

7 MODELAGEM FÍSICA

Os experimentos para este trabalho foram realizados no Laboratório de Modelagem Física de Processos Geológicos Peter Szatmari do Centro de Pesquisas da Petrobras (CENPES), sob a supervisão do Dr. Peter Szatmari, da Dra. Mônica Alves Pequeno e da Geóloga Débora Marinho de Souza.

O Laboratório Peter Szatmari, antes chamado de Laboratório de Geotectônica, se encontra em funcionamento desde 1985. Assim como este, o Laboratório vem sendo utilizado em diversas outros trabalhos acadêmicos, além de subsidiar os trabalhos de interpretação exploratória na Petrobrás (SZATMARI e AIRES, 1987; RIZZO, 1987; RIZZO, 1987; RIZZO et al, 1990; COBBOLD e SZATMARI, 1991; GUERRA e SZATMARI, 1994; DEMERCIAN, 1996; GARCIA, 1999, e muitos outros).

Para se simular uma plataforma continental em subsidência térmica, onde camadas rúpteis sofrem deslizamento gravitacional sobre uma camada dúctil, emprega-se uma arquitetura básica, onde um plano inclinado representa a inclinação do substrato de uma bacia em direção ao oceano, uma camada de silicone representa a camada de sal dúctil e sucessivas camadas de areia seca representam o pacote rúptil. Diversas variações dessa arquitetura vem sendo utilizadas, com o objetivo de se testarem hipóteses que possam ter gerado uma determinada situação natural. Entre elas destacam-se a utilização de planos com inclinações diferenciais representando a configuração de uma margem continental com plataforma, talude e planície abissal (DEMERCIAN, 1996 apud GARCIA, 1999), bases não planares, representando diferentes geometrias possíveis para a base do sal (RIZZO, 1987; COBBOLD e SZATMARI, 1991; GARCIA, 1999), e espessuras diferentes de cobertura rúptil, simulando locais com taxas de sedimentação diferentes (SZATMARI et al, 1996; GARCIA, 1999). Muitas outras simulações são possíveis e são arquitetadas de acordo com o problema natural e com a hipótese que se deseja testar para explicar este problema.

7.1 Material Análogo

A escolha dos materiais que representam as rochas envolvidas em processos naturais é feita com base na teoria da similaridade, discutida por Hubbert (1937) e nos materiais que vem sendo usado neste tipo de experimento desde os anos de 1980, inclusive no laboratório da Petrobrás (VANDERVILLE et al., 1987; SZATMARI e AIRES, 1987, RIZZO, 1987; GARCIA 1999).

Na modelagem física subaérea e em campo gravitacional normal, em geral, utilizam-se goma de silicone para simular a camada evaporítica dúctil, e areia quartzosa colorida como análogo para a cobertura sedimentar rúptil.

No CENPES, o silicone empregado atualmente é o GS1R, fabricado pela Rhône-Poulenc, que possui densidade $1,12 \text{ g/cm}^3$, viscosidade de cerca de $4 \times 10^4 \text{ Pa.s}$, em condições laboratoriais, e que se comporta como fluido newtoniano quase perfeito para taxas de deformação entre $10^{-6}/\text{s}$ a $10^{-2}/\text{s}$.

O material análogo empregado para simular o comportamento de camadas litológicas rúpteis é areia quartzosa com grãos bem selecionados, densidade de $1,6 \text{ g/cm}^3$ e granulometria variando de 0,2 a 0,4 mm. Este material segue o critério de falhamento de Mohr-Coulomb, apresenta coesão desprezível e ângulo de atrito interno de 30° . Como a deformação desse material é independente do tempo, este se torna um bom análogo para processos rúpteis.

7.2 A Questão da Escala

Em geral, os experimentos de modelagem de processos halocinéticos são escalonados no espaço e no tempo, segundo a teoria da similaridade inicialmente proposta por Hubert (1937), para escalonamento de processos geológicos. Por essa teoria, para que haja similaridade dinâmica, a razão de todas as forças relevantes deve ser a mesma tanto no modelo como na situação natural que se deseja simular. Esta abordagem leva em consideração a montagem do aparato, o tempo de evolução do experimento, as taxas de sedimentação, as propriedades reológicas dos materiais e o campo de tensões atuante no sistema. Uma revisão a respeito da

teoria envolvida nesse tipo de abordagem pode ser acessada no trabalho de Garcia (1999).

Para este trabalho, no entanto, foram elaborados modelos não escalonados, que permitiram observações, ainda que somente qualitativas e comparativas, relevantes para a compreensão dos mecanismos responsáveis pela compartimentação da plataforma albiana na Bacia de Benguela. Modelos feitos dessa forma permitem que se isole ou que se exagere em um determinado fator, para se verificar seu efeito dentre os vários outros que possam estar envolvidos no processo. Permitem também que se realizem experimentos mais rápidos, com menos consumo de material e que, ainda assim, se mostram úteis no entendimento dos processos geológicos.

7.3 Os Experimentos

Neste trabalho, foram testadas duas hipóteses relativas aos processos que podem ter levado à compartimentação da seção pós-sal na Bacia de Benguela: (1) A parte fragmentada se encontra numa região com maior chegada de sedimentos siliciclásticos da Formação Tuenza e essa sobrecarga provocou uma maior distensão *thin-skinned*, induzindo à formação dos *rafts*. (2) A parte fragmentada se encontra sobre uma região com maior quantidade de sal, devido a irregularidades no substrato original dos evaporitos. A maior quantidade de sal permitiu um maior deslizamento gravitacional em resposta à inclinação da bacia, gerando os *rafts*.

7.3.1 Experimento 1: Cunha Siliciclástica

7.3.1.1 Objetivo

Simular a deformação de uma plataforma carbonática depositada sobre evaporitos móveis, sob a influência de uma cunha deltaica que induz sobrecarga diferencial sobre os evaporitos. Serão comparados os padrões estruturais que se

desenvolvem no domínio do delta e fora dele, esperando-se um maior estiramento na parte com maior taxa de sedimentação, devido à maior sobrecarga induzida pelo delta.

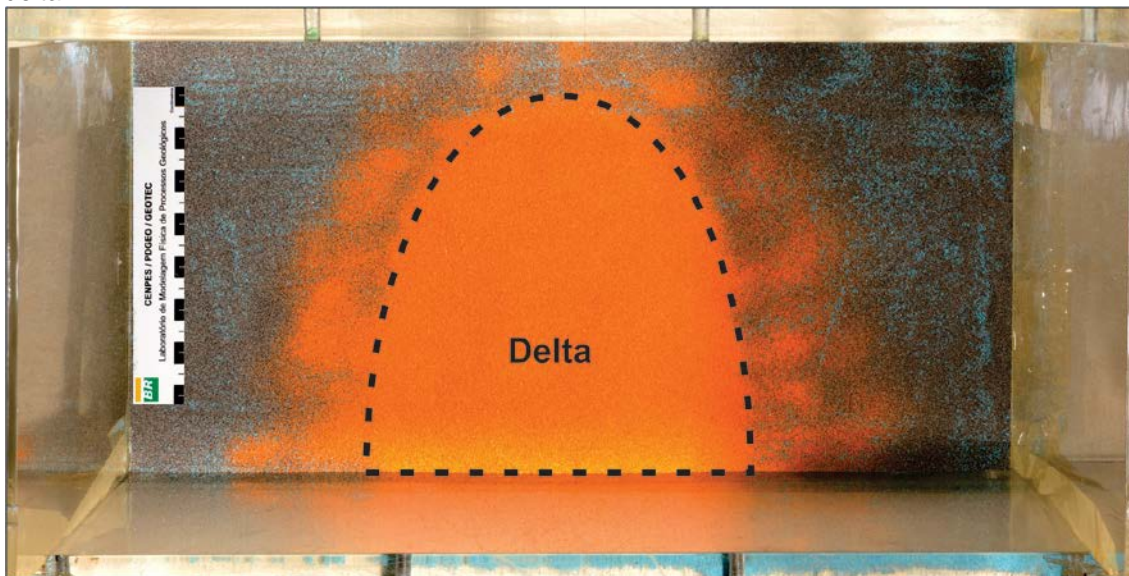
7.3.1.2 Aparato

Foi utilizada uma caixa de acrílico com 35 cm de largura, 60 cm de comprimento e 19 cm de altura. Para a inclinação do plano basal foram utilizadas placas de alumínio.

7.3.1.3 Montagem do experimento

Com a caixa na posição horizontal, foi colocada uma parede móvel ao longo do comprimento da caixa, a 20 cm da parede oposta e duas paredes móveis ao longo da largura, distando 40 cm entre si. Desse modo, gerou-se uma área inicial retangular de 20 cm x 40 cm. Neste espaço, foi depositada uma camada de 1,5 cm de silicone, acima da qual, depositou-se homogeneamente uma seção de 0,5 cm de areia azul, para representar o primeiro momento de sedimentação, após o sal. Em cima desta última camada, uma cunha de areia laranja com espessura máxima de 0,5 cm foi depositada, para representar a desembocadura de um sistema fluvial (**Figura 66**). Todo o modelo foi recoberto por 0,5 cm de areia azul, representando a retomada da sedimentação carbonática. Entre as três camadas, foram espalhados filmes de areia preta para funcionar como marcador. Nesta configuração, a espessura máxima da cobertura rúptil sobre o silicone, atingida na região do “delta”, foi de 1,5 cm e a espessura onde não há influência desse sistema foi de 1,0 cm.

