



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM ESTRATIGRAFIA**

**CONVÊNIO UFRGS/ANP
AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO**

**Programa de Recursos Humanos da ANP
Para o setor petróleo e gás – PRH – ANP/MME/MCT nº 12**

**ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DA SEÇÃO RIFTE NO GRÁBEN DE CAMAMU,
PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE CAMAMU, BAHIA**

BOLSISTA: CHRISTIAN CORRÊA BORN

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Banca examinadora:

Dr. Gilmar Vital Bueno – Petrobras

Dr. Adriano Roessler Viana – Petrobras

Prof. Dr. Michael Holz – Universidade Federal da Bahia

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre, Outubro de 2009

Born, Christian Correa

Estratigrafia e Tectônica da seção rifte no Gráben de Camamu,
porção emersa da Bacia de Camamu, Bahia. / Christian Correa Born. -
Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2009.

[110 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do
Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em
Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2009.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

1. Geólogo do Petróleo. 2. Bacia de Camamu. 3. Rifte.
4. Estratigrafia. I. Título.

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

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, justo, único, invencível, rei, pai, mãe e fonte de toda a inspiração. Quem nele confiar não se arrepende nunca.

Meus profundos agradecimentos àqueles que sempre me apoiaram nos momentos mais difíceis, me disponibilizando todo o afeto, amor e cuidados de que precisei: minha mãe Rosmary Born, meu pai Ricardo Thomaz Born e meus irmãos Fabrício e Lucas. Em especial à minha noiva Lilian Ribeiro Silva, por acreditar sempre em mim, por todo seu amor, compreensão e ajuda.

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) por disponibilizar recursos e condições logísticas para que esta pesquisa fosse realizada, através do convênio UFRGS –ANP Programa de Recursos Humanos N.12 (PRH 12).

Ao meu orientador Claiton Scherer pelo companheirismo, confiança e por ter me proporcionado a possibilidade de participar deste projeto, estando sempre disponível para que pudéssemos realizar ótimas discussões geológicas.

Agradeço também à Petrobras nas pessoas de Adriano Roessler Viana e Gilmar Vital Bueno pela dedicação, interesse e competência na condução e gerenciamento de um projeto pioneiro que aproxima as universidades e a empresa.

Ao amigo Felipe Adegas, pela parceria nos trabalhos de campo, durante os quais aprendemos muita geologia além dos valores e lições de vida e convivência com o povo baiano.

A amiga de longa data Carolina Reis, geóloga da CPRM-Bahia, pela parceria, por nos abrigar em Salvador e por estar sempre disposta a nos mostrar o que a Bahia tem de melhor.

Aos colegas e amigos: Junia, Juliano, Renata, Manoela, Paula, Fabiane, Olavo e Codorna, que fazem ou fizeram parte do grupo de pesquisadores do Projeto Rife pela ajuda incondicional, discussões e possibilidade de trabalhar em um ambiente de trabalho muito saudável e de cooperação.

Aos amigos baianos: Diegão, Gasta, Cavalinho, AmigaLu, Felipe, Zé Gotinha, Fernando, Mari e Berta, pela receptividade e pelos momentos alegres que passamos juntos.

Por fim, agradeço a todos baianos com o qual convivemos durante os longos períodos de campo por todas as lições de humildade e amor ao próximo.

RESUMO

O Gráben de Camamu corresponde à parte sul de um sistema de grábens conectados, controlado pelo sistema de Falhas de Maragogipe, na porção continental da Bacia de Camamu. Trabalhos anteriores interpretaram os depósitos aflorantes neste gráben como pertencentes Grupo Brotas, fase pré-rifte de evolução da bacia. No presente trabalho foi realizado um estudo estratigráfico detalhado nesta área. Evidências estruturais e estratigráficas aqui apresentadas indicam que esses depósitos foram controlados por tectônica extensional e, portanto, devem ser relacionados com a fase rifte de evolução da bacia. Os depósitos analisados foram divididos em duas seqüências deposicionais, limitadas por discordância.

A Seqüência I assenta-se sobre o embasamento e é composta em sua base por depósitos de leques aluviais provenientes da margem leste e depositados durante a rotação do embasamento. Estes leques eram caracterizados por fluxos gravitacionais e por canais entrelaçados rasos associados a dunas eólicas. Durante esta etapa, a drenagem principal, caracterizada por um sistema entrelaçado profundo, fluía para ENE, transpassando os altos estruturais que limitavam o Gráben de Camamu. O padrão agradacional e as características fluviais configuram um trato de sistemas de baixa taxa de acomodação.

Sobre estes depósitos se estabelece um sistema fluvial distributário, caracterizado por rios com baixa mobilidade lateral e moderada sinuosidade, que em sua porção distal perdem sua descarga rapidamente, dando vez a depósitos de inundações em lençol distais em uma planície de inundação com lagos rasos e efêmeros. A mudança abrupta na arquitetura fluvial e o padrão de empilhamento retrogradacional caracterizam um trato de sistemas de alta acomodação.

A erosão generalizada dos depósitos bacinais da planície de inundação marca o início da Seqüência II. Sobre esta superfície se estabelecem sistemas fluviais distributários proximais caracterizados pela intercalação de canais fluviais de carga de fundo e inundações em lençol arenosas, com paleocorrentes para ENE e N, associados com dunas eólicas subordinadas geradas por paleoventos para NE. A mudança abrupta de fácies e da arquitetura fluvial em relação ao trato de sistemas anterior registram a retomada da sedimentação em condições de baixas taxas de criação de espaço de acomodação

ABSTRACT

The Camamu Graben corresponds to the southern part of a system of connected grabens controlled by the Maragogipe's Fault System, located in the continental part of the Camamu Basin. Previous works have interpreted the deposits that crop out in this graben as belonging to the Brotas Group, which corresponds to the pre-rift stage. In this paper we present a detailed stratigraphic study of this area. Structural and stratigraphic evidence presented here indicate that these deposits were controlled by extensional tectonics and thus should be related to the rift phase of basin evolution. The studied deposits were divided into two unconformity-bounded sequences.

Sequence I lies directly upon the basement, and it is composed at its base of alluvial fan deposits at the east margin, deposited during basement rotation. These fans are characterized by gravity flows and shallow braided channels associated with aeolian dunes. During this stage, the main drainage, characterized by deep braided-channel systems, flowed toward east-northeast, transposing the eastern structural high. The aggradational stacking pattern and the fluvial architectural style configures a low accommodation systems tract.

A distributary fluvial system overlies these deposits. The former is characterized by moderate sinuosity channels with low lateral mobility, bordered by a broad floodplain. These channels quickly lose most of their discharge at its distal zone, where low-energy sheet flood deposits spread over a muddy distal flood plain with shallow and ephemeral lakes. The abrupt change in fluvial style and the retrogradational stacking pattern marks the initiation of a high accommodation systems tract.

The generalized erosion of distal floodplain deposits marks the beginning of Sequence II. Above this surface, a proximal fluvial distributary system is developed, characterized by intercalation of bed load fluvial channels and sandy sheet floods that flow northeastward. Subordinated aeolian dunes occur adjacent to the fluvial deposits. The fluvial architecture characterizes the deposition of these rocks as occurring during a low accommodation systems tract.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO.....	v
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	vii
1. INTRODUÇÃO.....	8
1.1. Localização da Área de Estudo e Acessos.....	9
1.2. Objetivos.....	11
2. GEOLOGIA REGIONAL	12
2.1. Megassequência Pré-Rifte	14
2.2. Megassequência Rifte	18
2.3. Megassequência Transicional.....	19
2.4. Megassequência Marinha	19
3. GEOLOGIA DA BACIA DE CAMAMU	20
3.1. Arcabouço Estrutural.....	20
3.2. Compartimentação Litoestratigrafia	24
3.2.1. Formação Afligidos	24
3.2.2. Grupo Brotas	27
3.2.3. Grupo Almada	29
3.2.4. Grupo Camamu	30
3.2.5. Grupo Espírito Santo	32
3.3. Trabalhos Anteriores na Área de Estudo.....	32
4. RIFTES CONTINENTAIS: UMA ABORDAGEM TEÓRICA.....	35
4.1. Nucleação, Crescimento e Interação de Falhas Normais	35
4.2. Unidades Estratigráficas de Bacias Rifte.....	38
4.3. Controles na Estratigrafia de Bacias Rifte.....	40
4.3.1. Tectônica	41
4.3.2. Aporte Sedimentar	41
4.3.3. Clima	42
4.3.4. Magmatismo	43
4.4. Evolução Tectono-Sedimentar de Bacias Extensionais Ativas	44
4.4.1. Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte.....	45
4.4.2. Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte	47
4.4.3. Trato de Sistemas Tectônico de Pós-Rifte.....	49
4.5. Discussão	51

5. METODOLOGIA.....	52
5.1 Pré-Campo.....	52
5.1.1. Levantamento bibliográfico.....	52
5.1.2. Sensoriamento remoto.....	52
5.1.3. Análise Estrutural por Métodos Potenciais.....	56
5.2 Campo.....	58
5.2.1 Descrição e classificação de litofácies.....	58
5.2.2 Construção de Perfis de Afloramento.....	58
5.2.2 Análise de paleocorrentes.....	59
5.2.3 Análise estrutural.....	59
5.2.4 Seções Colunares.....	60
5.3 Metodologia de Interpretação.....	61
5.3.1 Integração dos dados.....	61
5.3.2 Correção e tratamento estatístico das paleocorrentes.....	63
5.3.3 Interpretação das paleocorrentes.....	64
5.3.5 Correlação das seções colunares.....	64
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65
7. ARTIGO CIENTÍFICO.....	70
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	107
8.1 Contribuição para a indústria.....	107
8.2 Contexto tectono-estratigráfico.....	107
8.3 Recomendações de Pesquisa.....	109

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

O Capítulo 1 constitui a introdução desta dissertação e tem a finalidade de apresentar as motivações para a escolha do tema e sua relevância no atual contexto exploratório das bacias marginais brasileiras, além de apresentar a localização da área de estudos e os principais objetivos desta dissertação.

O Capítulo 2 apresenta o contexto geológico regional da Bacia de Camamu, associado com a evolução da margem leste brasileira em escala continental.

No Capítulo 3 é feita uma abordagem da geologia da Bacia de Camamu, onde é apresentada uma revisão de sua geologia estrutural e sua estratigrafia. No final deste capítulo são apresentados os principais trabalhos já realizados na área de estudo.

O Capítulo 4 apresenta uma abordagem teórica sobre bacias rifte continentais. Esta temática foi abordada pois o intervalo estratigráfico de estudo se insere em um contexto de rifteamento. Neste capítulo são abordados os mais recentes conhecimentos a respeito da evolução de sistemas de falhas normais e suas implicações estratigráficas. Esta abordagem é necessária para que se compreenda o arcabouço teórico que está por trás das interpretações e extrapolações apresentadas no artigo.

No Capítulo 5 são apresentados e discutidos os procedimentos metodológicos utilizados durante a pesquisa e seus objetivos.

O Capítulo 6 expõe as referências bibliográficas utilizadas na elaboração dos capítulos anteriores.

O Capítulo 7 contém o artigo intitulado: “Estratigrafia e tectônica da seção rifte no Gráben de Camamu, porção emersa da Bacia de Camamu, Bahia”, submetido à Revista Brasileira de Geociências em setembro de 2009. Este artigo apresenta os resultados obtidos durante a pesquisa, uma discussão dos mesmos e as conclusões.

Por fim, no Capítulo 8, são apresentadas as considerações finais, onde se tenta fazer uma ponte entre contribuição da publicação e os avanços científicos na área, dentro de uma realidade acadêmica e industrial. Neste capítulo também são discutidas algumas questões que não puderam ser incluídas no artigo por falta de espaço e finaliza com algumas recomendações para futuras pesquisas.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Camamu é considerada a mais nova fronteira para a exploração de hidrocarbonetos na Bahia e já possui um campo em fase de produção, o campo de Manati, que produz de gás em águas rasas, e mais três em fase de desenvolvimento: os campos de Camarão, Pinaúna e Sardinha. Há estimativas de que existam volumes originais de 29 milhões de m³ de óleo e 2,4 bilhões de m³ de gás natural (Azevedo *et al.*, 1994).

Seus principais reservatórios encontram-se em depósitos da fase pré-rifte. No entanto, os depósitos da fase rifte apresentam enorme potencial como reservatórios, além de possuírem confirmada importância na geração de hidrocarbonetos. Sua sub importância como reservatórios está em grande parte relacionada com a pouca compreensão acerca da estratigrafia e disposição espacial dos corpos arenosos, bem como seus controles estruturais e paleogeográficos.

Apesar de existirem inúmeros trabalhos sobre estratigrafia e tectônica da fase rifte, poucos deles abordam esta unidade na Bacia de Camamu. Além disso, ainda não há trabalhos detalhando a estratigrafia da seção rifte na porção emersa da Bacia de Camamu. Não pelo fato destes depósitos não existirem, mas porque até hoje não haviam sido interpretados como pertencentes a este estágio de desenvolvimento da bacia. Isto se deu por causa de alguns fatores, dentre os quais podemos destacar: a falta de dados paleontológicos e geocronológicos, a complexidade estrutural, a dificuldade de se encontrar bons afloramentos, a falta de abordagens integradas, que utilizassem seções geológicas e estratigráficas ao invés de observações pontuais, e o uso da litoestratigrafia como ferramenta prioritária.

Em decorrência disto, existem inúmeras questões em aberto sobre a estratigrafia da seção rifte na Bacia de Camamu, como por exemplo:

- (1) Quantas seqüências deposicionais existem?
- (2) Quais os sistemas deposicionais que compõem estas seqüências? Como é sua distribuição lateral e vertical dentro delas?
- (3) Quais eram as principais rotas de migração dos sedimentos?
- (4) Como foi a evolução estrutural durante a fase rifte? Como esta evolução influenciou a sedimentação?

Neste trabalho serão apresentados dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, paleontológicos e interpretações que explicam porque os depósitos aflorantes nos arredores da cidade de Camamu, sul da Bacia de Camamu, foram associados à fase rifte e

como foi sua evolução ao longo do tempo, destacando a importância de algumas estruturas no controle da sedimentação.

1.1. Localização da Área de Estudo e Acessos

A área de estudo insere-se na Bacia de Camamu, localizada no litoral Centro-Sul do estado da Bahia, região denominada Costa do Dendê (Figura 1 A e B). Especificamente, área de estudos localiza-se nos arredores da cidade de Camamu, município sede para a realização dos trabalhos de campo, estendendo-se para norte até o município de Igrapiúna (Figura 1C).

Pelo norte, pode-se atingir a região de carro a partir de Salvador, pegando o *ferry-boat* para Bom Despacho e a seguir a estrada Bom Despacho-Nazaré. Chegando em Nazaré segue-se para sul pela BA 001 até chegar em Camamu. A rodovia BA 001 corta a porção leste da área de estudo na direção N-S. Vindo de sul, o acesso deve ser feito pela BR 101, entrando-se no município de Ibirapitanga, para pegar a BA 650, por onde se segue por cerca de 41 km até chegar a Camamu.

As rodovias que atravessam a área de estudo são a BA-001, na porção norte e leste da área, e a BA-650, que liga os municípios de Camamu e Travessão, cortando a porção central da área em direção aproximada NW-SE (Figura 1C). A partir destas duas rodovias, existem alguns poucos caminhos locais de terra que possibilitam o acesso restrito a outras partes da área. O Rio Acari também pode servir como acesso. No entanto só pode ser navegado com maré relativamente alta, período em que a maioria dos afloramentos encontra-se submerso, o que torna bastante complicado seu uso para acessar os afloramentos.

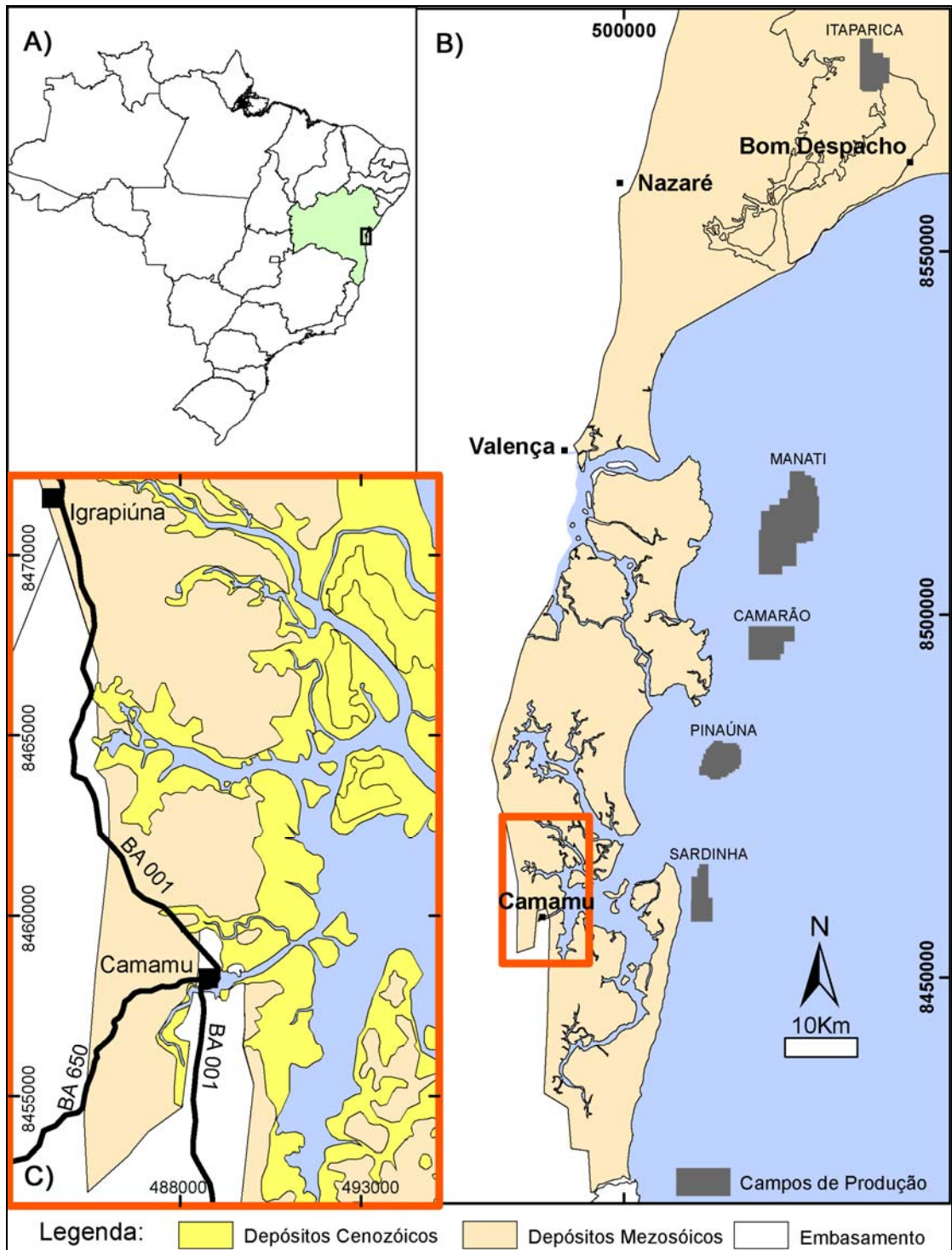


Figura 1- A) Mapa do Brasil com o estado da Bahia em verde; o retângulo mostra a localização do mapa B. B) Mapa geológico simplificado mostrando a localização da área de estudo em vermelho e os campos de produção de petróleo e gás (cinza). C) Mapa geológico simplificado da área de estudo com os principais acessos.

1.2. Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é estabelecer um modelo estratigráfico de alta resolução para a área de estudo, visando o entendimento dos processos que controlaram a sedimentação.

Entre os objetivos específicos a serem atingidos, destacam-se:

- (1) Identificar os principais processos sedimentares e sistemas deposicionais.
- (2) Identificar as principais rotas de migração dos sedimentos
- (4) Identificar a sequências e os seus tratos de sistemas através da identificação de superfícies chave e da definição de padrões de empilhamento
- (5) Apresentar a evolução paleogeográfica dos tratos de sistemas identificados

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia de Camamu faz parte das bacias marginais brasileiras. Estas bacias se desenvolveram a partir do Jurássico Superior ao longo da margem continental brasileira em consequência da separação dos continentes africano e sul-americano (Figura 2). Parte destas bacias (*e.g.* Bacia de Camamu) e dos riftes interiores (*e.g.* Bacia do Recôncavo), ainda apresentam em sua porção basal vestígios das antigas sinéclises paleozóicas.

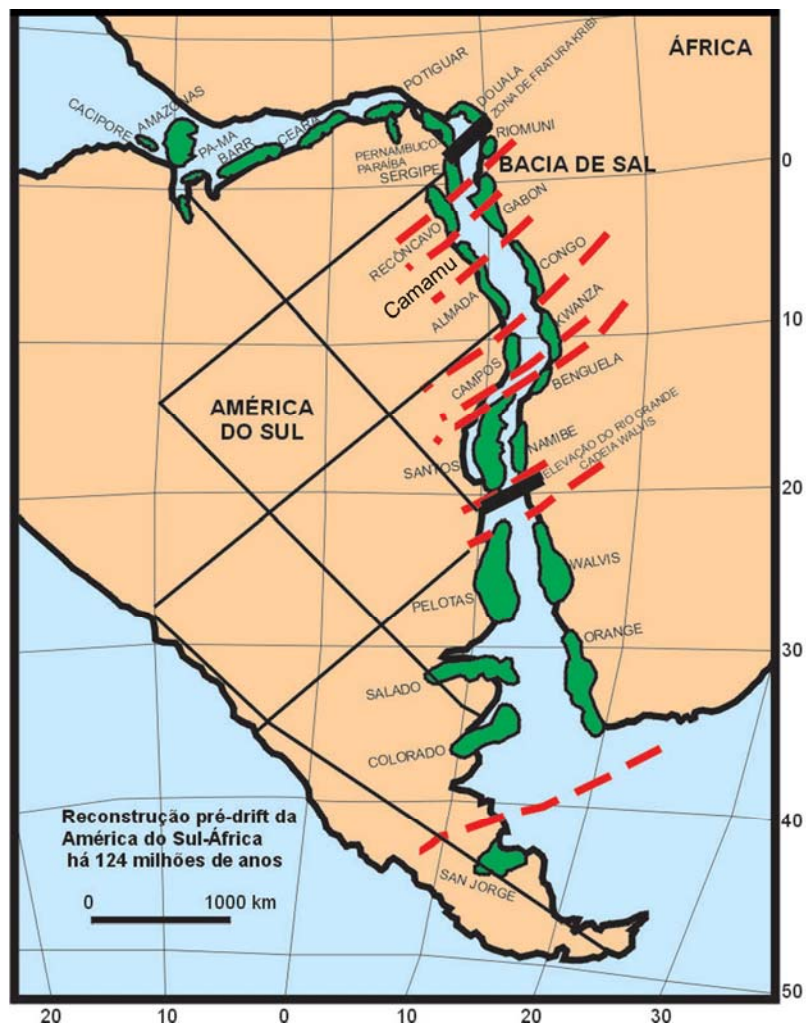


Figura 2 - Reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental. Extraído de Mohriak (2003).

Segundo Bueno (2004), a análise do desenvolvimento dos riftes brasileiros divide-se em duas correntes: Dias (1991), Magnavita (1992) e Cupertino (2000) seguem a classificação tectono-sedimentar proposta em Asmus e Porto (1980) para as bacias da margem leste brasileira, que se baseia na correlação entre fases tectônicas e deposicionais específicas, onde o início da fase rifte coincide com a seqüência deposicional lacustre cretácea. Por outro

lado, Figueiredo (1981), Chang *et al.* (1988; 1992), Matos (1992; 1999) e Destro (1994) consideram o início do rifte já durante a época de acumulação da Seqüência Continental jurássica. Neste trabalho será seguida a proposta de Asmus e Porto (1980), atualmente também adotada pela PETROBRÁS nas cartas crono-estratigráficas. A Figura 3, modificada de Chang *et al.* (1991) mostra a divisão tectono-sedimentar adotada neste trabalho, bem como os principais fatores controladores da deposição durante cada etapa tectônica.

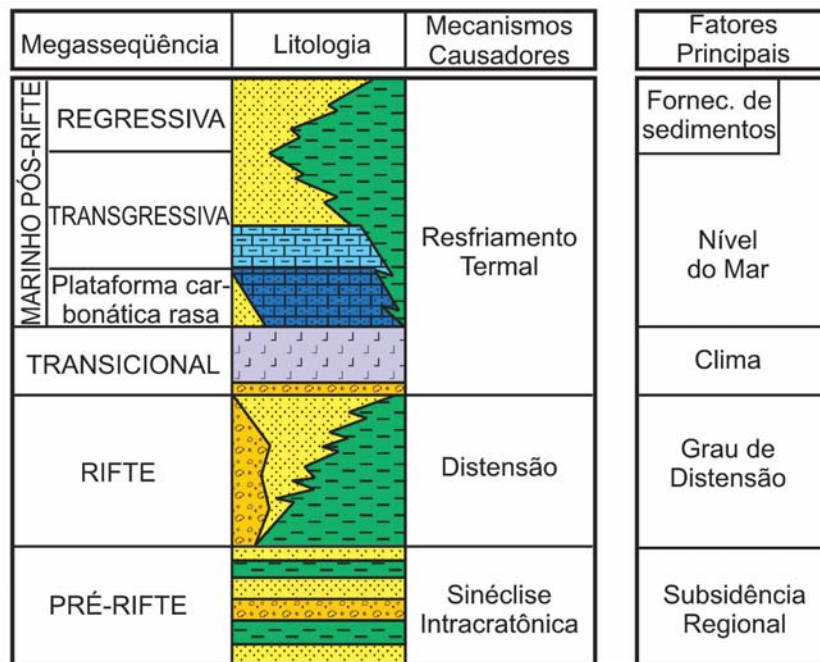


Figura 3 - Modelo esquemático de evolução da margem brasileira com seus respectivos estágios, litologias, mecanismos controladores e fatores principais. Extraído de Küchle *et al.* (2005), modificado de Chang *et al.* (1991).

Segundo Chang *et al.* (1988; 1991), a evolução tectono-estratigráfica das bacias do sistema de riftes do leste brasileiro segue um padrão sistemático geral bem definido. O preenchimento destas bacias é composto, da base para o topo, por uma megasseqüência continental (aqui dividida em duas megasseqüências, Pré-Rifte e Rifte), passando por uma fase transicional, comumente evaporítica, evoluindo para uma seqüência marinha (Pós-Rifte). A seqüência marinha inicia com uma plataforma carbonática, passando para uma seqüência marinha transgressiva e culminando com uma seqüência regressiva. Estes autores ressaltam que a evolução cada uma dessas megasseqüências é essencialmente controlada pelos seguintes fatores: o grau de extensão litosférica, o clima, o nível do mar e o suprimento sedimentar (Figura 3). Chang *et al.* (1991) ressaltam que interpretar apenas um desses fatores como o

único controlador em determinado estágio tectono-sedimentar seria uma abordagem de fato muito simplista.

A seguir cada uma dessas megassequências será discutida, dando-se maior ênfase para as megassequências Pré-Rifte e Rifte, envolvidas nas discussões deste trabalho.

2.1. Megassequência Pré-Rifte

No Jurássico Superior desenvolveu-se na região nordeste do Brasil uma ampla bacia sedimentar, alongada na direção N-S, conhecida como “Depressão Afro-brasileira”. Esta bacia desenvolveu-se como consequência do início da fase extensional que culminaria com a ruptura completa do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Como mostra a Figura 4, nesta ampla bacia se depositaram os sedimentos continentais das formações Aliança e Sergi (Bacia do Recôncavo, Tucano e Camamu/Almada), Serraria (Bacia de Sergipe/Alagoas), Missão Velha (Bacia do Araripe), e suas correlatas M’Vone e N’Dombo, (Bacia do Gabão, na África) (Cesero & Ponte, 1972, *apud* Cesero & Ponte, 1997).

Afloramentos dispersos da Sequência Pré-Rifte ocorrem nas bacias interiores e costeiras do nordeste brasileiro e na costa oeste africana (Figura 4). Estes registros geológicos dispersos representam remanescentes do que foi originalmente uma ampla, rasa, única bacia.

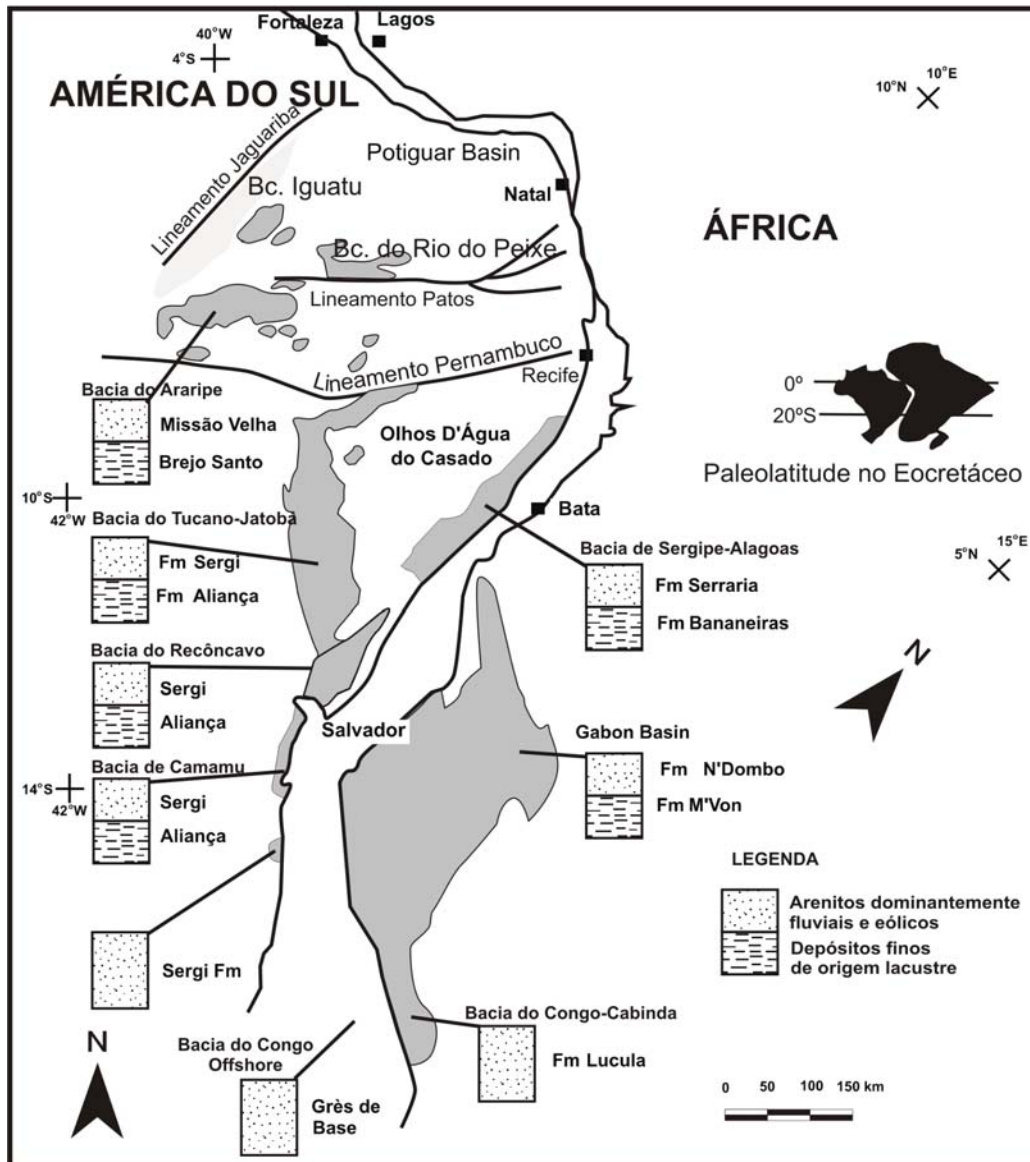


Figura 4 - Distribuição regional dos registros sedimentares da Sequência Pré-Rifte no nordeste do Brasil e regiões adjacentes na costa africana.(da Rosa, 1996).

Esta grande feição foi interpretada como uma depressão periférica adjacente a uma área de soerguimento crustal (Estrella, 1972). No entanto, Milani (1987), ao descrever o modelo evolutivo dos riftes do Recôncavo e Tucano Sul, constatou que não existem evidências da ocorrência de um arqueamento crustal precedente à fase rifte destas bacias. Para este autor, a geometria da sedimentação pré-rifte caracteriza um lento e progressivo processo de afundamento da região, característico de rifteamento passivo. Ele ainda observa que essa subsidência na porção nordeste foi acompanhada de um volumoso vulcanismo basáltico no segmento sul-sudeste da margem continental brasileira, indicando que nesta região já se processavam os estágios iniciais associados com o modelo de rifte ativo (Figura 5).

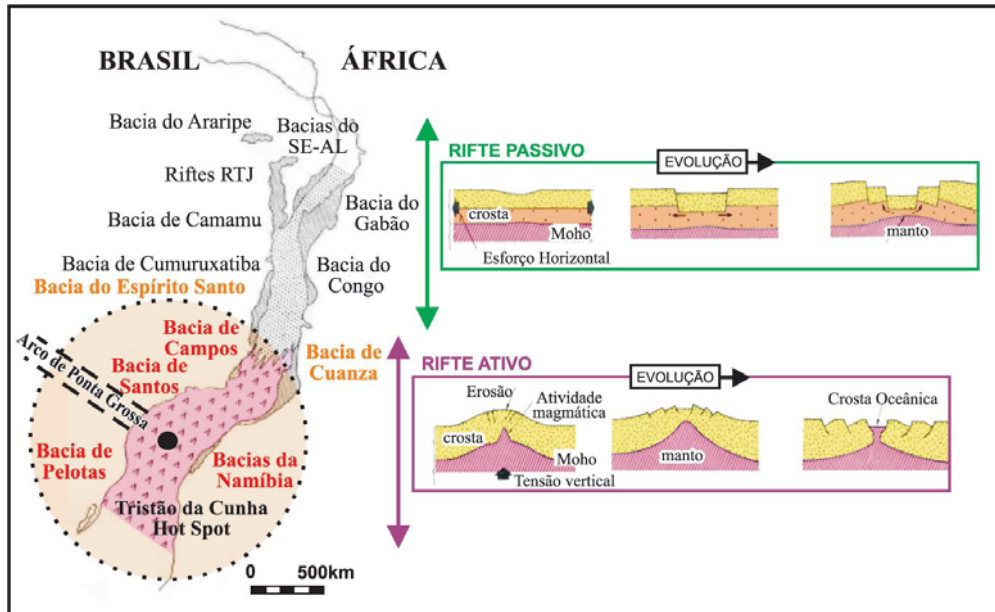


Figura 5 - Caracterização dos segmentos sudeste e nordeste do Rifte Sul - Atlântico quanto à ascensão da astenosfera: riftes passivo e ativo (modificado de Milani, 1987; Dias, 1991). Extraído de Bueno (2004).

