI, A.T. **Estratigrafia de sequências de alta resolução da seção neocomiana sin-rifte da área centro-norte da Bacia do Recôncavo, Nordeste d Brasil, com ênfase no Campo de Araçás**. Tese de Doutorado, UFRGS, 218p + anexo, 1998.
- PINHO, G.C. e COSTA, M.N.C. Fácies Eólica na Formação Barra de Itiúba, Exemplo de Potencial Reservatório Profundo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, V.4, n.4, p. 489-508, 1990.

- PETROBRAS. Manual de Procedimentos de Estimativa de Reservas. **Relatório Interno**. Petrobras/E&P-CORP/EGP, 2001.
- POLLARD, D.D. & AYDIN, A. Progress in understanding jointing over the past century. **GSA Bulletin**, v.100, p. 1181-1204, 1988.
- PONTE, F.C. Evolução paleogeográfica do Brasil Oriental e da África Ocidental. **Relatório Interno Petrobras**, CPEG 4, 71p., 1971.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48 (suplemento): 215-240, 1976.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications**. Concepts in Sedimentology and Paleontology, n.7, SEPM, Tulsa, 204p., 1999.
- PROSSER, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: **Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy** (Ed. Williams, G.D. & Dobb, A.) Geological Society Special Publication No. 71, pp 35-66, 1993.
- READING, H.G. **Sedimentary Environments and Facies**. Second Edition. Blackwell Scientific Publ., 615p., 1986.
- RIBA, O. Syntectonic Unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A Genetic Interpretation. **Sedimentary Geology**, 15, p.213-233, 1976.
- ROSENDAHL, B.R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, v.15, p.445-503, 1987.
- ROSSETTI, E.L. **Estratigrafia de Sequências de alta resolução obtida com imageamento de Inhas sísmicas na fase rifte da Bacia Potiguar (Eo-Cretáceo)**. Dissertação de mestrado, UFRGS, 151p., 1996.
- SANTOS, C.F. **Sequências estratigráficas, variação do nível do lago e ciclicidade no Andar Buracica (Formação São Sebastião) das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil**. Tese de Doutorado, UFRGS, 2v., 1998.
- SANTOS, C.F. Estratigrafia de sequências da fase final de preenchimento de um rifte intracontinental: um modelo com base no Barremiano Inferior da Bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.13, n.2, p.205-226, 2005.
- SANTOS, C.F.; CUPERTINO, J.A. e BRAGA, J.A.E. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: G.P.R. Gabaglia & E.J. Milani (eds.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**, Petrobras, p.235-266, 1990.
- SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**, v.12, n.1, p.21-86, 1969.
- SHANLEY, K.W. & McCABE, P.J. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. **AAPG Bulletin**, v.78, n.4, p.544-568, 1994.
- SCHERER, C.M.S.; LAVINA, E.L.C.; DIAS FILHO, D.C.; OLIVEIRA, F.M.; BONGIOLO, D.E. & AGUIAR, E.S. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brasil. **Sedimentary Geology**, V.194, n.3-4, p.169-193, 2007.
- SCHLAGER, W. Fractal nature of stratigraphic sequences. **Geology** v.32, n.3, p.185-188, 2004.
- SCHLISCHE, R.W. Half-graben filling models: implications for the evolution of continental extensional basins. **Basin Research**, v.3., p.123-141, 1991.
- SCHLISCHE, R.W. Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. **AAPG Bulletin**, v.79, n.11, p.1661-1678, 1995.
- SCHLISCHE, R.W. & WITHJACK, M.O. Tectonics of rifting and drifting: Pangea Breakup. In: **International Workshop for a Climatic, Biotic, and Tectonic, Pole-to-Pole Coring Transect of Triassic-Jurassic Pangea**, Report, 1999.
www.ldeo.columbia.edu/~polsen/nbcp/breakupintro. Acessado em 27/08/2005.