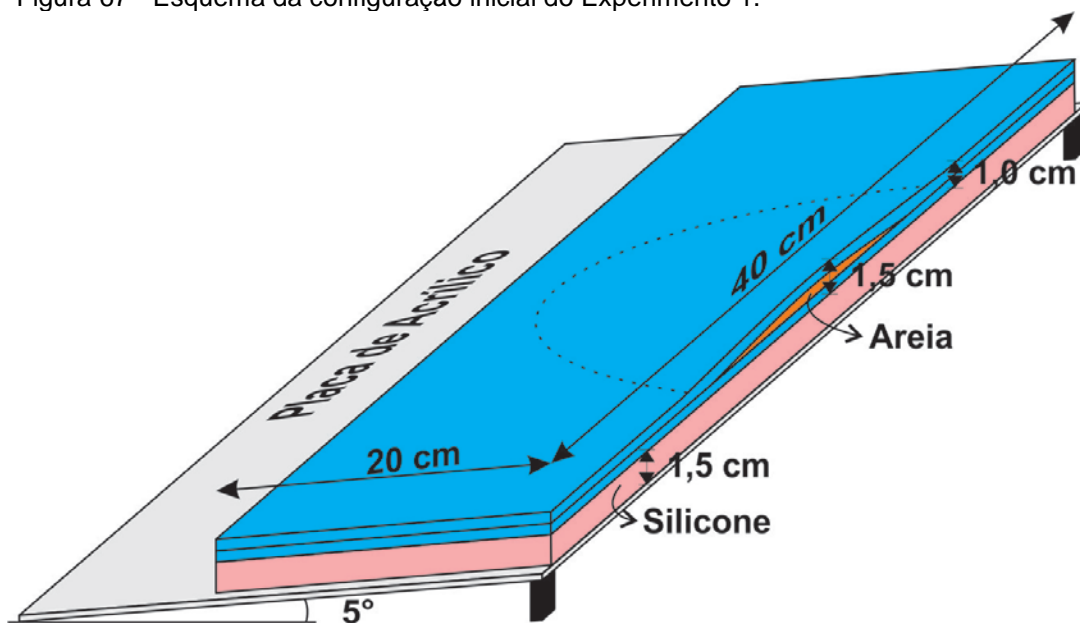
Figura 66 - Montagem do Experimento 1 com a deposição de uma cunha de areia, simulando um delta.



Neste modelo, tentou-se simular a fragmentação da plataforma albiana de Benguela pela maior sobrecarga sobre o sal induzida pela deposição do “delta”. Assim a parte com maior sobrecarga representaria a região onde a plataforma se encontra fragmentada e as laterais, com menor sobrecarga, representariam a parte onde a plataforma se encontra íntegra.

A caixa então foi inclinada em 5° na direção do lado oposto da saída do “delta”, a parede abaixo foi retirada, de modo a permitir o fluxo do silicone ao longo do plano inclinado livre à frente, e as paredes laterais foram substituídas por areia seca (**Figuras 67 e 68**).

Figura 67 - Esquema da configuração inicial do Experimento 1.

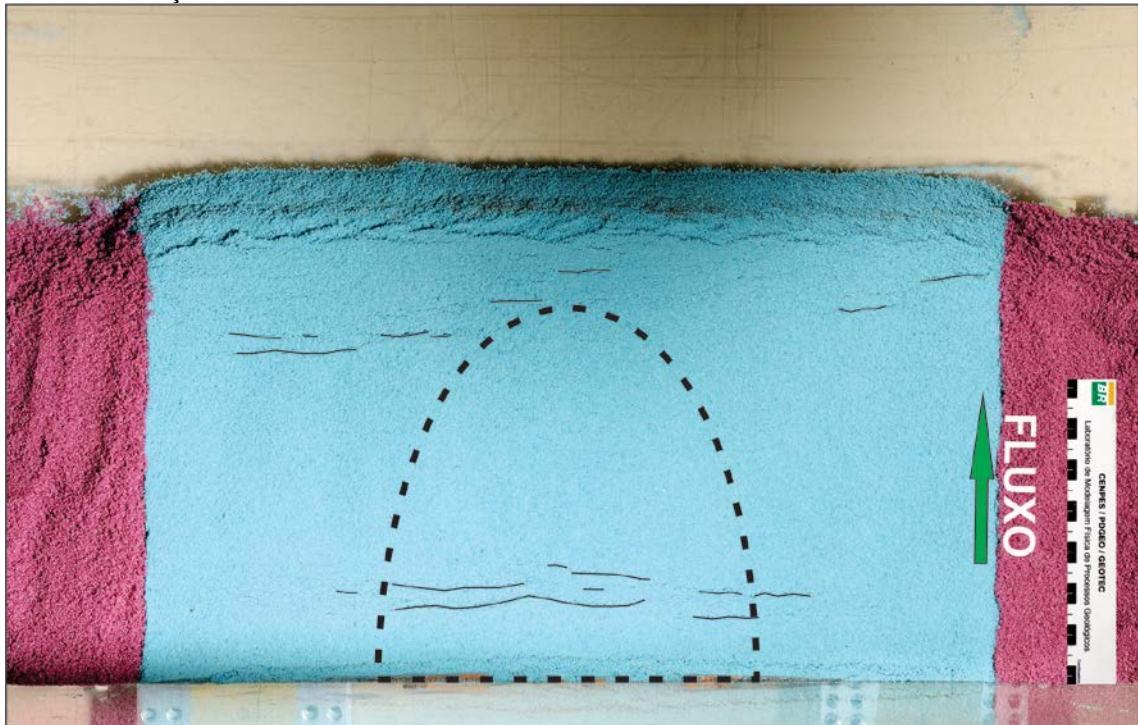


7.3.1.4 Resultados

Nos primeiros 10 minutos após a inclinação do modelo, iniciou-se a formação de um sistema de falhas normais perpendiculares ao mergulho do plano, na porção mais elevada do modelo e outro na porção mais distal. As falhas que se formam nesse momento são curtas e descontínuas e pode-se notar ainda que, na parte proximal, o domínio central começa a falhar antes das laterais (**Figura 68**).

Aos 100 minutos, quando uma distensão de aproximadamente 50% foi atingida, observou-se que os dois principais sistemas de falhas que se formaram na parte mais proximal apresentam a parte central deslocada em direção *downdip* (**Figura 69**).

Figura 68 - Fotografia em planta do Experimento 1, 10 minutos após o início do fluxo e com aproximadamente 5% de distensão. Destacaram-se os traços das falhas. Meia elipse tracejada indica localização do “delta”.

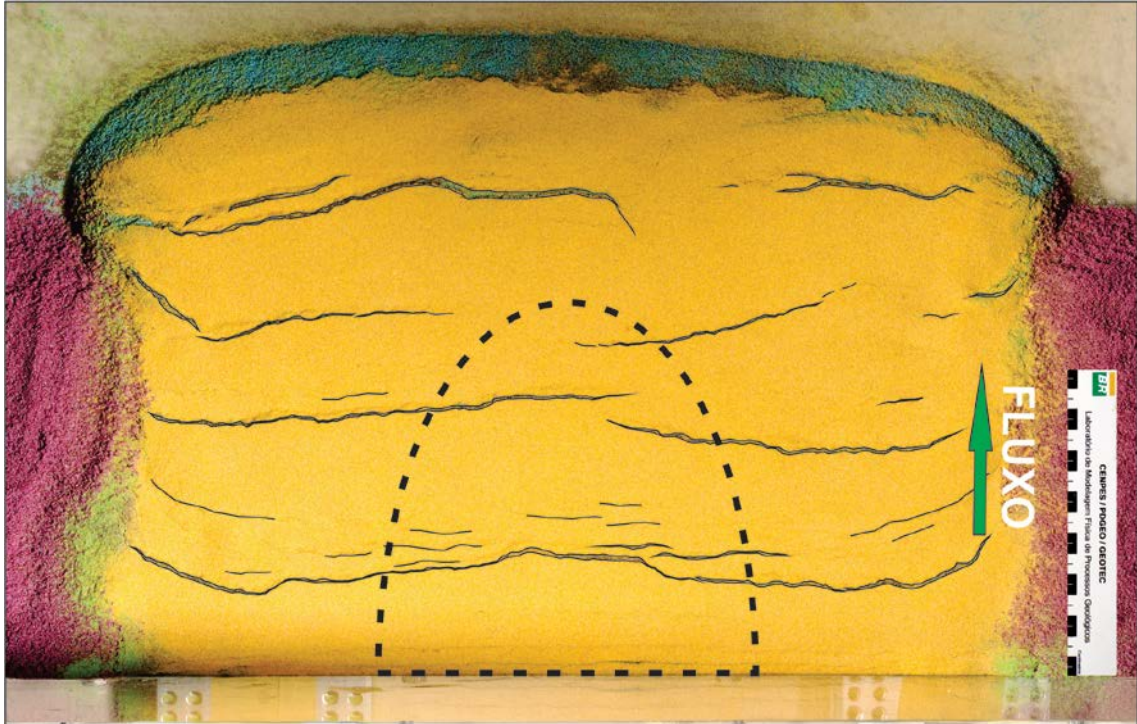


O sistema mais proximal constitui um meio-graben contínuo onde o deslocamento da parte central ocorre pela curvatura da falha principal sintética. Internamente ao meio-graben, que se estende por todo o comprimento do modelo, ocorrem falhas predominantemente sintéticas e de menor extensão. Estas falhas menores se separam entre si por rampas de revezamento (**Figura 69**). O sistema de falhas mais abaixo forma dois meio-grabens, também gerados por falhas sintéticas, separadas por uma rampa de revezamento. Internamente a estas calhas, ocorrem menos falhas subordinadas.

Na porção mais distal do modelo, formam-se sistemas de falhas menores e descontínuos onde também predominam as falhas sintéticas. No extremo *downdip*, as falhas com maiores rejeitos representam o colapso da frente de deslocamento (**Figura 69**).

Nas laterais do modelo, ocorrem algumas falhas oblíquas ao mergulho do plano inclinado e elas estão associadas à resistência ao fluxo exercida pelas paredes do modelo (**Figura 69**).

Figura 69 - Fotografia em planta do Experimento 1, 100 minutos após o início do fluxo e com aproximadamente 50% de distensão. Destacaram-se os traços das falhas menores e os planos das falhas principais. Meia elipse tracejada indica localização do delta.



O sutil abaulamento da frente de deslocamento em direção *downdip* indica uma distensão discretamente maior no centro do modelo (**Figura 69**). Porém, é possível que esse maior avanço na parte central seja devido à resistência das paredes laterais, tornando mais difícil atribuí-lo ao efeito de sobrecarga diferencial exercido pela cunha deltaica.

Os cortes permitiram algumas observações relativas às estruturas formadas em profundidade, à evolução do modelo e ao comportamento do silicone.