A Figura 6 mostra um modelo de reconstrução paleogeográfica da Depressão Afro-Brasileira apresentado por Garcia (2005). Nesta figura, o autor sugere um clima mais úmido no norte e mais secos no sul, com ventos predominantes de SE.

A extensão dos depósitos jurássicos, sua paleogeográfica e seu contexto tectônico ainda permanecem incertos.

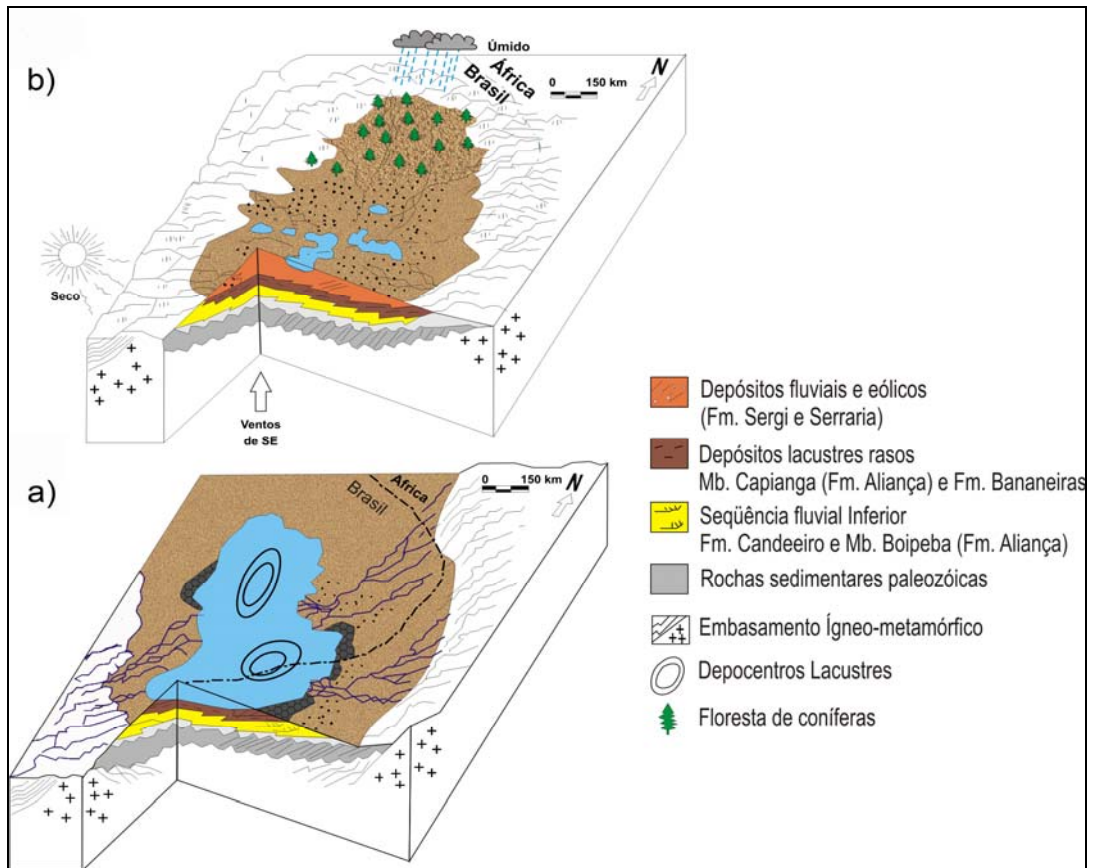


Figura 6 – Reconstrução paleogeográfica da sedimentação pré-rifte na Depressão Afro-Brasileira durante o Cretáceo Inferior. A) Paleogeografia durante a máxima extensão do sistema lacustre. B) Feições paleogeográficas e paleoclimáticas durante o máximo desenvolvimento do sistema fluvial. (Garcia *et al.*,2005)

2.2. Megassequência Rifte

Segundo Chang *et al.* 1991, o começo da fase principal do rifte no Cretáceo Inferior (Andares Rio da Serra-Aratu ou Neocomiano) gerou uma série de meio-*grábens*, rapidamente subsidentes, ao longo de toda a margem leste.

Chang *et al.* (1992), mostraram que a orientação dos lineamentos do rifte é mais ou menos homogênea ao longo do sistema de riftes do leste brasileiro e consistem principalmente de falhas normais de direção NNE a NE, que são controladas por discontinuidades do embasamento, e falhas de transferência de tendência NNW a NW. Para Chang *et al.* (1991), estas zonas de transferência compensariam as diferentes taxas de extensão litosférica a que cada bacia estaria submetida.

Durante os Andares Rio da Serra e Aratu, ao norte, uma série de lagos profundos foram formados e preenchidos por folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica e turbiditos associados com clásticos flúvio-deltáicos (Chang *et al.*, 1991). Esta seção rifte tem sido dividida em duas seqüências com base em uma discordância regional que ocorre entre os Andares Rio da Serra e Aratu. O caráter angular da discordância pré-Aratu lhe confere uma natureza tectônica (Bueno, 2004). Esse mesmo autor propôs o uso do termo “discordância de propagação” para definir a discordância pré-Aratu. Esta discordância refletiria o diacronismo evolutivo de um sistema de riftes que se propaga em uma única direção, isto é, seria uma discordância intra-rifte que refletiria, em determinado segmento do sistema de riftes, o simultâneo *break-up* em um extremo e o início de rifte em outro.

Durante os andares Buracica e Jiquiá (Barremiano), ocorrem camadas extensas de coquinas, intercaladas com material siliciclástico grosseiro a fino. Bertani e Carozzi (1984) interpretaram as coquinas da Bacia de Campos como depósitos de ambientes do tipo *playa lakes*. Onde os depósitos de leques aluviais passam para uma planície de areia e lama. Os carbonatos teriam se desenvolvido em locais adjacentes a lagos salinos.

Uma discordância generalizada, produzida durante os Andares Jiquiá Superior-Alagoas Inferior, marca o final do evento de rifteamento (Chang *et al.*, 1991). Esta discordância separa a Sequência Rifte, basculada e falhada em blocos, da seqüência superior pós-rifte.

2.3. Megassequência Transicional

Durante o Aptiano, um estreito mar aberto evaporítico se formou ao longo de toda a margem leste brasileira a partir do norte da Bacia de Pelotas e resultou na deposição de uma completa suíte de evaporitos cuja espessura é estimada em torno de 2000 m (Chang *et al.*, 1988). Esta Sequência corresponde a Sequência de Golfo Proto-oceânico de Asmus e Porto (1980). Os principais aspectos tectônicos e estratigráficos desta fase na margem leste do Brasil foram analisados por Dias (2005), que observou algum tectonismo ativo durante a porção inferior do Andar Aptiano.

2.4. Megassequência Marinha

Após o estágio evaporítico na margem leste, teve início uma deposição marinha aberta, numa plataforma em processo de subsidência continuada (Ponte & Asmus, 1973).

Durante o Albiano, a abertura da estreita passagem marinha fez com que os evaporitos fossem sucedidos por uma extensa plataforma carbonática de alta energia. No final do Albiano, a sequência de carbonatos de alta energia deu lugar a uma sequência de baixa energia, composta de calcilutitos, margas e folhelhos, com características transgressivas (Chang *et al.*, 1991). Durante esta etapa, a sedimentação respondeu a flutuações eustáticas de 1ª ordem (Chang *et al.* 1992).

Por fim, ocorre um pacote marinho progradante caracterizado pelo desenvolvimento de um sistema siliciclástico na porção sul da margem continental e carbonático de alta energia na porção norte, denominado por Chang *et al.* (1991) de Megassequência Marinha Regressiva. Este sistema desenvolveu-se de forma diacrônica ao longo da margem leste.

3. GEOLOGIA DA BACIA DE CAMAMU

A Bacia de Camamu ocupa uma área de 12.929 km², se considerada sua porção emersa e sua porção marinha até a cota batimétrica de 3.000 m (Caixeta *et al.* 2007). A porção aflorante da Bacia de Camamu compreende uma área de cerca de 20km de largura por 150 km de comprimento, com uma forma alongada N-S (Figura 7). Ao norte, seu limite com as bacias do Recôncavo e Jacuípe é dado pela Falha da Barra, uma importante feição regional que corta a bacia na direção leste-oeste (Figura 7). Ao sul, o limite é apenas geográfico com a Bacia de Almada, observando-se uma continuidade tanto estrutural quanto estratigráfica entre ambas bacias (Caixeta *et al.*, 2007). Em terra, o limite com a Bacia de Almada é marcado pelo Alto de Itacaré. A Oeste, a seção sedimentar está em contato por falha o embasamento cristalino. Este contato é dado pela Falha de Maragogipe, um sistema de falhas de direção N-S (Figura 7). A Leste, a bacia estende-se mar adentro até o limite com a crosta oceânica.



Figura 7 - Mapa de localização da Bacia de Camamu e bacias adjacentes, mostrando as principais estruturas em terra e os limites entre as bacias.

3.1. Arcabouço Estrutural

Segundo Netto & Ragagnin (1990), a Bacia de Camamu pode ser estruturalmente dividida em três compartimentos de orientação geral NNE-SSW (Figura 8): (i) a Plataforma do Jequiriçá, (ii) o Patamar de Boipeba e (iii) o Baixo da Costa.

A Plataforma do Jequiriçá se inicia na altura da Cachoeira de Tremembé, estendendo-se para norte pela borda das bacias sedimentares do Recôncavo e Tucano. Neste compartimento, o embasamento encontra-se a profundidades bastante rasas não ultrapassando algumas poucas centenas de metros.

O Patamar de Boipeba apresenta largura variável de 10 a 20 km. As rochas que se acumularam neste compartimento estão bem expostas na Ilha de Boipeba, onde os sedimentos marinhos do Cretáceo superior sobrepõem discordantemente as rochas sedimentares do Grupo Brotas, registrando o limite oeste da sedimentação marinha contemporânea da abertura do Atlântico Sul.

Sobre o Patamar de Boipeba está implantada a Baía de Camamu, a planície quaternária do Pratigi e a Península de Maraú. A seção marinha que aflora no Patamar de Boipeba é constituída pelas formações Taipús-Mirim e Algodões do Grupo Camamu. Limitando a leste o Patamar de Boipeba, ocorre uma grande falha, rastreada com sísmica (Netto e Ragagnin 1990), a qual delimita o terceiro compartimento estrutural denominado por CBPM (2006) Baixo da Costa. Esta falha referida por Netto e Ragagnin (1990) como Falha da Barra, coincide com a linha de costa atual ao sul da península de Maraú. A falha da Barra marca, em subsuperfície, o limite oeste do lago cretácico implantado na fase rifte da evolução da margem continental com largura de 50 km na direção leste-oeste, e comprimento que ultrapassa em muito toda a área aqui mapeada para norte e para sul.

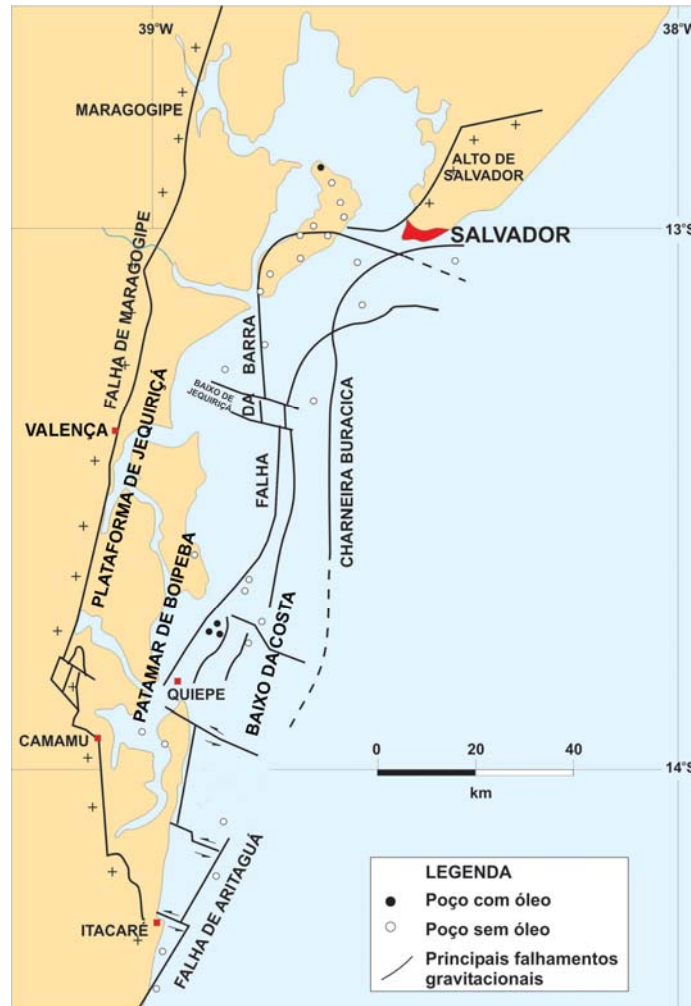


Figura 8- Principais elementos estruturais da Bacia de Camamu (modificado de Netto & Ragagnin 1990).

Destro *et al.* (1994) descrevem falhas de transferência na porção terrestre da Bacia de Camamu, como sendo as responsáveis pelo deslocamento que a borda da bacia sofre em direção ao mar, ao sul da cidade de Camamu.

Uma boa revisão do estado da arte da geologia estrutural da Bacia de Camamu foi apresentada por Mércio (1996). Neste mesmo trabalho, o autor realizou uma análise estrutural da Bacia de Camamu e do seu embasamento utilizando técnicas de sensoriamento remoto e dados de campo. Entre suas observações, ele destaca a presença de dois conjuntos de falhas distintos, os quais denomina Família 1 e Família 2.

A Família 1 seria composta por falhas normais NNE-SSW, controladas pela foliação do embasamento, e por falhas transcorrentes sinistras N70°W (Figura 9). Esta família seria resultante dos esforços extensionais resultantes da abertura do Atlântico Sul.

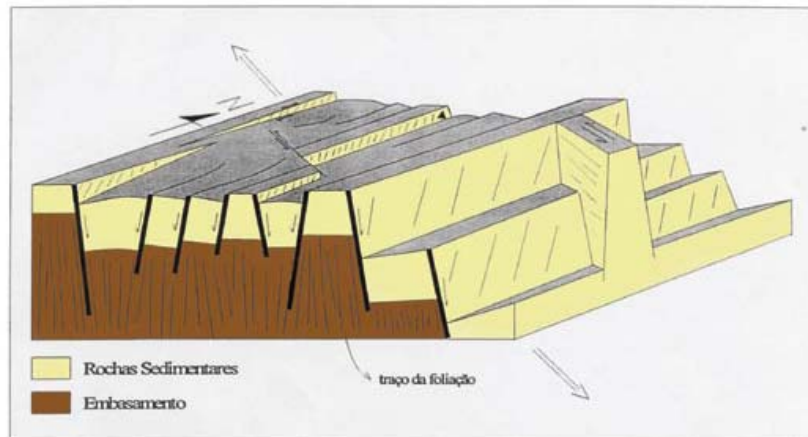


Figura 9 - Bloco diagrama ilustrando o arranjo de falhas da Família 1. A direção de distensão é aproximadamente N70°W. Nos planos de falhas estão representados os traços de estrias como são vistas no campo. Modificado de Mércio (1996).

Já a Família 2 englobaria falhas transcorrentes dextrais de direção N-S a NNE-SSW, geralmente reativações de falhas normais da Família 1, e falhas normais neoformadas de direção E-W e NW-SE (Figura 10). Esta família de falhas seria provavelmente mais jovem que a Família 1, afetando rochas terciárias e quaternárias. No entanto, o referido autor não conseguiu determinar sua idade inicial.

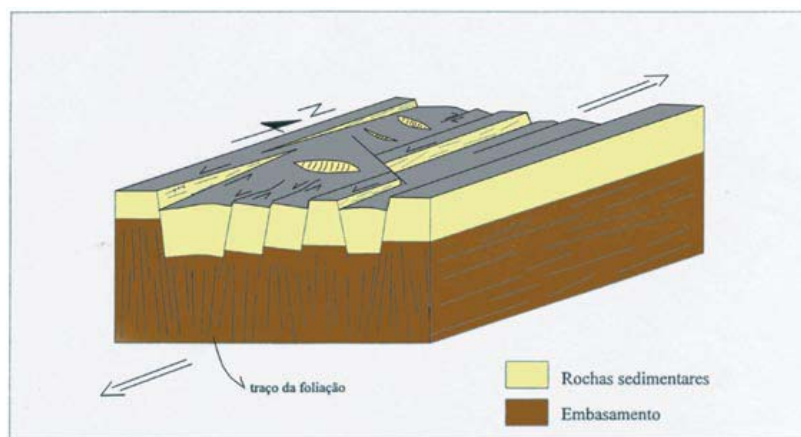


Figura 10 - Bloco diagrama ilustrando o arranjo de falhas da Família 2. A direção de distensão é aproximadamente N25°W. Nos planos de falhas estão representados os traços de estrias como são vistas no campo. Modificado de Mércio (1996).

Com relação à atitude das camadas, este mesmo autor concluiu, com base em uma série de afloramentos distintos, que estas apresentavam um leve mergulho regional para SE.

Cuiñas Filho (2004) sugere que a Falha de Maragogipe pode ser o reflexo do primeiro pulso de abertura do Atlântico sul, tendo a linha de charneira posteriormente migrado para leste à procura de zonas de fraqueza mais favoráveis ao rifteamento.

Em terra, a exemplo do que ocorre na porção marinha da bacia, é observada a formação de estruturas do tipo *horsts* e *grábens*, que estariam relacionadas com as irregularidades das atitudes da foliação do embasamento. Este processo pode acarretar na formação de falhas profundas com mergulho tanto para leste quanto para oeste, favorecendo o desenvolvimento de altos e baixos estruturais (Mércio, 1996).

3.2. Compartimentação Litoestratigrafia

Netto *et al.* (1994) apresentaram a carta estratigráfica da Bacia de Camamu (Figura 11). Mais recentemente, Caixeta *et al.* (2007), modificaram esta carta (Figura 12). Aqui, será apresentado o arcabouço litoestratigráfico definido por Netto *et al.* (1994) da formação mais antiga para a mais nova:

3.2.1. Formação Afligidos

A Fm. Afligidos foi definida na Bacia do Recôncavo por Aguiar & Mato (1990), sendo subdividida nos membros Pedrão e Cazumba. Segundo Caixeta *et al.* (1994) esta formação possui idade Permiana (Kunguriano, com base em palinomorfos). A Fm. Afligidos representa uma sedimentação marinha rasa a supramaré em clima árido, gradando para uma sedimentação lacustre no topo (Netto *et al.*, 1994).

Sua porção basal é constituída pelo Mb. Pedrão, composto por conglomerados dolomitizados, com estratificação cruzada acanalada, que gradam para arenitos finos a médios, intercalados com arenitos lamosos. No topo ocorrem lamitos com gretas de contração e folhelhos micáceos, intercalados com evaporitos e margas subordinadas. O topo da Fm. Afligidos é composto pelo Mb. Cazumba, que consiste de folhelhos ricos em biotita e alguns níveis arenosos com estratificações cruzadas e *ripples* de corrente.

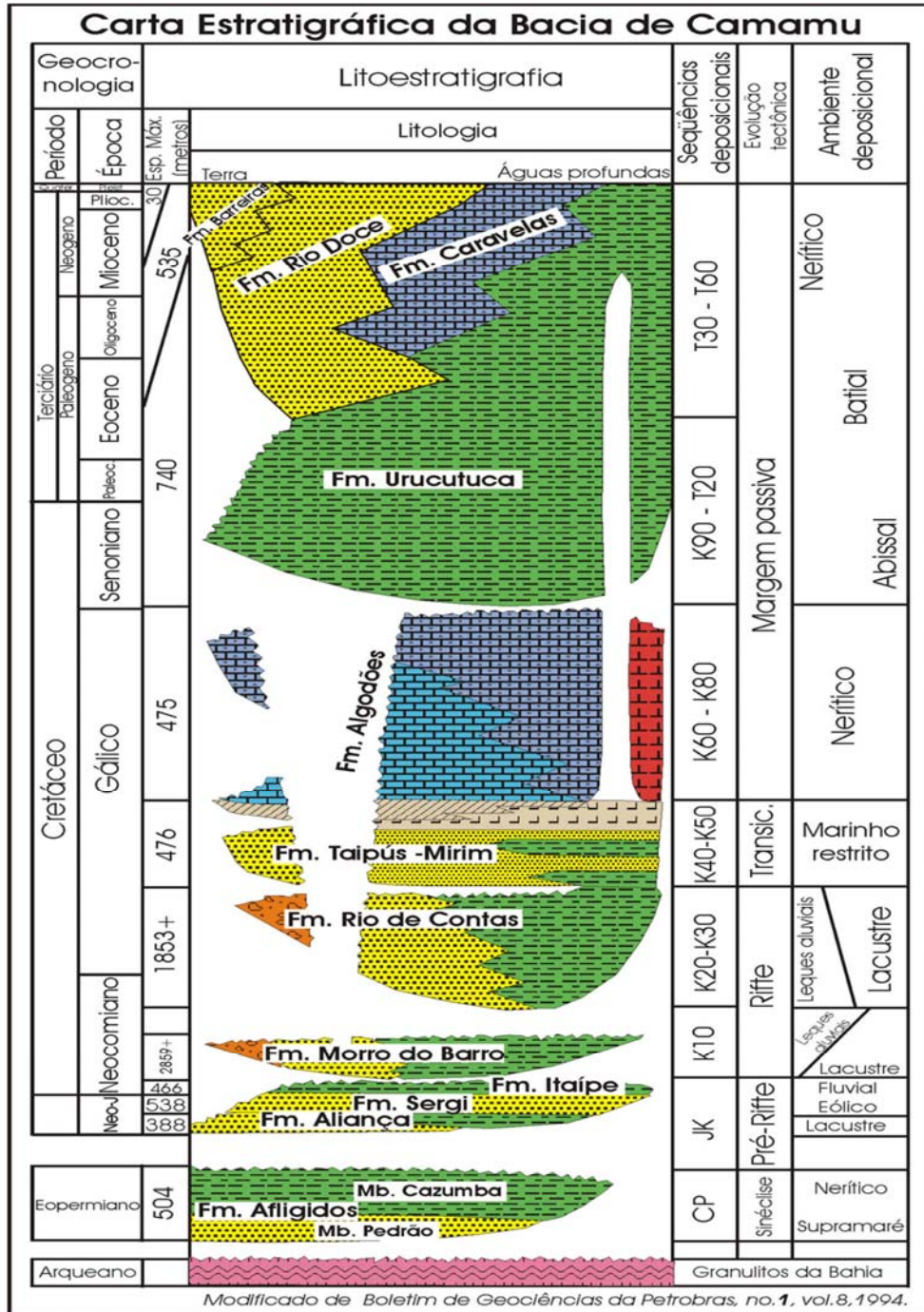


Figura 11 - Carta cronoestratigráfica da Bacia de Camamu. Modificado de Netto *et al.*, (1994).

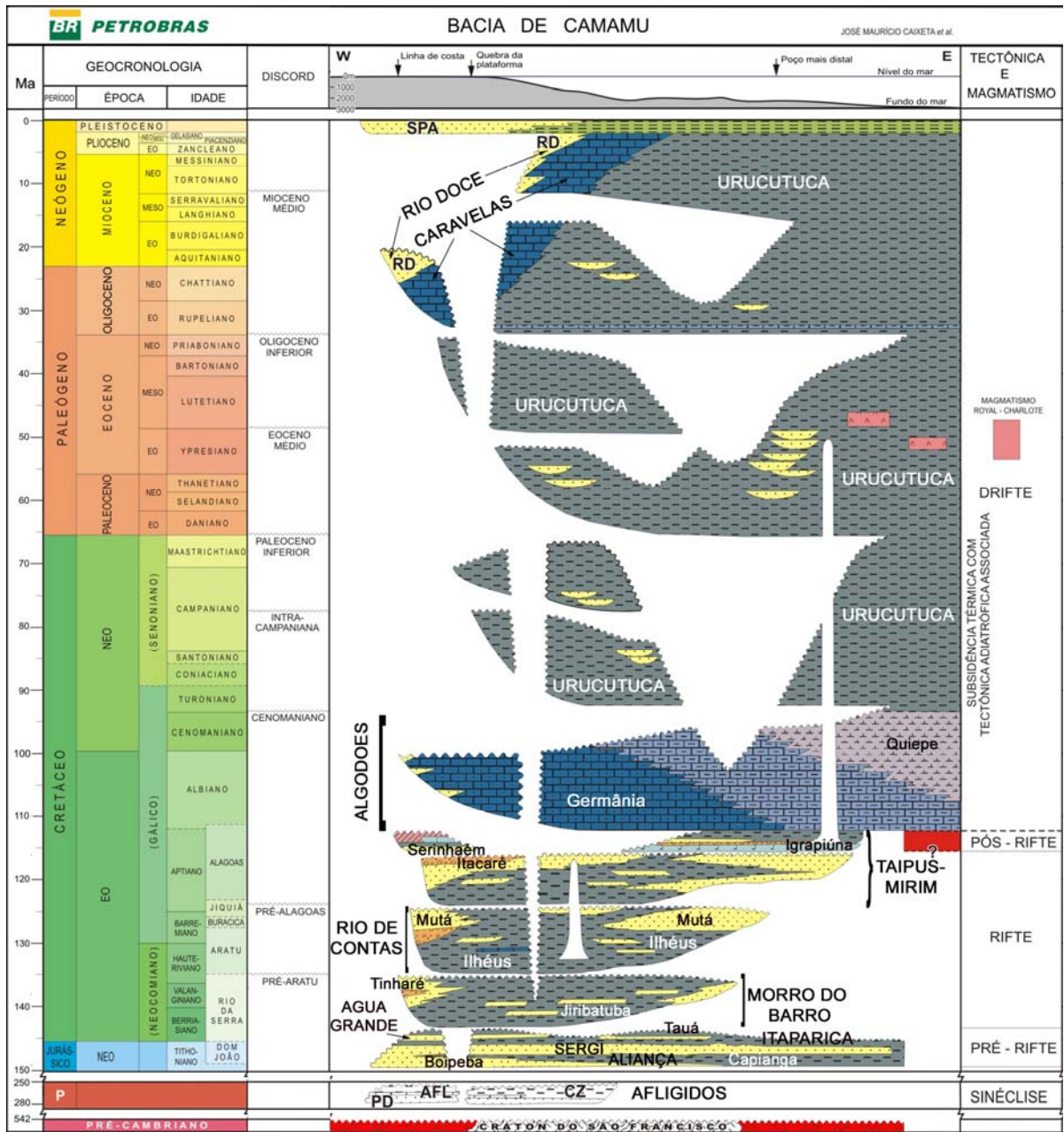


Figura 12 - Carta cronoestratigráfica da Bacia de Camamu. Modificado de Caixeta *et al.* (2007).

3.2.2. Grupo Brotas

O Gr. Brotas foi originalmente definido por Viana *et al.* (1971), agrupando as formações Afligidos, Aliança e Sergi. Posteriormente, Netto *et al.* (1994) reformularam o grupo, que passou a ser composto pelas formações Aliança, Sergi e Itaípe. Este grupo representa a sedimentação da fase pré-rifte de evolução das Bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá e Camamu-Almada.

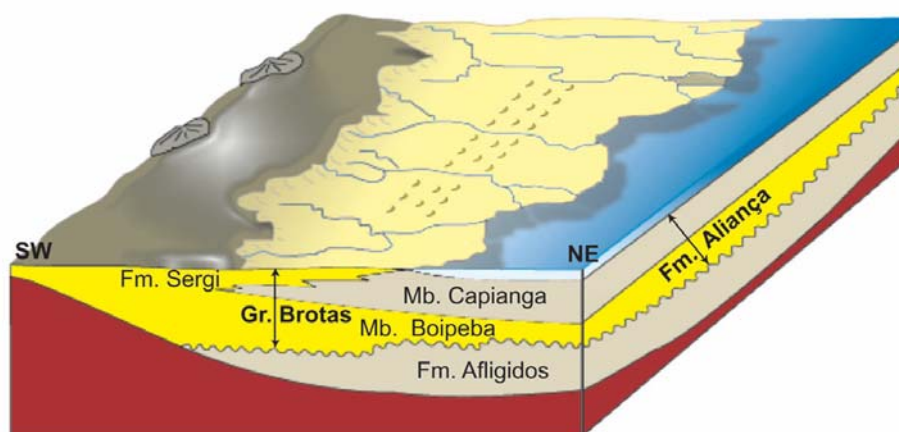


Figura 13 - Paleogeografia do Grupo Brotas na Bacia do Recôncavo (modificado de Medeiros e Ponte, 1981).

3.2.2.1. Formação Aliança

Esta formação assenta-se em discordância erosiva regional sobre a Fm Afligidos e é composta pelos membros Boipeba e Capianga (Figura 12 e Figura 13).

O Mb. Boipeba é constituído de arenitos arcoseanos finos a médios, com estratificações cruzadas, dispostos em ciclos de granodecrescência, que culminam em siltitos com *ripples* de corrente e folhelhos. Este membro é interpretado como resultante da deposição por sistemas fluviais meandrantés.

O Mb. Capianga é essencialmente formado por folhelhos vermelhos com alguns níveis de caliche, depositados em ambiente lacustre.

3.2.2.2. Formação Sergi

A Fm. Sergi foi definida na Bacia do Recôncavo e consiste de arenitos finos a conglomeráticos, sub-maturos depositados durante o Jurássico Superior por sistemas fluviais, eólicos e lacustres em clima semi-árido a árido (Bruhn & De Ros, 1987; Lanzarini & Terra, 1989; Carrasco *et al.*, 1996; Lanzarini, 1996). No Recôncavo, a porção basal da Fm. Sergi se interdigita com os pelitos da Fm. Aliança (Mb. Capianga) (Figura 13) e sua porção superior é abruptamente sobreposta por pelitos lacustres da Fm. Itaparica (Scherer *et al.* 2007).

Scherer *et al.* (2007) apresentaram uma análise estratigráfica detalhada da Fm. Sergi na Bacia do Recôncavo na qual identificaram três seqüências deposicionais. A Sequência I é composta por depósitos lacustres, de inundações em lençol, lençóis de areia eólicos e dunas eólicas. Os estratos fluviais indicam fluxos para NE, enquanto que os depósitos de dunas eólicas apresentam paleocorrentes para SW (Figura 12). A Sequência II apresenta depósitos de canais fluviais entrelaçados que fluem para NW e a Sequência III é composta por depósitos semelhantes aos da seqüência I.

Na Bacia de Camamu, a Fm. Sergi ocorre de forma similar ao Recôncavo. Na porção aflorante da bacia, os depósitos da Fm. Sergi ocupam vastas áreas de relevo arrasado e solos relativamente pouco espessos. Os melhores afloramentos encontram-se na Ilha de Tinharé, entre o Morro de São Paulo e Gamboa, e ao longo da BA 001, entre Nazaré e o Rio Jequiriçá.

3.2.2.3. Formação Itaípe

Netto, *et al.*, (1994) denominaram de Fm. Itaípe os depósitos clásticos finos sobrepostos aos arenitos da Fm. Sergi e sotopostos aos clásticos finos e grossos da Fm. Morro do Barro. Esta formação assenta-se concordantemente sobre topo da Fm. Sergi e seu topo é discordante com a Fm. Morro do Barro.

Compreende um pacote de folhelhos cinzentos, podendo apresentar camadas de arenitos médios na sua porção intermediária. Representa uma sedimentação flúvio-lacustre que marca a transição da fase pré-rifte para a fase sin-rifte (Netto *et al.*, 1994). As análises biocronoestratigráficas com base em ostracodes conferem a este pacote uma idade EoRio da Serra (Caixeta *et al.*, 2007).

Esta formação é correlacionada com as Formações Itaparica, Água Grande e com o Mb. Tauá da Fm. Candeias na Bacia do Recôncavo. Na nova carta cronoestratigráfica apresentada por Caixeta *et al.* (2007) estas formações foram estendidas da Bacia do Recôncavo para a Bacia de Camamu, eliminando a Fm. Itaípe. A Formação Itaípe estaria restrita à Bacia de Almada, onde não se reconhece a mesma estratigrafia do Recôncavo (Caixeta *et al.*, 2007).

3.2.3. Grupo Almada

As unidades deste grupo refletem a sedimentação em lagos de origem tectônica, controlados por *grábens* e *meio-grábens* durante a Megassequência Rifte. Este grupo é composto pelas formações Morro do Barro e Rio de Contas (Netto *et al.*, 1994).

3.2.3.1. Formação Morro do Barro

Netto *et al.* (1994) definem a Formação Morro do Barro para abrigar os sedimentos clásticos grossos (Membro Tinharé) e os finos (Membro Jiribatuba) que ocorrem em Camamu-Almada. O Mb. Tinharé é formado por arenitos grossos com seixos e grânulos, enquanto que o Mb. Jiribatuba é formado por folhelhos carbonáticos com cores de redução. Barroso (1984) interpretou os depósitos da Fm. Morro do Barro como fluxos gravitacionais dentro de um lago controlado tectonicamente. Durante o Andar Rio da Serra Inferior (EoBerriasiano-EoValanginiano), a presença de conchostráceos e a alta quantidade de palinofácies herbáceas, sugerem episódios de nível de lâmina d'água baixa em ambientes lacustrinos. A Fm. Morro do Barro é posicionada no Andar Rio da Serra com base na presença de ostracodes não-marinhas.

3.2.3.2. Formação Rio de Contas

Segundo Netto *et al.* (1994), a Formação Rio de Contas é composta por folhelhos escuros e arenitos muito finos (Mb. Ilhéus), arenitos dolomíticos finos até conglomeráticos (Mb. Mutá). Estes autores também observaram que o contato inferior, com a Formação Morro do Barro, e o contato superior, com a Formação Taipus-Mirim, são discordantes. Segundo Caixeta *et al.* (2007), os clásticos e carbonatos da Formação Rio de Contas são representativos dos leques aluviais, rios e lagos que se instalaram durante o rifte, entre o Hauteriviano e o Eoaptiano, correspondendo aos andares Aratu, Buracica e Jiquiá, na cronoestratigrafia local. Sua ocorrência restringe-se à porção marítima da bacia.

3.2.4. Grupo Camamu

Este grupo é composto pelas formações Taipus-Mirim e Algodões. Segundo Caixeta *et al.* (2007), a porção inferior do Grupo Camamu (Fm Taipus-Mirim) foi depositada durante o Aptiano e encerra os últimos sedimentos da fase rifte da bacia. A Fm. Algodões marca a transição para o ambiente marinho.

3.2.4.1. Formação Taipus-Mirim

A Formação Taipus-Mirim nomeia os evaporitos e clásticos associados e, de acordo com Netto *et al.* (1994), é o resultado da primeira ingressão marinha na bacia, em clima árido, acarretando na formação de expressivos depósitos evaporíticos (Netto *et al.*, 1994). A base desta formação é parcialmente discordante com a Fm. Rio de Contas. Segundo Netto *et al.* (1994), esta formação é composta pelos Membros Sirinhaém e Igrapiúna. Caixeta *et al.* (2007), adicionaram o Mb. Itacaré à esta formação.