- SCHOLZ, C. A. & ROSENDAHL, B.R. Coarse-Clastic Facies and Stratigraphic Sequence Models from Lakes Malawi and Tanganika, East Africa. In: KATZ, B.J. Ed. **Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogues**. AAPG Mem. 50, p.151-168, 1990.
- SCHOLZ, C.A. Deltas of the Lake Malawi Rift, East Africa: Seismic Expression and Exploration Implications. **AAPG Bulletin**, v.79, n.11, p. 1679-1697, 1995.
- SOUZA LIMA, W. Sequências Evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S.M.C. (Org) Sal: Geologia e Tectônica. Ed. Beca, p.231-249, 2008.
- SENGOR, A.M.C.; BURKE, K. Relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its implications. **Geophysical Research Letters**, Washington, n.5, p. 419-421, 1978.
- SILVA, D.R.A.; MIZUSAKI, A.M.P., MILANI, E.J.; TASSINARI, C.C.G. A idade deposicional da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.14, n.2. p.235-245, 2006.
- SZATMARI, P. & MILANI, E.J. Microplate rotation in Northeastern Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai Microplate. **Geology**, v.27, n.12, p.1115-1118, 1999.
- TURCOTTE, D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. Cambridge University Press, 216p, 1992.
- TYE, R.S. Geomorphology: An approach to determining subsurface reservoir dimensions. **AAPG Bulletin**, v.88, n.8, pp.1123-1147, 2004.
- UNDERHILL, J.R.; SHARP, I.R.; GUPTA, S.; GAWTHORPE, R.L. & DAWERS, N. Role of Propagating Normal Faults in Controlling Sequence Variability and Hangingwall Stratigraphic Play Formation. **AAPG Annual Convention Abstract**, Salt Lake City, 1998.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR., R.M.; TODD, R.G.; WIDMIER, J.M.; THOMPSON S.; SANGREE, J.B.; BUBB, J.N.; HATLELID, W.G. Seismic Stratigraphy and Global Changes of the Sea Level. In: PAYTON, C.E. (ed) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa: AAPG, . 49-212 (AAPG Memoir 26), 1977.
- VAIL, P.R.; AUDERMARD, F; BOWNAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, G. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation: an overview. In: SEILACHEN, A. & EISNER, G. (eds). **Cycles and events in stratigraphy**, II, Tübingen: Springer Verlag, 1991.
- VAN DEN BERGH, T.C.V. & GARRISON Jr., J.R. The geometry, architecture, and sedimentology of fluvial and deltaic sandstones within the Upper Ferron Sandstone Last Chance Delta: implications for reservoirs modeling. In: T.C. CHIDSEY; R.D. ADAMS; T.H. MORRIS (eds) **Regional to Wellbore Analog for Fluvial-Deltaic Reservoir Modeling: The Ferron Sandstone**. AAPG Studies in Geology 50, Tulsa, p. 415-498, 2004.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM JR., R.M.; CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies**. Tulsa, AAPG, 55p. (AAPG Methods in Exploration Series 7), 1990.
- VIANA, C.F.; GAMA Jr., E; SIMÕES, I.A.; MOURA, J.A., FONSECA, J.R. e ALVES, R.J. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. **Boletim Técnico da Petrobras**, 14 (3/4):157-192, 1971.
- WALSH, J.J. & WATTERSON, J. Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. In: Roberts, A.M.; Yielding, G.; Freeman, B. (eds) **The Geometry of Normal Faults**. Geol. Soc. London Sp. Publ., n.56, p.193-203, 1991.