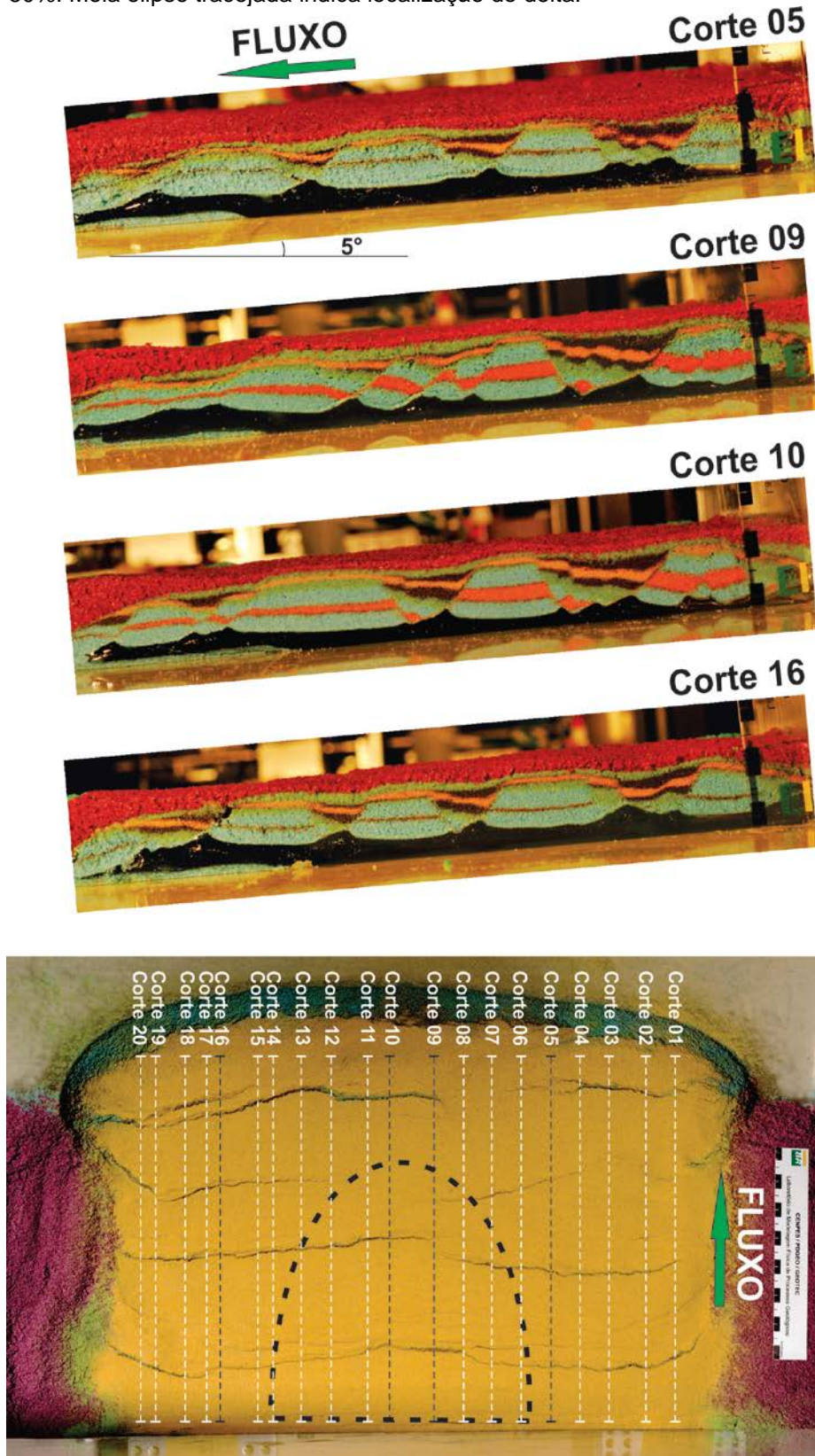
Em relação às estruturas da cobertura rúptil, os cortes mostram que distensão decorrente da movimentação do silicone se acomodou em falhas normais, entre as quais as de maior rejeito são sintéticas ao mergulho do modelo. Estas falhas apresentam, geralmente, geometria lítrica com descolamento na superfície do silicone. Já as falhas antitéticas são subordinadas às sintéticas maiores e tendem a ser mais planares (**Figura 70**). Os crescimentos nos estratos sin-cinemáticos indicam que, em certos casos, a deformação se inicia simétrica e torna-se assimétrica com a evolução do fluxo. Neste contexto, primeiramente formam-se pares conjugados de falhas e grabens preenchidos por estratos de espessura constante. Posteriormente, a componente sintética atinge a camada dúctil, se

horizontaliza e passa a acomodar a maior parte da deformação, formando meio-grabens preenchidos por estratos com espessamento em direção à falha principal (**Figura 70**).

Com o aumento da deformação e da movimentação ao longo das falhas principais, novas falhas sintéticas e antitéticas se desenvolvem, em decorrência do cisalhamento interno na estrutura de *roll-over* associadas às estruturas maiores (**Figura 70**).

As estruturas mais marcantes desenvolvidas no silicone são *salt-rollers*. Estas se instalam abaixo do *footwall* das falhas que atingem o silicone formando pequenas elevações (**Figura 70**). Na frente de deslocamento, forma-se uma estrutura em forma de língua que surge quando o silicone avança sobre a areia que colapsa à frente do modelo em fluxo (**Figura 70**).

Figura 70: Fotografias dos cortes selecionados do Experimento 1 e sua localização na superfície do modelo. Os cortes foram feitos quando o modelo atingiu uma distensão de 50%. Meia elipse tracejada indica localização do delta.



7.3.2 Experimento 2. Variação na Espessura de Sal

7.3.2.1 Objetivo

Este experimento tem o objetivo de simular a diferença na deformação da cobertura rúptil, quando esta se movimenta devido ao fluxo de uma camada dúctil de espessura variável que se encontra sotoposta. Espera-se um maior estiramento na parte com maior espessura de silicone.

7.3.2.2 Aparato

Foi utilizada uma caixa de acrílico com as seguintes dimensões: 35 cm de largura, 60 cm de comprimento e 19 cm de altura. Para a inclinação do plano basal, foram utilizadas placas de alumínio.

7.3.2.3 Montagem

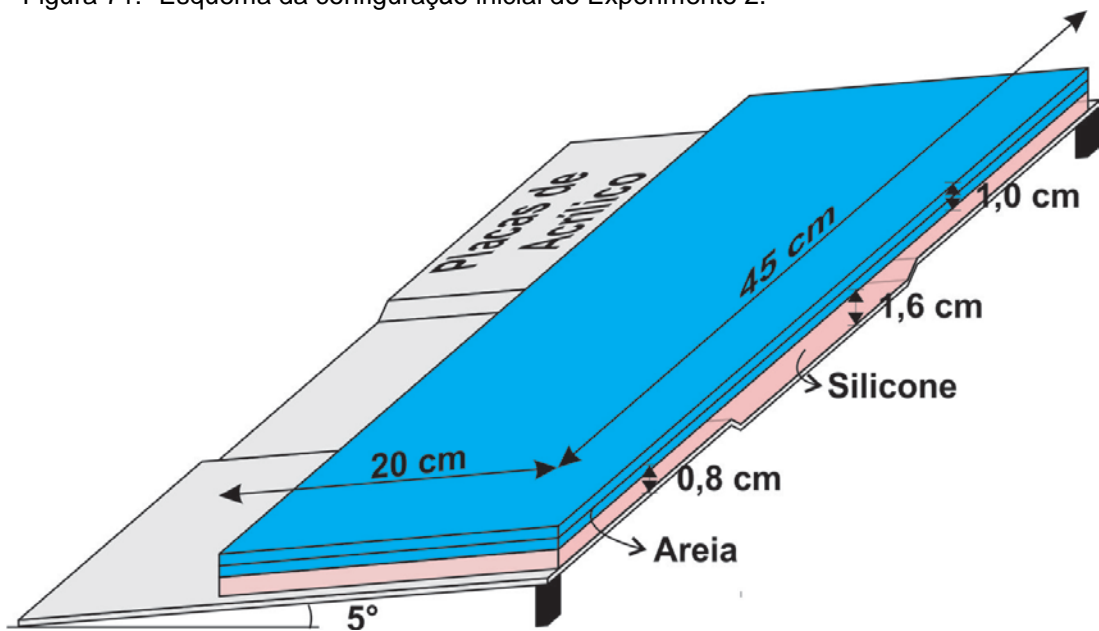
A caixa foi montada com uma calha na porção central, utilizando-se placas de acrílico para criar a diferença de altura. Desse modo, criou-se um domínio central de 15 cm de largura e 0,8 cm mais profundo que suas laterais. As laterais foram montadas com 15 cm de largura para cada lado, segundo a configuração da **Figura 71**, gerando-se um comprimento de 45 cm, limitado por paredes laterais móveis. O espaço ortogonal foi limitado por uma parede móvel e uma fixa distando 20 cm uma da outra, tornando-se uma área útil inicial de 45 cm x 20 cm.

Uma camada de silicone foi então depositada no fundo da caixa, de maneira que a calha central ficou com uma espessura de 1,6 cm e as laterais com 0,8 cm. Sobre o silicone, foram depositadas duas camadas de areia azul de 1,0 cm cada, separadas por um filme de areia preta (**Figura 71**).

Posteriormente, as paredes laterais foram substituídas por areia, para inibir o fluxo lateral do silicone, e a frontal foi retirada, para permitir que o silicone fluísse mergulho abaixo em resposta à inclinação de 5° aplicada ao modelo.

A cada 30 minutos, as calhas foram sendo preenchidas por areia em diversas cores, representando os estratos sin-cinemáticos.

Figura 71:- Esquema da configuração inicial do Experimento 2.