O Mb. Itacaré foi definido por Gontijo *et al.* (2007), para designar os clásticos grossos que ocorrem na Bacia de Almada. Caixeta *et al.* (2007) estenderam este membro para a Bacia de Camamu. Segundo eles, a elevada razão arenito/folhelho, encontrada em um poço evidencia uma sedimentação flúvio-deltáica, provavelmente proveniente de Leste e Nordeste.

Como apresentado por Netto *et al.* (1994), o Mb. Serinhaém corresponde a intercalações regulares de arenito cinza claro a escuro, muito fino e folhelho síltico cinza-escuro, castanho e preto, carbonoso.

O Mb. Igrapiúna congrega calcários dolomíticos, folhelhos castanhos e evaporitos, principalmente anidrita (Caixeta *et al.*, 2007). As datações disponíveis a partir de palinomorfos permitem caracterizá-las como de idade Neo-Alagoas. Essa seria a idade estimada para o surgimento de crosta oceânica nas partes mais distais da Bacia de Camamu (Caixeta *et al.*, 2007).

Sua ocorrência foi mapeada nas ilhas e Boipeba, Grande e Pequena de Camamu e SW da Baía de Camamu, embora esteja comumente recoberta por sedimentos Terciários e Quaternários.

3.2.4.2. Formação Algodões

Durante o Albiano e o Cenomaniano, a Bacia de Camamu experimentou uma sedimentação francamente marinha carbonática, representada pela Fm. Algodões (Caixeta *et al.*, 2007). Esta formação subdivide-se nos membros Germânia e Quiepe, conforme definição de Netto *et al.* (1994). O Mb. Germânia congrega calcarenitos e calcirruditos oolíticos e pisolíticos, parcialmente dolomitizados, com ocorrência subordinada de arenitos nas áreas proximais. O Mb. Quiepe é composto de calcilutitos e margas com foraminíferos planctônicos (Caixeta *et al.*, 2007).

Esta formação aflora na Ilha de Boipeba, na Ilha Grande, na Ponta do Mutá e às margens do estuário de Marauá, na Baía de Camamu.

3.2.5. Grupo Espírito Santo

Este grupo é composto pelas formações Urucutuca, Rio doce, Caravelas e Barreiras, com contatos gradacionais entre si. O contato basal deste grupo é caracterizado por uma forte discordância erosiva, sobre a qual se assentam as rochas da Fm. Urucutuca. Esta formação é composta por clásticos finos depositados em talude e arenitos e conglomerados depositados por fluxos turbidíticos. A deposição inicial das rochas deste grupo ocorreu durante o Coniaciano, estendendo-se até o recente. A Formação Urucutuca ocorre concomitantemente a partir do Eoceno com as formações Caravelas e Rio Doce, e com a Fm. Barreiras a partir do Neogeno.

A Fm. Caravelas é composta por calcarenitos e calcilitos de idade Oligocena ao recente, depositados em uma plataforma marinha carbonática.

A Fm. Rio Doce é composta por arenitos finos a médios intercalados com pelitos cinzas ou esverdeados, interpretados como sistemas deltáicos marinhos.

A Fm. Barreiras é composta por conglomerados, diamictitos, arenitos, folhelhos e crostas de limonita. Esta formação possui idade Pliocena a Pleistocena e é interpretada como o registro de sistemas aluvionares e parálicos.

3.3. Trabalhos Anteriores na Área de Estudo

A área de estudo deste trabalho foi foco de pouquíssimos trabalhos de cunho geológico. Dentre eles, podemos citar o mapeamento da PETROBRAS, de Fonseca *et al.* (1964) e os mapeamentos de Tesch *et al.* (1976) e Loureiro *et al.* (1986), conduzidos pela CPRM. Estes mapas foram sumarizados e modificados por Mércio (1996) (Figura 14). Neste mapa os afloramentos da área de estudos aparecem como pertencendo à Fm. Sergi e à Fm. Afligidos, estando estas duas em contato por discordância.

Mais recentemente foi realizado um mapeamento da região da Costa do Dendê em escala 1:200.000 pelo convênio CBPM/UFBA, publicado no ano de 2006 (Figura 15). Neste mapa, os afloramentos da área de estudos aparecem como contendo pertencentes ao Grupo Brotas indiferenciado (pré-rifte).

A proposta de roteiro geológico para as bacias de Camamu e Almada de Freitas *et al.* (2007) cita alguns afloramentos da área de estudo, na BA 650. Estes autores

interpretaram esses afloramentos como pertencendo, com incerteza, ao Mb. Boipeba da Fm. Aliança.

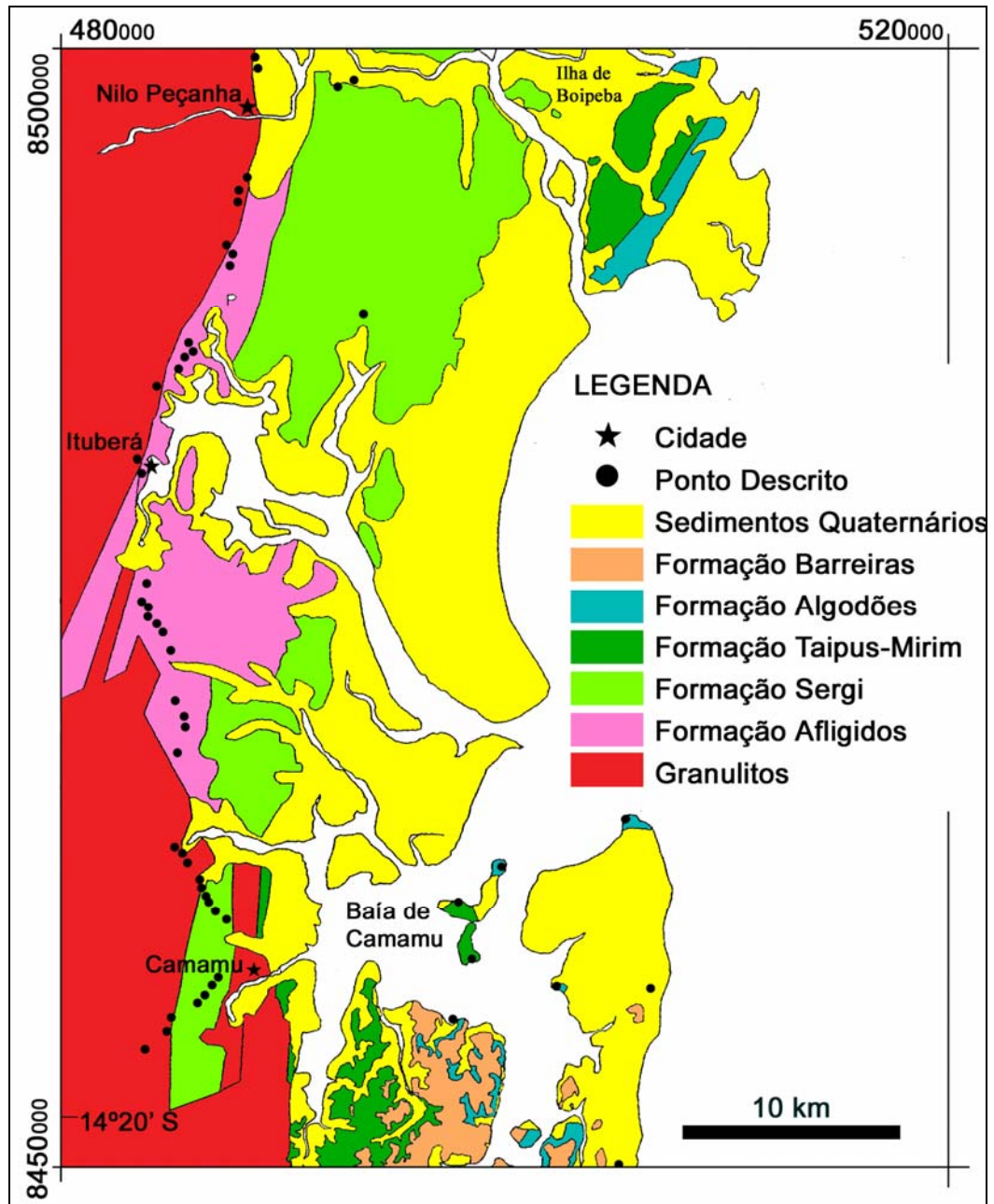


Figura 14 - Mapa geológico da região de Camamu. Modificado de Mércio (1996).

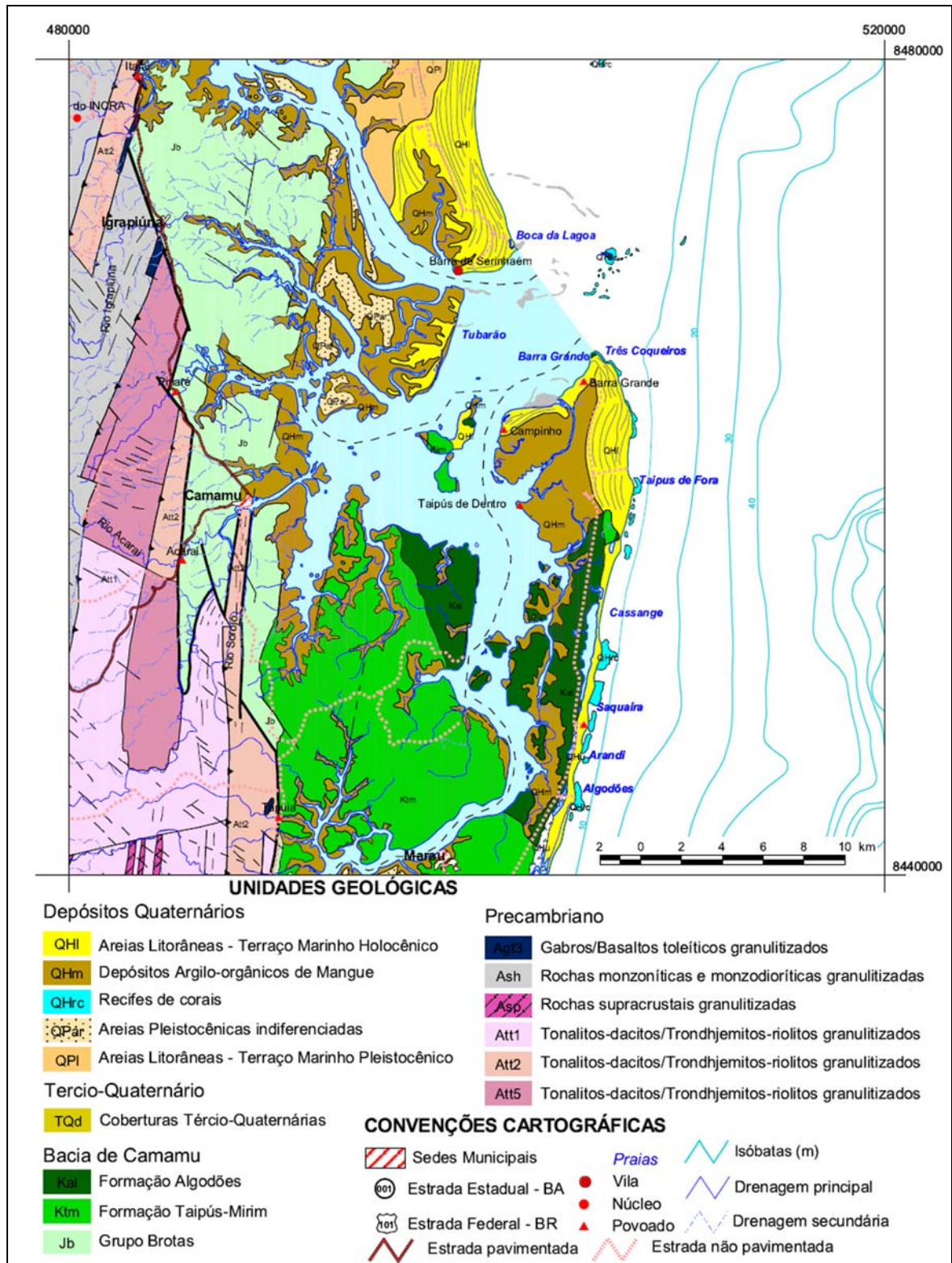


Figura 15 - Parte do mapa geológico da Costa do Dendê produzido pelo convênio UFBA/CBPM. Fonte: CBPM, 2006.

4. RIFTES CONTINENTAIS: UMA ABORDAGEM TEÓRICA

O conhecimento acerca de riftes continentais tem aumentado continuamente ao longo das últimas décadas, com base em diversos trabalhos de campo e interpretações sísmicas. Adicionalmente, trabalhos experimentais, utilizando modelos de pequena escala produzidos em laboratório, têm sido desenvolvidos sob uma variedade de condições geológicas. Juntos, estes trabalhos têm fornecido valiosas informações a respeito dos estilos estruturais e padrões deposicionais em bacias rifte (Withjack *et al.*, 2002). Serão aqui apresentados apenas os tópicos mais relevantes para esta dissertação.

4.1. Nucleação, Crescimento e Interação de Falhas Normais

Gupta *et al.* (1998), modelando o crescimento de falhas normais, concluíram que, no estágio inicial de extensão, diversos pequenos segmentos de falha isolados são nucleados de forma pervasiva. Este arranjo evolui para um estágio de maior propagação lateral das falhas, onde a interação entre os segmentos de falha ganha maior importância, até uma fase onde a deformação se concentra em zonas de falha maiores e outras se tornam inativas.

Segundo Gupta *et al.* (1998), o aumento nas taxas de subsidência em determinados segmentos se dá pela propagação lateral e conexão dos segmentos “melhor-posicionados”, sem que seja necessário um aumento nas taxas de estiramento litosférico. A Figura 16 mostra os diferentes estágios de evolução de um arranjo de falhas normais, com os gráficos ilustrando a história do deslocamento vertical dos segmentos B e Z. O estágio de Iniciação é caracterizado por um grande número de segmentos com pequenos deslocamentos (Figura 16 A). Durante o estágio de interação e conexão, onde a realimentação da tensão entre os segmentos influenciam seu crescimento, a deformação encontra-se localizada nas zonas de falha maiores (A,B,C) e as falhas localizadas nas zonas de sobre de tensão se tornam inativas (X,Y,Z). No estágio de zonas de falha contínuas, a deformação localiza-se ao longo das zonas de falha de borda maiores (e.g. 1,2 e 3) gerando um meio-*gráben* e um *gráben* principais (Figura 16 C).

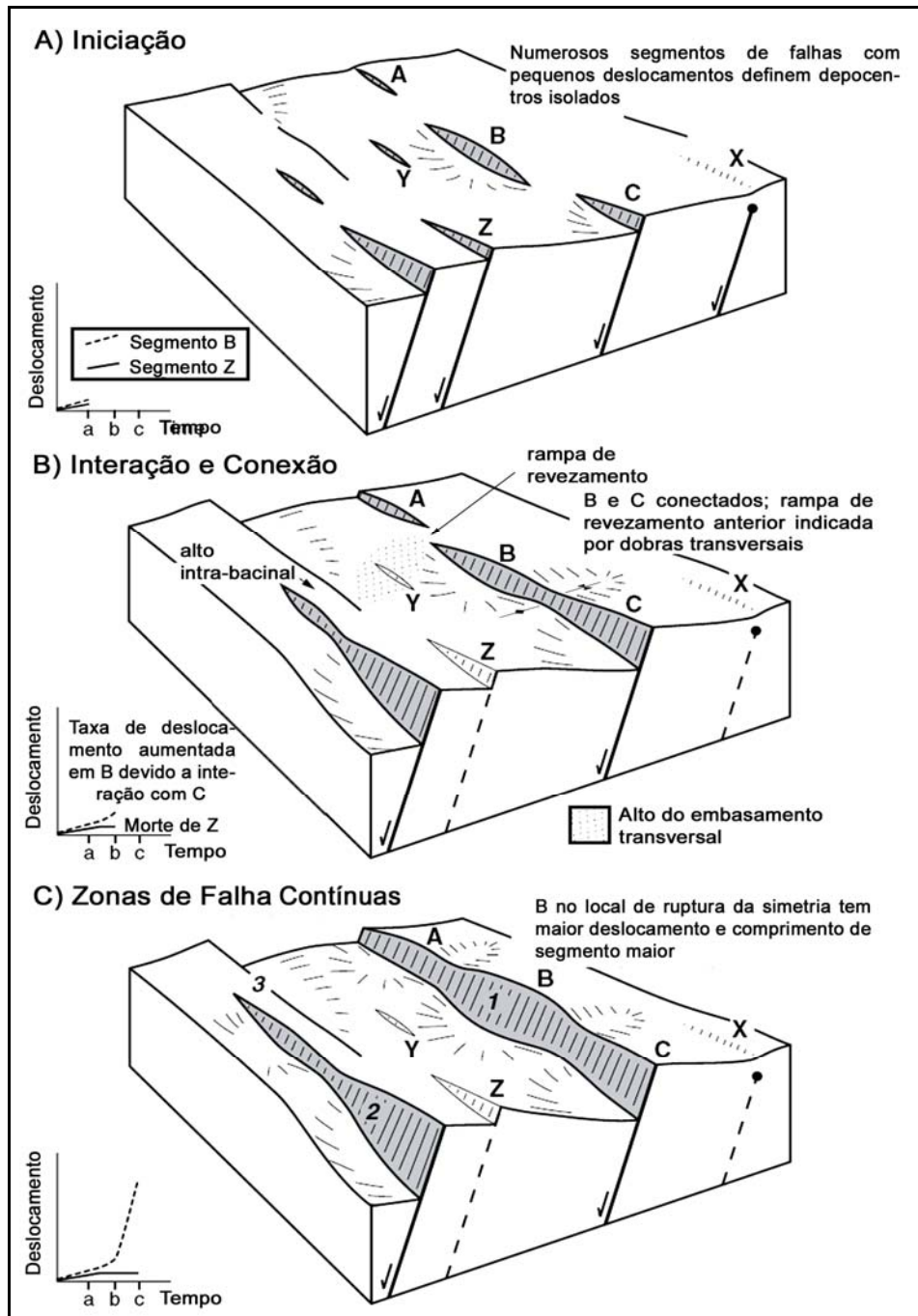


Figura 16 - Evolução esquemática 3D de um arranjo de falhas normais, com os gráficos ilustrando a história do deslocamento vertical dos segmentos B e Z. Ver explicações no texto. Extraído de Gawthorpe e Leeder (2000).

Gupta & Scholz (2000), baseados em observações e teoria, apresentaram um modelo de interação entre falhas normais. Observando segmentos de falha em planta e seus respectivos perfis de deslocamento, eles concluíram que quando duas falhas não-colineares em planta se propagam em sentido convergente, as extremidades que se aproximam interagem, apresentando incrementos maiores (anômalos) em seu perfil de deslocamento (Figura 17). Nesta figura, também se observa que quando dois ou mais segmentos de falhas se conectam, o perfil de deslocamento tende a ser muito semelhante ao de um segmento de falha isolado que não está interagindo com outros segmentos.

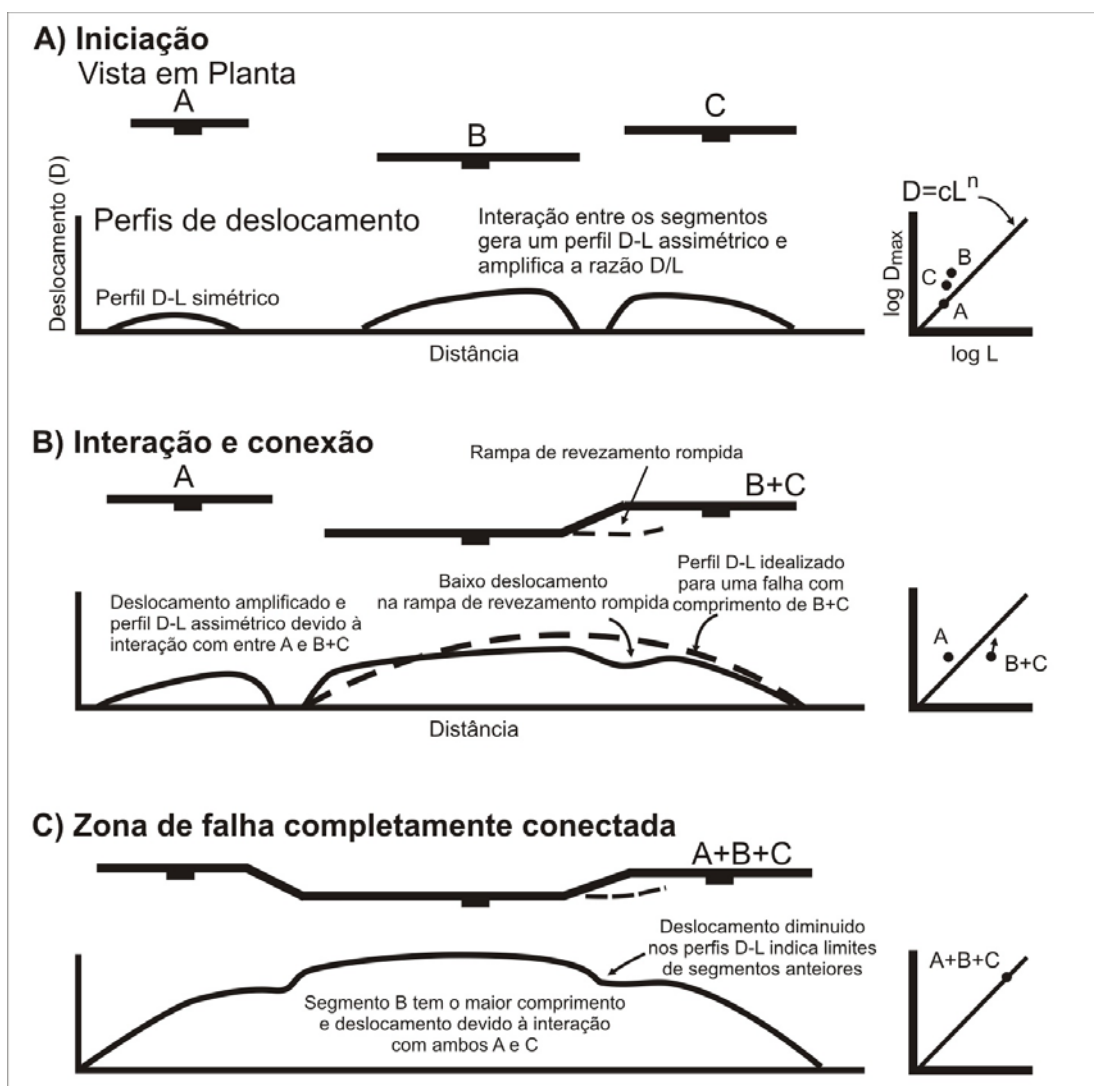


Figura 17- Evolução esquemática de três segmentos para produzir uma grande zona de falha. A interação entre os segmentos produz perfis de deslocamento assimétricos. O deslocamento (D) e o comprimento (L) evoluem de tal modo que a zona falha final apresenta um perfil D-L semelhante à de falhas isoladas (e.g. segmento "A" no estágio de iniciação). Extraído de Gawthorpe & Leeder (2000).

Após a conexão de segmentos de falha, as antigas extremidades das falhas podem ser reconhecidas por altos transversais no *hangingwall* e baixos no *footwall*. (Figura 16 B e Figura 17 B). Esta observação permite individualizar os segmentos que se conectaram para formar uma zona de falha maior (Figura 17 D). Portanto, o reconhecimento da topografia final do embasamento, associado com dados estratigráficos, podem auxiliar na reconstrução da história evolutiva de um arranjo de falhas normais.

4.2. Unidades Estratigráficas de Bacias Rifte

O preenchimento de bacias rifte têm sido classificado de acordo com os diferentes estágios tectono-sedimentares ao qual estão associados. De uma forma bastante simples, com base em características estruturais e sedimentológicas, a divisão que tem sido adotada é a de modificada de Hubbard (1988). Ele propõe a divisão em 3 mega-seqüências: pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte (Figura 18).

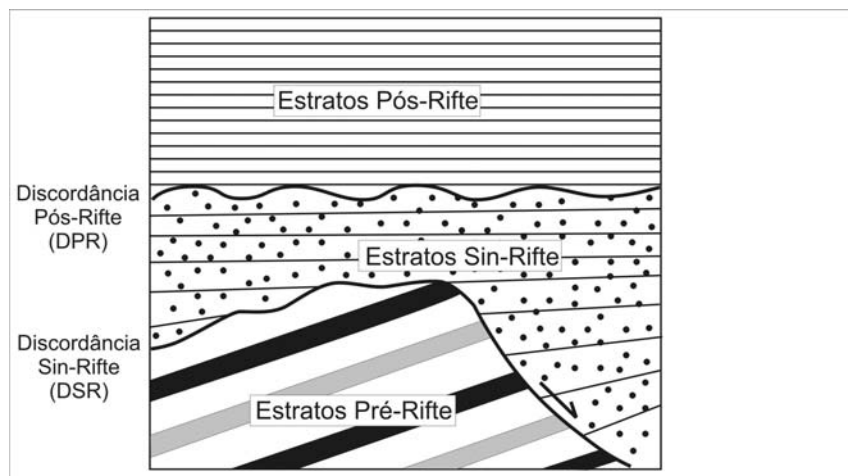


Figura 18 - Terminologia utilizada para classificar estratos em uma bacia rifte. (Extraído de Bosence, 1998).

O pacote pré-rifte designa os depósitos logo abaixo da discordância Sin-Rifte (*sensu* Bosence, 1998). Segundo Bosence (1998), essa discordância pode tanto ser uma superfície erosiva de ampla escala ou de escala local, quanto ser uma discordância angular gerada pela rotação de blocos falhados.

Os estratos sin-rifte são os sedimentos depositados durante a subsidência mecânica das falhas normais geradas pela extensão. Os estratos sin-rifte são reconhecidos por apresentarem

um espessamento progressivo em direção à falha, que gera um padrão divergente em linhas sísmicas, com os estratos apresentando mergulhos progressivamente menores para o topo. Segundo Bosence (1998), outra característica dos estratos sin-rifte é apresentarem grande variação nas fácies e deformação plástica dos sedimentos (sin-sedimentar).

A Discordância Pós-Rifte (DPR) marca o final da atividade tectônica das falhas (Bosence, 1998). Quando esta discordância se desenvolve durante a transição da fase rifte para a fase de deriva continental, ela é chamada de *break-up*. Bosence (1998) descarta o termo discordância de *break up* para designar o início do pós-rifte, por ela representar o início do espalhamento oceânico, processo que não se observa em riftes abortados e que é difícil de ser datado. Essa discordância é apenas relacionada com o término definitivo da etapa rifte, que pode apresentar mais de uma fase sin-rifte (*sensu* Bosence), com subsidência mecânica e posterior quiescência.

O pacote pós-rifte é composto por aqueles sedimentos que se dispõem sobre a DPR, durante a fase de subsidência termal da bacia. Segundo Bosence (1998), este pacote é geralmente composto por espessas seqüências onlapantes que podem apresentar inicialmente uma base dentada, se ainda houver topografia não-preenchida, remanescente da fase sin-rifte. Eventualmente os estratos pós-rifte podem onlapar escarpas de falha e soterrar antigos altos topográficos. Bosence (1998) enfatiza que este termo deve ser utilizado para o preenchimento em escala de bacia, e que, em detalhe, pode haver diversos episódios de movimentação e quiescência em falhas durante a fase sin-rifte e que estas podem ser diácronas em diferentes sub-bacias.

4.3. Controles na Estratigrafia de Bacias Rifte

Segundo Bosence (1998) os principais fatores controladores da estratigrafia em bacias rifte são a tectônica, o clima e o magmatismo (Figura 19). Estes fatores controlam direta, ou indiretamente as taxas de criação e destruição de espaço de acomodação e as taxas de aporte sedimentar, controlando assim os padrões de empilhamento e o desenvolvimento de diferentes sistemas deposicionais.



Figura 19 - Fatores controladores da estratigrafia em bacias rifte. (Modificado de Bosence, 1998).

4.3.1. Tectônica

Quase todo o espaço de acomodação gerado ou destruído em uma bacia rifte é proveniente da atividade das falhas. A evolução estrutural de um rifte pode ser bastante complexa, envolvendo a interação entre os campos tensionais e as estruturas preexistentes, nucleando novas falhas que se propagam lateralmente, interagem umas com as outras, se conectam e são abandonadas, enquanto outras seguem sua evolução. Isto gera uma ampla variação espacial nas taxas de subsidência de um gráben para outro.

Dolson *et al.* (1996) foram os primeiros a sugerir que, em bacias rifte, a subsidência e o soerguimento podem ocorrer simultaneamente em pontos distintos da bacia. Bosence (1998) destaca a importância da rotação de blocos causada pela atividade das falhas na geração subsidência no *hangingwall*, síncrona a um soerguimento no *footwal*.

4.3.2. Aporte Sedimentar

Em uma bacia rifte, o aporte sedimentar é uma variável controlada pela tectônica, pelo clima da área fonte e pela natureza da área fonte, se dura ou friável. Nessas bacias, o aporte sedimentar pode variar muito, tanto espacialmente, como ao longo do tempo, como veremos a seguir.

Diversas publicações (e.g. Leeder & Gawthorpe, 1987; Rosendahl *et al.*, 1986) têm mostrado que a entrada e dispersão de sedimentos em bacias rifte são fortemente relacionadas com a arquitetura do rifte. O arcabouço estrutural controla fortemente o desenvolvimento das redes de drenagem, gerando caminhos preferenciais ou barreiras para o fluxo da água chegar ao depocentro. O padrão e tamanho das drenagens são controlados pela área de captação e declividade do terreno. Esses fatores são influenciados pela geometria dos *grábens* ou *meio-grábens*, pela presença de zonas de acomodação, rampas de revezamento e zonas transferência.

Na região da escarpa da falha de borda, os locais de entrada preferencial de sedimentos são zonas onde falhas se sobrepõem ou interagem, as chamadas rampas de revezamento. Essas drenagens persistem mesmo quando a zona de revezamento é rompida para que ocorra a conexão entre segmentos de falhas. Antigas drenagens transversais às estruturas do rifte, também se tornam zonas de maior entrada de sedimentos ao longo da evolução do rifte (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Segundo Prosser (1993), em sistemas de meio-*gráben*, a rampa da margem flexural, com seu baixo gradiente de declividade e ampla área de captação de sedimentos é mais passível de sofrer erosão do que as íngrimes e estreitas escarpas de falha, portanto o maior aporte sedimentar seria proveniente da margem flexural. Zonas axiais ao rifte também apresentam taxas de aporte sedimentar mais elevadas, pois eventualmente, a rede de drenagem do *footwall* pode retornar por essas zonas para a bacia.

Variações temporais nas taxas de aporte sedimentar também têm sido bastante discutidas ultimamente. Segundo Prosser (1993), as pequenas bacias de drenagem desenvolvidas à medida que novas áreas fonte estão disponíveis não são capazes de se expandirem e causarem incisão suficiente para manter a sedimentação preenchendo todo espaço que está sendo criado pela subsidência mecânica diferencial. Segundo ela, apenas quando o movimento das falhas cessa é que a bacia de drenagem pode se expandir e erodir a nova área fonte. Portanto, a taxa de aporte sedimentar, aumentaria durante a fase pós-rifte.

Durante o desenvolvimento inicial do rifte as principais rochas-fonte de sedimentos podem ser os estratos pré-rifte, que por serem constituídos de rochas mais friáveis são mais facilmente erodidos. Com a progressiva denudação dessas camadas e subsequente exposição do embasamento cristalino há uma diminuição do aporte sedimentar devido à mudança na natureza da rocha-fonte.

4.3.3. Clima

Scholz *et al.*, (1990), estudando os riftes do leste africano, propõem que as flutuações no nível de base relativo se deram devido às flutuações absolutas no nível do lago, causadas por variações climáticas. Esses autores propõem o uso do termo *tratos de sistemas climáticos*. No entanto, estudos recentes têm demonstrado que a maioria das flutuações no nível dos lagos é controlada pelas variações nas taxas de subsidência tectônica. Segundo Prosser (1993), as variações climáticas influenciariam apenas os ciclos de 5ª ordem e seriam importantes na etapa em que a atividade das falhas cessa e a subsidência predominante passa a ser termal.

O clima controla o tamanho e o potencial de transporte da rede de drenagens. Quanto maior for a frequência de chuvas, maior será a quantidade de rios perenes. Maior também será a taxa de intemperismo, disponibilizando mais material detrítico (principalmente

argiloso), para transporte. Segundo Bosence (1998), o clima também controla a produção de carbonatos e a precipitação de evaporitos.

4.3.4. Magmatismo

O magmatismo precoce em um sistema rifte é indicativo de riftes ativos, associados com plumas mantélicas. Nesse tipo de rifte, ocorre um soerguimento (domeamento) causado pela intrusão de magmas na base da crosta. Esse soerguimento gera uma discordância regional, e bacias são formadas nas periferias do domo térmico.

O magmatismo também é importante na disponibilização de material clástico para transporte e deposição. Em locais com intensa atividade vulcânica, o calor local e o acréscimo de material vulcânico podem gerar altos estruturais que compartimentam bacias, como é observado em alguns riftes do Quênia, na África. Nestes riftes, cones vulcânicos separam os lagos Turkana, Logopi e Baringo.

4.4. Evolução Tectono-Sedimentar de Bacias Extensionais Ativas

Nas bacias rifte ativas, um complexo arcabouço tectônico tridimensional controla as taxas de subsidência e soerguimento. Como visto acima, essas taxas variam espacialmente e temporalmente, influenciando, conseqüentemente, a sedimentação. Muitas bacias rifte, independentemente do regime climático ou tectônico no qual estão inseridas, compartilham uma arquitetura estratigráfica sin-rifte semelhante (e.g. Lambiase, 1990). A estratigrafia das bacias rifte freqüentemente registra uma transição de um estágio inicial de sedimentação fluvial, que passa para um estágio de sedimentação lacustre profunda, retornando a uma sedimentação fluvial. Este tipo de sucessão é reconhecido como estratigrafia tripartite (Schlische e Anders, 1996). Dadas as relações entre: criação de espaço de acomodação, aporte sedimentar e disponibilidade de água, diversos mecanismos podem produzir as transições observadas na estratigrafia tripartite (Withjack *et al.*, 2002).

Baseando-se no modelo de crescimento de falhas normais, Schlische e Anders (1996) propõem que o incremento em área e volume da bacia (dado pelo aprofundamento e propagação lateral das falhas) por si só seria capaz de causar a transição fluvial/lacustre, sem que houvesse um incremento nas taxas de subsidência tectônica. Isto ocorreria porque a mesma quantidade de sedimentos teria que se espalhar por uma área progressivamente maior.

Apoiando-se nos estudos de Waterson (1986), que verificou um aumento nas taxas de deslocamento relacionado com o comprimento das falhas, Prosser (1993) sugeriu que a transição fluvial-lacustre está relacionada ao incremento nas taxas de subsidência tectônica da bacia. Esta autora revisou os controles estruturais na estratigrafia de bacias rifte e propôs um esquema onde os tratos de sistemas estão relacionados aos estágios de evolução tectônica da bacia. Neste mesmo trabalho, ela destaca três estágios principais de preenchimento e cunha o termo *tratos de sistemas tectônicos* para identificá-los.