- WEIDMANN, O.H. E FORMOSO, S. Aspectos Estruturais e Sua Relação com as Acumulações de Hidrocarbonetos, Campo de Pilar. **Seminário de Tectônica da Petrobras**, p.442-458, Rio de Janeiro, 1987.
- WELLS, J.T.; SCHOLZ, C.A.; JOHNSON, T.C. Highstand deltas in Lake Malawi, East Africa: environments and process of sedimentation. In: A.J. LOMONDO, B.C. SCHREIBER, P.M. HARRIS (eds). **Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems**. SEPM Core Workshop 19, Denver, p. 1-35, 1994.
- YIELDING, G.; WALSH, J.J. & WATTERSON, J. The prediction of small-scale faulting in reservoirs. **First break**, v.10, n.12, 1992.
- YIELDING, G., FREEMAN, B. & NEEDHAM, T. Quantitative fault seal prediction. **AAPG Bulletin**, 81, 897-917, 1997.
- ZALAN, P.V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: V. Mantesso-Netto; A.Bartorelli; C.D.R Carneiro; B.B.Brito Neves. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 1 ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, pp. 595-613, 2004.
- ZAVALA, C.; PONCE, J.J.; ARCURI, M.; DRITTANTI, D.; FREIJE, H.; ASECIO, M. Ancient lacustrine hyperoynites: A depositional model from a case study in the Raysoso Formation (Cretaceous) of West-Central Argentina. **Journal of Sedimentary Research**, v.76, p.41-59, 2006.
- ZIEGLER, P.A. **Evolution of the Artic-North Atlantic and the Western Tethys**. AAPG Memoir 43, 198p., 1988.

ANEXO 1 - Utilização de perfis de cores como ferramenta auxiliar de análise estratigráfica em depósitos continentais

Introdução

Na análise estratigráfica de subsuperfície, diversas ferramentas usualmente são utilizadas: sísmica, perfis eletro-radioativos, testemunhos, afloramentos análogos e amostras de calha. Estas últimas são as de mais fácil e menos custosa obtenção nos poços de petróleo, embora nem sempre sua informação seja de todo aproveitada. Nos últimos anos, com o advento das modernas tecnologias de perfilagem de poços, descrições de amostras de calha frequentemente ficam adormecidas nas pastas de documentação de poços.

Amostras de calha são fragmentos de rocha triturada pela broca, e trazidas à superfície pela lama de perfuração, em intervalos predeterminados, em geral a cada 3m. A descrição dessas amostras, feita por geólogos ou técnicos de geologia, fornece informações como quantidade relativa de tipos litológicos, granulometria, seleção, composição, coloração e presença ou não de indícios, resultando num tipo de perfil denominado “perfil de acompanhamento geológico de poços”, ou *strip log*.

Neste trabalho procuramos testar a utilização da coloração dos sedimentos (principalmente pelitos, informação também frequentemente pouco utilizada) na análise estratigráfica (identificação de superfícies de correlação, ambientes de sedimentação etc.), visando compensar em parte a carência de dados de testemunho.

A cor dos sedimentos

Os sedimentos não apresentam cor própria, inerente à sua composição essencial (quartzo, argila, calcita). Sua cor é dada pela alteração logo após a deposição, por oxidação ou redução de constituintes menores, como o ferro e a matéria orgânica e não houver posterior modificação por eventos diagenéticos, a cor tende a ficar preservada no registro geológico. Assim, apesar de não possuírem cor própria, a cor tem uma forte ligação com as condições de deposição, nomeadamente a exposição ao ar oxidante ou a imersão em água redutora. Sedimentos vermelhos (*red beds*) são indicativos de exposição subaérea, frequentemente associada a alguma aridez, enquanto pelitos escuros podem indicar

Formatado: Justificado,
Recuo: Primeira linha: 1,25
cm, Espaçamento entre linhas:
1,5 linha

Formatado: Justificado,
Recuo: Primeira linha: 1,25
cm, Espaçamento entre linhas:
1,5 linha

Excluído: original

Excluído:

Excluído: , e s

Excluído: original

Excluído: s

condições redutoras, por exemplo, num fundo de lago perene. Camadas vermelhas em meio aos sedimentos predominantemente cinzentos ou esverdeados podem representar paleossolos, indicando pelo menos algumas décadas de exposição subaérea. É também frequente a alternância vertical de camadas de coloração vermelha (oxidadas) e esverdeada (reduzidas), produzida pela variação do lençol freático.

Segundo Miall (1996), o principal atributo controlador da coloração do sedimento é o nível freático. Climas mais secos comumente condicionam um nível freático mais baixo, com oxidação dos níveis superiores, enquanto climas mais úmidos tendem a elevar o nível freático e a gerar lagos mais ou menos perenes, com sedimentos reduzidos.