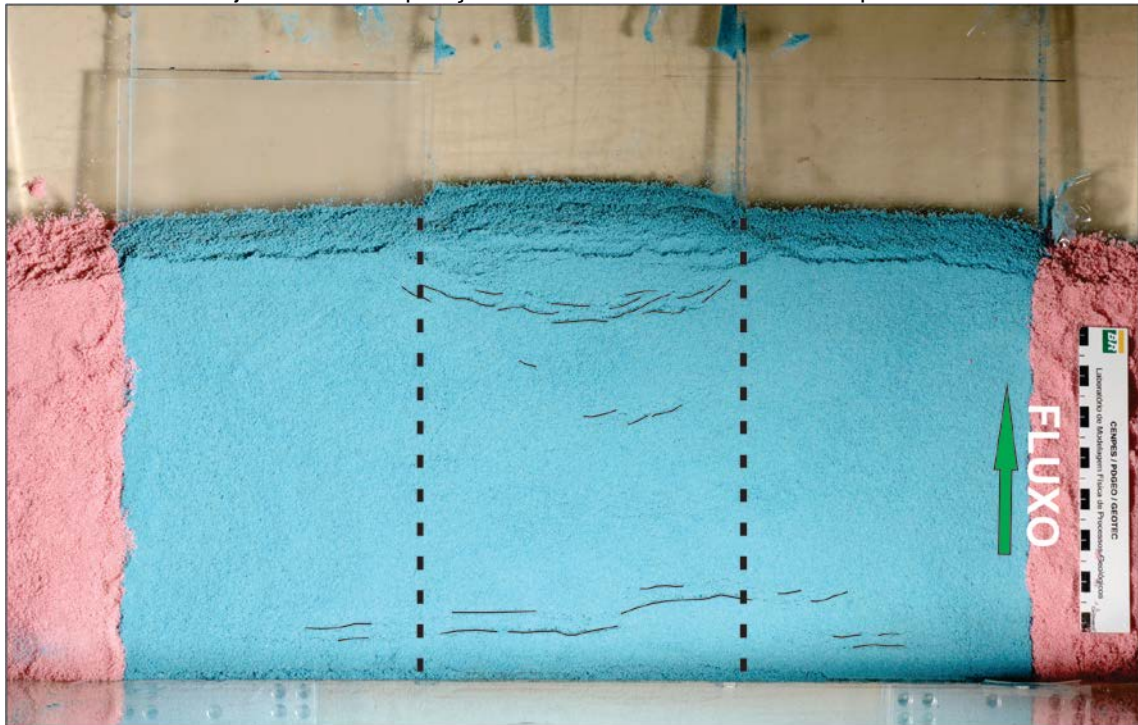


7.3.2.4 Resultados

Logo após a inclinação, o silicone começou a fluir na frente de deslocamento da parte central. Nesse momento, a parte da cobertura mais próxima da frente de deslocamento começou a colapsar, depositando-se à frente do silicone que avançava mergulho abaixo, cobrindo-a em um efeito “esteira”.

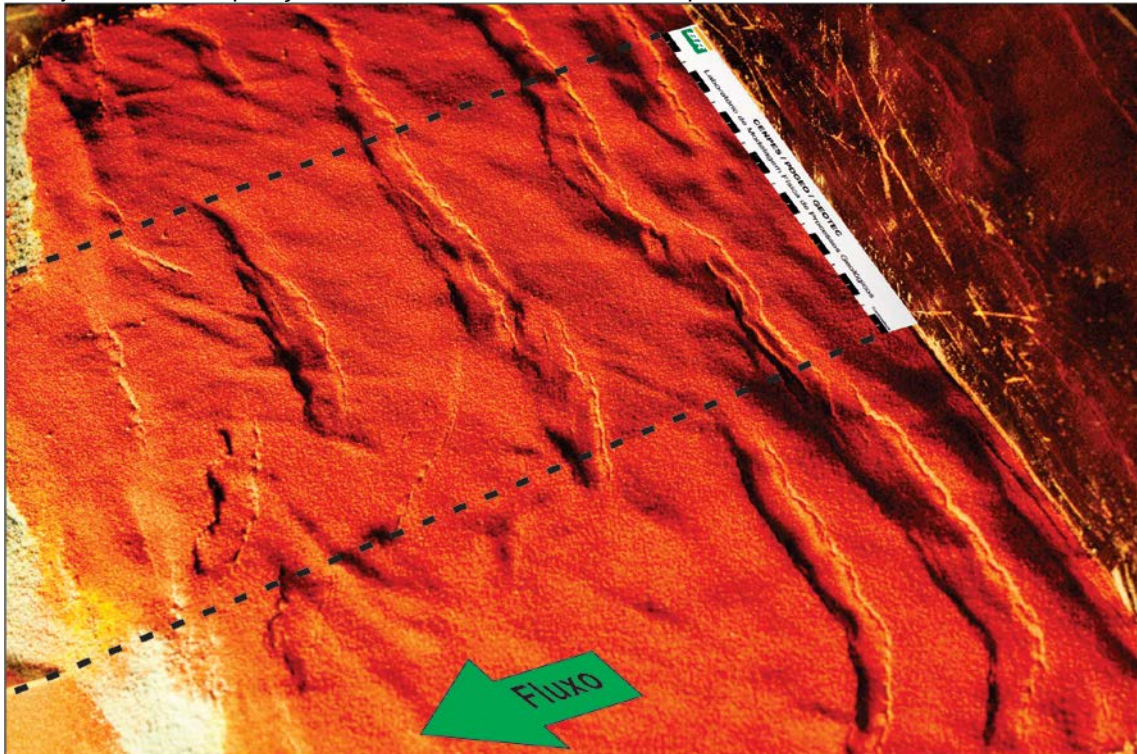
A **Figura 72**, feita 20 minutos após o início do fluxo, ilustra os primeiros momentos da evolução do modelo. Nesta etapa, começaram a se formar falhas normais e grabens perpendiculares ao fluxo, tanto na parte mais distal como na parte mais proximal, com forte predomínio a região com maior espessura de silicone. Nas laterais formaram-se apenas segmentos curtos, restritos à parte mais elevada (**Figura 72**).

Figura 72 - Fotografia em planta do Experimento 1, 20 minutos após o início do fluxo com aproximadamente 5% de distensão na parte com mais silicone. Destacaram-se os traços das falhas. Linhas tracejadas indicam posição da calha central com maior espessura de silicone.



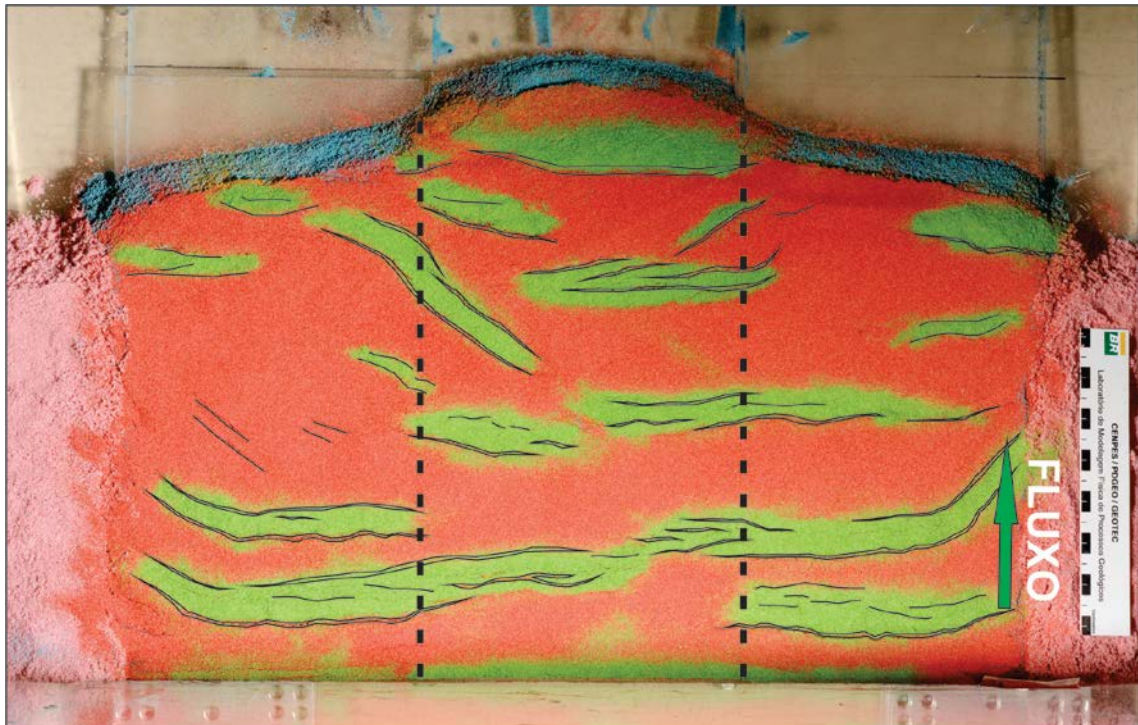
A evolução do modelo se dá pela formação de grabens paralelos ao *strike* do plano inclinado, onde os de maior continuidade se concentram na região proximal. Nesta zona, as calhas tendem a ser retilíneas e são separadas ou por zonas de transferência ou por rampas de revezamento, como mostrado na **Figura 73** (110 min). Na parte proximal, formam-se calhas menos contínuas, sendo algumas oblíquas à direção geral do fluxo.

Figura 73 - Fotografia em oblíqua do Experimento 2, 110 minutos após o início do fluxo. Linhas tracejadas indicam posição da calha central com maior espessura de silicone.



A **Figura 74**, feita 140 minutos após o início do fluxo e com cerca de 50% de distensão na parte mais distendida, representa o final da deformação, onde se registra a evolução das estruturas acima descritas. É notável nesse instante, assim como pode ser verificado ao longo do desenvolvimento das estruturas, que na parte central concentra-se o maior número de falhas. A maioria delas forma calhas paralelas ao *strike* e que só ultrapassam os limites laterais desse domínio na porção mais proximal, onde se conectam a outras calhas. As estruturas oblíquas se localizam na transição entre os domínios com diferentes espessuras de silicone e são semelhantes aos que foram observados nas bordas do primeiro modelo e às terminações laterais dos grabens proximais deste (**Figuras 69 e 74**). Estas estruturas evidenciam uma componente de movimento lateral causada pela diferença na taxa de fluxo nas diferentes regiões dos modelos. Nas bordas isso se deve à resistência ao fluxo oferecida pelas paredes laterais. Na transição entre as partes com diferentes espessuras de material dúctil o processo se repete, já que na parte com mais silicone, a velocidade do fluxo é maior que nas laterais. Observa-se, ainda, que a parte central da frente de deslocamento se encontra claramente projetada mergulho abaixo, indicando que ali o fluxo foi maior.