Os tratos de sistemas tectônicos são caracterizados por diferentes taxas de subsidência na falha de borda, aporte sedimentar, padrões de empilhamento, expressão sísmica e sistemas deposicionais interligados. Em seu modelo é importante observar que ela pressupõe um suprimento de água é constante, com rios perenes e que a área-fonte de sedimentos é composta por rochas consolidadas. Os tratos de sistemas tectônicos de Prosser (1993) são descritos e discutidos abaixo, acrescentando-se informações importantes extraídas de outros trabalhos.

4.4.1. Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte

No modelo de Prosser (1993) durante este trato de sistemas (Figura 20), as bacias ainda são rasas, pouco extensas, isoladas, com escarpas de falha pouco pronunciadas e com as taxas de geração de espaço de acomodação baixas. O espaço de acomodação criado é equivalente ao aporte sedimentar disponibilizado, fazendo com que a bacia seja preenchida com um padrão de empilhamento progradante a agradacional.

Prosser (1993) destaca que durante este estágio os altos locais, representados pelas pouco expressivas cristas de *footwall* não seriam áreas-fonte importantes e que os rios de áreas mais distantes, com bacias de drenagem já estabelecidas e fluxo contínuo seriam redirecionados, entrando axialmente na as sub-bacias que estariam se formando nesta fase (Figura 20 a). Essas áreas-fonte mais antigas forneceriam sedimentos relativamente mais maduros e finos. Pequenos leques de tálus formar-se-iam próximo às reduzidas escarpas de falha.

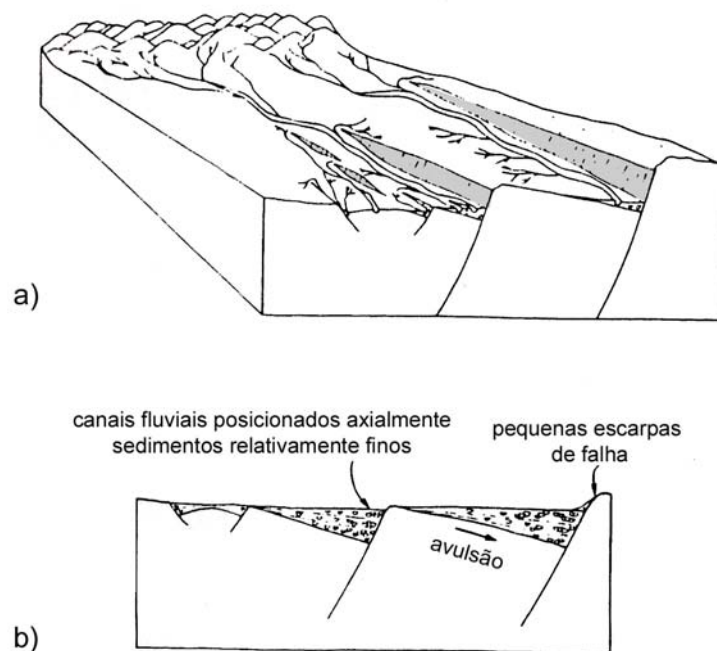


Figura 20 - Trato de sistemas de início de rifte. a) Bloco diagrama generalizado. b) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993).

O trato de sistemas de início de rifte de Prosser (1993) assemelha-se ao estágio de iniciação de Gawthorpe e Leeder (2000). A grande diferença no modelo desses últimos em relação ao de Prosser (1993) é que as drenagens preexistentes (controladas pela paleo-declividade regional pré-rifte) frequentemente escavam vales através dos altos topográficos locais, até que elevadas escarpas tectônicas causem deflexão e aprisionamento dos rios dentro

de grábens maiores (Figura 21). Gawthorpe e Leeder (2000) também mostram em seu modelo que pode ocorrer uma grande variabilidade estratigráfica entre bacias individuais. Esta variabilidade se daria devido a diferenças no aporte sedimentar e estágio evolutivo das diferentes falhas. Para estes autores, lagos são feições comuns em meio-grábens isolados (Figura 21). Os ambientes lacustres incluem *playa lakes*, lagos semipermanentes e permanentes, dependendo do influxo de água relativo à evaporação.

Esse estágio também corresponde, com ressalvas, à fase Sin-Rifte Inicial de Bosence (1998), com a diferença de que este autor destaca que a subsidência seria mais regional e que áreas fora das sub-bacias poderiam continuar a receber sedimentos.

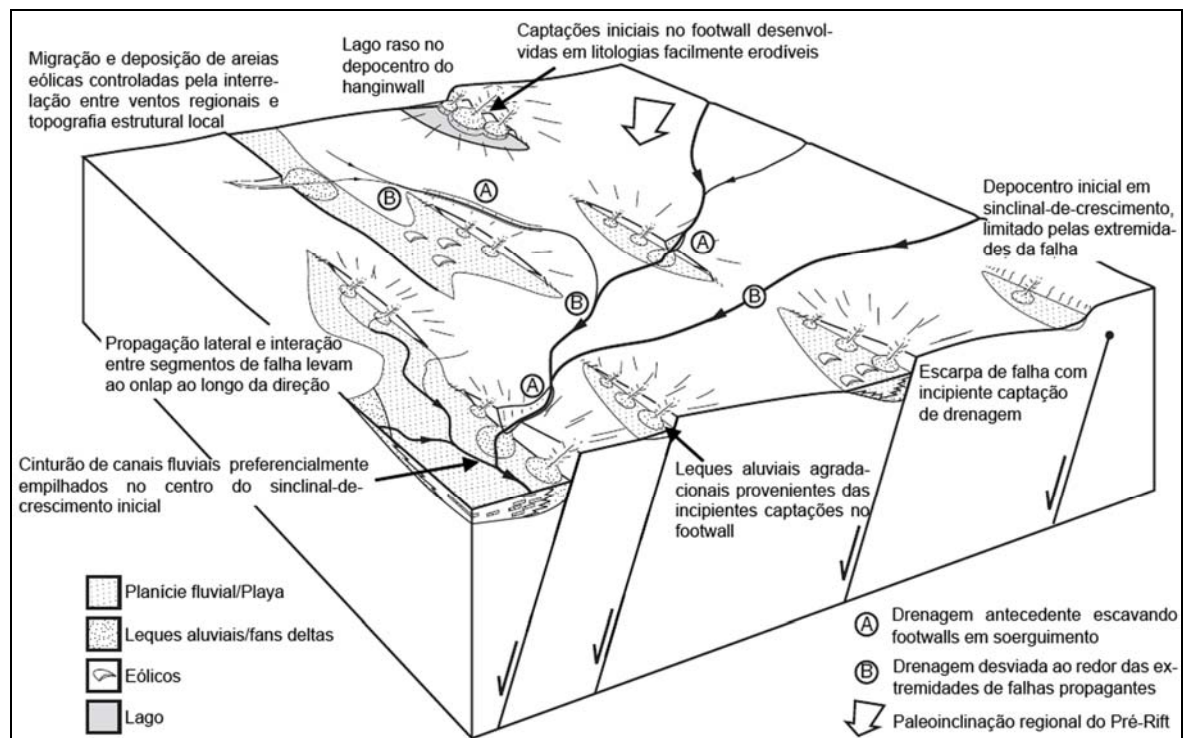


Figura 21 - Evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais durante o estágio de iniciação. Os principais caminhos de transporte de sedimentos são controlados pela rede de drenagens preexistentes, que são localmente modificadas pela topografia associada com falhas.

4.4.2. Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte

Segundo Prosser (1993), este trato de sistemas (Figura 22) retrata o evento de máxima extensão da bacia, com as maiores taxas de criação de espaço. O espaço criado passa a ser muito maior que o aporte sedimentar, que chega atrasado devido à necessidade de reestruturação da rede de drenagens. Assim, este trato apresenta um padrão de empilhamento retrogradacional, com domínio de sedimentação fina. Na margem falhada desenvolvem-se amplos leques subaquosos, fan-deltas e leques aluviais devido à pronunciada escarpa de falha.

Gupta *et al.* (1998), explicam que o aumento da taxa de subsidência tectônica, que causaria a transição do trato de sistemas de início de rifte para o trato de sistemas de clímax de rifte, se daria quando alguns segmentos de falhas são abortados para dar lugar à maior subsidência naqueles segmentos de falhas que conseguiram se conectar.

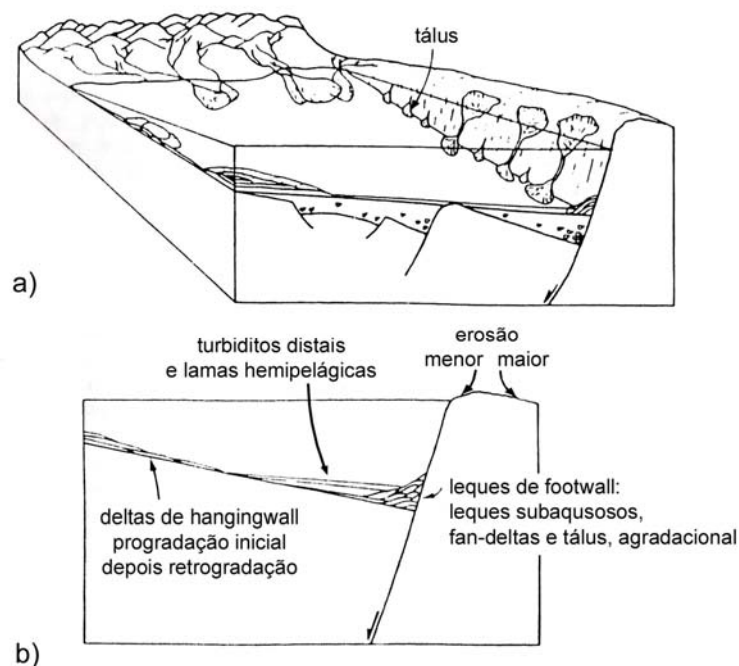


Figura 22 - Trato de sistemas de Clímax de Rifte. a) Bloco diagrama generalizado. b) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993).

Portanto, este trato de sistemas seria semelhante ao estágio de interação e conexão do modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe e Leeder (2000), ilustrada na Figura 23. Segundo esses autores, durante esse estágio, a propagação lateral e interação entre os segmentos de falha leva ao alargamento e coalescência dos depocentros iniciais, enquanto que outros segmentos de falha se tornam inativos (linhas tracejadas na face frontal do bloco diagrama da Figura 23). Os depósitos dos depocentros abandonados que se localizarem

próximos ao depocentro da bacia maior que está se formando são soterrados e preservados. Já aqueles que estiverem localizados na crista do *footwall* que está sendo soerguida serão retrabalhados e erodidos. Áreas de captação de drenagens se desenvolvem ao longo das escarpas de falha e da margem flexural.

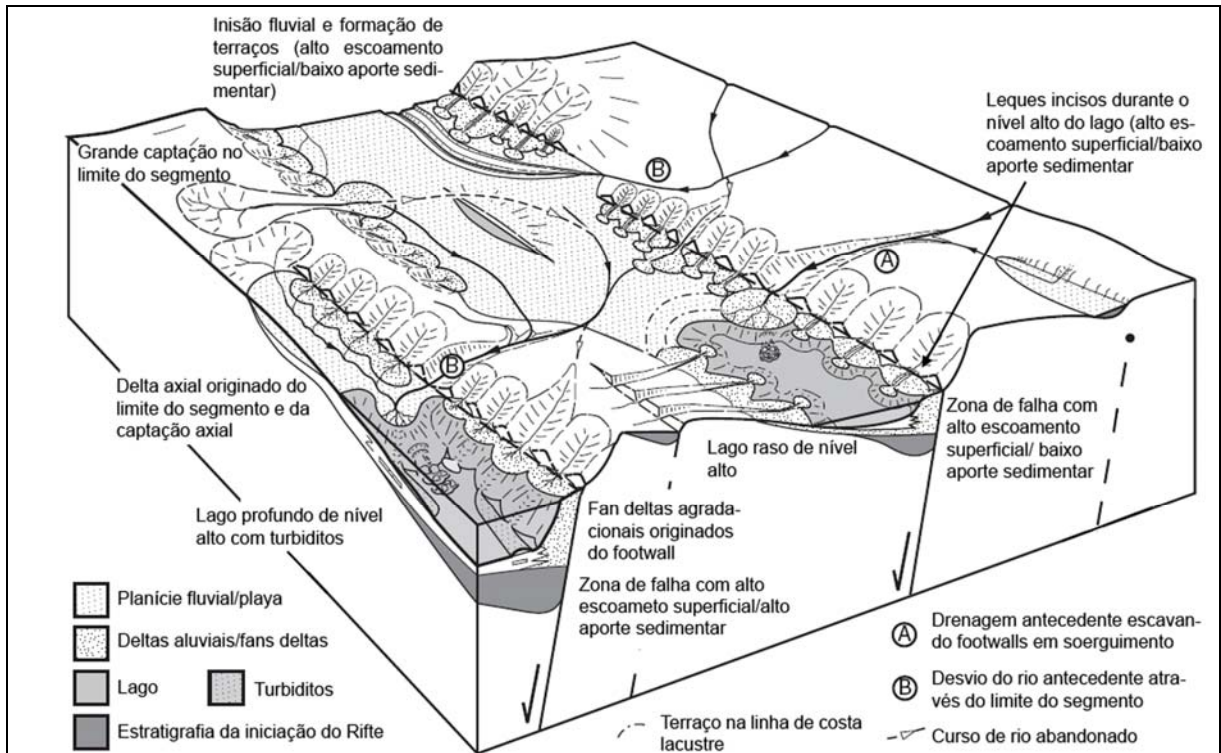


Figura 23 - Estágio de interação e conexão dos segmentos de falha durante a evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais.

Gawthorpe e Leeder (2000) também sugerem um estágio seguinte, onde os segmentos de falha adjacentes se conectam criando grandes zonas de falha que definem grandes bacias em meio-*gráben*. Este estágio foi denominado por eles de “estágio de falhas contínuas” (*through-going fault stage*) (Figura 24). Neste estágio, a grande subsidência nas falhas conectadas reduz a topografia dos altos intra-bacinais remanescentes das bacias anteriores, permitindo que as drenagens axiais fluam livremente ao longo do rifte. A concentração dos esforços causa um aumento nas taxas de subsidência nas falhas ativas levando ao desenvolvimento de uma pronunciada topografia no bloco alto, invertendo as drenagens antecedente no *footwall*.

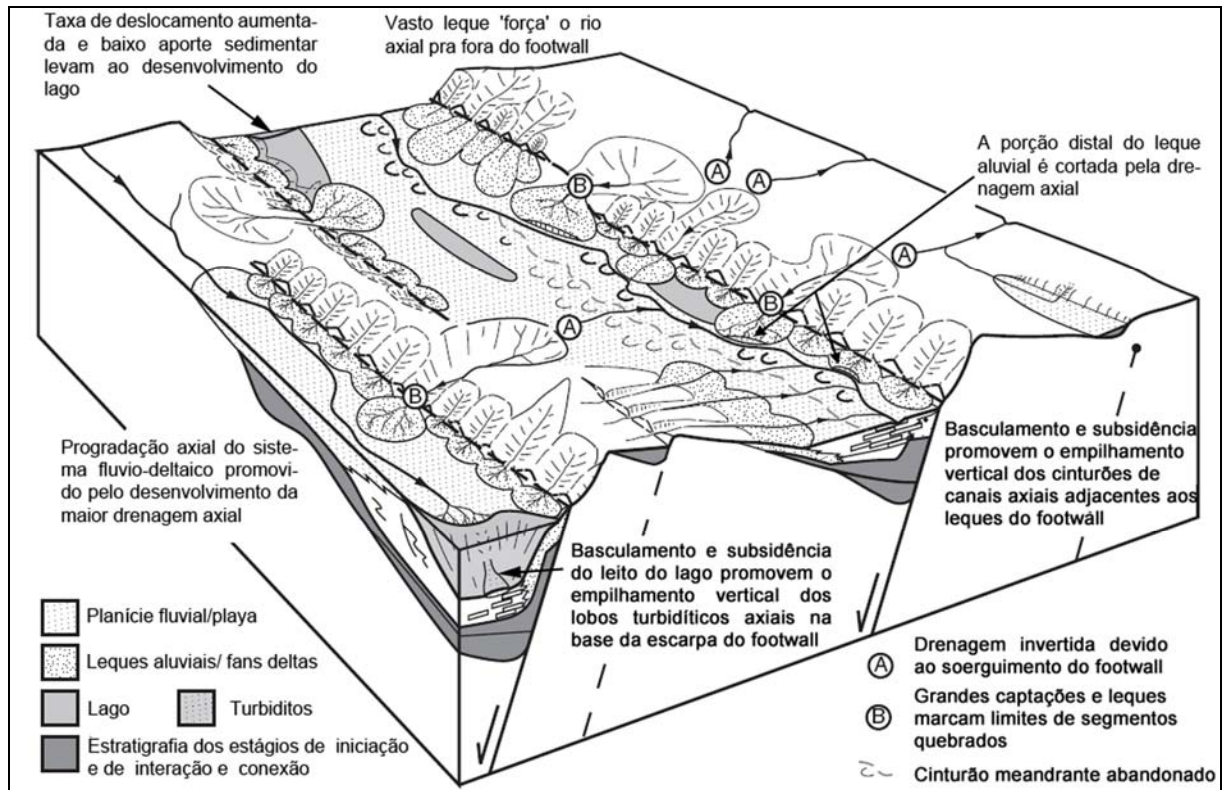


Figura 24 - Estágio de falhas contínuas (*through-going fault*) durante a evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais.

4.4.3. Trato de Sistemas Tectônico de Pós-Rifte

Segundo Prosser (1993), durante este trato de sistemas (Figura 25), o fim da atividade das falhas tem duas implicações fundamentais: (1) o basculamento do *hangingwall* e a subsidência diferencial cessam, e (2) a taxa de subsidência regional diminui, passando a ser controlada pelo aumento de densidade litosférica, causado pelo resfriamento, e pela carga sedimentar. A rede de drenagens pode se estruturar e expandir, causando um progressivo aumento na taxa de aporte sedimentar. Neste trato, todo o espaço de acomodação criado no trato anterior é preenchido, o aporte é muito maior do que o espaço que está sendo criado pela subsidência termal, resultando em um padrão de empilhamento progradante. A expansão da erosão na escarpa de falha faz com que haja uma agradação ou progradação dos leques provenientes da falha de borda. Esse padrão de empilhamento dos leques de borda passa a ser retrogradacional à medida que a topografia gerada durante a fase anterior vai sendo degradada e soterrada. Esse aplainamento gera também uma diminuição generalizada no tamanho dos grãos.

Para Prosser (1993), somente durante este trato fase é que a bacia pode registrar variações eustáticas, isto é variação absoluta no nível do lago, causada por variações climáticas ou do nível do mar.

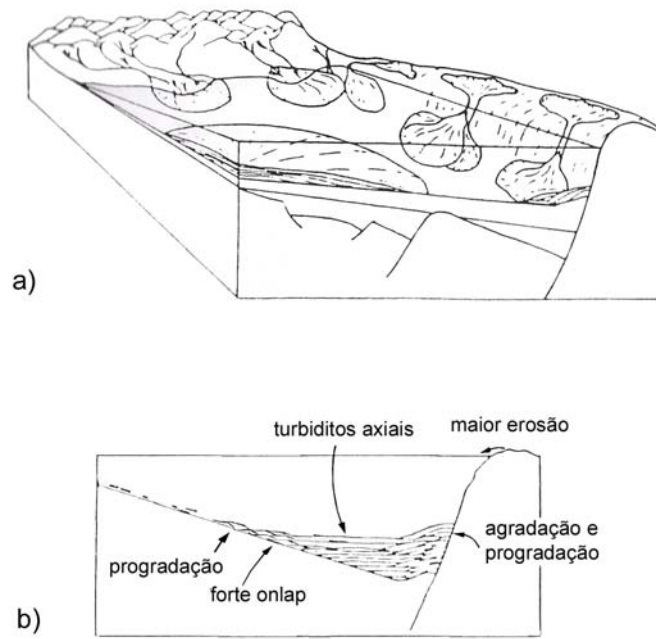


Figura 25 - Trato de Sistemas de Pós-Rifte inicial. A) Bloco diagrama generalizado; B) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993).

Este estágio corresponde de certa forma ao estágio de “morte das falhas” (*fault death*) de Gawthorpe e Leeder (2000), mostrado na Figura 26. Durante este estágio ocorre a atividade tectônica nas falhas principais cessa, e uma rápida progradação dos sistemas flúvio-deltáicos axiais ocorre. Algumas falhas podem se propagar pra dentro do *hangingwall*, retraindo antigos leques.

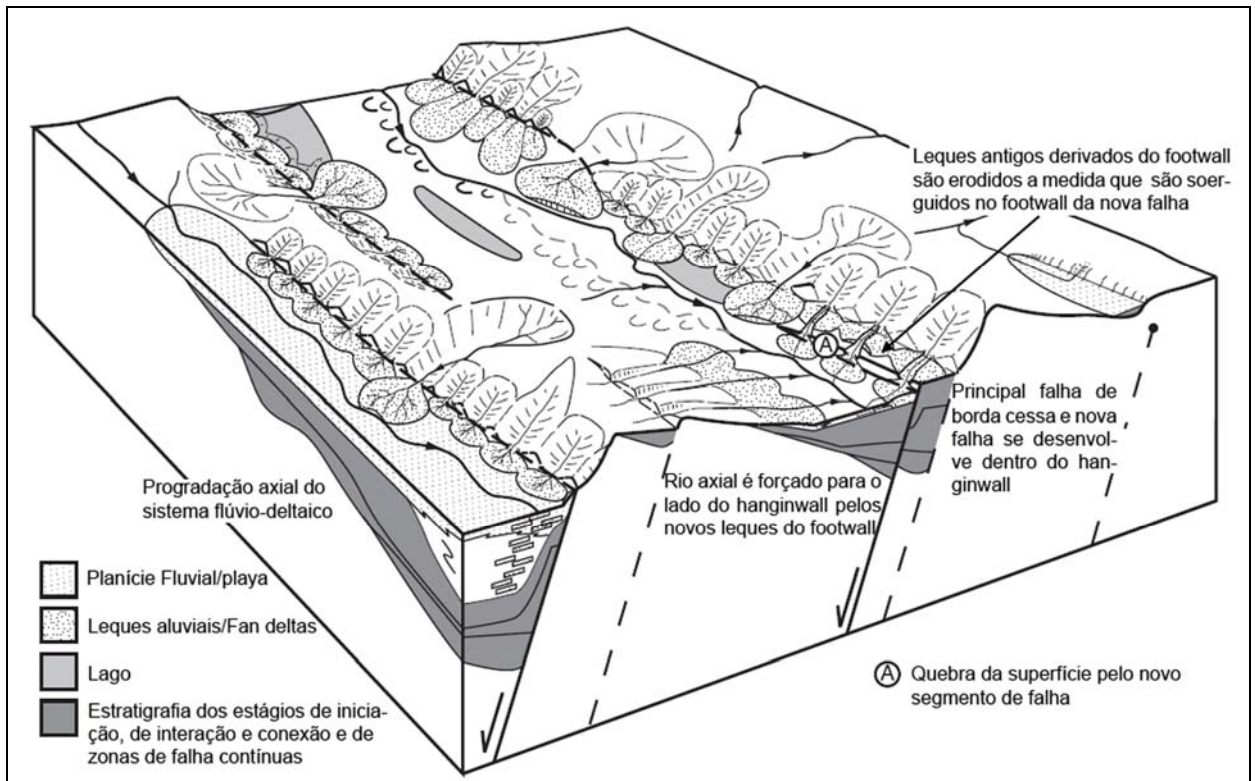


Figura 26 - Estágio de morte das falhas durante a evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais. O *locus* de falhamento ativo migra para dentro do *hangingwall* na falha da direita causando soerguimento e incisão dos leques derivados do *footwall* e uma mudança do rio axial para longe da ombreira do rifte. Extraído de Gawthorpe e Leeder (2000)

4.5. Discussão

Como observado acima, diversos mecanismos podem estar ocorrendo ao mesmo tempo em um arranjo de falhas normais. Enquanto um sistema de falhas está se conectando e aumentando sua capacidade de gerar subsidência, outros segmentos já conectados podem ser abandonados por sua incapacidade de continuar se propagando pela conexão com outros segmentos.

Em bacias rifte que evoluem para uma margem passiva, o estágio de morte definitiva das falhas ocorreria tão somente quando se formasse uma considerável quantidade de crosta oceânica. No entanto, o abandono ou “morte” de alguns segmentos ou sistemas de falhas ocorre em diversas etapas da evolução de um rifte, a partir do momento em que elas começam a se conectar. Grande abandono de segmentos poderia ser esperado durante o estágio de zonas de falhas contínuas, quando grandes calhas principais se formam precedendo a formação da crosta oceânica.

5. METODOLOGIA

O processo metodológico deste trabalho foi dividido em três etapas principais, sendo elas: pré-campo, campo e interpretação.

5.1 Pré-Campo

5.1.1. Levantamento bibliográfico

Primeiramente foi feito um estudo dos trabalhos na Bacia de Camamu, assim como nas demais bacias marginais brasileiras, em especial dos intervalos pré-rifte e rifte. O que se observou é que dentre os diversos trabalhos, nenhum dele abordava os depósitos aflorantes na Bacia de Camamu em termos de estratigrafia de seqüências.

O segundo ponto a ser relevado na revisão teórica consistiu na aplicação da base conceitual ao problema. Este trabalho tem como objetivo abordar a evolução estratigráfica da área de estudo a partir de uma análise genética, para isto, foram revisados os modelos de evolução tectono-estratigráfica de riftes continentais.

5.1.2. Sensoriamento remoto

Esta etapa compreende a primeira aproximação analítica ao objeto de estudo e representa uma análise indireta do terreno, onde foram utilizados diferentes tipos de imagem, buscando-se objetivos distintos, os quais são descritos a seguir. Todas as imagens, fotos e interpretações foram georreferenciadas e integradas em ambiente SIG, no programa *ArcGis™*. Este procedimento de integração da base de dados será discutido em tópico específico.

Imagens Landsat TM 5

Estas imagens foram descarregadas gratuitamente do *site* da Universidade de Maryland (<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>) e tratadas no programa Envi 4.0[®], onde foram feitas composições coloridas RGB (*Red-Green-Blue*) com as bandas 3,4 e 5 e 5,4, e 2 desse imageador. Como a vegetação da área de estudo é densa, o solo bastante espesso e a cobertura por nuvens é constante, torna-se extremamente difícil perceber diferenças e relações entre unidades litológicas com o uso desta ferramenta, exceto o contato do embasamento com a bacia. O que se buscou então foi identificar e vetorizar lineamentos de macro e mega escala (10^{-1} - 10^2 km).

Imagens de Radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*)

Estas imagens foram descarregadas gratuitamente do *site* da USGS (<http://seamless.usgs.gov>). Nestas imagens, cada *pixel* (menor unidade da imagem) representa 90m^2 no terreno e possui um valor que representa sua elevação em relação ao nível do mar (Figura 27). O uso destas imagens serviu como base altimétrica para a construção da seção geológica, uma vez que só existem cartas topográficas da área de estudo na escala 1:100.000 com curvas de nível espaçadas a 40m.

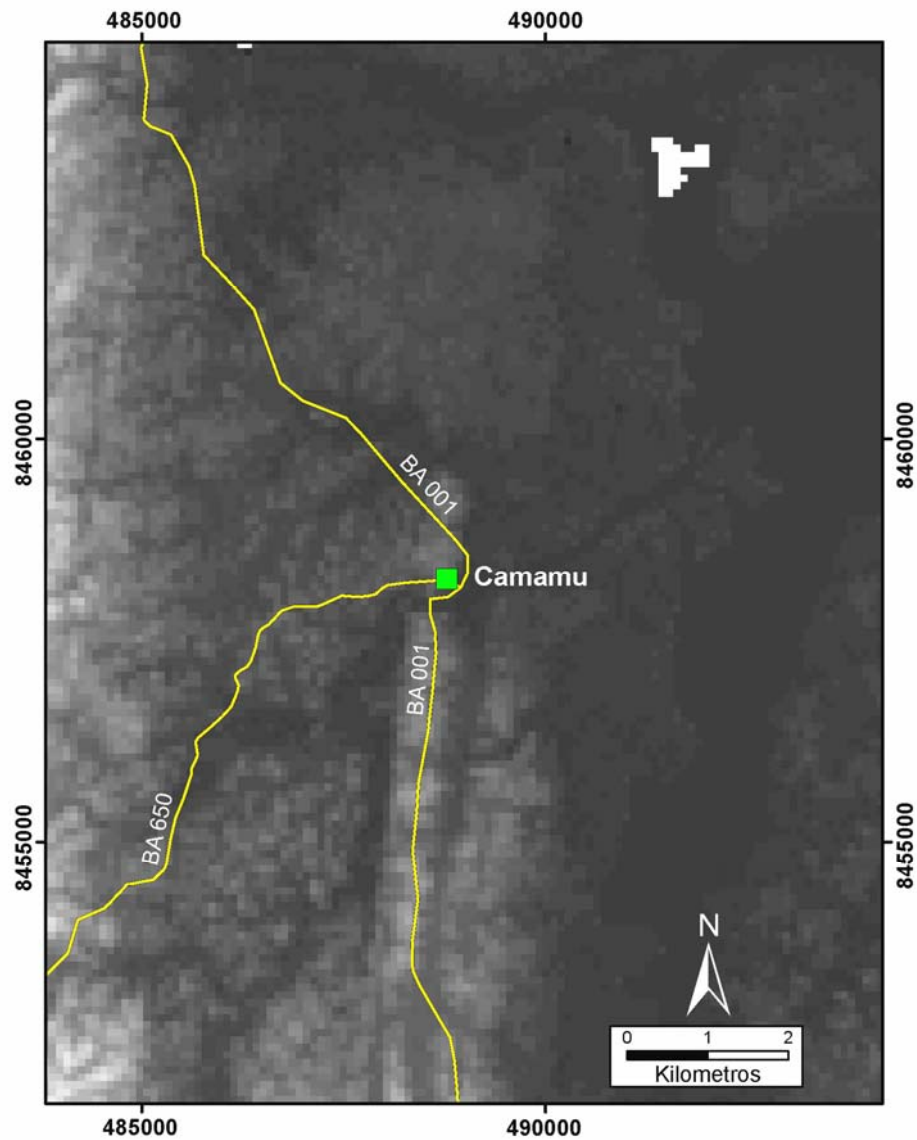


Figura 27 - Imagem de radar SRTM da área de estudo. As elevações são expressas em níveis de cinza, quanto mais claro, mais alta é a cota do pixel. A área em branco no topo direito da imagem representa uma região sem dados.

Foto-análise

As fotografias aéreas da área de estudo, foram descarregadas do *site* da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral em <http://fotogramas.cbpm.com.br/>. Estas fotos foram tiradas a pedido da Secretaria de Saneamento e Recursos Hídricos da Bahia, no projeto Bacia do Rio Paraguaçu. Sua aquisição foi feita nos anos de 1973 e 1974 e apresentam escala 1:60.000. Estas fotos foram impressas e analisadas utilizando estereoscópio. Procurou-se visualizar estruturas de macro e mega escala a fim de comparar e somar às interpretações das imagens *Landsat* e *SRTM90*. Os contatos litológicos evidentes foram traçados para comparação com mapas geológicos existentes. Outro foco da atenção foi na localização de áreas com prováveis afloramentos, utilizando para isso, diferenças de tonalidade, características do relevo, e rastreamento de caminhos e trilhas visíveis. Em seguida as fotos e suas interpretações foram georreferenciadas (Figura 28) e inseridas no mapa base.

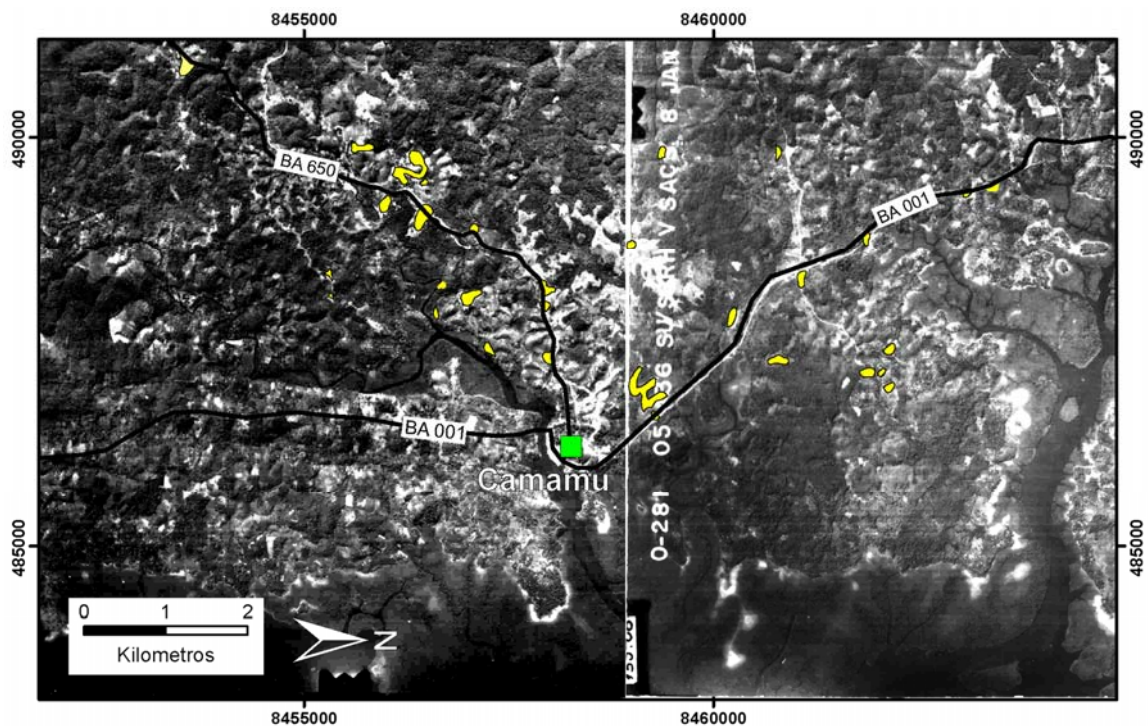


Figura 28 - Mosaico de fotos aéreas abrangendo a área de estudos. As estradas foram marcadas em preto e as áreas com prováveis afloramentos em amarelo. A foto foi reduzida, sua escala original é 1:60.000.

5.1.3. Análise Estrutural por Métodos Potenciais

Nesta etapa foi utilizado o mapa de anomalia gravimétrica residual Bouguer gerado e apresentado por Cuiñas Filho (2004) (Figura 29). A modelagem gravimétrica é a técnica geofísica mais consagrada para a determinação da forma interna de bacias sedimentares, principalmente na ausência de dados de sísmica de reflexão.

Estes dados devem ser sempre analisados com cuidado e apresentam grandes limitações, principalmente quando o embasamento apresenta heterogeneidades de densidade dadas por variações litológicas. Nas interpretações estruturais aqui realizadas, utilizou-se como premissa um embasamento homogêneo. Dado que a quantidade de sal presente na bacia é relativamente pequena, este tipo de mapa permite visualizar com clareza a configuração tectônica do embasamento cristalino.