A utilização de cores na análise estratigráfica deve ser acompanhada de estudos petrológicos, visando determinar se não houve alteração de cor por eventos diagenéticos posteriores. Deve-se considerar se sedimentos tipo *red beds* são originais ou produzidos por precipitação de óxido de ferro num processo posterior de telodiagênese. Em bacias petrolíferas, também pode ocorrer redução de sedimentos originalmente oxidados, pela ação dos ácidos orgânicos durante a mesodiagênese.

Olsen (1990) e Hu & Textoris (1994) utilizaram a coloração das litologias como um dos componentes da curva de *depth rank* (uma composição de coloração do sedimento com teor de carbono orgânico, presença ou não de bioturbação etc.), utilizada para se estimar a paleoprofundidade do lago e a ciclicidade.

Além da cor, a textura dos pelitos também pode fornecer informações importantes. Folhelhos escuros depositados em água profunda normalmente são laminados, enquanto paleossolos (existência de exposição subaérea) têm estrutura blocosa ou maciça.

Construção de Curvas de Coloração

Perfis de coloração foram utilizados para auxiliar a análise estratigráfica do Campo de Furado, na Bacia de Sergipe-Alagoas, e em poços rasos no Alto de Japoatã. Nesta região ocorrem em afloramentos e em poços rasos reservatórios análogos aos produtores no Campo de Furado.

Para a construção das curvas de coloração, foi confeccionado um *strip log* a partir da descrição de amostras de calha, separando os pelitos (siltitos e folhelhos) por coloração (vermelho, castanho, verde, cinza e preto). A representação no *strip*

Formatado: Justificado,
Recuo: Primeira linha: 1,25
cm, Espaçamento entre linhas:
1,5 linha

log, da esquerda para a direita, é na ordem carbonato-arenito-pelitos. Dentro desses últimos, a representação dos pelitos é do mais oxidante (vermelho) em direção ao mais redutor (preto) (Figura A1).

As litologias descritas como calcários podem ser tanto verdadeiros carbonatos (coquinas de pelecípodes ou ostracodes) ou arenitos muito cimentados, que podem ser confundidos com calcários nas amostras de calha.

A partir das porcentagens relativas, foram geradas curvas (arquivos ascii) que podem ser carregadas em *software* de correlação estratigráfica (Figura A2), permitindo quantificações. Algumas cores, como verde e cinza, foram agrupadas em um conjunto indicativo de ambiente relativamente redutor.

Correlações cruzadas entre as diferentes colorações mostram que a cor designada nas descrições como “castanha” pode estar associada tanto às camadas oxidadas (vermelhas), quanto às reduzidas (negras), podendo na descrição das calhas significar tanto uma litologia oxidada quanto um folhelho betuminoso (às vezes se encontra a descrição “folhelho castanho betuminoso”). Assim, a coloração castanha não tem muito significado nas descrições, e por isso não foi agrupada nem com as claramente oxidadas (vermelha) nem com as reduzidas (negra ou cinza/verde).

É frequente a associação verde-vermelha, possivelmente relacionada à alteração freática (redução) de camadas vermelhas, por oscilação do nível freático no interior dos sedimentos oxidados, fato comumente observado em afloramentos de *red beds*.

Excluído: e

Excluído: está

Seções de Correlação

Com base na descrição detalhada das amostras de calha, de 3 em 3m, foram confeccionados perfis de coloração dos pelitos (siltitos + folhelhos) em 3 poços do Campo de Furado, e dispostos numa seção de correlação (Figura A2).

A partir da seção de correlação, podem ser observados os seguintes aspectos:

A Formação Feliz Deserto (Idade Rio da Serra) apresenta vários eventos de exposição subaérea, evidenciados pela ocorrência de folhelhos vermelho-tijolo. A composição essencialmente pelítica sugere um ambiente lacustre-deltaico muito raso, confirmado pelos poços testemunhados.