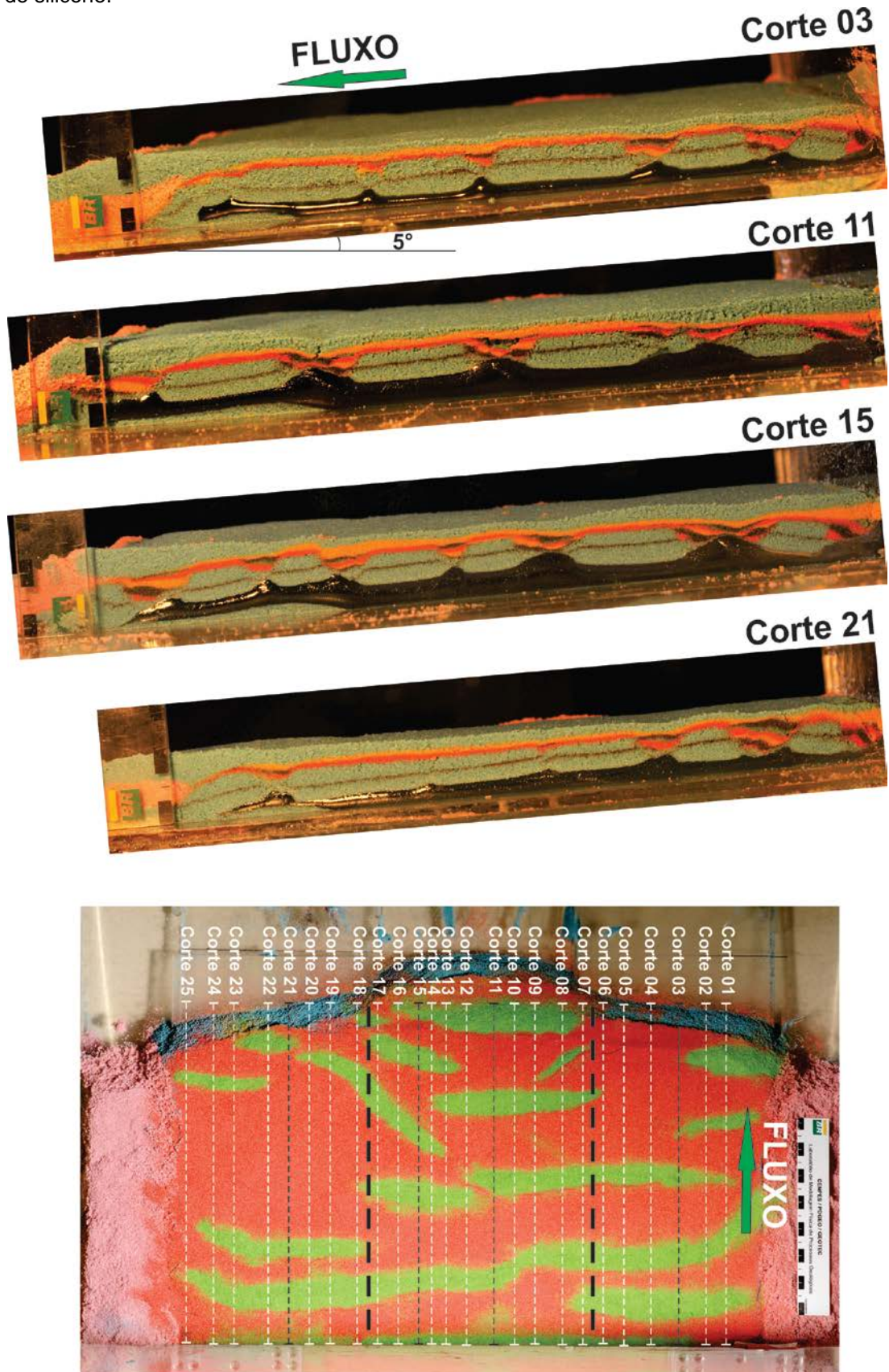
Figura 74 - Fotografia em planta do Experimento 2, 140 minutos após o início do fluxo e com cerca de 50% de distensão na parte central. Destacaram-se os traços das falhas menores e os planos das falhas maiores. Linhas tracejadas indicam posição da calha central com maior espessura de silicone.



Nos cortes ao longo da direção de mergulho, percebe-se que, nas laterais, as falhas de maior rejeito se formam na parte proximal e que, mergulho abaixo, desenvolvem-se apenas estruturas menores. Já na parte central, formam-se grabens e meio-grabens em toda a extensão do modelo (**Figura 75**).

Nos cortes das laterais, as calhas formadas no alto do modelo são assimétricas e formadas quando as falhas lístricas sintéticas desenvolvem maiores rejeitos que as antitéticas. Mergulho abaixo, se observam falhas com menores rejeitos e depressões mais simétricas, ainda que com tendência à maior movimentação ao longo das falhas sintéticas (**Figura 75**).

Figura 75 - Fotografias dos cortes selecionados do Experimento 2 e sua localização na superfície do modelo. Os cortes foram feitos quando o modelo atingiu uma distensão de 50% na parte central. Linhas tracejadas mais grossas indicam posição da calha central com maior espessura de silicone.



Na parte central, as depressões que separam os fragmentos da cobertura pré-cinemática são mais simétricas que nas laterais e é comum as anticlinais de silicone perfurarem a cobertura pré e sin-cinemática. Outra feição interessante é a falha lítrica antitética que se forma no limite entre a porção onde o silicone foi depositado originalmente e a estrutura em forma de língua formada por este material, quando o mesmo avança sobre a areia que vai se depositando à sua frente. Sobre esta língua de silicone, desenvolvem-se também calhas assimétricas onde as falhas sintéticas são mais desenvolvidas (**Figura 75**).

Além das anticlinais que perfuram a cobertura sin-tectônica e da língua de silicone que se desenvolve na frente de deslocamento, formam-se ainda estruturas halocinéticas menores, sempre associadas a falhas na cobertura. Como regra, pode-se registrar que, quando se forma um sistema conjugado de falhas, originando um graben, a anticlinal de silicone se posiciona na parte central da depressão. Já no caso onde a depressão é definida por uma falha lítrica, a estrutura diapírica se posiciona abaixo da falha principal e deslocada para o *footwall*, caracterizando um *salt roller* (**Figura 75**).

7.4 Discussão

No primeiro experimento, a cunha deltaica que foi simulada pareceu exercer influência apenas nos primeiros momentos da deformação, quando sobre ela se formaram as primeiras falhas do modelo. Ao longo do processo, a sobrecarga diferencial do delta foi se tornando cada vez menos relevante, já que as novas sedimentações tenderam a ocupar um nível de base, diminuindo a diferença de espessura sobre o silicone, entre a região do delta e o resto do modelo. No caso da Bacia de Benguela esta situação é bastante plausível, pois, após a chegada dos sedimentos deltaicos, há a retomada da sedimentação carbonática na plataforma.

No segundo modelo, observa-se claramente uma maior separação entre os fragmentos da plataforma na parte onde originalmente foi depositado mais silicone, denotando uma maior distensão nessa região. Este modelo simula também a brusca mudança na intensidade da deformação ao longo do *strike* do plano inclinado que representa o substrato da bacia. Na Bacia de Benguela, também é muito clara a

divisão entre os domínios onde a plataforma albiana é fragmentada e onde ela se encontra íntegra (**Figura 05**, Introdução). Este fato aponta para um controle abrupto, que pode estar associado a estruturas bem definidas no substrato sobre o qual o sal se depositou, conforme foi simulado no experimento.

Portanto, pode-se concluir que, entre os dois experimentos realizados, o que demonstrou maior analogia com a situação real foi o segundo, onde foi clara a influência da maior quantidade de material dúctil, na deformação da cobertura rúptil. Este modelo foi capaz de simular a formação de dois domínios estruturais distintos e bem definidos como resposta ao fluxo gravitacional de sal ao longo de um substrato inclinado.

Uma observação que vale ser colocada é sobre a semelhança entre a protuberância que o segundo modelo apresenta na parte central da frente de deslocamento e o indentamento observado na parte correspondente aos *rafts* da Bacia de Benguela. O avanço da frente de deslocamento no modelo é consequência da maior distensão gravitacional naquela região. No entanto, o fluxo de uma maior espessura original de silicone conduz também a um abatimento dessa parte em relação às laterais do modelo. Nesta situação, a reentrância da linha de costa seria em direção ao continente e não em direção ao mar. Assim, um mecanismo superimposto deve ter atuado para gerar a feição que se observa na situação natural, conforme será discutido mais a frente.

8 SEÇÕES GEOLÓGICAS, RESTAURAÇÕES ESTRUTURAIS E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Este capítulo trata da integração dos dados coletados e da comparação entre os dois domínios estruturais descritos ao longo da dissertação, com o principal intuito de se compreender por que a plataforma se comportou de forma distinta em resposta aos eventos tectônicos responsáveis pela sua estruturação. Para isso, foi montada uma seção geológica em cada domínio (**Figura 76**). A seção da parte norte foi feita com auxílio das medidas de campo integradas à litologia do mapa de Guiraud et al. (2010). Já a de sul contou com a litologia e com as medidas de acamamento, sem valor de mergulho, que constam nesse trabalho.

As duas seções foram restauradas visando-se ilustrar a deformação que foi descrita até aqui e de se quantificar essa deformação, de modo a permitir uma melhor comparação entre a estruturação dos dois domínios.