Basicamente, os baixos topográficos do embasamento apresentam anomalias gravimétricas negativas, enquanto que os altos apresentam anomalias gravimétricas positivas. Isto permite realizar uma análise estrutural qualitativa, reconhecendo falhas e rampas, por exemplo.

Este mapa foi georreferenciado e sua interpretação serviu para auxiliar na determinação da evolução tectônica da área de estudo.

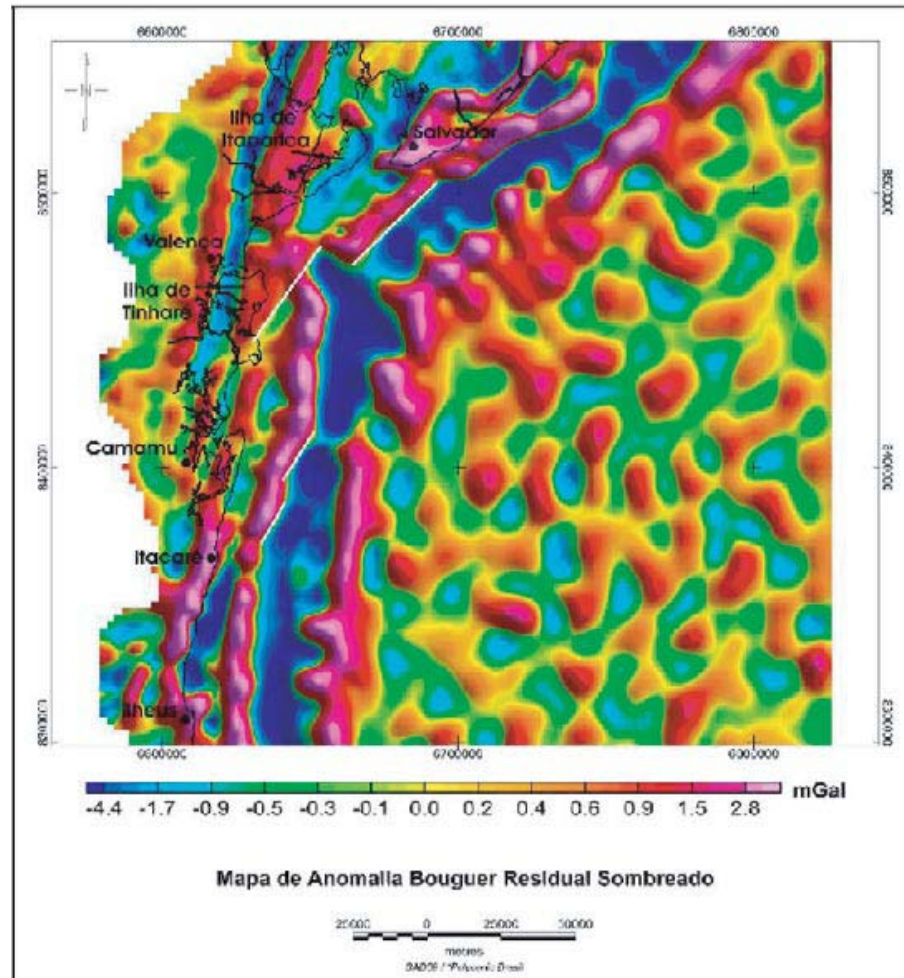


Figura 29 - Mapa de anomalia *Bouguer* residual na região da Bacia de Camamu-Almada extraído de Cuiñas Filho (2004).

5.2 Campo

Nesta etapa, foram verificados os potenciais afloramentos mapeados na etapa anterior com sensores remotos. Os melhores afloramentos foram encontrados em cortes na rodovia BA 650 e em algumas olarias nos arredores desta rodovia. Alguns bons afloramentos também ocorrem em cortes na BA 001. No Rio Acarai ocorrem pequenos afloramentos, cujo acesso é bastante difícil e deve ser feito de lancha, de preferência nos períodos de maré baixa, quando as rochas estão mais expostas.

5.2.1 Descrição e classificação de litofácies

As descrições das litofácies incluíram atributos litológicos como tamanho, arredondamento, grau de seleção e composição dos grãos, características das estruturas sedimentares presentes, medição das direções de paleocorrentes e descrição do conteúdo fossilífero.

As fácies descritas foram agrupadas seguindo o código proposto por Miall (1996), realizando-se algumas modificações para acrescentar fácies eólicas. Em seguida, as fácies foram agrupadas em associações de litofácies, as quais são características de um determinado lócus deposicional dentro de um sistema deposicional (Miall, 1999).

5.2.2 Construção de Perfis de Afloramento

Todos perfis laterais de afloramentos foram construídos sobre um foto-mosaico. Para a confecção dos foto-mosaicos foram seguidos os procedimentos propostos por Miall (1996). As fotos foram tiradas a uma distância constante do afloramento para que a escala permanecesse aproximadamente a mesma. Como nem sempre isto foi possível, a diferença de escala entre as fotos foi corrigida utilizando-se o mesmo objeto de escala em cada ponto fotografado, de modo que cada foto tivesse uma escala. Posteriormente as fotos foram colocadas na mesma escala via *softwares* gráficos.

Segundo Miall (1996), alguma distorção na escala vertical sempre ocorrerá em afloramentos inclinados ou em degraus, pois a porção superior do afloramento estará a uma

distancia maior do observador. Para minimizar este efeito duas escalas foram posicionadas em porções distintas de afloramentos deste tipo.

Os perfis de afloramentos tiveram como objetivo auxiliar na análise dos elementos arquiteturais e das relações laterais e verticais entre as fácies e associações de fácies. Isto permitiu uma correta interpretação do estilo dos sistemas fluviais.

5.2.2 Análise de paleocorrentes

Segundo Miall (1996), dados de paleocorrentes são essenciais para a análise de elementos arquiteturais. Em afloramentos, os dados de paleocorrentes permitem uma correta visualização tridimensional do corte em relação às barras e canais, o que é essencial para a análise da real geometria e arquitetura de canais, barras e lençóis de areia. Em escala de associações de fácies, por exemplo, a análise de paleocorrentes traz informações que permitem a reconstrução das configurações de canais e barras fluviais (Miall, 1996).

O método utilizado para a coleta de paleocorrentes foi o recomendado Miall (1996), que consiste em primeiramente identificar as principais superfícies que limitam antes da aquisição dos dados. As medidas de paleocorrentes foram documentadas, de modo que sempre constasse: a localização e posição exata dentro da seção colunar; o tipo de estrutura medida, a direção do fluxo e mergulho do plano da estrutura e a inclinação e mergulho das camadas (S_0).

5.2.3 Análise estrutural

Durante a etapa de campo, foram coletadas medidas de estruturas como basculamento das camadas e planos de falhas. A medida precisa do acamamento primário (S_0) é essencial o levantamento das seções compostas e para a posterior correção das paleocorrentes. Os planos de falha foram medidos para um controle de campo da possível repetição de camadas na seção. Todas as estruturas planares foram coletadas com uso de bússola, e as anotações foram feitas utilizando o método “trama” (*dip direction*).

5.2.4 Seções Colunares

Neste trabalho, as seções colunares foram levantadas em escala 1:100, com o auxílio de réguas ou utilizando-se os métodos da “altura dos olhos” e o *método Hewett*. Estes métodos são descritos em detalhe por Prothero (1989) e Krumbein & Sloss (1963) e estão sumarizados na Figura 30.

Para a construção de seções compostas, buscou-se sempre observar a presença de falha ao longo da seção. Estas falhas podem causar a repetição de camadas no empilhamento vertical, causando a prática da chamada pseudo-estratigrafia (Ingersoll, 1996), conforme demonstra a Figura 31. O controle de tais estruturas foi efetuado em campo utilizando o auxílio de imagens de satélite e de fotografias aéreas.

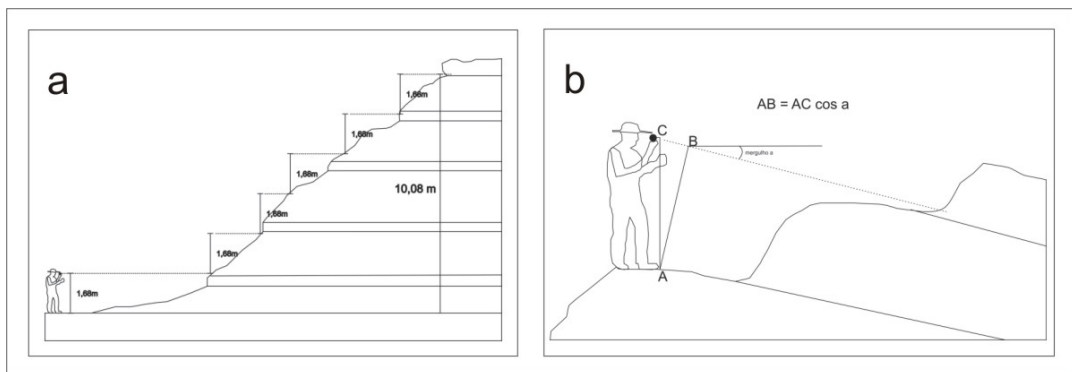


Figura 30 – (a) Método da altura dos olhos e (b) método *Hewett* (extraído de Prothero, 1989).

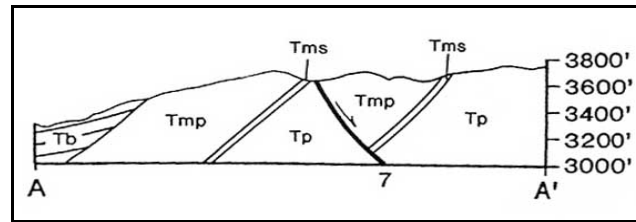


Figura 31 - Repetição de camadas causada por falha normal que, quando não observada gera a prática da chamada pseudo-estratigrafia, gerando uma seção colunar onde aparece duas vezes o ciclo Tms-Tmp. Extraído de Ingersoll *et al.* (1996).

5.3 Metodologia de Interpretação

5.3.1 Integração dos dados

Consiste na integração das informações adquiridas durante as etapas metodológicas, a fim de gerenciá-las e manipulá-las em tempo real. Para tanto foi utilizado o programa *ArcGis 9.1TM*, onde as informações coletadas ao longo do trabalho foram georreferenciadas. Cada categoria de informação (*e.g.* estradas, drenagens, imagens *landsat*, afloramentos descritos, etc.) é inserida no programa na forma de uma “camada” (*layer*), que pode ser visualizada e manipulada conforme o objetivo desejado (Figura 32). O sistema de coordenadas utilizado foi a projeção UTM e *datum* horizontal WGS 1984, zona 24S. As camadas integradas neste processo são as seguintes:

Etapa pré-campo:

- imagem *landsat* TM
- imagem de radar SRTM
- modelo de sombreamento de relevo e sombreamento de escarpas
- fotografias aéreas em escala 1:60.000 e suas interpretações
- todos os vetores digitalizados a partir destas imagens como lineamentos, estradas e caminhos e outras feições
- base topográfica da 3ª DL na escala 1:100.000 contendo as camadas: hipsografia, hidrografia, estradas e pontos de referência
- mapas geológicos em diversas escalas (extraídos de Mércio, 1996; CBPM 2006 e base geológica da CPRM)
- Mapa de Anomalia Bouguer em escala regional (extraído de Cimas Filho, 2004) e sua interpretação

Etapa de campo:

- pontos descritos
- atitude das camadas

Etapa de interpretação:

- paleocorrentes corrigidas

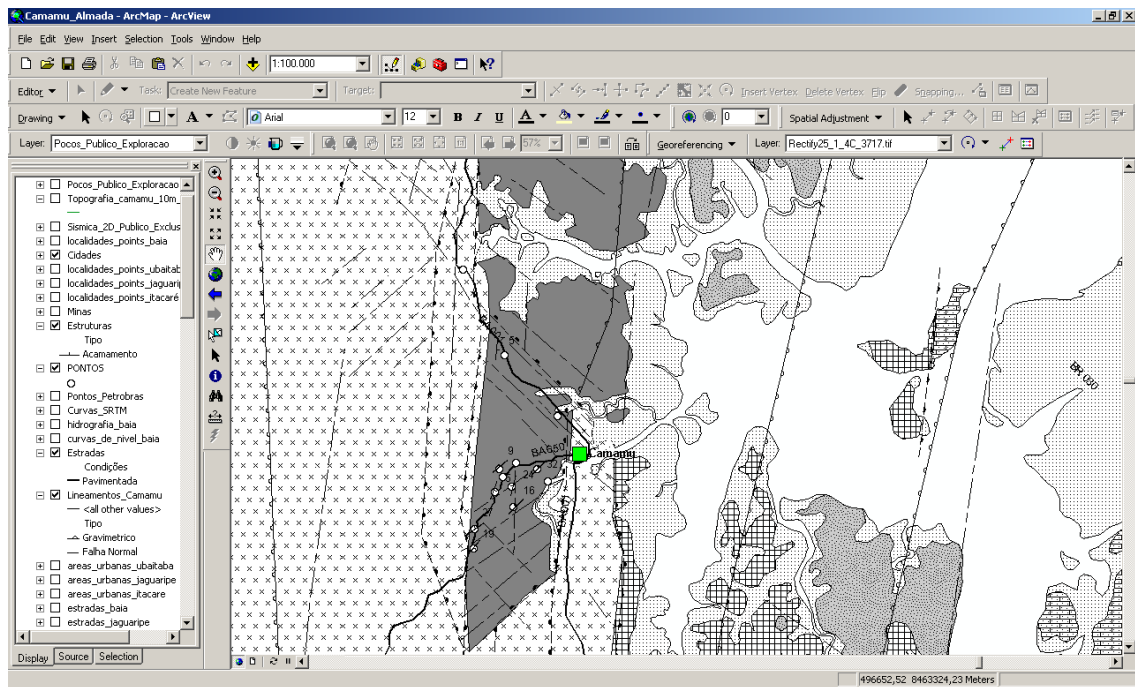


Figura 32 - Tela do programa *ArcGis 9.1™* com as camadas listadas na porção esquerda da interface e a visualização dos dados na porção principal. Na imagem principal estão sendo mostradas as camadas de litologia, lineamentos, lineamentos gravimétricos, estradas, pontos descritos e atitude das camadas.

O objetivo com a utilização deste método, é que se possam interpretar os dados obtidos sem que haja negligência de informações. Com todos os dados ao alcance imediato e posicionados geograficamente, a etapa interpretativa torna-se mais interativa, propiciando maior versatilidade para testar as hipóteses levantadas.

5.3.2 Correção e tratamento estatístico das paleocorrentes

Quando camadas encontram-se basculadas, é necessário restaurar as direções medidas em estruturas sedimentares para suas orientações anteriores à deformação. Para estruturas planares, basculamentos maiores do que 5° necessitam as devidas correções (Tucker, 1982). Para se corrigir as paleocorrentes para suas direções originais, é preciso plotar e manipular os dados em um estereograma. O procedimento estereográfico realizado neste trabalho foi o proposto por Tucker (1982). A Figura 33 ilustra o resultado deste procedimento.

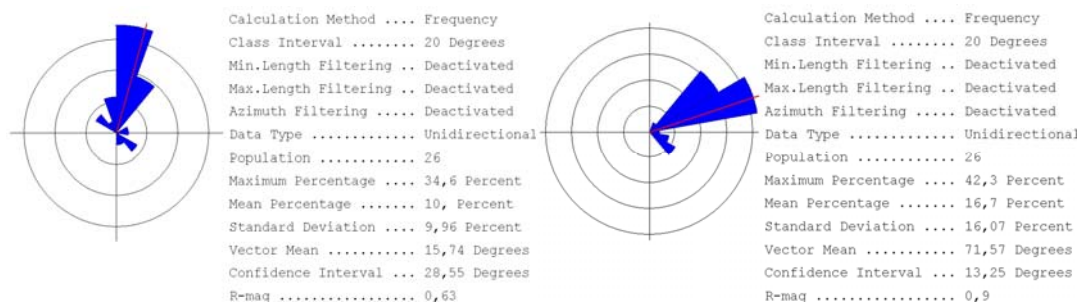


Figura 33 - À esquerda: diagrama de roseta das paleocorrentes medidas, À direita: diagrama de rosetas com as paleocorrentes após a correção. Cada círculo concêntrico representa 10% de frequência.

Existem diversos procedimentos estatísticos de exposição dos dados, disponíveis para trabalhos com paleocorrente (Miall, 1999). Uma técnica simples e que permite fácil visualização das medidas é o diagrama de roseta.

Os diagramas de rosetas foram confeccionados utilizando-se o *software* RockWorksTM. Estes diagramas foram confeccionados com grupos de dados específicos, a fim de facilitar as interpretações, por exemplo, dados do mesmo afloramento, do mesmo sistema deposicional, do mesmo trato de sistemas. Em todos os diagramas de roseta apresentados neste trabalho, o intervalo de classe é de 20° e os círculos concêntricos representam 10% de frequência.

5.3.3 Interpretação das paleocorrentes

A análise de paleocorrentes pode ser utilizada como ferramenta complementar de mapeamento, para investigação dos seguintes tipos de informação (Miall,1996):

- 1) Mudanças na orientação de canais e barras e variabilidade através da unidade sedimentar como forma de identificar mudanças laterais e verticais no estilo fluvial.
- 2) Reconstrução dos padrões dos rios tributários e distributários, podendo-se determinar leques radiais e o ponto de entrada dos sedimentos na bacia.
- 3) Reconstrução dos padrões locais e regionais de paleofluxo.
- 4) Mudanças verticais na direção do fluxo em uma seção estratigráfica como indicadores de sistemas fluviais que interagem (*e.g.* truncamentos e drenagens tributárias), ou mudanças verticais na orientação do sistema em resposta a mudanças paleogeográficas na bacia.

5.3.5 Correlação das seções colunares

Correlações baseadas estritamente em aspectos litológicos podem gerar grandes erros, pois unidades litologicamente semelhantes podem ser depositadas em tempos e áreas distintas, conseqüentemente não havendo conexões físicas entre estas (Miall 1999). Neste trabalho buscou-se a correlação cronoestratigráfica entre as seções colunares levantadas. Entretanto esta é uma tarefa longe de ser considerada fácil, dadas as diferentes ordens cíclicas impressas no registro, a descontinuidade lateral das fácies sedimentares e a configuração tectônica superimposta.

Para aplicar esta técnica, foram identificadas superfícies cronoestratigraficamente significantes, com potencial de serem correlacionadas na escala desejada. Entre os critérios adotados para separar unidades distintas, podemos citar: mudança abrupta de associações de fácies e mudanças granulométricas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADEGAS, F.; SCHERER C. M. S.; BORN, C.C.; CASAGRANDE, J. Caracterização estratigráfica da Fm. Sergi, na Bacia de Almada, BA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008. Curitiba, PR, **Anais...**Curitiba: SBG, 2008.
- AGUIAR, G. A.; MATO, L.F. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano sul e Camamu, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal, **Anais...** Natal: SBG, 1990, v.1, p. 157-170.
- ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. The Brazilian Marginal Basins: The Ocean Basins and Margins. In: NAIRN, A.E.M.; STEHLI, F.G. (Eds.) **The South Atlantic.**, New York: Plenum Press, 1973. v. 1, p. 1-24.
- ASMUS, H.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980. Camburiú, **Anais...** Camburiú: SBG, 1980, v. 1, p. 225-239.
- AZEVEDO, R.P.; BRAGA, J.A.E.; AMORIM, J.L. Bacia de Camamu: a mais nova fronteira para a exploração de petróleo na Bahia. Sinopse de trabalho apresentado no 5º CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 1994. Rio de Janeiro. (Inédito)
- BARROSO, A.S. **Sedimentologia, diagênese e potencialidades petrolíferas dos arenitos Morro do Barro – Ilha de Itaparica e adjacências.** Salvador: PETROBRAS, 1984. Relatório interno.
- BORN, C. C.; SCHERER, C.M.S.; ADEGAS, F.; CASAGRANDE, J. Análise faciológica e arcabouço estratigráfico da Fm. Sergi no norte da Bacia de Camamu, estudo com base em afloramentos da região de Guaibim (Valença). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008. Curitiba, **Anais...**Curitiba: SBG, 2008, v. 1, p. 41–144.
- BOSENCE, D. W. J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B. H.; BOSENCE, D. W. J. (Ed.) **Sedimentation and tectonics in rift Basins Red Sea - Gulf of Aden.** Cambridge: Chapman & Hall, 1998. p. 9 -25.
- BRUHN, C.H.L.; De ROS, L.F. Formação Sergi: evolução dos conceitos e tendências na geologia dos reservatórios. **Boletim de Geociências da Petrobrás.** Rio de Janeiro, v.1, n.1, p. 25–40, 1987.
- BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobrás.** Rio de Janeiro, v.12, n.2, p. 203–229, 2004.
- CAIXETA, J.M.; BUENO, G.V.; MAGNAVITA, L.P.; FEIJÓ, F.J. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobrás.** Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 163-172, 1994.
- CAIXETA, J.M.; MILHOMEM, P.S.; WITZKE, R.E.; DUPUY, I.S.S.; GONTIJO, G. A.Bacia de Camamu. **Boletim de Geociências da Petrobrás.** Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 455 - 461, 2007.
- CARRASCO, B.N.; FONSECA, L.E.N.; DURÃES, E.M. Fotointerpretação de facies e elementos arquiteturais eólicos no afloramento do Canyon do Sergi, Bacia do Recôncavo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996, v. 1, p. 141–144.

- CBPM- Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Projeto Costa do Dendê: Avaliação da Potencialidade Mineral e Subsídios Ambientais para o Desenvolvimento Sustentado dos Municípios da Costa do Dendê. Landim J.M.D & Gomes L.C.C (orgs.) 2006. Relatório Técnico. Salvador. 131pp.
- CESERO, P.; PONTE, F. C. Análise comparativa da paleogeografia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v.11, n. 1-2, p.1-18, 1997.
- CHANG, H. K.; KOSWMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A.M. F. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. **Episodes**, Ottawa, v. 11, n. 3, p.194 -202, 1988.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Ed.) **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1991, p. 97-123.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. In: ZIEGLER, P.A. (Ed.) **Geodynamics of Rifting**. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa. Tectonophysics, 1992, v.2, 213 f, p. 97-138.
- CUIÑAS FILHO, E.P. **Emprego de técnicas de sensoriamento remoto e métodos potenciais na caracterização estrutural do embasamento da Bacia de Camamu-Almada, BA**. 2004. 91 f. Dissertação (Mestrado). Programa de Engenharia Civil/COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.
- CUPERTINO, J. A. **Evolução tectono-climática na fase rifte das Bacias de Camamu, parte norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traço de fissão**. 2000. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.
- DA ROSA, A. A. S. **Paleogeografia e proveniência dos arenitos cretácicos da sequência pré-rifte das bacias interiores do Nordeste do Brasil**. 1996. 211 f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Universidade do Vale do Rio dos Sinos/UNISINOS, São Leopoldo, RS, 1996
- DESTRO, N. Tectonism, stratigraphy and sedimentation in Sergipe and Alagoas Basins, NEBrazil: An overview. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS, 14., 1994, Recife. **Abstracts...**, Recife: International Association of Sedimentologists, 1994. p. G25-G26.
- DESTRO, N.; AMORIM, J.L.; WITZKE, R.E. 1994. Identificação de falhas de transferência na Bacia de Camamu, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994. Camburiú, **Resumos...** Camburiú: SBG. v.2, p.275-276.
- DIAS, J. L. **Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil**. 1991. 145 f. Dissertação (Mestrado em geociências) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1991.
- DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7-25, 2005.

- ESTRELLA, G.O. O estágio rift nas bacias marginais brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972. Belém, **Anais...** Belém: SBG, 1972, v. 3, p. 29–3.
- FIGUEIREDO, A. M. F. **Depositional systems in the Lower Cretaceous Morro dos Chaves and Coqueiro Seco Formations and their relationship to petroleum accumulations:** middle rift sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Austin: Universidade do Texas, 1981. 275 p. Tese (Doutorado).
- FONSECA, J.I. **Mapa Geológico das Bacias Sedimentares do Recôncavo, Almada, Jatobá, Sergipe, Alagoas.** Salvador: PETROBRAS, 1964. Relatório Interno. Escala 1:500.000.
- FREITAS, R. W; MEDEIROS. E. S.; LEITE, C. M. M.; MILHOMEM, P. S.; FREIRE, L. M. L. Proposta de roteiro de campo - bacias de Camamu e Almada. PETROBRÁS, 2007. Relatório Interno.
- GARCIA, A.J.V.; DA ROSA, A.A.S.; GOLDBERG, K. Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.19, p. 243–258, 2005
- GAWTHORPE, R. L.; LEEDER, M. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, v. 12, p. 195–218, 2000.
- GUPTA, S.; SCHOLZ, C.H. Brittle strain regime transition in the Afar depression: implications for fault growth and seafloor spreading. **Geology** 28, p. 1087 – 1090, 2000.
- GUPTA, S.; COWIE, P. A.; DAWERS, N. H.; UNDERHILL, J. R. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patters through fault-array evolution. **Geology**, n.7, p. 595 – 598, 1998.
- HUBBARD, R.J. Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins. **AAPG Bulletin**, 72, p. 49-72, 1988.
- KÜCHLE, J.; HOLZ, M.; BRITO, A. F.; BEDREGAL, R. P. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequetinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 227-244, 2005.
- LAMBIASE.J.J. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. **AAPG Memoir** 50, p. 265 – 276, 1990.
- LANZARINI, W.L.; TERRA, G.J.S. Fácies sedimentares, evolução da porosidade e qualidade de reservatório da Formação Sergi, Campo de Fazenda Boa Esperança, Bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 4, p. 365–375, 1989.
- LANZARINI, W.L. Geometria das unidades genéticas fluviais e eólicas das formações Aliança e Sergi na borda oeste da Bacia do Recôncavo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador, **Anais...** Salvador: SBG, 1996, v. 1, p. 328–331.
- LEEDER, M.R.; GAWTHORPE, R.L. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (Eds.) **Continental Extensional Tectonics**. London: The Geological Society, 1987. p. 139–152. (Special Publication 28)

- LOUREIRO, H.S.C.; SEIXAS, S.R.M.; OLIVEIRA, J.E.; GOMES, P.J.P.; GOMES, R.A.A.D.; NEVES, J.P. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Folhas SD-24-V-D Jequié e SD-24-X-C Jaguaripe**. Salvador: CPRM/DNPM, 1986, 2 v. Escala 1: 250.000 (número de identificação 1844).
- MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE-Brazil**. 1992. 1 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de Oxford, Oxford, 1992.
- MATOS, R. M. D. The northeast brazilian rift system. **Tectonics**, Washington, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.
- 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.; CLURE, V. S. (Eds.) **The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society of London, 1999. p. 55-73. (Geological Society of London. Special Publication, 153).
- MÉRCIO, S. R. **Análise estrutural da porção emersa da Bacia de Camamu**. 1996. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1996.
- MILANI, E. J. **Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1987. CENPES, 61 f. Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de petróleo, 18.
- MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (Eds.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM– Serviço Geológico do Brasil, 2003. 692 p.
- NETTO, A. S. T.; FILHO, J. R.W.; FEIJÓ, F. J. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.173-184, 1994.
- NETTO, A.S.T., RAGAGNIN, G.M. Compartimentação exploratória da Bacia de Camamu, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais ...** Natal: SBG, 1990. v. 1, p.171-182.
- PROSSER, S. Rift related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D.; DOBB, A. (Eds.) **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. London: The Geological Society, 1993. p. 117-144. (Special Publication 71)
- ROSENDAHL, B.R.; REYNOLDS, DJ.; LORDER, P.M.; BURGESS, C.F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J.J.; DERKSEN, S.J. Structural expressions in rifting: Lake Tanganyika, Africa. In: FROSLICK, L.E.; RENAUT, R.W.; REID, I.; TIERCELIN, J.J. (Eds.) **Sedimentation in the African Rifts**. London: The Geological Society, 1986. p. 29-43. (Special Publication 25)
- 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, Brazil. **Sedimentary Geology**, n.194, p. 169–193, 2007.

- SCHLISCHE, R.W.; ANDERS, M. H. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. In: BERATAN, K. K. (Ed.) **Reconstructing the structural history of Basin and Range extension using sedimentology and stratigraphy**. The Geological Society of America, 1996, p.183-203. (Special Paper 303)
- TESCH, N.A.; MORAES FILHO, O.; SILVA, O.E.L. Projeto Marauito – Prospecção de rochas oleíferas e barita. Salvador, CPRM/SME-BA, 1976. 4 v., n. 608. Relatório Final.
- TUCKER, M.E. **The Field Description of Sedimentary Rocks**. Milton Keynes, England: Open University, 1982.112 p.:il.
- VIANA, C. F.; GAMA, JR. E. G.; SIMÕES, E. A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J.R.; ALVES, R. J. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3-4, p. 157-192, 1971.
- WITHJACK, M.O.; SCHLISCHE, R. W.; OLSEN, P. E. Rift-Basin structure and its influence on sedimentary systems. In: **SEDIMENTATION IN CONTINENTAL RIFTS**. SEPM, 2002, p. 57-81. (Special Publication 73)

7. ARTIGO CIENTÍFICO

[RBG] Agradecimento pela Submissão
Domingo, 20 de Setembro de 2009 16:54
De: "Alberto Pio Fiori" <fiori@ufpr.br>
Para: "Christian Correa Born" <cristao_geo@yahoo.com.br>

Christian Correa Born,
Agradecemos a submissão do seu manuscrito "ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DA SEÇÃO RIFTE NO GRÁBEN DE CAMAMU, PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE CAMAMU, BAHIA" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:
<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/15454>

Login:cristao_geo

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Alberto Pio Fiori
Revista Brasileira de Geociências

Revista Brasileira de Geociências <http://www.ser.ufpr.br/rbg>

ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DA SEÇÃO RIFTE NO GRÁBEN DE CAMAMU, PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE CAMAMU, BAHIA

Christian C. Born¹, Claiton M. S. Scherer², Felipe Adegas¹, Mário de Lima Filho³, Juliano Küchle¹

1- UFRGS, Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Porto Alegre (RS) Brasil.
E-mail: cristao_geo@yahoo.com.br; searchforadegas@yahoo.com;
julianokuchle@yahoo.com.br

2- UFRGS, Instituto de Geociências, Porto Alegre (RS) Brasil. E-mail:
claiton.scherer@ufrgs.br

3- UFPE, Instituto de Geociências, Recife (PE), Brasil. E-mail: mflf@ufpe.br

RESUMO

O Gráben de Camamu corresponde à extremidade sul de um sistema de grábens conectados limitado pelo sistema de falhas de Maragogipe. Evidências estruturais e estratigráficas indicam que os depósitos deste gráben foram controlados por tectônica rifte. Foram reconhecidas duas seqüências deposicionais. A base da Seqüência I é composta por leques aluviais provenientes da margem leste, depositados durante a rotação do embasamento. Estes leques eram dominados por fluxos gravitacionais e por canais entrelaçados rasos com dunas eólicas subordinadas. A drenagem principal era caracterizada por canais entrelaçados profundos que fluíam para ENE, transpassando os altos estruturais da margem leste. O padrão agradacional e as características arquiteturais do sistema fluvial caracterizam um trato de sistemas de baixa acomodação. Sobre estes depósitos se estabelece um sistema fluvial distributário, caracterizado por canais fluviais de carga mista que perdem grande parte de sua energia em direção as suas porções distais, onde dominam inundações em lençol de baixa energia em uma planície de inundação com lagos efêmeros. O padrão de empilhamento retrogradacional é atribuído ao aumento nas taxas de subsidência tectônica. A Seqüência II marca um rápido avanço do sistema distributário após uma erosão generalizada da planície de inundação causada pela queda no nível de base. Esta seqüência é composta por canais fluviais de carga de fundo com preenchimento multi-episódico, que se intercalam com depósitos de inundações em lençol arenosas e dunas eólicas subordinadas. A arquitetura fluvial e o padrão agradacional indicam condições de baixas taxas de acomodação.

Palavras-chave: Bacia de Camamu, rifte, estratigrafia

ABSTRACT

Camamu Graben corresponds to the southern portion of a connected graben system bounded by Margogipe's Fault System. Structural and stratigraphic evidences reveals that the deposits within this graben were controlled by rift related tectonics. Stratigraphic analysis allowed the recognition of two unconformity-bounded sequences. The base of Sequence I is composed by alluvial fans coming from the east margin and deposited during basement rotation. These systems were dominated by gravitational flow or braided channels, with subordinated aeolian dunes. The main drainage was characterized by a deep braided channel system, which flowed eastward, transposing the structural high of the east margin. The aggradational stacking pattern and the fluvial architectural characteristics marks a low accommodation systems tract. Above these deposits takes place a distributary fluvial system, characterized by mixed load rivers and in its distal portion by sheet floods in a muddy flood plain with ephemeral lakes. The retrogradational stacking pattern is attributed to an increase on subsidence rates. Sequence II marks the ongoing of the distributary system basinward after a generalized erosion of the flood plain deposits caused by a base level fall. This sequence is composed by bed load channels interlayered with sandy sheet floods and subordinated aeolian dunes. The fluvial architecture and the aggradational stacking pattern suggests low accommodation conditions.

Key-words: Camamu Basin, rift, stratigraphy

INTRODUÇÃO

A seção rifte das bacias brasileiras representa o registro sedimentar associado aos primeiros estágios de ruptura do Gondwana. Este registro gerou importantes sistemas petrolíferos do país. Apesar de sua importância, a seção rifte não é adequadamente conhecida em termos estratigráficos. Isto se deve à carência de modelos conceituais cientificamente estabilizados acerca da evolução estratigráfica de bacias rifte. A maioria dos estudos ainda aborda as seções rifte sob o enfoque litoestratigráfico.

Apesar dos inúmeros trabalhos sobre estratigrafia e tectônica da fase rifte, até hoje não se tinha conhecimento sobre a existência destes depósitos na porção emersa da Bacia de Camamu. Isto se deu por causa de alguns fatores, entre os quais podemos destacar: (i) a falta de dados paleontológicos e geocronológicos, (ii) a complexidade estrutural, (iii) a dificuldade de encontrar bons afloramentos e (iv) o uso da litoestratigrafia como ferramenta prioritária. Por esses motivos, os depósitos aqui associados à fase rifte haviam sido

anteriormente interpretados como pertencentes ao Grupo Brotas, fase pré-rifte de evolução da bacia (e.g. CBPM, 2006).

O estudo estratigráfico detalhado nos arredores da cidade de Camamu revelou uma complexa inter-relação entre tectônica extensional, erosão, e sedimentação no desenvolvimento desta peculiar região da Bacia de Camamu. Neste trabalho serão apresentados dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, paleontológicos e interpretações que explicam como estes depósitos foram associados à fase rifte e como foi sua evolução ao longo do tempo.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Camamu localiza-se no litoral centro-sul da Bahia. Seu limite norte com as bacias do Recôncavo e de Jacuípe é dado pela Falha da Barra (Figura 34A). Ao sul, o limite com a Bacia de Almada é definido pelo alto de Taipus. O limite oeste é dado pelo Sistema de Falhas de Maragogipe, que coloca o embasamento em bloco alto.