A porção basal da Fm Barra de Itiúba (Idade Aratu-Buracica) apresenta poucos intervalos de exposição subaérea, associada à abundância de arenitos finos e folhelhos cinza-esverdeados, sugerindo ambiente deltaico em lâmina d'água mais profunda. Folhelhos escuros coincidem com anomalias de carbono orgânico, em fases de lago mais profundo. O aprofundamento do lago do rifte, acima da Discordância Pré-Aratu (Figura A2), é percebido pela diminuição da presença de folhelhos vermelhos e ocorrência de folhelhos negros.

O topo da porção superior da Formação Barra de Itiúba (Andar Buracica) volta a apresentar camadas vermelhas, onde se verificou o aumento da quantidade de arenito correspondente a canais fluviais que precedem a chegada dos arenitos grossos da Formação Penedo.

Limitações das amostras de calha

Excluído: ¶

Além de serem rochas trituradas, não permitindo a identificação de estruturas sedimentares e de propriedades petrofísicas, várias outras limitações são inerentes das amostras de calha, por exemplo:

1 - Quase sempre há defasagem de profundidade, em relação à verdadeira, devido ao tempo de retorno da lama de perfuração. Como a defasagem aumenta com a profundidade, e varia de acordo com a vazão da lama de perfuração, o ajuste não é linear, e nem sempre é fácil. Tecnologias mais modernas de perfuração, utilizando *mudlogging*, atualmente corrigem este problema.

2- Dependendo das propriedades da lama e da consistência dos pelitos, pode haver a dissolução destes, com a passagem pela peneira de lama situada na plataforma, e a consequente subamostragem em relação aos arenitos. Assim poços distintos perfurados com lama distinta podem apresentar falsas diferenças se correlacionados.

3- Também é comum a mistura de tipos litológicos devido ao desabamento da parede do poço durante a perfuração.

4- A resolução é limitada, devido à amostragem ser feita de 3 em 3m.

5 - Diferentes poços podem apresentar variações no padrão de coloração para as mesmas litologias. Isto se deve à subjetividade na descrição das amostras de calha. Por exemplo, um folhelho pode ser descrito como “verde” ou “cinza-esverdeado”, e a cor reportada como “castanha” não é muito elucidativa. Pode significar um folhelho oxidado ou reduzido (betuminoso).

Conclusão

Na dispendiosa e altamente tecnológica indústria do petróleo, ferramentas simples e nem sempre valorizadas podem fornecer informações úteis na análise estratigráfica, principalmente em áreas com carência de testemunhos e de afloramentos análogos. O registro sistemático e a análise atenta das colorações permitem complementar e confirmar dados de outras origens, auxiliando na compreensão da evolução dos paleoambientes e na correlação à escala da bacia.