8.1 Seções Geológicas

As seções montadas neste trabalho foram feitas apenas com dados de superfície, utilizando-se de algumas premissas importantes, para a interpretação das camadas que se encontram encobertas ou erodidas: (1) A plataforma carbonática é dividida em duas unidades de idade albiana. A inferior corresponde à Formação Catumbela, composta por carbonatos de águas rasas, juntamente com intercalações de arenitos e conglomerados da Formação Tuenza na base, em um pacote de 300 m de espessura total. A superior é composta por carbonatos de águas profundas da Formação Quissonde, onde a espessura é de 100 m. Foram consideradas espessuras praticamente constantes. (2) As principais estruturas que afetam a plataforma são falhas lítricas sintéticas descoladas na camada evaporítica do Aptiano, sobre a qual os carbonatos se encontram assentados. (3) As rochas da plataforma se estendem bacia adentro e nas partes mais distantes da borda da bacia, onde elas não afloram, elas se encontram em subsuperfície, separadas das zonas aflorantes por falhas lítricas. (4) Foram considerados dois pacotes acima das

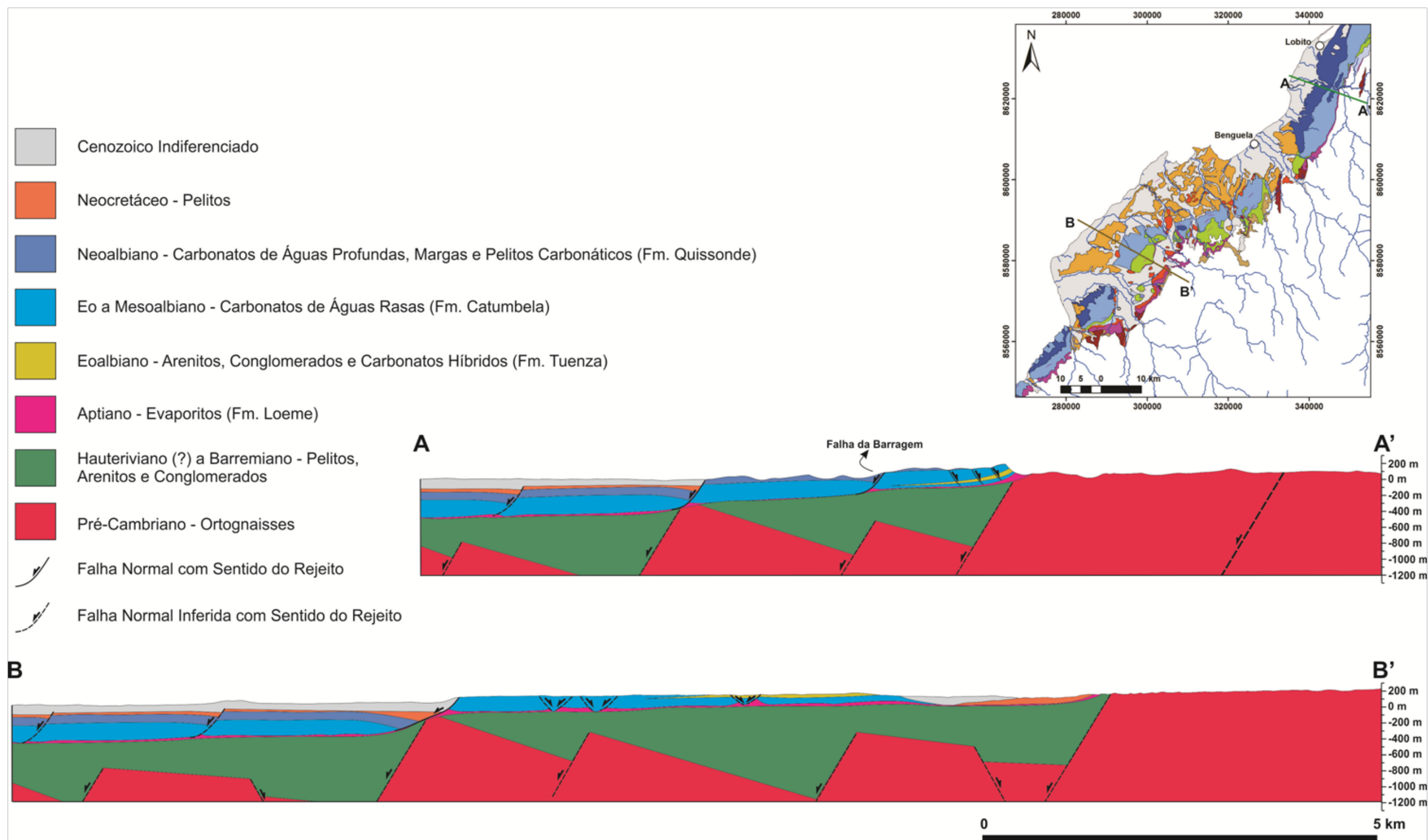
rochas albianas, de acordo com o mapa da **Figura 05** (Introdução), sendo uma seção do Neocretáceo e uma englobando todo o Cenozóico.

Na **Figura 76**, uma primeira diferença entre os dois domínios fica evidente. Enquanto na parte norte os carbonatos se encontram anexados ao embasamento, separado deste apenas por uma delgada camada de sal, na parte sul as rochas da plataforma se encontram a cerca de dois quilômetros da borda da bacia, onde este espaço é ocupado por rochas do Neocretáceo, a leste, e rochas mais jovens a oeste. Verifica-se nessa região que há sal aflorante tanto na borda da bacia como abaixo dos carbonatos.

Outra diferença marcante é relativa à topografia do embasamento adjacente às duas regiões. Ao norte, o embasamento se eleva até pouco mais de 100 m ao longo dos 5 km de embasamento representados na seção. A sul os gnaisses se elevam a mais 100 m, já na borda da bacia, ultrapassando os 200 m menos de 4 km a leste. Essa diferença de elevação se observa também na plataforma. Na seção de norte a cota de 100 m corta as rochas da Formação Quissonde (unidade superior). Já a sul, a esta altitude afloram apenas rochas da Formação Catumbela (unidade inferior). Isto mostra que rochas depositadas em um mesmo contexto e, muito provavelmente, em uma mesma cota, se encontram hoje em níveis topográficos diferentes.

Outras peculiaridades de cada um dos domínios foram descritas ao longo do Capítulo 6. Viu-se que na parte sul o sal apresenta uma estruturação bem mais complexa, inclusive com estruturas compressivas indicando vergência para NW, apontando para transporte de massa em direção ao interior da bacia, ortogonalmente à sua margem atual. Registrou-se também que próximo à borda da bacia, na parte sul, a camada evaporítica é bem mais espessa, chegando a 60 m, ao passo que a norte chega a apenas 20 m.

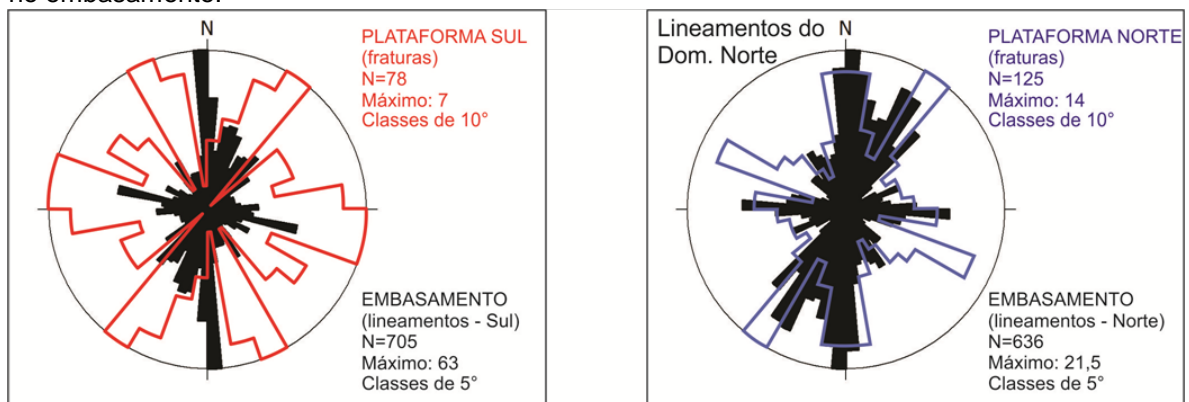
Figura 76 - Seções geológicas.



A interpretação de imagens de satélite e as medidas coletadas no campo, assim como as estruturas apresentadas no mapa de Guiraud et al. (2010), indicam que a estruturação da bacia na parte norte tem ligação com a estruturação do embasamento, já que as principais direções de falhas e fraturas mapeadas acompanham as direções de lineamentos mais marcantes no domínio dos gnaisses (**Figura 77**).

Na parte norte, a obliquidade entre a direção NNE das falhas sintéticas principais, como a Falha da Barragem, e dos pares conjugados de direção NNW, ilustrada no estereograma da **Figura 45**, é uma indicação de que alguma reativação com componente transcorrente sinistral, ao longo das estruturas NNE do embasamento, pode ter afetado a seção albiana no norte da bacia. Na parte sul, a complexidade das estruturas que limitam os fragmentos da plataforma carbonática, assim como as estruturas internas a eles, não permite uma associação com os principais lineamentos do domínio cristalino, remetendo à ideia de que a deformação nesse domínio é descolada da estruturação abaixo da camada salífera. Este fato pode ser decorrente da maior espessura de sal no domínio sul, que teria diminuído a influência morfológica do embasamento no fluxo do sal em direção ao centro da bacia ou mesmo de possíveis reativações.

Figura 77 - Diagramas de rosetas comparando as direções de lineamentos extraídos de imagens SRTM no embasamento correspondente a cada domínio da bacia e as direções das fraturas medidas na plataforma albiana em cada domínio. A figura da esquerda representa o domínio sul e a da direita o norte. Na parte sul, é marcante a total ausência da direção N-S, que é a mais repetitiva no embasamento.



A maior complexidade na estruturação interna dos *rafts*, a sul, se deve ao fato de que o sal flui, principalmente, mas não somente, em direção ao mergulho da

bacia. Sua extrema plasticidade faz com que sutis alívios de pressão ou diferenças na inclinação do substrato, gerem movimentos laterais e taxas diferenciadas de fluxo, induzindo a formação de fraturas e falhas em direções variadas, assim como possíveis rotações dos *rafts* e dos blocos internos a ele, durante o trajeto entre sua posição final e inicial. O trabalho de restauração tridimensional de um *raft*, de Rouby et al. (2002), sugere este tipo de dinâmica. Este trabalho, feito com dados sísmicos da costa do Congo, ilustra a formação de falhas normais transversais, paralelas e oblíquas ao mergulho da bacia, decorrentes de movimentos de rotação entre os blocos falhados, ao longo da história da evolução do *raft*.