A evolução da Bacia de Camamu, como nas demais bacias da margem leste brasileira, é caracterizada por quatro fases geotectônicas (Asmus & Porto, 1980): pré-rifte (Neojurássico ao Eocretáceo); rifte, (Neocomiano ao Aptiano); transicional ou de golfo proto-oceânico (Aptiano), e deriva continental (Albiano ao recente).

Segundo Milani (1987), o estágio pré-rifte se caracterizou por uma subsidência lenta e gradual no segmento norte e pelo intenso vulcanismo no segmento sul. Na Bacia de Camamu, a sedimentação pré-rifte tem sido classicamente representada pelos depósitos fluviais e lacustres da Formação Aliança, e pelos ciclos flúvio-eólicos da Formação Sergi. Caixeta *et al.* (2007), seguindo a proposta estratigráfica de Viana *et al.* (1971) para a Bacia do Recôncavo, sugerem que na Bacia de Camamu a fase pré-rifte inclui também a porção basal do Grupo Santo Amaro, composta pelos depósitos lacustres e deltáicos da Formação Itaparica, fluviais e eólicos da Formação Água Grande e lacustres do Membro Tauá (Formação Candeias).

Na Bacia de Camamu, a fase rifte compreende os sedimentos do Grupo Almada (formações Morro do Barro e Rio de Contas) e a porção basal do Grupo Camamu (parte da Formação Taipus-Mirim). A Formação Morro do Barro é composta por clásticos finos e grossos depositados por fluxos gravitacionais subaquosos em um lago tectônico durante o Andar Rio da Serra. A Formação Rio de Contas é representativa de depósitos de leques aluviais, rios e lagos que se instalaram durante os andares Aratu, Buracica e Jiquiá (Caixeta *et al.*, 2007). A Formação Taipus-Mirim é composta em sua base por fácies argilosas

e em seu topo por uma intercalação de arenitos e pelitos, evidenciando uma sedimentação flúvio-deltáica (Caixeta *et al.*, 2007).

METODOLOGIA

A análise estratigráfica compreendeu o levantamento de seções colunares na escala 1:100 em treze afloramentos. As interpretações dos sistemas deposicionais e estilos fluviais foram fundamentadas na descrição detalhada das fácies, nas seções colunares e em painéis laterais de afloramentos-chave. Uma seção composta foi construída a partir do empilhamento estratigráfico dos afloramentos levando-se em conta sua posição espacial e o mergulho das camadas. Esta seção permitiu identificar os padrões de empilhamento e as superfícies-chave. As interpretações estruturais foram feitas com base nos dados de campo, no mapa de anomalias gravimétricas, em fotografias aéreas na escala 1:60.000 e em imagens de radar.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A tectônica rifte imprimiu na Bacia de Camamu uma série de blocos altos e baixos alongados na direção N-S (Figura 34 A). Estes altos e baixos podem ser facilmente observados no mapa de anomalia gravimétrica residual Bouguer (Figura 35).

O Gráben de Camamu

Na porção oeste da Bacia de Camamu o Sistema de Falhas de Maragogipe, formado por uma série de falhas menores que se conectam, controla um longo sistema de grábens interconectados denominado Gráben de Maragogipe (Figura 34A). A área de estudo deste trabalho localiza-se na extremidade sul do Gráben de Maragogipe, onde um destes grábens menores, denominado Gráben de Camamu, pode ser individualizado (Figura 34B). Este segmento conecta-se com outros pequenos grábens, que podem ser individualizados por altos transversais do embasamento no *hangingwall* (Figura 35).

O limite oeste do Gráben de Camamu é dado pela Falha de Igrapiúna. Na sua porção leste, as rochas da bacia estão em contato por não-conformidade com uma rampa do embasamento com mergulho para NW. Esta rampa se prolonga para leste até a Falha de Camamu Oeste. Esta falha, em conjunto com a Falha de Camamu Leste, configuram o chamado Alto de Camamu (Figura 34B), uma feição geomorfológica bastante evidente, que faz as rochas embasamento aflorarem até cerca de 1km a norte de Camamu. Dados

gravimétricos sugerem que este alto se mantém em sub-superfície para norte, até o sul da Ilha de Boipeba, onde se conecta com o Alto de Tinharé (Figura 35).

Na porção norte do Gráben de Camamu, ocorre uma série de lineamentos N45°W. A norte destes lineamentos, o embasamento do Alto de Camamu não mais aflora, sugerindo que eles se comportem como falhas normais com mergulho para NE. Os dados gravimétricos sugerem que, para norte, o Gráben de Camamu se comporta como uma rampa que se aprofunda gradativamente (Figura 35).

As camadas geralmente apresentam mergulhos moderados a baixos para NW e por vezes para SE (na porção oeste do gráben). A seção geológica da Figura 34C mostra que o Gráben de Camamu apresenta geometria de meio-gráben, com a falha de borda à oeste e com uma rampa falhada a leste.

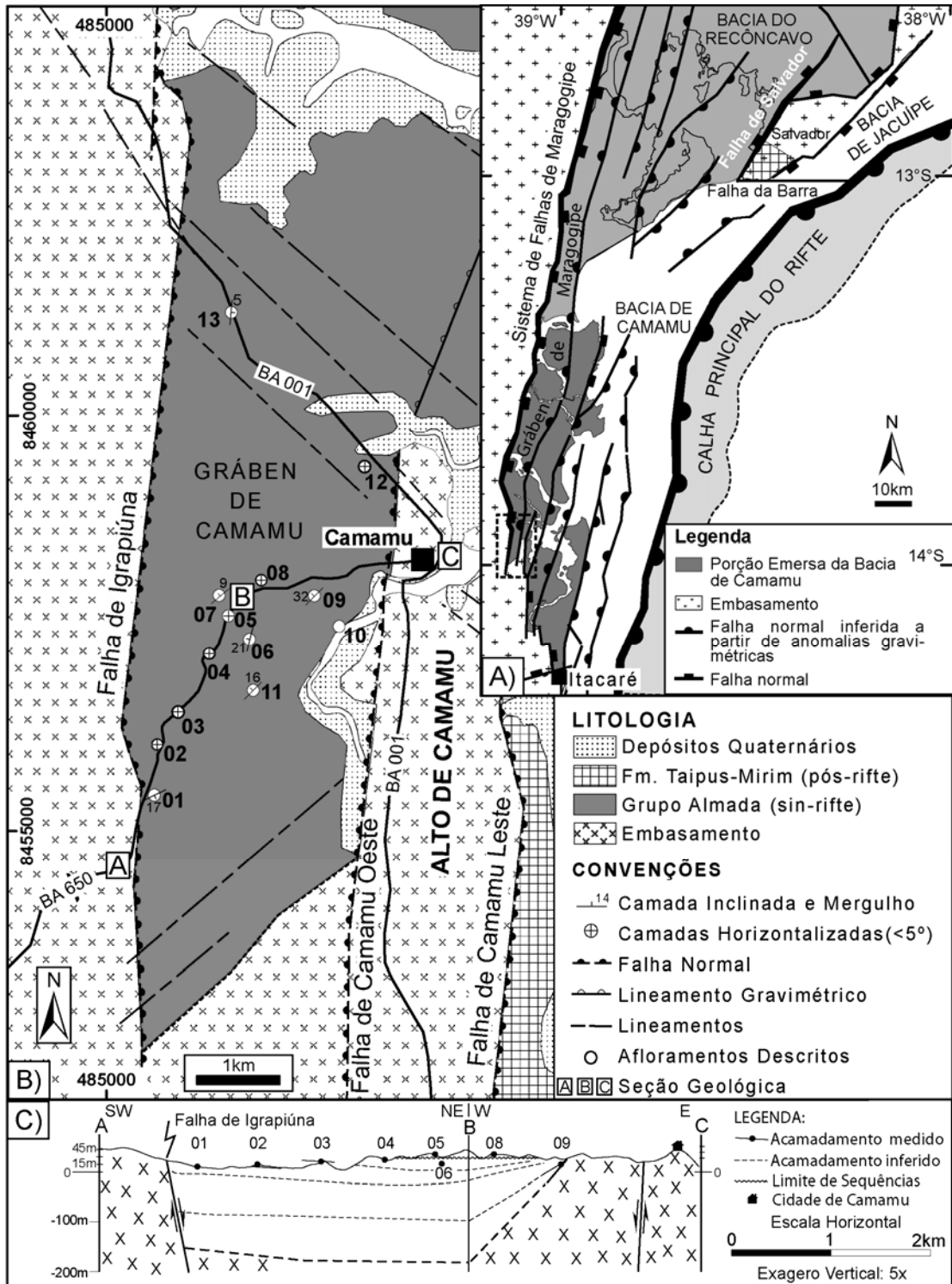


Figura 34: A) Mapa estrutural da Bacia de Camamu. Área de estudo no retângulo pontilhado. B) Mapa geológico da área de estudo mostrando as principais feições estruturais e geomorfológicas. C) Seção geológica A-B-C mostrando geometria de meio-gráben.

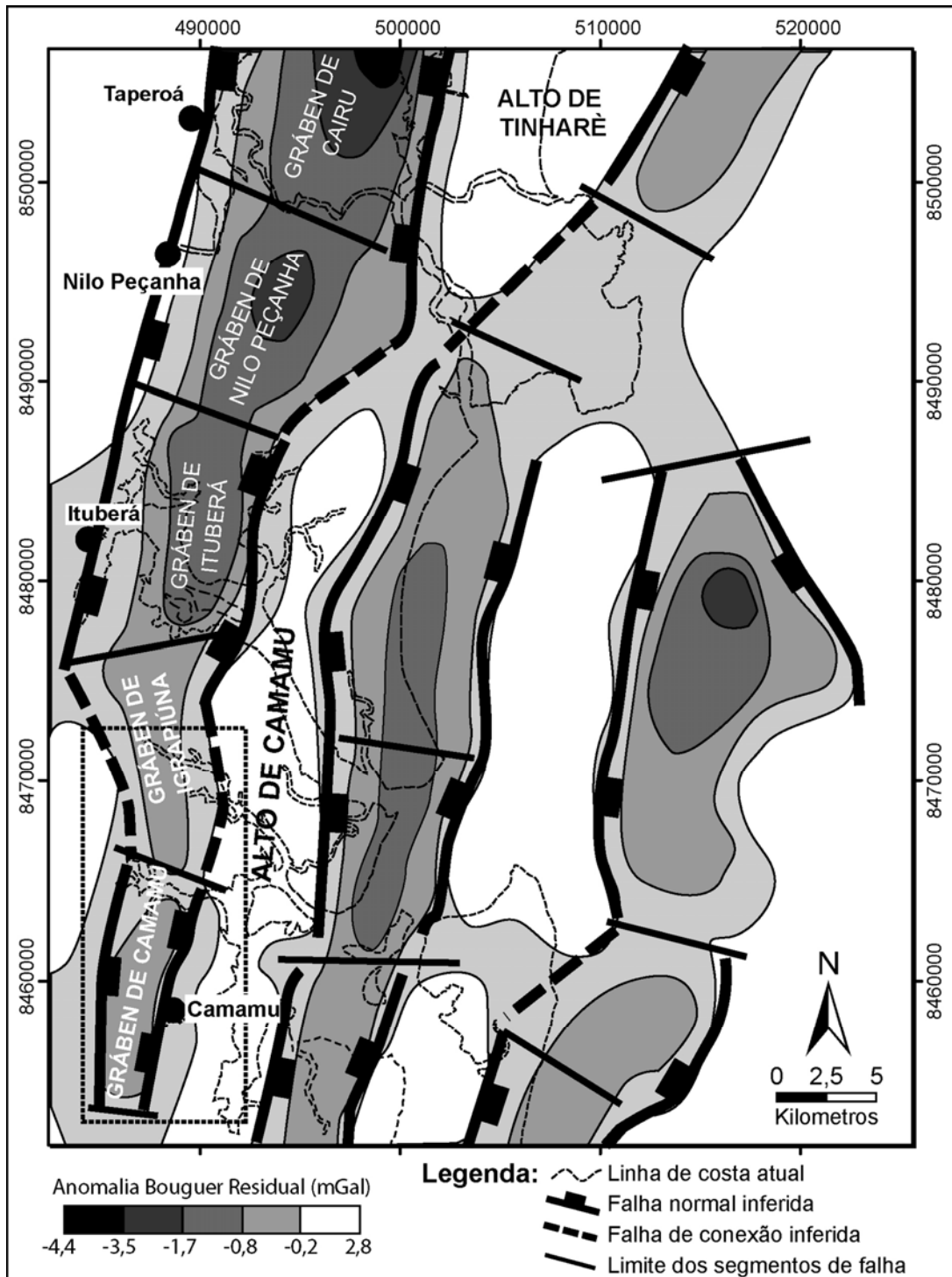


Figura 35: Mapa estrutural interpretado a partir de anomalias gravimétricas. À esquerda observa-se o sistema de grábens conectados do qual o Gráben de Camamu faz parte. No centro e à direita são observados mais dois sistemas de grábens conectados. Área de estudo limitada pelo retângulo pontilhado.

FÁCIES

Foram individualizadas doze diferentes fácies, identificadas pela combinação de granulometria e estruturas sedimentares. Para todas as fácies foi atribuído um código e uma interpretação em termo de processos sedimentares, seguindo a proposta de Miall (1996) (Quadro 1).

Quadro 1: Fácies identificadas durante os trabalhos de campo e sua interpretação.

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gmm	Cascalho matriz-suportado	Maciço	Fluxo de detritos plástico
Gcm	Cascalho clasto-suportado	Maciço	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Gh	Cascalho clasto-suportado	Acamamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Migração de barras cascalhosas transversais de crista sinuosa
Sh	Areia fina a muito grossa	Laminação horizontal	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sl	Areia fina a muito grossa	Laminação de baixo ângulo (<15%)	Preenchimento de suaves depressões, dunas atenuadas
Sm	Areia fina a muito grossa	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiper-concentrados, fluidizações
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Migração de dunas subaquosas com cristas sinuosas
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Migração de marcas onduladas subaquosas por fluxo unidirecional
Fl	Areia muito fina, silte ou lama	Laminações horizontais, laminações cruzadas de marcas onduladas	Decantação de finos ou correntes trativas de muito baixa energia
Fm	Silte, lama	Maciço, pode conter gretas de contração ou agregados esféricos	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes
St(e)	Areia fina a grossa, bimodal, estratificada	Estratificação cruzada acanalada de grande porte composta por laminação gerada pela migração de marcas onduladas eólicas	Depósitos de dunas eólicas

ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O pacote sedimentar pôde ser dividido em três intervalos estratigráficos: (i) basal, (ii) intermediário e (iii) superior (Figura 36), compostos por associações de fácies (AF) distintas, refletindo diferentes estágios de preenchimento do Gráben de Camamu, conforme será discutido a seguir.

Intervalo Basal

Este intervalo apresenta espessura mínima de 50 metros, podendo ser subdividido em quatro associações de fácies: leques aluviais, fluviais entrelaçados profundos, fluviais entrelaçados rasos e dunas eólicas.

Associação de Fácies 1 - Leques Aluviais

Camadas tabulares com base abrupta não-erosiva, compostas por conglomerados matriz-suportados (Gmm) com blocos e seixos angulosos de meta-granitos (Figura 37A). Mais raramente ocorrem conglomerados intraclásticos formados essencialmente por clastos de pelitos (Figura 37B). Estas litofácies ocorrem justapostas lateral e verticalmente a conglomerados maciços clasto-suportados (Gcm), pobremente selecionados, variando de areia média até matacões (Figura 38D). Os clastos são angulosos, compostos por meta-granitóides e orto-gnaisses, com diâmetro de até 70 cm. No afloramento 09 é possível visualizar estes conglomerados diretamente sobre o embasamento, formando uma cunha que se espessa para NW e se adelgaça para SE, onde “onlapa” contra a não-conformidade (Figura 38).

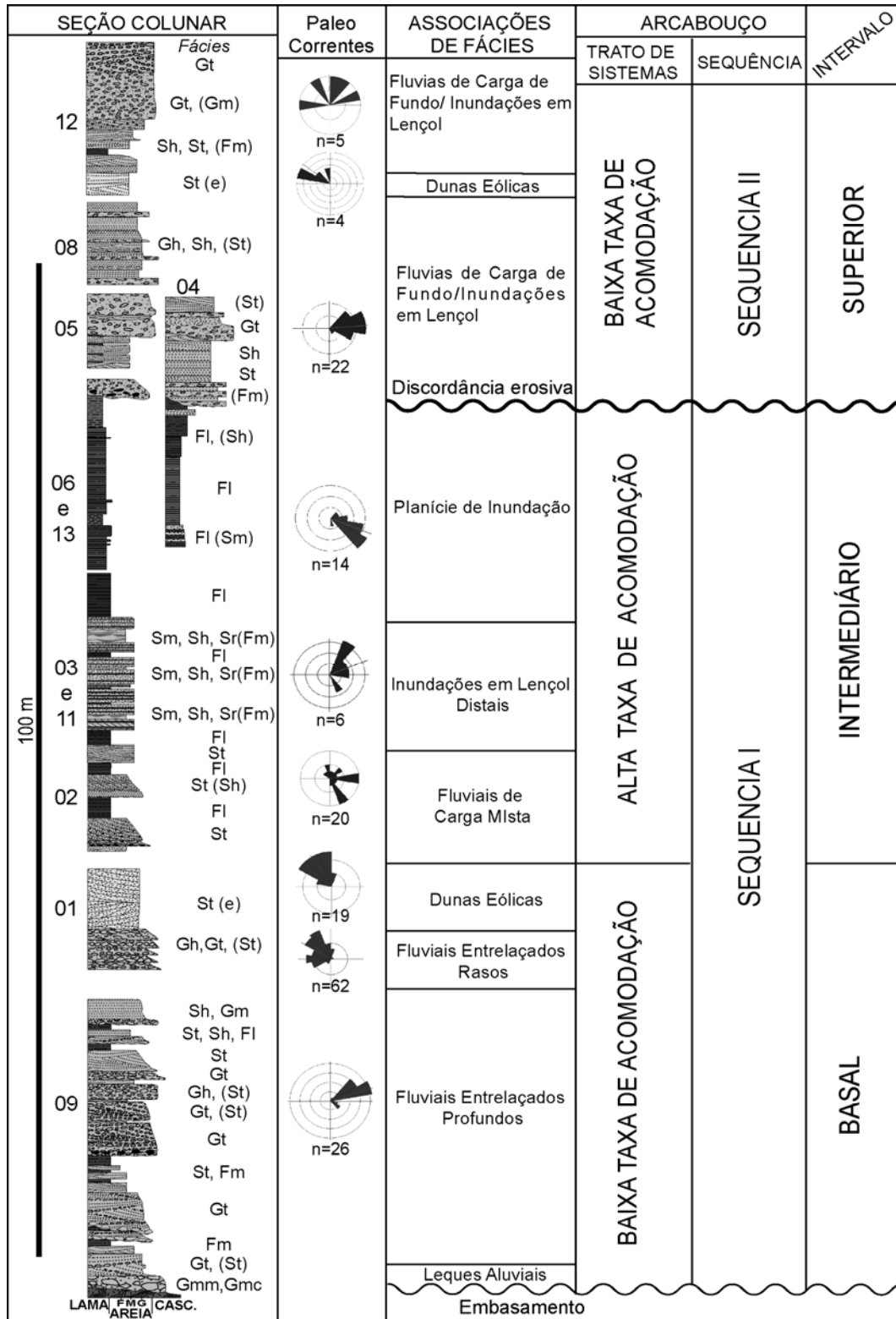


Figura 36: Seção colunar composta a partir dos afloramentos, diagramas de paleocorrentes, sistemas deposicionais e arcabouço estratigráfico. Os números próximos à coluna indicam os afloramentos.

Interpretação: Os conglomerados matriz-suportados e os conglomerados intraformacionais são interpretados como depósitos de fluxos de detritos plásticos, gerados por movimentos de massa altamente coesivos. Os conglomerados maciços clasto-suportados representam fluxos de detritos pseudo-plásticos, hiperconcentrados, viscosos e turbulentos (Miall, 1996). De acordo com Miall (1996), estas fácies são típicas de fluxos gravitacionais, o que permite inferir a presença de um relevo significativo nas proximidades. A natureza angulosa e baixa maturidade composicional dos clastos indicam curtas distâncias de transporte. A geometria em cunha e a progressiva diminuição do basculamento das camadas para o topo da seção indicam que estas fácies se depositaram durante a progressiva rotação do embasamento.

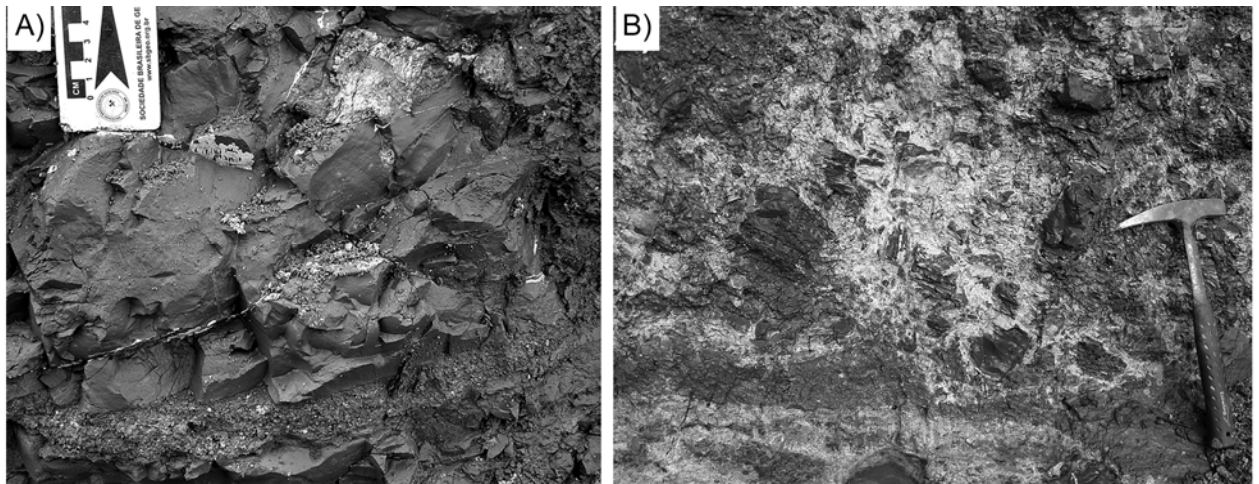


Figura 37: Depósitos de fluxos de detritos. A) Clastos flutuando em matriz lamosa e lente de conglomerado maciço. B) Conglomerado intraformacional com seixos e blocos pelíticos em matriz lamosa.

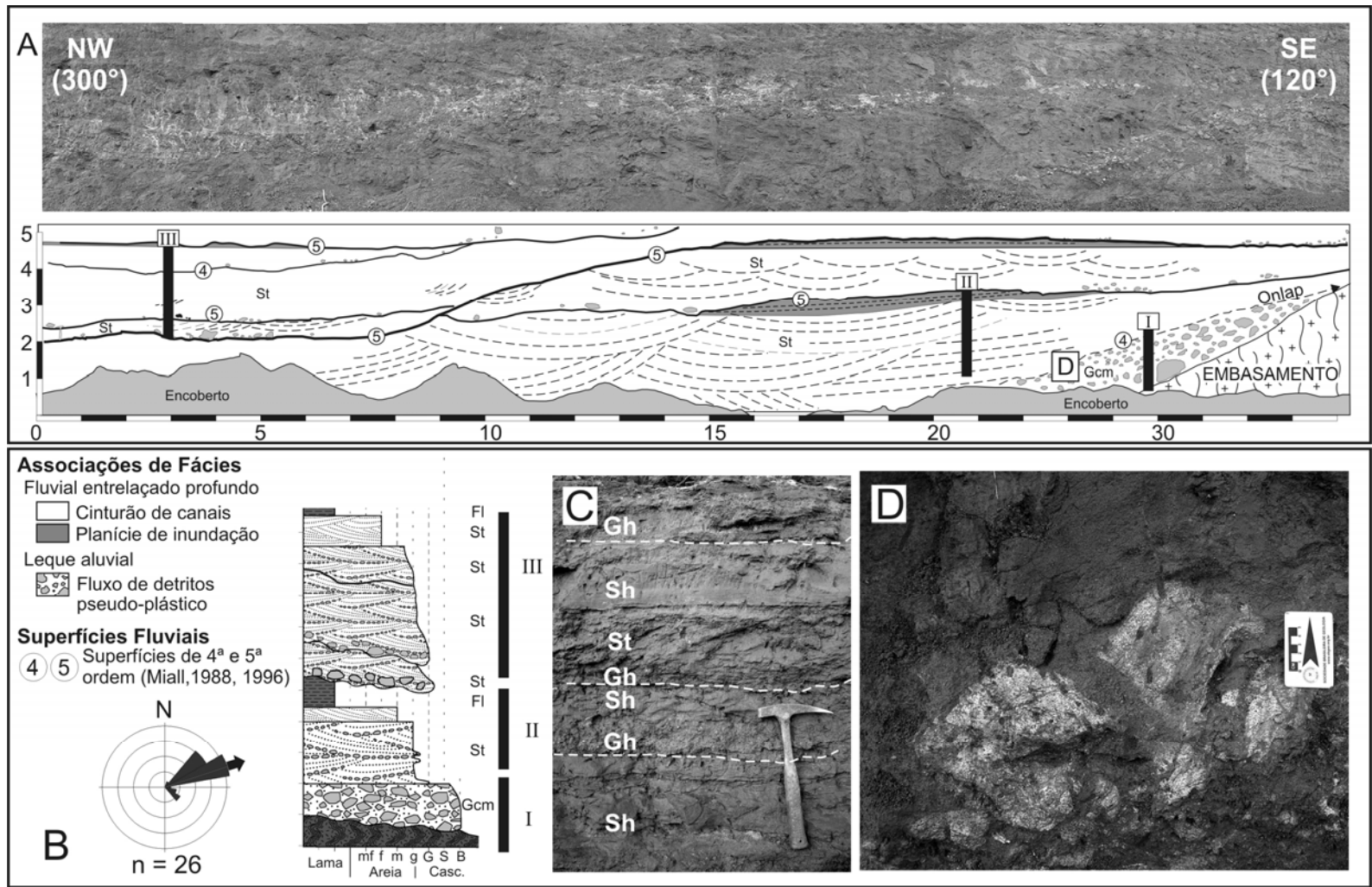


Figura 38: Ponto 09. A) Fotomosaico e interpretação do afloramento, mostrando um complexo de canais amalgamados. B) Seção colunar composta levantada em três pontos do afloramento (I, II e III) e diagrama de paleocorrentes. C) Detalhe dos ciclos menores. D) Blocos e matacões angulosos do embasamento no conglomerado basal.

Associação de Fácies 2 - Fluviais entrelaçados profundos

Ocorre sobre os depósitos da associação de fácies de leques aluviais e consiste de corpos arenosos multi-episódicos, formando ciclos de granodecrescência com até 6 m de espessura. Estes corpos intercalam-se lateral e verticalmente com descontínuas camadas de pelitos laminados (Figura 38A). A base de alguns corpos arenosos é fortemente erosiva e apresenta *lags* conglomeráticos contendo esparsos blocos angulosos de meta-granitóides e intraclastos argilosos. Estes *lags* são sobrepostos por conglomerados com estratificações cruzadas acanaladas (Gt) ou com laminações horizontais (Gh), sobrepostos por arenitos médios a grossos, geralmente conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas (St) ou laminações plano-paralelas (Sh). Os *sets* de estratos cruzados apresentam espessuras de até 2 m. Em direção ao topo dos ciclos, ocorre uma diminuição das fácies Gt e Gh em relação às fácies St e Sh. Os dados de paleocorrentes indicam transporte para ENE (Figura 38B).

Interpretação: A presença de corpos limitados por superfícies erosivas côncavas e preenchidos por arenitos e conglomerados, arranjados em ciclos de granodecrescência, sugere que esta associação de fácies represente depósitos de canais fluviais. As superfícies erosivas de base dos corpos arenosos são interpretadas como superfícies de 5ª ordem (terminologia de Miall, 1988) e representam os limites basais dos canais principais. Os *sets* de estratos cruzados de grande porte devem representar barras arenosas de meio de canal. A natureza acanalada da base dessas barras indica que estão preenchendo depressões de fundo de canal (*hollows*) (Siegenthaler & Huggenberger, 1993; Miall, 1996). A natureza grossa dos sedimentos, a presença de barras de meio de canal e a baixa dispersão das paleocorrentes sugerem canais fluviais entrelaçados. A espessura de até 2m das formas de leito e o alto grau de incisão indicam canais profundos. A predominância de fácies arenosas em lugar das conglomeráticas sugere áreas-fonte relativamente distantes. A presença de blocos esparsos nos *lags* basais pode estar associada ao retrabalhamento dos depósitos da associação de fácies de leques aluviais, sobre a qual esta associação de fácies ocorre (Figura 38A). Os pelitos são interpretados como depósitos de planície de inundação.

Associação de Fácies 3 - Fluviais entrelaçados rasos

Composta por camadas tabulares de conglomerados a seixos (Figura 39C e 5D), subangulosos a subarredondados, moderadamente selecionados, variando de areia grossa até blocos. Os clastos são de meta-granititos e geralmente apresentam-se imbricados. As camadas formam ciclos de granodecrescência com 0,3 a 0,5m de espessura, compostos por

apenas uma fácies (Gh ou Gt) ou por duas (Gt-St) (Figura 39B). A fácies St ocorre de forma subordinada como delgadas lentes. Os contatos basais dos ciclos são planares não-erosivos. Os dados de paleocorrentes obtidos principalmente a partir dos clastos imbricados indicam transporte para NW (Figura 39A). Esta associação de fácies ocorre abaixo de depósitos de dunas eólicas (Figura 39A).

Interpretação: A predominância de conglomerados com geometria tabular, arranjados em ciclos de granodecrescência, sugerem deposição por sistemas fluviais entrelaçados pobremente canalizados a desconfinados. A ausência de macroformas e a pequena espessura dos ciclos sugerem canais rasos. A ausência de fácies pelíticas pode estar relacionada com a grande mobilidade lateral dos canais, que provavelmente formavam uma rede de canais instáveis (Miall, 1996).

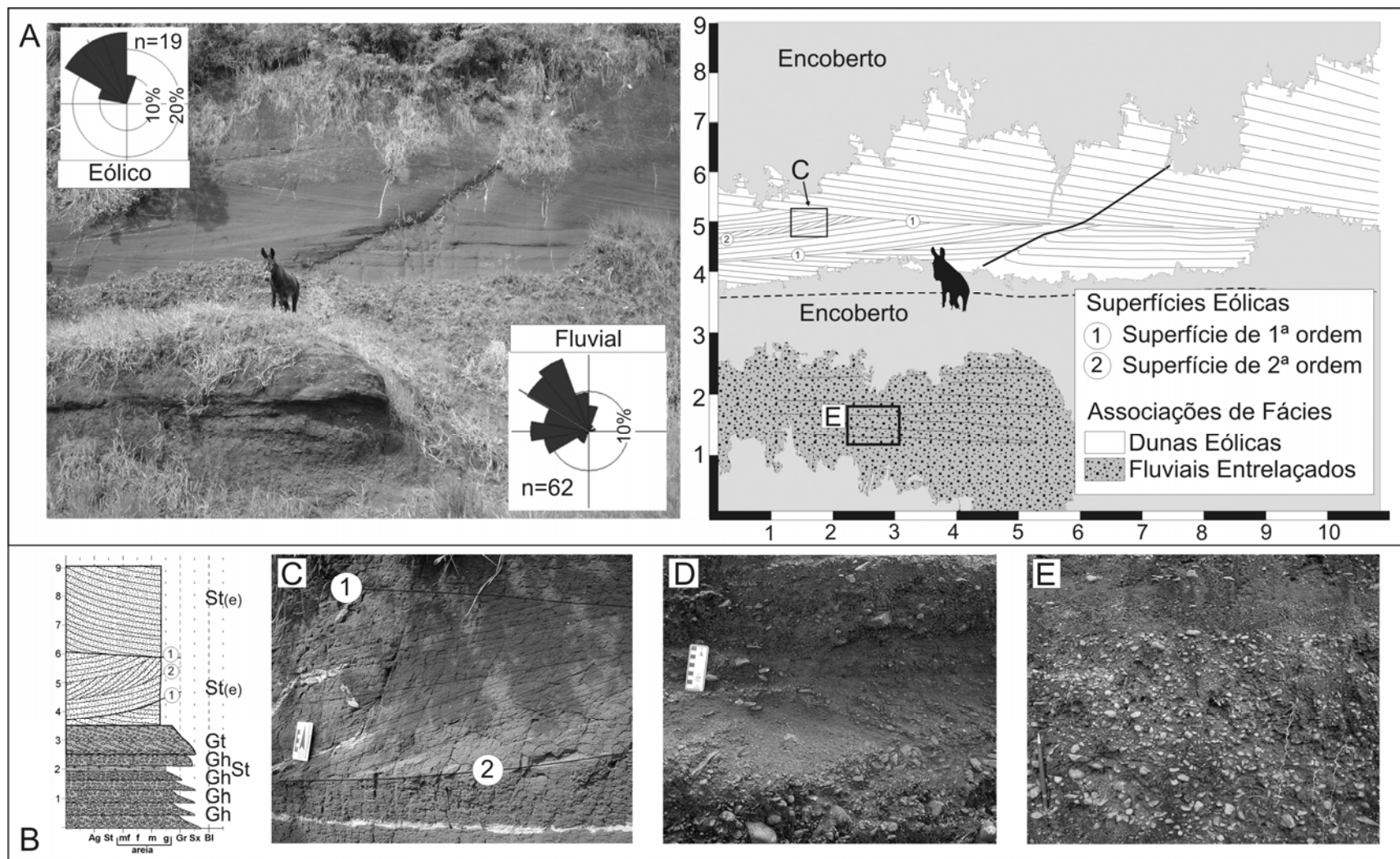


Figura 39: Ponto 01. A) Panorama geral do afloramento com diagrama de paleocorrentes e interpretação mostrando a associação de fácies de canais fluviais entrelaçados sobreposta por dunas eólicas. B) Seção colunar medida no afloramento. C) Detalhe da superfície de 2ª ordem eólica. D) Detalhe da fácies Gt. E) Detalhe da fácies Gh, mostrando gradação normal.

Associação de Fácies 4 - Dunas eólicas

Esta associação é composta por arenitos bimodais, médios a muito grossos, arranjados em *sets* de estratos cruzados acanalados com 3 a 5 m de espessura (Figura 39A), separados por superfícies côncavas. Internamente, os *sets* são compostos por laminação com gradação inversa (Figura 40). Localmente, ocorrem estratificações compostas, onde *sets* de estratos cruzados menores são limitados por superfícies inclinadas que mergulham na mesma direção que os *forests* das estratificações maiores (Figura 39C). Os estratos cruzados apresentam um mergulho principal para NW (Figura 39A).