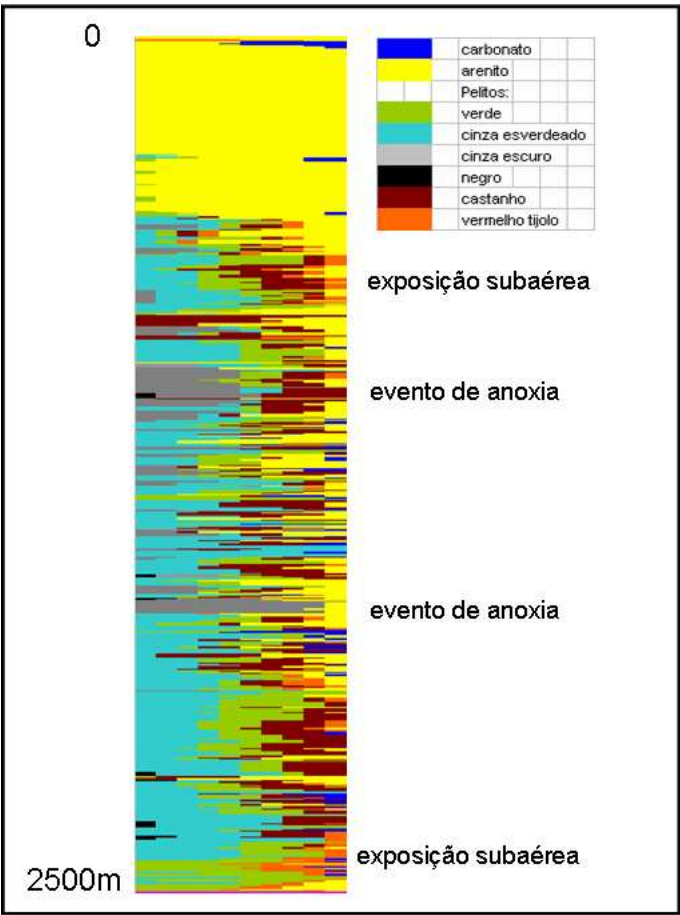


Figura A1. *Strip Log* com discriminação da coloração dos pelitos

Formatado: Justificado

Formatado: Centralizado

Formatado: Legenda1, Centralizado

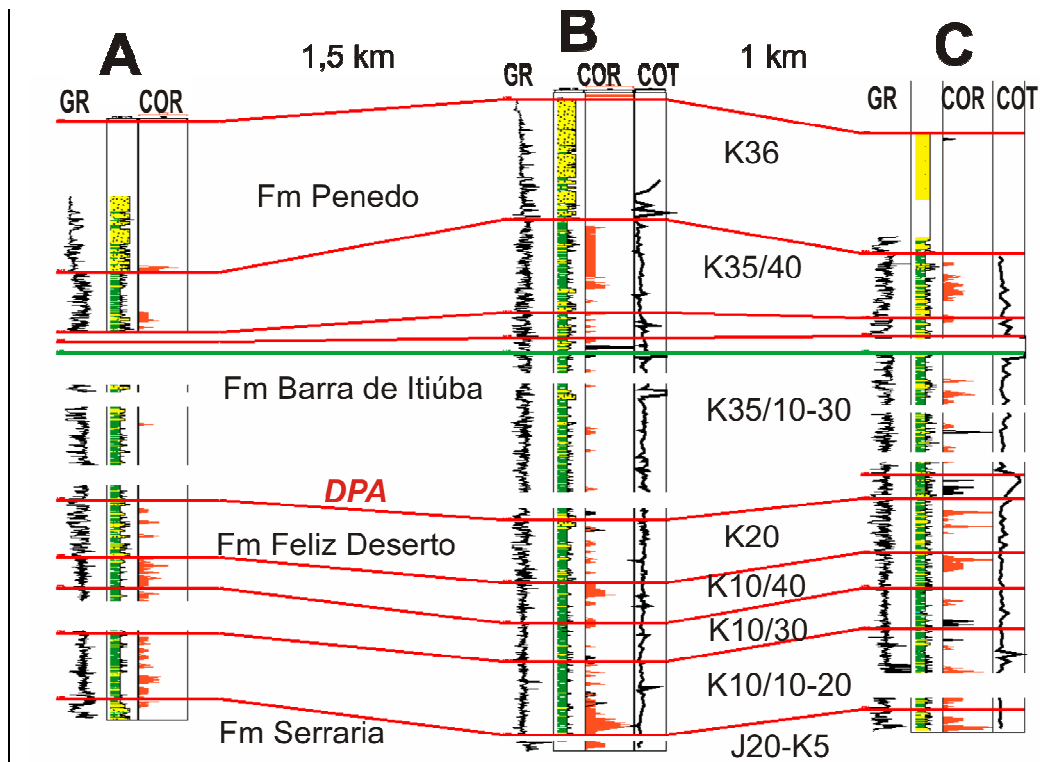


Figura A2. Seção de correlação. Na Formação Feliz Deserto, nota-se a abundância de pelitos avermelhados, associados aos lagos muito rasos e planícies de inundação. Nota-se a mudança de coloração de pelitos (representada pelas curvas negra e vermelha) na passagem do Andar Rio da Serra para Aratu, indicando o início da implantação dos lagos mais profundos do rifte. Ocorre mudança de coloração de pelitos, na base do Andar Buracica, na transição dos depósitos deltaico-lacustres da Formação Barra de Itiúba para os aluviais da Formação Penedo.