8.2 Restauração Estrutural

As duas seções geológicas apresentadas neste capítulo foram restauradas para ilustrar a evolução da deformação aqui descrita e para se tentar quantificar essa deformação.

As duas restaurações mostram que o principal mecanismo de deformação que afeta a seção pós-sal é o deslizamento gravitacional sobre a camada de sal. Este processo é decorrente do basculamento da bacia em direção ao oceano que faz o sal fluir mergulho abaixo, carregando sobre si as camadas depositadas sobre ele em um regime distensivo independente da atividade das falhas do embasamento.

Nos primeiros momentos, a inclinação da bacia se dá por subsidência termal. A partir do fim do Cretáceo, uma série de eventos de soerguimento afetou a borda da bacia incrementando sua inclinação e favorecendo a movimentação do sal nos locais onde este ainda se encontrava presente. Neste contexto, observa-se nas duas restaurações que a movimentação nas falhas da porção mais proximal, onde originalmente havia menos sal, cessa no fim do Cretáceo. Nas porções mais distais, a quantidade de sal remanescente ainda permite que haja movimentação das falhas da cobertura, em resposta ao incremento na inclinação da bacia ocorrido no Cenozoico.

As restaurações mostram também que as principais estruturas que acomodam a distensão na cobertura do sal são falhas lítricas sintéticas, assim

como foi observado nos experimentos em caixa de areia. Na seção do norte, estas falhas apresentam menores rejeitos, gerando *semi-rafts*. Já na seção do sul observam-se falhas de maior rejeito e blocos falhados completamente separados, caracterizando *rafts* (**Figuras 78 e 79**).

O início da deformação da plataforma teria se iniciado já no Albiano. A norte, o indício dessa atividade é o truncamento de uma lente de conglomerado da Formação Tuenza contra uma falha antitética, próximo à borda da bacia, na região do Rio Catumbela. Na parte sul, o aumento do valor de mergulho das camadas de cima para baixo no afloramento de Santa Clara Sul indica sedimentação concomitante com a atividade tectônica (ou halotectônica) na região. Ainda na parte sul, uma grande falha lítrica fez com que a plataforma albiana se afastasse da borda da bacia, durante o Neocretáceo, de modo que o espaço gerado foi preenchido por sedimentos dessa idade.

Uma importante constatação feita a partir das restaurações é sobre a distensão medida em cada seção. Segundo a interpretação apresentada, considerando-se o comprimento inicial e final da unidade carbonática inferior, desde o embasamento até o limite da seção, mede-se uma distensão de 1,05 (105%) na seção norte e de 1,25 (125%) na seção sul (**Figura 78 e 79**). Valores como este último e ainda maiores são esperados na tectônica de *rafts*, como mostra o trabalho de Duval et al (1992) e conforme comentado no Capítulo 4. Entretanto, aqui o que chama a atenção é a diferença na intensidade da deformação entre as duas seções.

Figura 78 - Restauração estrutural da seção geológica do norte.

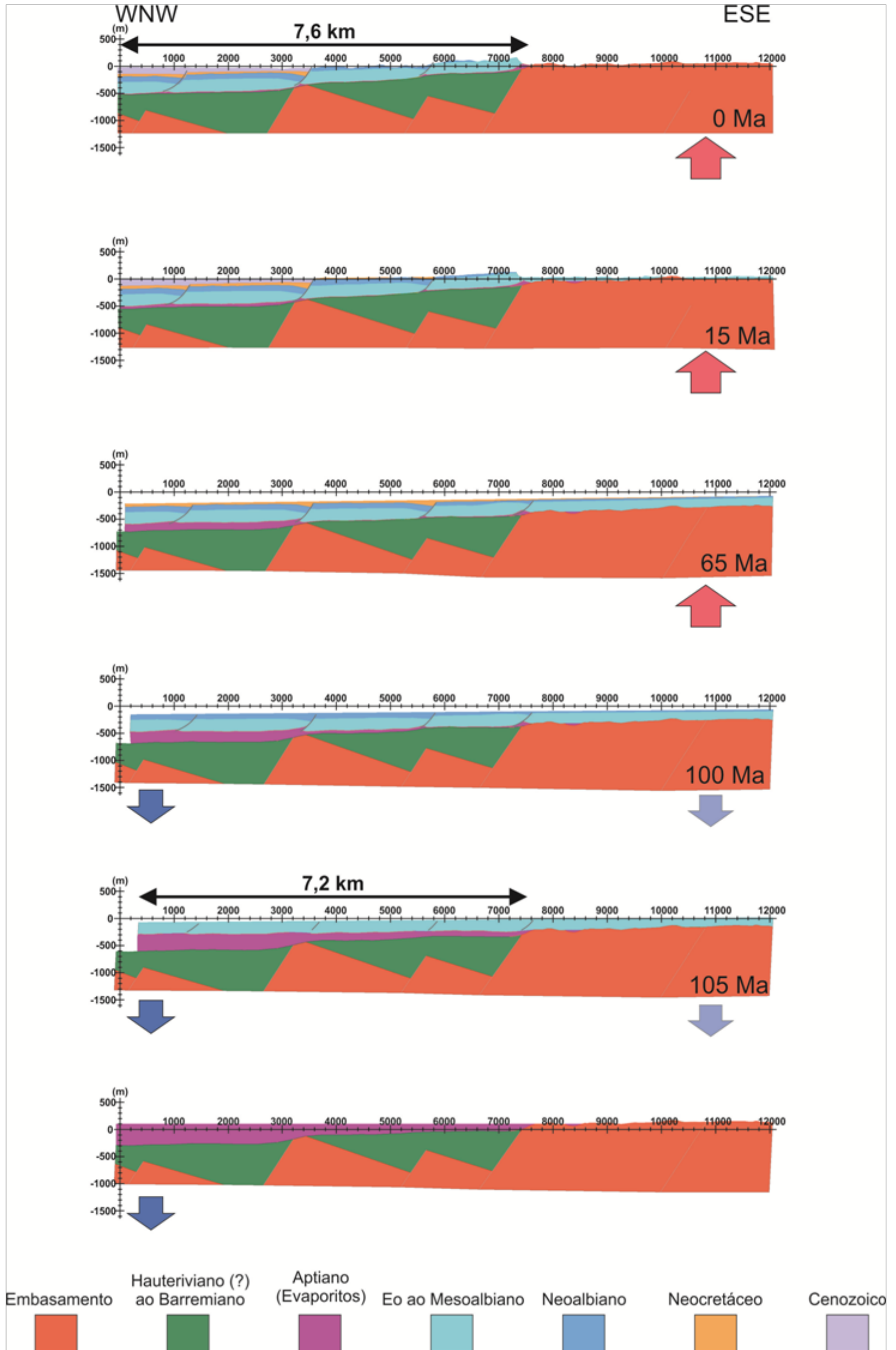
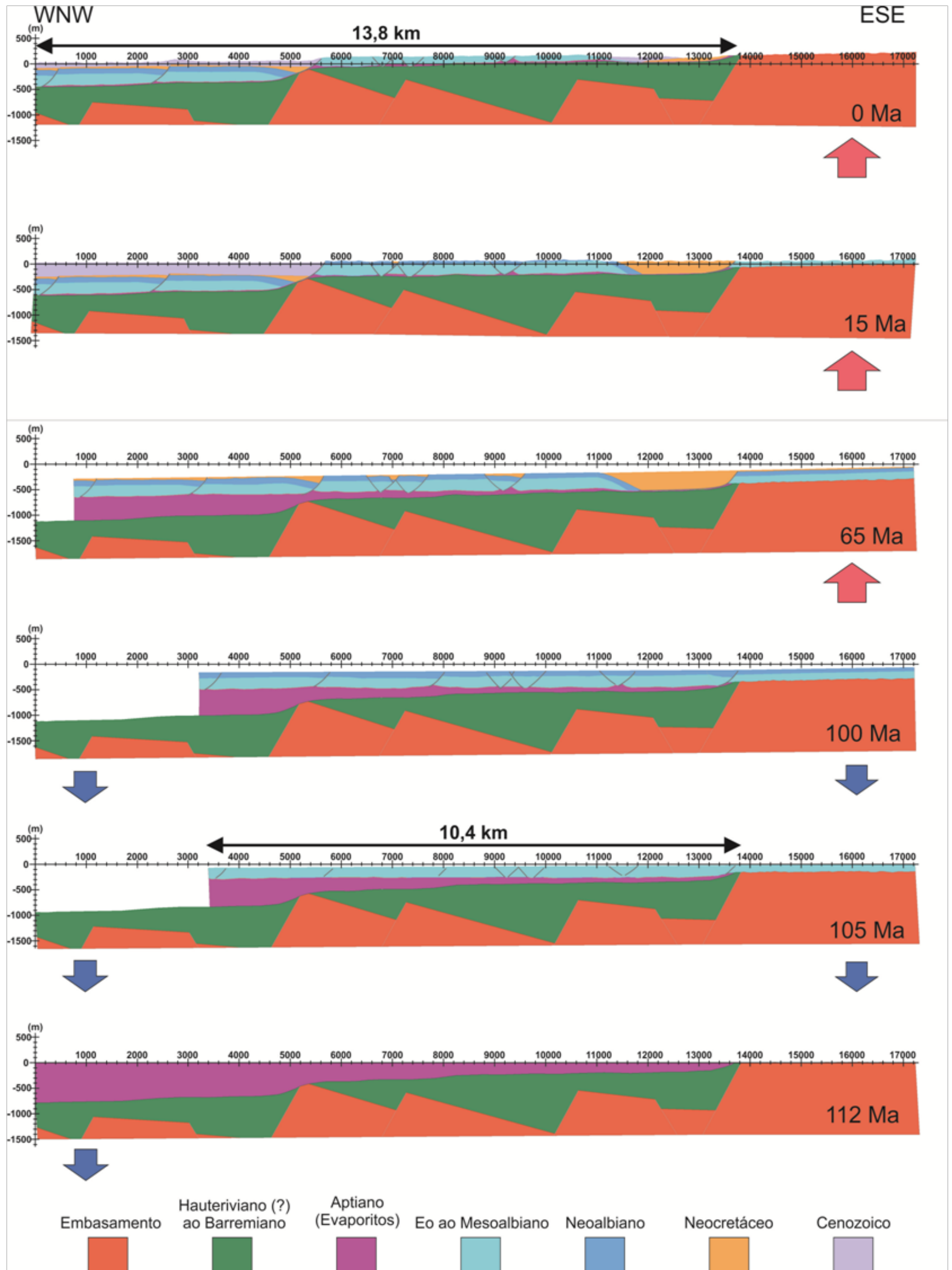


Figura 79 - Restauração estrutural da seção geológica do sul.