Interpretação: Os *sets* de estratos cruzados acanalados de grande porte internamente compostos por laminações com gradação inversa são interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas. As lâminas com gradação inversa que compõem os estratos cruzados são interpretadas como depósitos de marcas onduladas eólicas. A ocorrência exclusiva de marcas onduladas eólicas indica dunas severamente truncadas ou com uma face de escorregamento fracamente desenvolvida (Kocurek, 1996; Scherer, 2000). As superfícies côncavas que limitam os *sets* são interpretadas como superfícies de 1^a ordem (Brookfield, 1978). A geometria acanalada destas superfícies indica dunas eólicas crescentes com cristas sinuosas. As superfícies inclinadas que dividem *cosets* de estratos cruzados compostos são interpretadas como superfícies de 2^a ordem (Brookfield, 1978), formadas pela migração de dunas menores na face frontal da forma de leito principal (*draas*).



Figura 40: Arenitos finos a grossos, bimodais apresentando gradação inversa na escala de laminação. Ponto 01 (ver Figura 34 para localização).

MODELO DEPOSICIONAL DO INTERVALO BASAL

O modelo proposto para este intervalo consiste em um sistema de leques aluviais provenientes da margem leste da bacia, caracterizada por uma rampa com mergulho para NW. O sistema de leques é caracterizado pela coexistência de dois estilos fluviais distintos. O primeiro consiste de depósitos gerados por fluxos gravitacionais e depósitos derivados da desaceleração destes fluxos (AF-1). No segundo tipo predominam leitos cascalhosos trativos, e os depósitos gravitacionais são raros ou ausentes (AF-3). Os leques fluíam para NW, possivelmente controlados pelo basculamento local da bacia (Figura 41).

Períodos de não deposição permitiram que porções destes leques fossem retrabalhadas por ventos provenientes de SE, gerando dunas eólicas (AF-4).

A drenagem principal da bacia é caracterizada por um sistema de canais entrelaçados profundos (AF-2) que fluem para ENE, provavelmente transpassando o alto estrutural da margem leste da bacia (Figura 41).

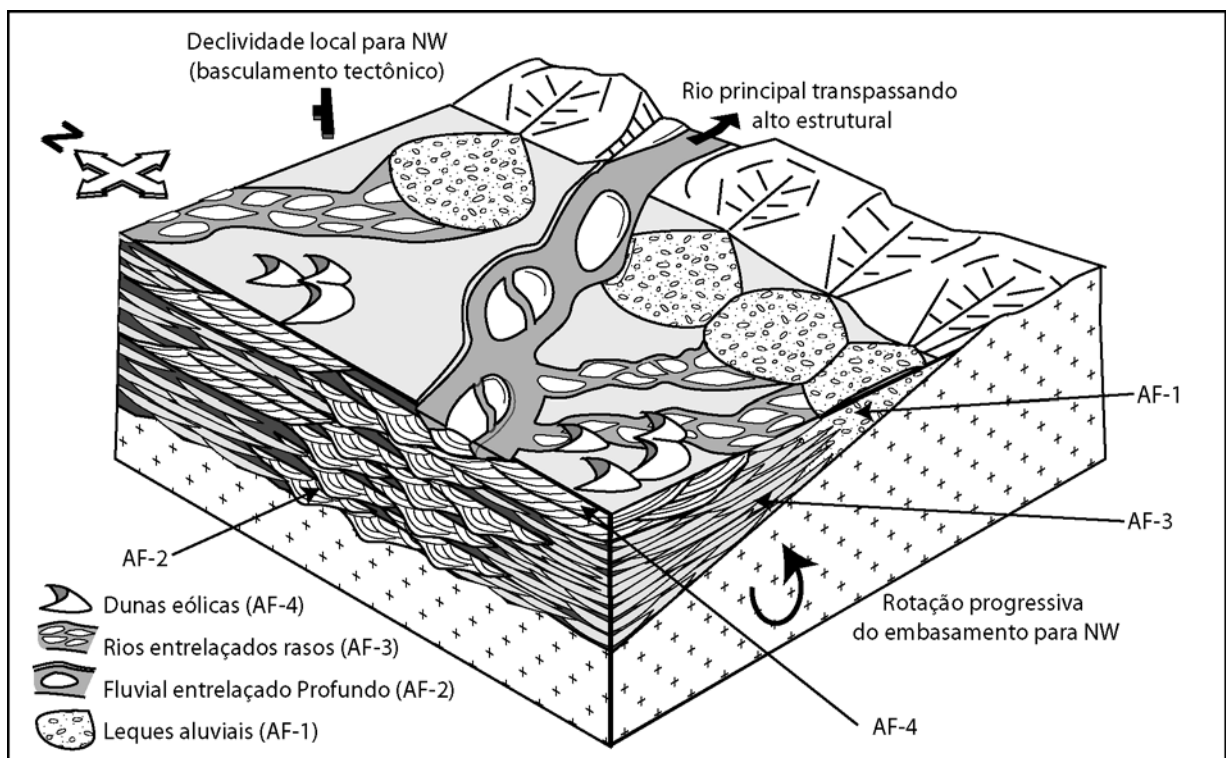


Figura 41: Diagrama ilustrando a relação entre os sistemas deposicionais do intervalo basal. Sem escala.

Intervalo Intermediário:

O intervalo intermediário apresenta uma espessura mínima de 60 metros, podendo ser subdividido em três associações de fácies: canais fluviais de carga mista, inundações em lençol distal e planície de inundação.

Associação de Fácies 5 - Canais fluviais de carga mista

Composta por corpos arenosos em lençol, com espessura entre 1 e 2m, amalgamados ou separados por camadas tabulares de pelitos vermelhos laminados (Fl) ou maciços (Fm), com 1-2m de espessura (Figura 42A). A base dos corpos arenosos é fracamente erosiva, sendo sobreposta *lags* de arenitos grossos a médios, maciços (Sm) ou com laminações cruzadas de baixo-ângulo (Sl), contendo seixos e grânulos de quartzo e intraclastos pelíticos (Figura 42D). Estes *lags* basais possuem em média 20 cm de espessura e são sobrepostos por arenitos médios a finos, dispostos em *sets* de estratificações cruzadas acanaladas (St) (Figura 42C), compondo ciclos de granodecrescência. As paleocorrentes apresentam alta dispersão, com vetor médio para ENE (Figura 42B).

Interpretação: Os corpos arenosos com base erosiva são interpretados como depósitos de preenchimento de canais. A ausência de macroformas de acreção lateral indica canais com baixa mobilidade lateral, preenchidos por agradação. Tal imobilidade sugere que o reposicionamento do canal para outras partes da planície de inundação provavelmente ocorreu por eventos de avulsão (e.g. Mack & Leeder, 1998) em detrimento da migração lateral contínua. A pequena incisão observada na base dos corpos arenosos pode estar associada à orientação do afloramento, que é quase paralela ao paleofluxo, fazendo com que se observe o canal longitudinalmente, e não transversalmente, como seria ideal. Este fator também pode mascarar a geometria dos corpos arenosos. Os pelitos são interpretados como depósitos de decantação nas regiões externas ao canal durante eventos de inundação e extravasamento. A dispersão nas paleocorrentes sugere canais com moderada sinuosidade ou que se bifurcam.

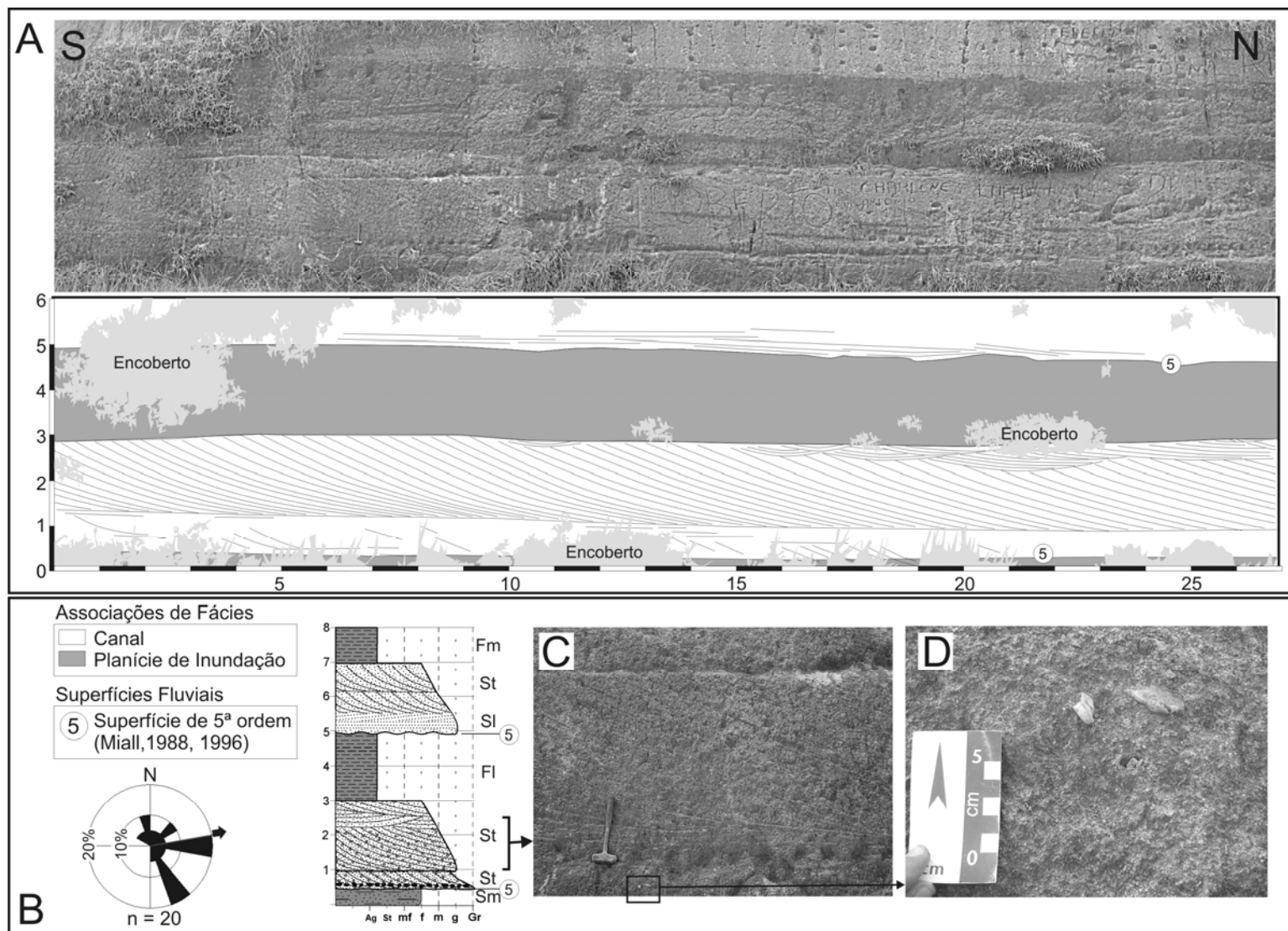


Figura 42: Ponto 02. A) Fotomosaico do afloramento e sua interpretação, mostrando associações de fácies de canais fluviais e planície de inundação. B) Seção colunar e paleocorrentes. C) Arenitos com cruzadas tangenciais. D) Seixos dispersos na base do ciclo de granodecrescência.

Associação de Fácies 6 - Inundações em lençol distal

Composta por arenitos finos a médios, com espessuras de 1 a 10 cm, com base abrupta não-erosiva, intercalados com finas camadas de pelitos (0,1 a 5cm de espessura). Esta intercalação pode formar corpos heterolíticos tabulares com até 1m de espessura limitados por camadas tabulares de pelitos laminados (Fl) (Figura 43A e Figura 43B). Os arenitos geralmente são maciços (Sm) (Figura 43C) ou apresentam estratificações horizontais (Sh) ou laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr). Os pelitos são maciços, avermelhados, por vezes apresentando gretas de contração (Fm) (Figura 43C). A razão arenito/pelito normalmente varia entre 0.4 e 0.6, configurando heterolitos com acamadamento do tipo ondulado (Figura 43C). Em alguns pacotes observa-se uma maior proporção de pelitos, configurando heterolitos com acamadamento do tipo lenticular (Figura 43D). As paleocorrentes medidas indicam paleofluxo para ENE (Figura 43B).

Interpretação: Os heterolitos podem ser interpretados como depósitos de inundação em lençol, que podem estar associados a dois contextos deposicionais distintos: (a) extravasamento lateral aos canais durante cheias (extravasamento de *crevasses*) ou (b) inundações em lençol efêmeras e de alta energia, posicionados nas porções distais de canais fluviais distributários (Hampton & Horton, 2007; Spalletti & Piñol, 2005). A unidirecionalidade das paleocorrentes e a coincidência do seu vetor médio com o dos depósitos de canais fluviais de carga mista (AF-5), sugerem que esta associação de fácies representa lobos de extravasamento distais de um sistema fluvial distributário ao invés de depósitos de extravasamento de *crevasse*, que devem apresentar sentidos de paleocorrentes aproximadamente transversais aos eixos dos canais. Os arenitos tem sua gênese vinculada a fluxos hiperconcentrados (Sm) ou fluxos trativos mais diluídos com variações no regime de fluxo de inferior (Sr) até superior (Sh). Os pelitos, por sua vez, devem ter sido depositados por assentamento gravitacional nos estágios finais da inundação. A presença de gretas de contração indica períodos de não-deposição e exposição sub-aérea entre as inundações, sugerindo certo grau de “sazonalidade” fluvial.

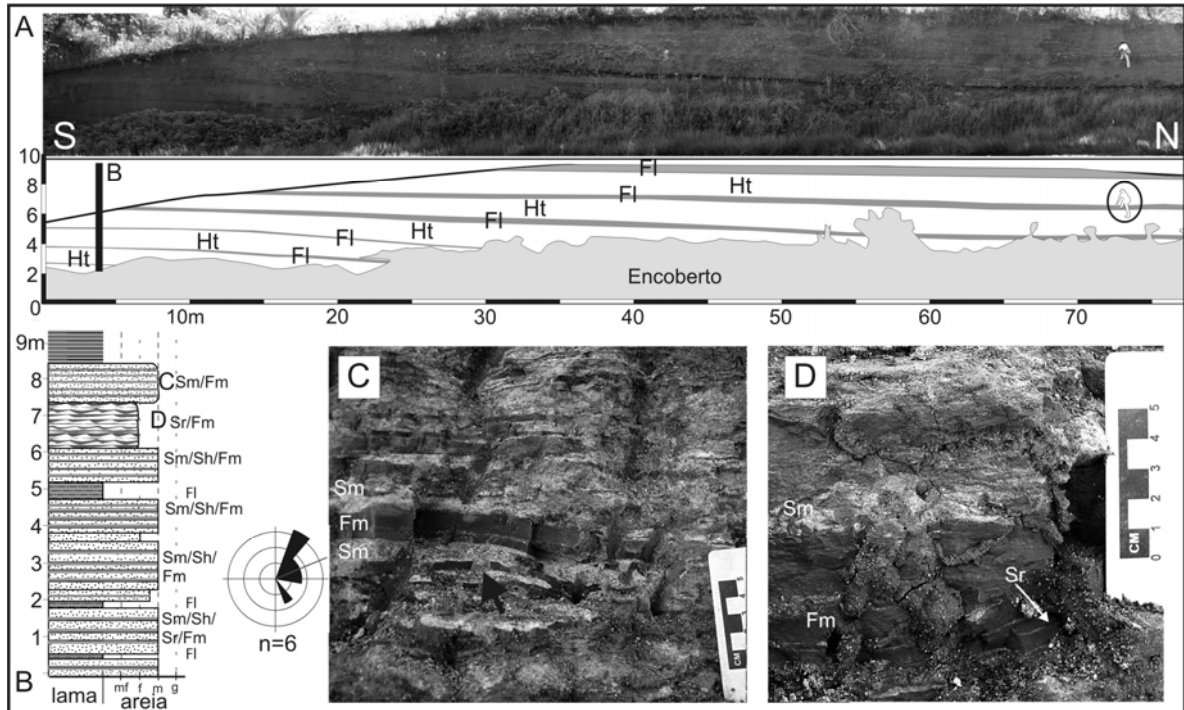


Figura 43: Ponto 03. A) Fotomosaico do afloramento e interpretação, mostrando corpos arenosos separados por pelitos laminados. B) Seção colunar levantada no afloramento e diagrama de paleocorrentes. C) Heterolitos com acamadamento ondulado. D) Heterolitos com acamadamento lenticular.

Associação de Fácies 7 - Planície de Inundação

Composta por (a) ritmitos síltico-argilosos e (b) folhelhos esverdeados (Fl). Os ritmitos formam pacotes com espessuras de 3 a 9 metros, compostos por finas lâminas (0,2-0,5cm) de argilitos laminados (Fl) ou maciços, raramente gretados (Fm) (Figura 44A), intercaladas com siltitos arenosos com laminações cruzadas de marcas onduladas de corrente (Sr) (Figura 44B). Os ritmitos apresentam variações verticais na coloração, alternando níveis de coloração marrom e verde. São observadas escavações cilíndricas verticais, diagonais (Figura 44C) e horizontais com diâmetros de 2-5mm e contatos abruptos. Os folhelhos esverdeados compõem camadas tabulares com 1 a 6m de espessura, contendo abundantes conchostráceos fósseis. Bioturbação fraca a moderada, por tubos diagonais e verticais é bastante comum. Mais raramente, ocorrem pelitos maciços com textura caracterizada por agregados esferoidais (Fm) (Figura 44D). Localizadamente, o acamamento encontra-se perturbado por falhas normais (Figura 45) que são truncadas por depósitos fluviais do intervalo superior.

Interpretação: A abundância de pelitos indica um ambiente de baixa energia com pequenas flutuações na descarga. Os ritmitos síltico-argilosos foram depositados por decantação em

corpos d'água rasos e efêmeros, sujeitos à exposição subaérea, evidenciada pelas gretas de contração. A variação de cores em algumas camadas indica alternância entre condições mais oxidantes e mais redutoras (Retallack, 1988). Isto sugere que o nível do freático estava sujeito a flutuações, indicando certo grau de sazonalidade, com solos alagadiços se alternando com solos mais secos (Bouma *et al.*, 1990). A bioturbação com contatos abruptos indica que o substrato escavado pela fauna era firme, provavelmente devido à desidratação pós-deposicional (Fisher *et al.*, 2007). Os pelitos maciços com agregados esferoidais sugerem períodos de não-deposição e subsequente oxidação e alteração pedogenética (Retallack, 1988). Os pelitos esverdeados, por sua vez, indicam condições redutoras, associadas com períodos de subida do nível do lago. A espessura considerável destes depósitos (1 a 6m) e a ausência feições indicativas de exposição subaérea, sugerem que os lagos podem ter perdurado por períodos relativamente longos.

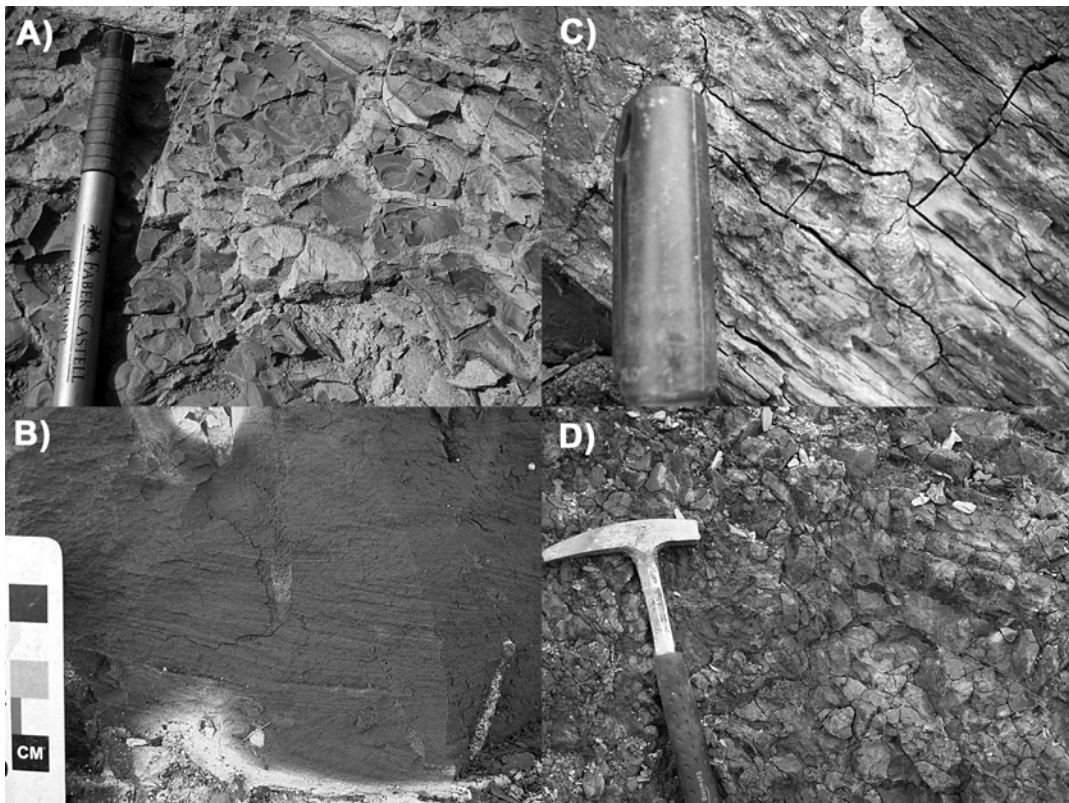


Figura 44: Ponto 06 (A,C,D) e Ponto 13 (B). A) Pelitos com gretas de contração preenchidas por arenitos finos. B) Siltito arenoso com *ripples* de corrente. C) Pelito mosqueado com escavação tubular diagonal preenchida por marcas anelares. D) Pelito maciço com agregados esferoidais.



Figura 45: Pelitos lacustres sobrepostos por conglomerados fluviais. A falha normal sin-deposicional que deforma os pelitos é truncada pelos conglomerados.

MODELO DEPOSICIONAL DO INTERVALO INTERMEDIÁRIO

A ausência de significativas quebras na sedimentação permite supor que os depósitos fluviais de carga mista, de inundações em lençol distais e lacustres ocorriam lateralmente justapostos. O modelo deposicional que abranje estas associações de fácies é o sistema fluvial distributário (*sensu* Nichols & Fisher, 2007). O modelo conceitual deste sistema (Figura 46) compreende um leque construído pela repetida avulsão de rios efêmeros que apresentam rápida diminuição na descarga em direção à bacia. A zona distal deste sistema é caracterizada ou por leques de espalhamento distais (*distal splays*) ou por deltas de baixo relevo (durante períodos de lago alto). A zona bacinal se caracteriza ou por uma planície de inundação lamosa ou por lagos rasos.

Neste contexto, os canais fluviais de carga mista (AF-5) representariam a porção intermediária desse sistema, caracterizada por rios de moderada sinuosidade, preenchidos por agradação. Estes rios formam corpos arenosos isolados uns dos outros por extensos depósitos pelíticos da planície de inundação adjacente (Figura 46). Os depósitos de inundações em lençol distal (AF-6) representam os leques de espalhamento na porção distal deste sistema, onde fluxos efêmeros e desconfiados varriam amplas áreas da planície de inundação na zona bacinal (Figura 46), gerando uma alternância de delgadas camadas de arenitos e pelitos. Esta alternância forma espessos pacotes heterolíticos que se intercalam com camadas mais espessas de pelitos da planície de inundação (AF-7). Isto sugere esta área era sujeita a variações espaciais (avulsão do canal) e/ou temporais (variações climáticas) no aporte

fluvial, o que resultou em mudanças na posição dos leques de espalhamento distais (Fisher *et al.*, 2007). A porção bacinal deste sistema é representada pelos depósitos pelíticos da planície de inundação (AF-7). Esta região era caracterizada pela presença de lagos rasos e poças ao final das inundações. A presença de gretas de contração, variações na coloração e pelitos pedogenizados, indicam que esta região era sujeita a variações sazonais na profundidade dos lagos, com exposição subaérea e formação de solos. O aporte fluvial nesta região era bastante restrito, sendo marcado por delgadas camadas de siltitos arenosos oxidados com *ripples* de corrente.

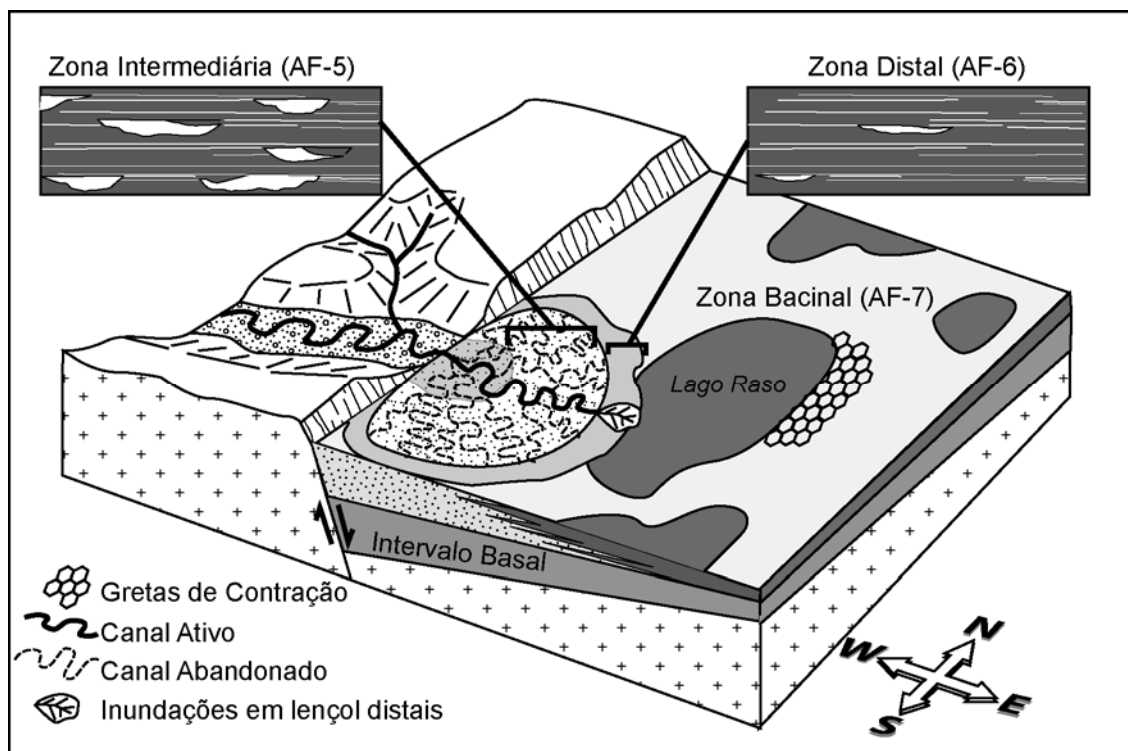


Figura 46: Modelo deposicional do intervalo intermediário. Sistema fluvial distribuído caracterizado por um leque construído pela repetida avulsão do canal principal. No topo, são mostradas as características arquitetônicas dos depósitos das zonas intermediária e distal. Modificado de Nichols e Fisher (2007).

Intervalo Superior:

O intervalo superior apresenta uma espessura mínima de 40 metros, podendo ser subdividido em três associações de fácies distintas: canais fluviais de carga de fundo, inundações em lençol intermediárias e dunas eólicas.

Associação de fácies 8 – Canais fluviais de carga de fundo

Composta por corpos areno-conglomeráticos em lençol preenchendo amplas depressões (Figura 47A). Os conglomerados variam de grânulos até blocos, com clastos subangulares a arredondados, compostos por meta-granitóides e quartzo de veio. Duas diferentes sucessões de fácies podem ser definidas. A primeira forma ciclos granodecrescentes compostos por conglomerados com estratificações plano-paralelas (Gh) que gradam para conglomerados com estratificações cruzadas acanaladas incipientes (Gt) (Figura 47B). A segunda sucessão forma ciclos compostos por conglomerados maciços (Gm) sobrepostos abruptamente por arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações plano-paralelas (Sh). Os contatos basais destes ciclos são abruptos não-erosivos e suas espessuras variam entre 0,3m e 0,5m. Os dados de paleocorrentes são escassos, porém as poucas medidas sugerem transporte para ENE e para N. Esta associação de fácies intercala-se com depósitos de inundações em lençol intermediárias (AF-09) (Figura 47A) ou, mais raramente, dunas eólicas (AF-10)

Interpretação: Os corpos areno-conglomeráticos, caracterizados pelas litofácies Gh, Gt, Gm, St e Sh, preenchendo amplas depressões, representam depósitos de canais fluviais pobremente desenvolvidos. As unidades individuais de preenchimento dos canais registram um transporte de carga de fundo por tração, sob a influência de altas velocidades de descarga (Bridge, 2006). Os ciclos internos aos canais marcam variações rítmicas na descarga, provavelmente associadas com descargas efêmeras. A ausência de depósitos da planície de inundação atesta que os canais apresentavam alta mobilidade lateral, retrabalhando os depósitos subjacentes (Mackey & Bridge, 1995; Bridge, 2003;).

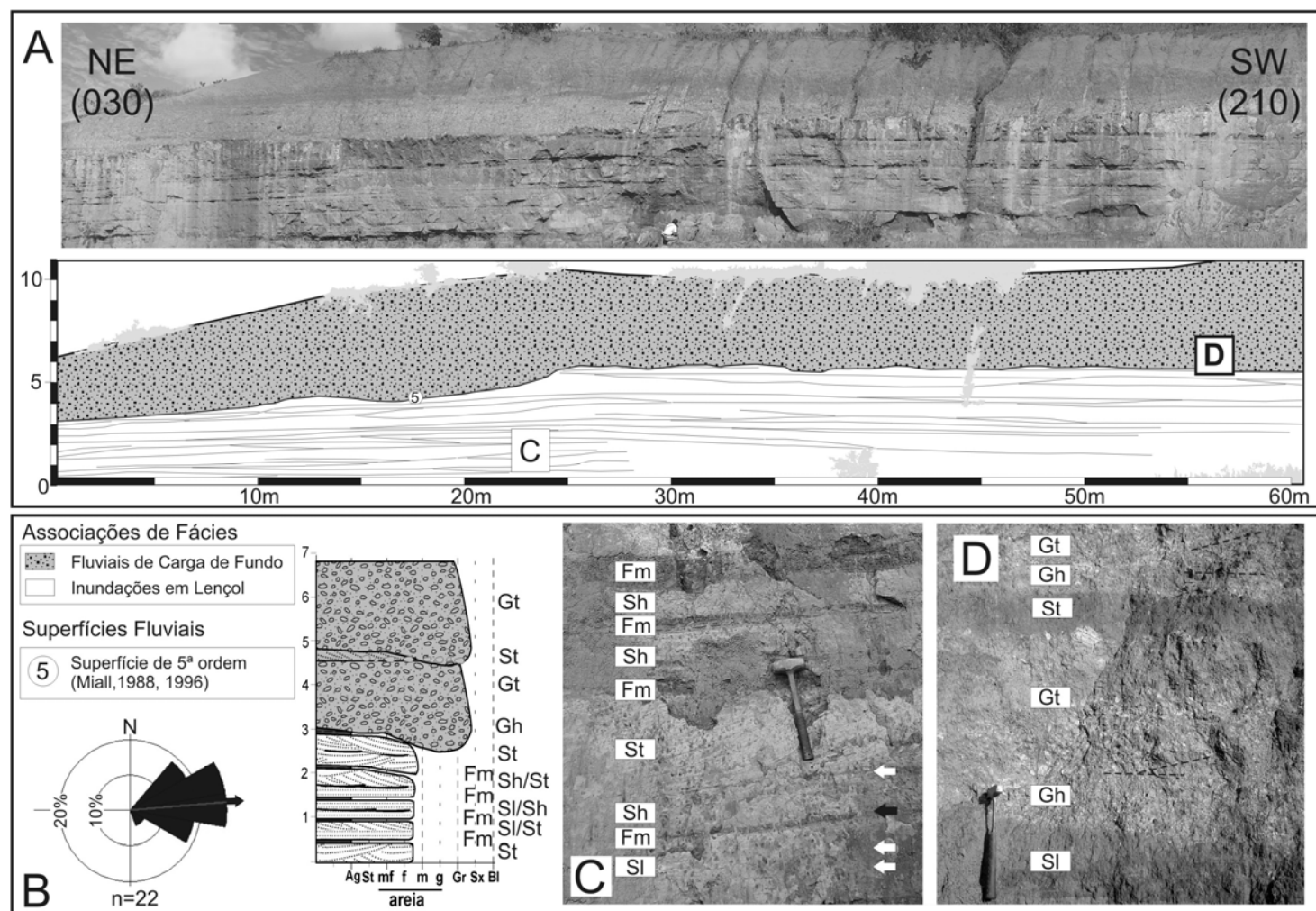


Figura 47: Ponto 05. A) Fotomosaico e interpretação do afloramento mostrando a geometria e a relação entre as associações de fácies de canais fluviais de carga de fundo (AF-8) e inundações em lençol intermediárias (AF-9). B) Seção colunar e paleocorrentes da AF-9. C) Detalhe das fácies St, Sh e Sl separadas por pelitos (setas brancas). A seta preta indica pelitos gretados. D) Associação de fácies de canais fluviais de carga de fundo.

Associação de fácies 9 -Inundações em lençol intermediárias

Consiste de corpos arenosos em lençol com base plana a fracamente erosiva, com 15-40cm de espessura e 7-15m de comprimento (Figura 47A). Frequentemente apresentam-se verticalmente e lateralmente amalgamados. Os corpos arenosos são capeados de forma abrupta por delgadas camadas (1 a 15cm de espessura) de pelitos maciços, por vezes gretados (Fm) (Figura 47C). A amalgamação lateral e vertical dos lençóis pode gerar unidades arenosas com 0,7-1m de espessura e algumas dezenas de metros de comprimento. Quando amalgamados, os corpos arenosos podem ser individualizados pela presença de lâminas pelíticas descontínuas ou níveis com intraclastos pelíticos na base das camadas. Internamente, os corpos são compostos por arenitos arcoseanos médios a grossos, bem selecionados, com laminações horizontais (Sh), estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl) ou, mais raramente, estratificações cruzadas acanaladas (St) (Figura 47C).

Interpretação: A geometria em lençol indica fluxos desconfiados a fracamente canalizados. A abundante presença das litofácies Sh e Sl está associada a inundações de alta energia. Entretanto, a presença da litofácies St indica variações na velocidade do fluxo durante o mesmo evento ou entre eventos distintos. A natureza planar da base de alguns depósitos sugere que o substrato era relativamente competente, sendo possivelmente estabilizado pela vegetação ou endurecido por longos períodos de exposição subaérea (Fisher *et al.*, 2007). O grande número de depósitos individuais que se amalgamam indica a deposição por múltiplos eventos de inundação.

A lama que capeia abruptamente os depósitos indica rápida desaceleração do fluxo no final da inundação (e.g. Tunbridge, 1981; Rhee and Chough, 1993). O caráter maciço, as escavações, e a presença de gretas, sugerem uma planície de inundação bem drenada, com exposição subaérea (Deluca & Eriksson, 1989; McCarthy *et al.*, 1997).

Associação de Fácies 10 – Dunas Eólicas

Composta por arenitos bimodais, finos a médios, arranjados em *sets* com estratificações cruzadas tangenciais, de 1 a 1,5 m de espessura, separados por superfícies planas. Internamente, os *sets* são compostos por lâminas demarcas onduladas eólicas, milimétricas e inversamente gradadas (Figura 48). Os estratos cruzados apresentam um mergulho principal para NW (Figura 39A).

Interpretação: Os arenitos bimodais, com *sets* de estratos cruzados de grande porte, sugerem que esta associação de fácies representa depósitos residuais de dunas eólicas. A presença de estratos cruzados formados exclusivamente por laminações de eólicas indica dunas sem a face de escorregamento bem desenvolvida ou severamente truncada (Kocurek, 1996; Scherer, 2000). O sentido unimodal das paleocorrentes sugere dunas crescentes.



Figura 48: Arenitos finos a médios, bimodais apresentando gradação inversa na escala de laminação. Ponto 12 (ver Figura 34 para localização).

MODELO DEPOSICIONAL DO INTERVALO SUPERIOR

As associações de fácies que compõem este intervalo são interpretadas como pertencendo à zona proximal de um sistema fluvial distributário (Figura 49), caracterizada por canais fluviais multi-episódicos dominados por processos trativos de alta energia. O alto grau de amalgamação dos corpos arenosos pode ser atribuído a repetidas avulsões dos canais em um contexto de baixa taxa de criação de espaço de acomodação. A elevada frequência das avulsões pode ser atribuída à alta razão carga de fundo/descarga e à ausência de sedimentos finos coesivos nas porções externas aos canais (Hassan, 2005). Os depósitos de inundações em lençol (AF-9) são gerados pela dispersão de fluxos de água associada à formação de lobos de extravasamento nas porções terminais de canais fluviais distributários (*terminal splays*) ou quando os canais são totalmente preenchidos por agradação. Os depósitos de dunas eólicas (AF-10) representam períodos de inatividade fluvial e retrabalhamento dos sedimentos pelo vento.

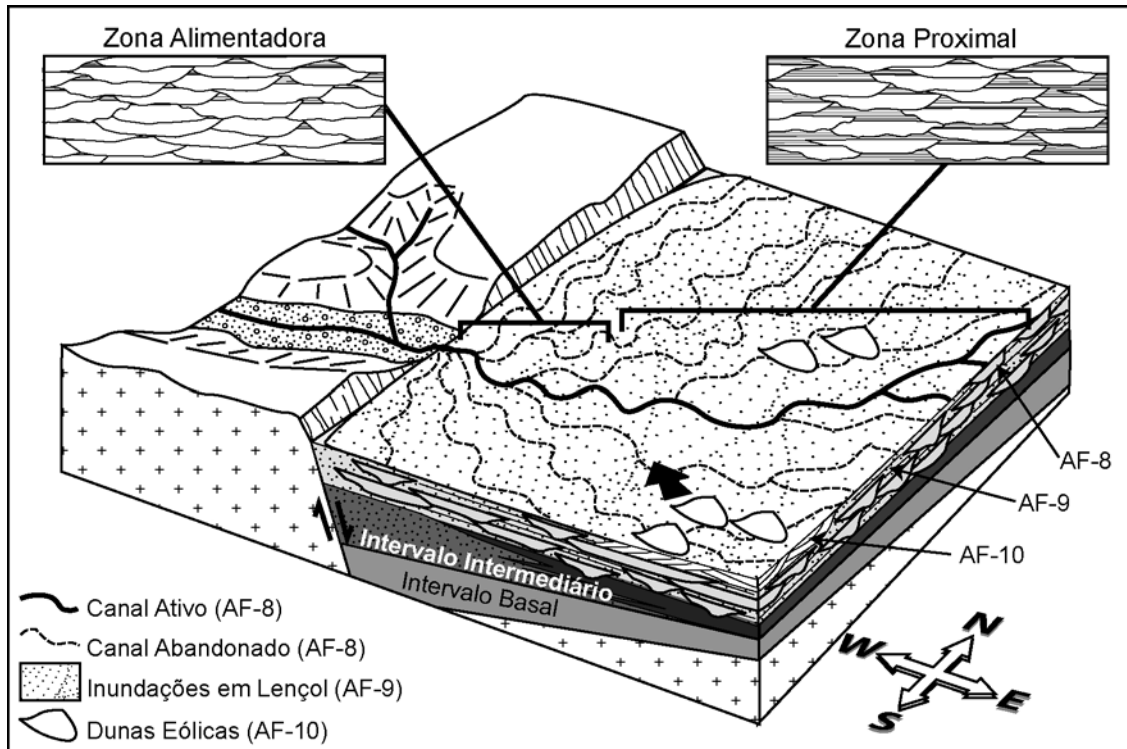


Figura 49: Modelo deposicional do intervalo superior: porção proximal de um sistema fluvial distributário, com as características arquiteturais dos depósitos das zonas alimentadora e proximal, modificadas de Nichols e Fisher (2007).

IDADE

A idade dos sedimentos foi identificada com base nos conchostráceos presentes em folhelhos da associação de fácies de planície de inundação (AF-7). Estes conchostráceos estão preservados na forma de impressões na rocha e ocorrem ora amontoados em grande quantidade, ora dispersos. Frequentemente estão bem preservados, porém, em alguns casos, ocorrem bastante fragmentados.

Foi possível identificar dois Gêneros: *Cyzicus* e *Estheriina*. O primeiro é representado pelas espécies: *pricei*, *mawsoni*, *brauni*, já o segundo é representado pela espécie *astartoide* (Figura 50). Ambos os gêneros já foram identificados na Bacia de Camamu-Almada por Carvalho (1993) e Rohn & Cavalheiro (1996).

Em relação à idade, Carvalho (1993) observa que a espécie *Cyzicus pricei* é bastante comum em rochas neocomianas das bacias interiores do nordeste brasileiro, tendo uma considerável redução no Barremiano e restringindo-se no Aptiano-Albiano. De acordo com Rohn & Cavalheiro (1996) e Gallego & Martins-Neto (2006) os espécimes indicariam para o sedimento uma idade entres os andares Rio da Serra e Aratu.

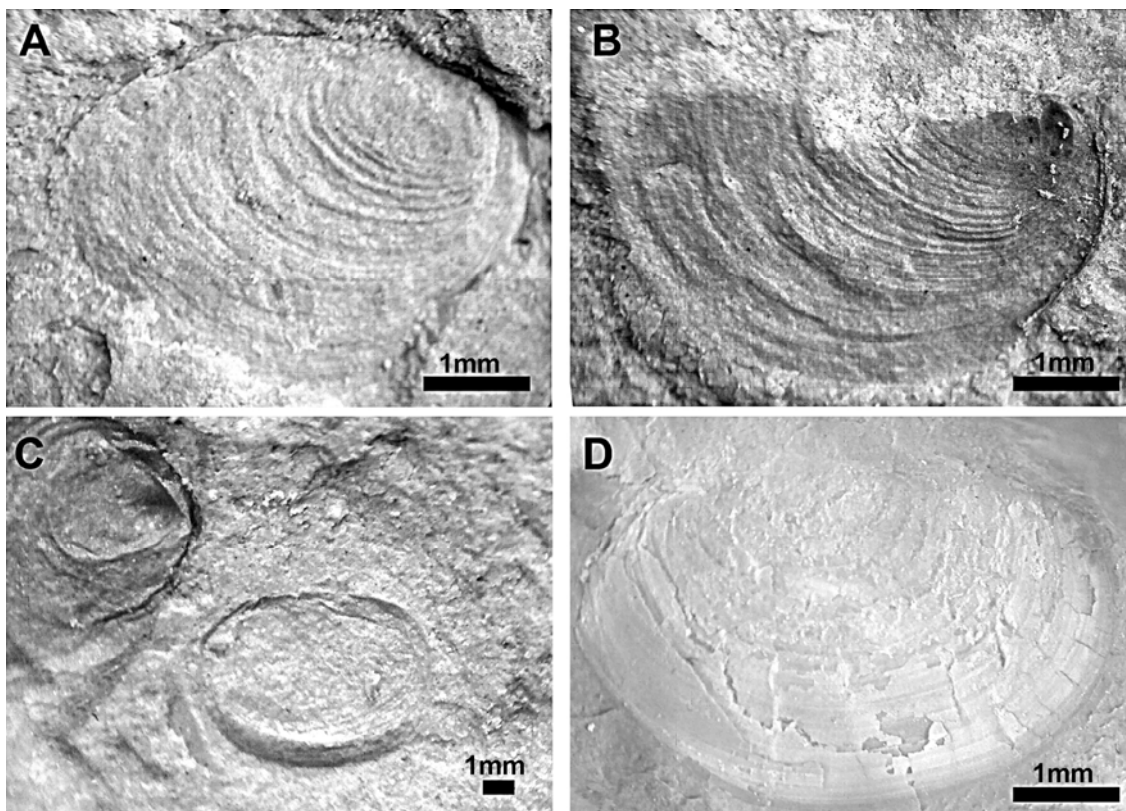


Figura 50: Conchostráceos identificados nos sedimentos lacustres. A) *Cyzicus pricei* B) *Cyzicus mawsoni*. C) *Cyzicus brauni*. D) *Estheriina astartoides*.

EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DO GRÁBEN DE CAMAMU - DISCUSSÃO

Diversos fatores permitem supor que acumulação sedimentar no Gráben de Camamu foi controlada por tectônica extensional, entre os quais se pode citar: (1) O Andar Rio da Serra, idade dos sedimentos, tem sido classicamente associado à fase rifte de desenvolvimento das bacias do nordeste brasileiro; (2) os conglomerados depositados por fluxos gravitacionais, indicam a presença de altos estruturais locais, provavelmente controlados por falhas; (3) o espessamento destes depósitos para NW e a diminuição no basculamento das camadas para o topo da seção são controlados pela rotação do embasamento; e (4) os depósitos da planície de inundação (AF-7) apresentam falhas normais sin-sedimentares. Portanto, assume-se que as variações na taxa de criação de espaço de acomodação tem um controle predominantemente tectônico.

Em sucessões fluviais desvinculadas da linha de costa, os limites de seqüências e as variações de estilos deposicionais podem ser interpretados como resultantes de variações na taxa de criação ou destruição do espaço de acomodação. Fundamentados neste argumento,

Martinsen *et al.* (1999) propõem uma subdivisão simplificada para depósitos fluviais baseada em variações no estilo fluvial e na identificação de superfícies de significação estratigráfica regional. Esta divisão prevê apenas dois tratos de sistemas: *trato de baixa taxa de acomodação* e *trato de alta taxa de acomodação*. O trato de baixa taxa de acomodação é representado por canais fluviais em lençol, multi-episódicos, amalgamados e com raros depósitos de planície de inundação. O trato de alta taxa de acomodação é caracterizado por canais fluviais isolados, associados com significativos depósitos pelíticos intercanais.

A seção sedimentar preservada no Gráben de Camamu pode ser dividida em duas seqüências deposicionais limitadas por discordância. A Sequência I é composta pelos intervalos basal e intermediário, enquanto que a Sequência II é equivalente ao intervalo superior.

O trato de sistemas de baixa taxa de acomodação é representado pelo intervalo basal, caracterizado pelo empilhamento agradacional de leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados, com dunas eólicas subordinadas. As movimentações na Falha de Igrapúna (falha de borda oeste) rotacionavam o embasamento para NW, formando lentamente uma rampa na margem leste. Esta rampa servia como área-fonte dos leques aluviais (AF-1) e controlava a rede canais entrelaçados rasos (AF-3). Já o sistema fluvial entrelaçado profundo, possivelmente transpassavam esta rampa. Este sistema fluía para NE-ENE (AF-2) e pode ter sido condicionado pela rede de drenagens pré-existentes (pré-rifte) que, segundo dados apresentados para depósitos da Formação Sergi na Bacia de Camamu por Born *et al.* (2008), também fluíam para NE.

O fato deste sistema transpassar a margens da bacia provavelmente está relacionado com a presença de uma calha tectônica topograficamente mais baixa, localizada à leste do Gráben de Camamu (Figura 51A). Diversas calhas podem ser observadas claramente no mapa de anomalia Bouguer (Figura 35).

O estabelecimento de sistemas fluviais distributários do Intervalo Intermediário marca o início do trato de sistemas da alta taxa de acomodação. Este sistema é representado pelos depósitos de canais fluviais de carga mista (AF-5), de inundações em lençóis distais (AF-6) e de planície de inundação (AF-7), empilhados em padrão retrogradacional. Segundo Nichols & Fisher (2007), o desenvolvimento de sistemas distributários é facilitado pela subsidência e pela presença de um alto estrutural elevado na margem da bacia, que evita o desenvolvimento de drenagens externas. Durante este estágio, postula-se então que a drenagem transversal principal, que antes atravessava o gráben, passa a ser capturada por ele e o Gráben de Camamu se torna uma bacia fechada, isto é, com a drenagem barrada por uma

barreira efetiva (Alto de Camamu) (Figura 51B). O padrão retrogradacional observado pode estar associado a um incremento na subsidência tectônica induzido possivelmente pela propagação lateral e conexão das falhas (Figura 51B).

O início da Sequência II é caracterizado pela erosão generalizada dos depósitos pelíticos da planície de inundação. Esta erosão é fruto de um rebaixamento no nível de base (perfil de equilíbrio fluvial), cuja origem é difícil de ser determinada, podendo ter um controle climático (aumento da descarga aluvial) ou tectônico (soerguimento da área fonte ou migração de depocentro). Sobre a discordância se estabelece um sistema distributário proximal composto por canais fluviais de carga de fundo (AF-8), inundações em lençol intermediárias (AF-9) e, subordinadamente, dunas eólicas (AF-10). Essa deposição marca o rápido avanço do sistema fluvial distributário em direção à zona bacinal, em contexto de baixas taxas de criação de espaço.

A hipótese de origem tectônica para explicar a geração da discordância e deposição da Sequência II é corroborada pela presença de falhas sin-sedimentares que afetam os depósitos da zona bacinal e que são truncadas pela discordância que marca a base da Sequência II (Figura 45). A figura 19C ilustra uma das hipóteses para explicar a geração desta discordância e o subsequente avanço do sistema distributário. Esta hipótese baseia-se no rebaixamento do nível de base regional induzido pela formação de uma ampla e profunda calha mais à leste. Este rebaixamento do nível de base seria seguido pelo reajuste do freático em condições de baixas taxa de criação de espaço de acomodação. As baixas taxas de acomodação seriam resultantes da diminuição de tensão no sistema de falhas de Maragogipe dado pela migração dos esforços para zonas de falha mais bem desenvolvidas à leste (Figura 51C).

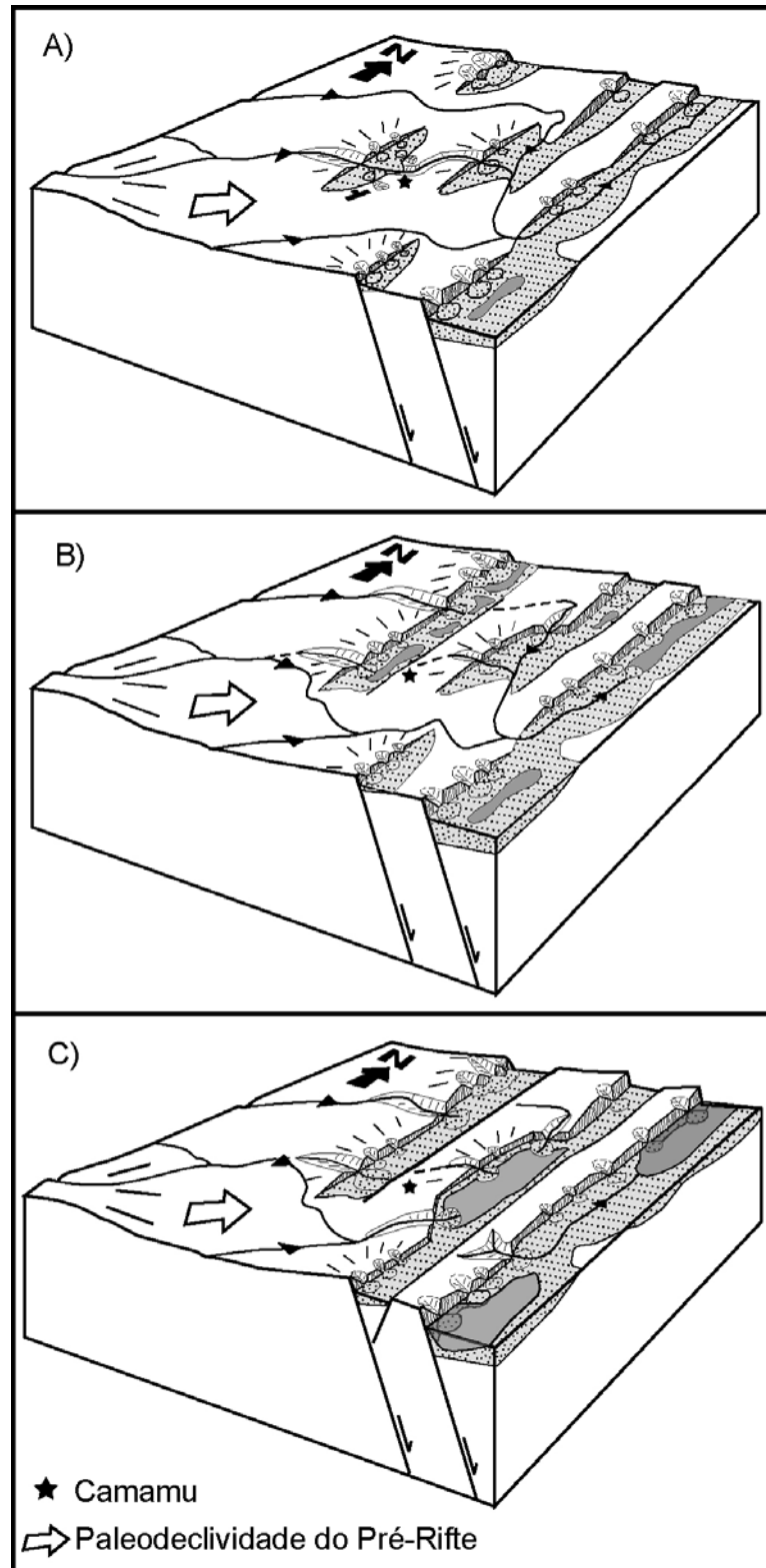


Figura 51: A) Situação tectônica hipotetizada para o intervalo basal, onde as drenagens antecedentes transpassam os depocentros, cortando os *footwalls* em soerguimento. B) Situação tectônica hipotetizada para o intervalo intermediário. A conexão das falhas aumenta a taxa de subsidência e os altos barram as drenagens. C) Situação tectônica hipotetizada para o intervalo superior, onde o desenvolvimento das calhas mais a leste faz com que o gráben de Camamu tenha a sua taxa de subsidência reduzida.

CONCLUSÕES

O Gráben de Camamu representa a porção extremo sul de um sistema de grábens conectados controlado pelo sistema de Falhas de Maragogipe. Este gráben foi preenchido durante o Andar Rio da Serra por uma sucessão continental controlada por tectônica rifte. Dentro desta sucessão foram individualizadas três unidades informais: (i) intervalo basal; (ii) intervalo intermediário e (iii) intervalo superior, cada uma caracterizada por associações de fácies distintas. Estes intervalos compõem duas sequências deposicionais limitadas por discordância. A Sequência I inclui os intervalos basal e intermediário, enquanto que a Sequência II corresponde ao intervalo superior.

A porção basal da Sequência I (intervalo basal) é composta por leques aluviais provenientes da margem leste e que se assentam sobre o embasamento cristalino. Estes leques são sobrepostos por um sistema de canais entrelaçados profundos provenientes da margem oeste. Também faz parte deste intervalo um sistema de canais entrelaçados rasos associado com dunas eólicas. O padrão de empilhamento agradacional e a arquitetura fluvial são reflexo das baixas taxas de criação de espaço de acomodação.

A porção superior da Sequência I (intervalo intermediário) é composta por canais fluviais de carga mista, sucedidos por depósitos de inundações em lençol distais e por depósitos finos de planície de inundação. Estas associações de fácies em conjunto, caracterizam um sistema fluvial distributário, proveniente da margem oeste do gráben. O padrão de empilhamento retrogradacional característico deste intervalo configura um trato de sistemas de alta taxa de acomodação.

A Sequência II (intervalo superior) assenta-se sobre uma discordância erosiva e marca uma mudança abrupta de fácies. Os depósitos característicos desta sequência são canais fluviais de carga de fundo, inundações em lençol intermediárias e dunas eólicas. Estes depósitos representam a rápida progradação do sistema distributário em contexto de baixas taxas de criação de espaço de acomodação logo após uma queda repentina no nível de base.

Trabalhos anteriores, baseados em observações pontuais e correlações litoestratigráficas, haviam associado os depósitos do Gráben de Camamu ao Grupo Brotas, acumulado em contexto pré-rifte. Entretanto, conforme demonstrado no presente trabalho, os depósitos aflorantes no Graben de Camamu pertencem ao Grupo Almada, correspondendo à sedimentação rifte da Bacia de Camamu.

AGRADECIMENTOS: À PETROBRAS e a ANP pelo financiamento deste projeto.

BIBLIOGRAFIA

- Asmus H.E. & Porto R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Camburiú, *Anais*, v. 1, p. 225-239.
- Born C.C., Scherer C.M.S., Adegas F., Casagrande J. 2008. Análise faciológica e arcabouço estratigráfico da Fm. Sergi no norte da Bacia de Camamu, estudo com base em afloramentos da região de Guaibim (Valença). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Curitiba, *Anais*, v. 1, p. 144.
- Bouma J., Fox C.A., Miedema K. 1990. Micromorphology of hydromorphic soils: applications for soil genesis and land evaluation. *In: Bridge J.S. (ed.) 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell, Oxford, 491 pp.
- Bridge, J. S. (Ed.) 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Science Ltd, Oxford, UK. 491 pp.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. *In: Posamentier, H.W. and Walker, R.G (Eds.) Facies Models Revisited*. SEPM Spec. Publ. 84, pag.85-70
- Brookfield M.E. 1984. Aeolian Sands. *In: Walker R.G. (ed.) Facies Models*. Halmilton Ontario; Geociencia Canada Reprint Series 1. p. 91-103.
- Caixeta J.M., Milhomem O.S., Witzke R.E., Dupuy I.S.S. Gontijo G.A. 2007. Bacia de Camamu. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, **15**(2):455-461.
- Carvalho I. S. 1993. Os conchostráceos fósseis das Bacias interiores do Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – UFRJ. v.1, 319 pp.
- CBPM- Companhia Baiana de Pesquisa Mineral 2006. Projeto Costa do Dendê: Avaliação da Potencialidade Mineral e Subsídios Ambientais para o Desenvolvimento Sustentado dos Municípios da Costa do Dendê. Landim J.M.D & Gomes L.C.C (orgs.). Relatório Técnico. Salvador. 131pp.
- Deluca J.L. & Eriksson K.A. 1989. Controls on synchronous ephemeral- and perennial-river sedimentation in the middle sandstone members of the Triassic Chinle Formations, northeastern New Mexico, USA. *Sedimentary Geology* **61**:155–175.
- Fisher J.A., Nichols G.J., Waltham D.A. 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, **195**: 55–73.
- Gallego O. F. & Martins-Neto R. G. 2006. The Brazilian Mesozoic Conchostracan Faunas: Its Geological History as an Alternative Tool for Stratigraphic Correlations. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 25, n. 2, p. 231-239, 2006.
- Gupta S., Cowie P. A., Dawers N. H., Underhill J. R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patters through fault-array evolution. *Geology*, **7**:595-598.
- Hampton B.A. and Horton B.K. 2007. Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, **54**(5):1121-1148.
- Hassan, M. A. 2005. Gravel bar characteristics in arid ephemeral streams. *J. Sed. Res.* **75**:29-42.
- Kocurek G. 1996. Desert aeolian systems. *In: Reading H.G. (Ed.) (1996). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Third Edition), Blackwell Science, London p.: 125–153.

- Mack G.H. & Leeder M.R. 1998. Channel shifting of the Rio Grande, southern Rio Grande rift: implications for alluvial stratigraphic models. *Sedimentary Geology*, **117**:207–219.
- Mackey S.D. & Bridge J.S. 1995. Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research*, **65**(1):7–31.
- Martinsen O.J., Ryseth A., Halland-Hansen W., Fleshe H. Torkildsen G., Idil S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandsote (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, **46**: 235-259.
- McCarthy P.J., Martini I.P., Leckie D.A. 1997. Anatomy and evolution of a Lower Cretaceous alluvial plain: sedimentology and paleosols in the upper Blairmore Group, south-western Alberta, Canada. *Sedimentology* **44**: 197– 220.
- Miall A.D. 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn K.L. & Paola C (eds.). *New perspectives in basin analysis*, Berlin, Springer-Verlag, p.67-81.
- Miall A.D. (Ed.) 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, 581 pp.
- Milani, E.J. 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil, *Ciência Técnica Petróleo; Seção Exploração de Petróleo, PETROBRAS* 61 p.
- Nichols G.J & Fisher J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, **195**:75–90.
- Retallack G.J. 1988. Field recognition of paleosols. In: Reinhardt J. & Sigleo W.R. (eds.) *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principals and Applications*. Geological Society Am. (Special Publication 216) p.: 1–20.
- Rohn R., Cavalheiro M.C.T. 1996. Conchostráceos cretácicos da Bacia de Tucano (Bahia) e avaliação do potencial cronoestratigráfico destes crustáceos no Mesozóico do Brasil. In: UNESP, 4 Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, Águas de São Pedro. Boletim, v.1 p. 157-167.
- Scherer C.M.S. 2000. Aeolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin, *Sedimentary Geology*. **137**:63–84
- Spalletti L. A., Piñol F. C. 2005. From Alluvial Fan to Playa: An Upper Jurassic Ephemeral Fluvial System, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, **8**(3):363-383.
- Siegenthaler C., Huggenberger P. 1993. Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. In: Best J.L. & Bristow C.S. (eds.) *Braided Rivers*. Geol. Soc. Spec. Publ., 75, p.: 147–162.
- Tunbridge I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, **28**:79–95.
- Viana C.F., Gama Junior E.G., Simões I.A., Moura J.A., Fonseca J.R. Alves R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, **14**(3-4): 157-192.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

8.1 Contribuição para a indústria

Os sistemas deposicionais interpretados neste trabalho mostram um grande avanço no conhecimento sobre a estratigrafia da fase rifte na Bacia de Camamu, que havia sido definida apenas com base em dados de poços e correlações com a Bacia do Recôncavo.

Depósitos como os de sistemas fluviais distributários aqui descritos, por exemplo, não haviam sido anteriormente identificados. Este tipo de sistema pode funcionar como reservatório e possui uma arquitetura de fácies bastante singular, que deve ser considerada durante o modelamento do reservatório.

A presença de fácies eólicas é bastante interessante no que diz respeito à qualidade dos reservatórios da fase rifte. Este tipo de depósito ocorre durante os tratos de sistemas de baixa taxa de acomodação, quando o aporte sedimentar praticamente preenche todo espaço que está sendo criado, disponibilizando grande quantidade de areia para ser retrabalhada pelos ventos.

Como será discutido a seguir, a correlação entre os depósitos da fase rifte identificados na porção emersa com os presentes na porção submersa é bastante complicada. Apesar disso, o reconhecimento destes depósitos arenosos na porção emersa da bacia abre a perspectiva de que eles também ocorram na porção *offshore*, aumentando as possibilidades de encontrar bons reservatórios na fase rifte.

8.2 Contexto tectono-estratigráfico

Como abordado na discussão dos modelos tectono-estratigráficos de bacias rifte, em um arranjo de falhas normais em pleno desenvolvimento, diversos mecanismos podem estar ocorrendo ao mesmo tempo. Enquanto um sistema de falhas está se conectando e aumentando sua capacidade de gerar subsidência, outros segmentos podem ser abandonados por localizarem-se em zonas de “sombra” de tensão das falhas maiores. Desta forma, o abandono ou “morte” de alguns segmentos ou sistemas de falhas pode ocorrer em qualquer etapa da evolução de um sistema de riftes. Portanto, posicionar os depósitos do Gráben de Camamu dentro de um arcabouço tectono-estratigráfico regional não é uma tarefa fácil e muito possivelmente nunca sairá do campo das hipóteses.

Dentre os fatores que limitam este posicionamento pode-se citar: (a) o gráben é pouco desenvolvido, com pequena espessura sedimentar preservada e sem correlação litológica com a estratigrafia já conhecida da bacia, (b) a fauna de conchostráceos não apresenta resolução estratigráfica suficiente (c) a impossibilidade de se datar o abandono do sistema de falhas de Maragogipe.

A pequena espessura da sucessão pode em parte ser explicada pelo fato do Gráben de Camamu localizar-se na extremidade do sistema de falhas de Maragogipe, já que diversos trabalhos tem mostrado que as extremidades das zonas de falha apresentam baixas taxas de subsidência (e.g Gupta *et al.*, 1998; Gawthorpe e Leeder, 2000). Outro fator que poderia explicar a pequena espessura dos depósitos deste gráben seria o abando precoce do sistema de falhas que controlava a bacia.

A correlação lito-estratigráfica com o depósitos já conhecidos da fase rifte é praticamente impossível, pois o Gráben de Maragogipe, do qual o Gráben de Camamu faz parte, é uma calha isolada dos demais *grábens* da porção *offshore*, onde a estratigrafia da seção rifte da Bacia de Camamu foi definida. Sendo assim, cada uma dessas bacias apresenta taxas de subsidência e aporte sedimentar específicas, o que pode gerar uma estratigrafia completamente diferente.

Levando estes fatores em conta, duas hipóteses para posicionamento tectono-estratigráfico são possíveis:

A primeira é que toda sucessão sedimentar esteja associada com o estágio de nucleação e crescimento de falhas (*sensu* Gawthorpe & Leeder, 2000), onde diversas calhas se desenvolvem, sem que um amplo meio gráben se configure. Neste caso, quando a deformação passou a concentrar em zonas de falha maiores para formar um meio-gráben contínuo, o Sistema de Falhas de Maragogipe, incluindo o segmento que controla o Gráben de Camamu, tem sua atividade tectônica cessada.

Kuchle (2004), analisando diversas linhas sísmicas da Bacia de Camamu, observou que os padrões de falhamento não se comportam de maneira uniforme ao longo da evolução da fase rifte. Segundo ele, na base do rifte (Fm. Morro do Barro e base da Fm. Rio de Contas), os soerguimentos e abatimentos de blocos formam um sistema de *horsts* e *grábens* bem distribuídos ao longo da bacia, sem a configuração de um meio-gráben maior. Ou seja, a deformação ainda não havia se concentrado em determinados sistemas de falhas, possibilitando a geração de diversos depocentros estreitos e separados uns dos outros por altos estruturais. É possível que durante este estágio, tenham se formado todos grábens observados no mapa de anomalia gravimétrica, incluindo o sistema de *grábens* de Maragogipe, do qual o

Gráben de Camamu faz parte. Isto tornaria possível a correlação temporal dos depósitos estudados com a Fm. Morro do Barro ou com a base da Fm. Rio de Contas.

A segunda hipótese é de que o Gráben de Camamu, bem como o sistema ao qual está conectado, apresentaram atividade tectônica ao longo de toda evolução do rifte, mas com taxas de subsidência extremamente baixas, tendo sua atividade cessada apenas quando ocorreu a formação de crosta oceânica.

Com estas duas hipóteses possíveis, achou-se coerente, associar os tratos de sistemas apenas com as variações na taxa de criação de espaço de acomodação, sem estabelecer um vínculo com etapas tectônicas, conforme preconizam os modelos estratigráficos de Prosser (1993) e Bosence (1998).

8.3 Recomendações de Pesquisa

Muito provavelmente outros depósitos da fase rifte serão descobertos na porção emersa da Bacia de Camamu, revelando muito mais sobre sua estratigrafia e tectônica. A diferenciação entre os depósitos da fase pré-rifte e rifte na porção emersa da Bacia de Camamu, apesar de não ser uma tarefa tão fácil, pode ser realizada com base nos aspectos de campo descritos a seguir:

Associações de Fácies

A geomorfologia típica da fase rifte, com blocos elevados, possui grande potencial na geração de depósitos de fluxos gravitacionais, como por exemplo, fluxos de detritos e fluxos hiper-concentrados. Estes depósitos podem ser encontrados nas proximidades dos atuais altos do embasamento controlados por falha.

Geologia Estrutural

Um controle preciso da atitude local das camadas pode indicar a rotação de blocos gerada por determinadas falhas que foram ativas durante a fase rifte, controlando a subsidência e conseqüentemente a sedimentação. A variação vertical na quantidade de

mergulho dos estratos em um mesmo bloco tectônico pode revelar uma sedimentação controlada pela subsidência diferencial. Isto gera um padrão divergente, tão conhecido em seções sísmicas, mas que pode ser reconhecido também com base em estudos de campo.

Padrões de Paleocorrentes

A seção pré-rifte apresenta freqüentemente um padrão relativamente constante nas paleocorrentes. Scherer *et al.* (2007) mostraram que a Fm. Sergi na Bacia do Recôncavo apresenta um padrão NE de paleocorrentes fluviais, com alguma variação para NW, enquanto que os depósitos eólicos apresentam padrões invariavelmente para SW. Adegas *et al.* (2008) e Born *et al.*, (2008), estudando depósitos da Fm. Sergi na Bacia de Almada e de Camamu, respectivamente, também reconheceram padrões de paleocorrentes semelhantes à Bacia do Recôncavo.

O que se observou no presente estudo é que o padrão de paleocorrente da seção rifte varia bastante, tanto no mesmo trato de sistemas, indicando provavelmente a coexistência de sistemas axiais e transversais, quanto em tratos de sistemas diferentes, sugerindo rearranjos rápidos nos sistemas de drenagem. As paleocorrentes eólicas para NW também são bastante características desta fase da bacia. Na Formação Sergi as dunas eólica migravam para SW (Scherer *et al.*, 2007).

Apesar dos avanços aqui apresentados, inúmeras perguntas ainda necessitam de respostas, dentre os quais podemos citar: qual é a geometria do Gráben de Camamu em sub-superfície? Qual a real espessura da seção sedimentar preservada dentro do Gráben de Camamu? Como é a relação do Gráben de Camamu com os demais grábens da porção submersa da bacia? Os eventos stratigráficos são síncronos ou diácronos entre os grábens? Como se comporta o sistema de Grábens de Maragogipe mais para o norte?

Estes problemas permanecerão sem resposta até que um programa geofísico de detalhe seja realizado na região, incluindo aquisições gravimétricas e sísmicas de detalhe, apoiadas na perfuração de um poço na região. Também é necessária a análise sistemática de dados de poços e linhas sísmicas a fim de fazer as correlações regionais entre os meio-grábens. O mapeamento stratigráfico e estrutural de detalhe, associados a uma análise paleontológica sistemática são necessários para as futuras correlações dos depósitos presentes no Gráben de Camamu com depósitos aflorantes ao longo do Gráben de Maragogipe, mais ao norte.