8.3 Síntese comparativa sobre a deformação e demais feições geológicas dos domínios norte e sul da Plataforma Carbonática de Benguela

A **Tabela 01** sintetiza as observações que foram feitas nos dois domínios da área de estudo, comparando-os em relação aos aspectos que foram analisados ao longo do trabalho.

Tabela 1 - Quadro comparativo entre os dois domínios estruturais estudados.

	Domínio Norte	Domínio Sul
Feição da Seção Albiana em Mapa	Corpo alongado que se estende por 35 km na direção NE e tem 5 km de largura	Diversos corpos de no máximo 10 km de comprimento na direção NE e 5 km de largura
Posição em Relação ao Embasamento	Acoplado	Afastado
Relação das Estruturas da Seção Albiana com os Lineamentos do Embasamento	Coincidente com os lineamentos principais	Discordante dos lineamentos principais
Espessura de Sal	0 a 20 m	Até 60 m
Estruturação do Sal	Dobras suaves concordantes com a cobertura e com o embasamento	Falhas reversas, dobras apertadas e brechas
Valor da Distensão <i>Thin-Skinned</i> nas Seções Geológicas	1,05	1,25
Feição da Linha de Costa	Alinhada com a direção regional	Reentrante em direção ao oceano.
Altimetria relativa	Mais baixo	Mais alto

8.4 Fatores Causadores da Deformação Diferencial

No Capítulo 4, foi comentado que o que causa a tectônica de *rafts*, associada a uma camada evaporítica, é a presença e a quantidade de evaporitos móveis abaixo da cobertura, a inclinação da bacia e a carga sedimentar sobre a seção móvel.

O mapeamento da área não indica que o domínio sul tenha sofrido um soterramento maior, que justifique a maior movimentação dos evaporitos em direção à bacia. A estratigrafia nas duas regiões é muito semelhante e não há indícios de que os sedimentos deltaicos da Formação Tuenza, que se intercalam aos carbonatos da Formação Catumbela, tenham gerado uma carga maior sobre os evaporitos do domínio sul, como se chegou a cogitar no início dessa pesquisa.

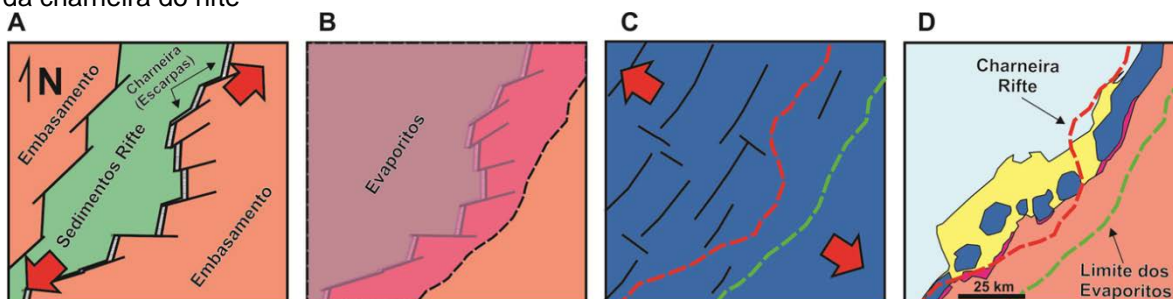
Já em relação à quantidade de sal, há fortes indícios de que a seção evaporítica é mais espessa no domínio sul. O primeiro é a constatação de campo, em que no domínio sul se verificou uma seção evaporítica pelo menos três vezes mais espessa na região do Catumbela. Mais importante que isso, uma vez que só se verificou sal nas bordas da bacia e não se sabe seu comportamento bacia adentro, é a própria deformação da plataforma. Os evaporitos móveis fluem muito facilmente, quando se encontram sobre inclinações muito pequenas, de forma que havendo sal móvel sob um pacote sedimentar e alguma inclinação, irá haver movimentação até que não haja mais sal ou que não haja mais inclinação. Assim, dado que a fase de subsidência termal se iniciou no Aptiano e que são registrados diversos eventos de soerguimento da borda da bacia na região durante o Cenozoico, sempre houve alguma inclinação da bacia em direção a *off-shore*. Assim, interpreta-se que a deformação que começou a se instalar na parte norte cessou no momento em que o pouco sal que ali havia escapou, não permitindo a formação de falhas com rejeitos suficientes para gerar *rafts*, como os que existem na parte sul.

O outro fator que poderia ter tido influência no processo é o soerguimento diferencial entre os dois domínios. Como visto nas seções geológicas (**Figura 76**), o embasamento e a própria plataforma na parte sul se encontram elevados em relação aos seus correspondentes no norte. Entretanto, essa diferença de cerca de 150 m na borda da bacia causaria um incremento pequeno no gradiente da bacia como um todo. Mesmo que esse incremento fosse maior, o deslizamento gravitacional sobre

os evaporitos só chegaria a formar *rafts*, se houvesse sal suficiente para fluir mergulho abaixo, levando sobre si os fragmentos da cobertura.

Pode-se concluir, portanto, que o principal fator que controlou o desenvolvimento de dois domínios estruturais distintos na plataforma carbonática de Benguela foi a quantidade de sal, ou sua espessura, sob essa plataforma. Este fato indica também que os evaporitos não se depositaram sobre uma superfície peneplanizada, mas sobre uma superfície irregular, com altos, onde se precipitam menores espessuras de sal, e baixos onde se precipitam camadas mais espessas. A interpretação que se apresenta aqui é que os sedimentos do rifte não preencheram totalmente os espaços de acomodação gerados pela ação das falhas do embasamento. Desse modo, durante a fase seguinte, os evaporitos se precipitaram sobre um substrato caracterizado por altos de embasamento, escarpas de falha e depocentros ao nível dos sedimentos da fase rifte. No domínio norte, foi observada uma camada delgada de evaporitos depositados diretamente sobre o embasamento e até um afloramento onde os carbonatos se assentam sobre gnaisses (**Figura 22**, Capítulo 5). O estilo e a intensidade da deformação nessa zona indicam que esta configuração de pouco ou nada de sal abaixo dos carbonatos se mantém onde estes afloram. No domínio sul da plataforma, a maior espessura de evaporitos e o alinhamento geral dos afloramentos dessa plataforma na direção NE apontam para a existência uma reentrância da charneira da bacia rifte em direção ao continente, sobre a qual uma maior espessura de evaporitos se precipitou. Essa reentrância seria controlada pelas falhas de transferência NE, que limitam as falhas normais escalonadas que caracterizam este rifte transformante de Benguela (**Figura 80**). Interpretação semelhante a esta já havia sido proposta por Demercian et al. (1993), que associaram os diferentes compartimentos da deformação do sal, nas bacia de Campos e Santos, a variações na espessura do sal controladas por falhas de transferência do embasamento. Hudec e Jackson (2002), também mencionam falhas de transferência de direção NE como controles na variação do comportamento do sal ao longo do *strike* da Bacia de Kwanza.

Figura 80 - (A) Abertura do rifte por distensão NE. Escarpas formadas por falhas normais e de transferência que formam a charneira da bacia com direção geral NE, mas com importantes reentrâncias. (B) Evaporitos avançam sobre o embasamento e sua espessura na borda da bacia é controlada pela forma da charneira do rifte. (C) Deposição da plataforma albiana sobre o sal com espessura variável. (D) Associação da configuração atual da plataforma albiana (azul) com a forma da charneira do rifte



9 EVOLUÇÃO DA BACIA DE BENGUELA E OS SOERGUMENTOS ASSOCIADOS

Neste capítulo será apresentado o entendimento obtido nessa pesquisa acerca da evolução tectônica da Bacia de Benguela.

9.1 Evolução

A **Figura 81** é um resumo do que se pode concluir após a análise e integração dos dados de campo

O primeiro momento corresponde ao estiramento crustal da fase rifte, ocorrido no Barremiano ou pouco antes, quando a interação dos esforços distensionais de direção NE – SW com as grandes suturas entre terrenos pré-cambrianos de mesma direção gerou um rifte oblíquo a transformante. Neste contexto, formaram-se falhas normais N – S a NNE – SSW, em padrão escalonado com cinemática sinistral, que também aproveitaram a fábrica do embasamento. Falhas de transferência de direção NE sub-paralelas à direção de distensão conectam as falhas normais. Nessa configuração, forma-se a charneira da bacia rifte de Benguela com direção geral NE mas com reentrâncias localizadas que controlarão as variações na espessura de sal ao longo da borda da bacia e, possivelmente, as respostas do embasamento aos soergimentos da borda da bacia, no Cenozoico (**Figura 81A**).

No Aptiano, com a instalação do centro de espalhamento do Atlântico, inicia-se a fase de subsidência termal. As primeiras incursões marinhas importantes se dão em ambiente restrito onde a seção evaporítica se precipita. Essa precipitação se dá sobre os sedimentos do rifte e também sobre o embasamento (**Figura 81B**).

Aproximadamente no Neoalbiano, novas transgressões conduzem à formação de uma plataforma carbonática rasa, frequentemente invadida por sedimentos deltaicos, sobre o pacote de sal e que avança sobre o embasamento. O peso desta plataforma, somado ao constante aumento da inclinação da bacia, devido ao resfriamento da nova crosta que se forma, inicia o fluxo de sal *downdip*, perpendicularmente à borda da bacia. Formam-se falhas normais NE onde a

plataforma se encontra sobre o sal. A direção de distensão na cobertura pós-sal é NW – SE (**Figura 81C**).

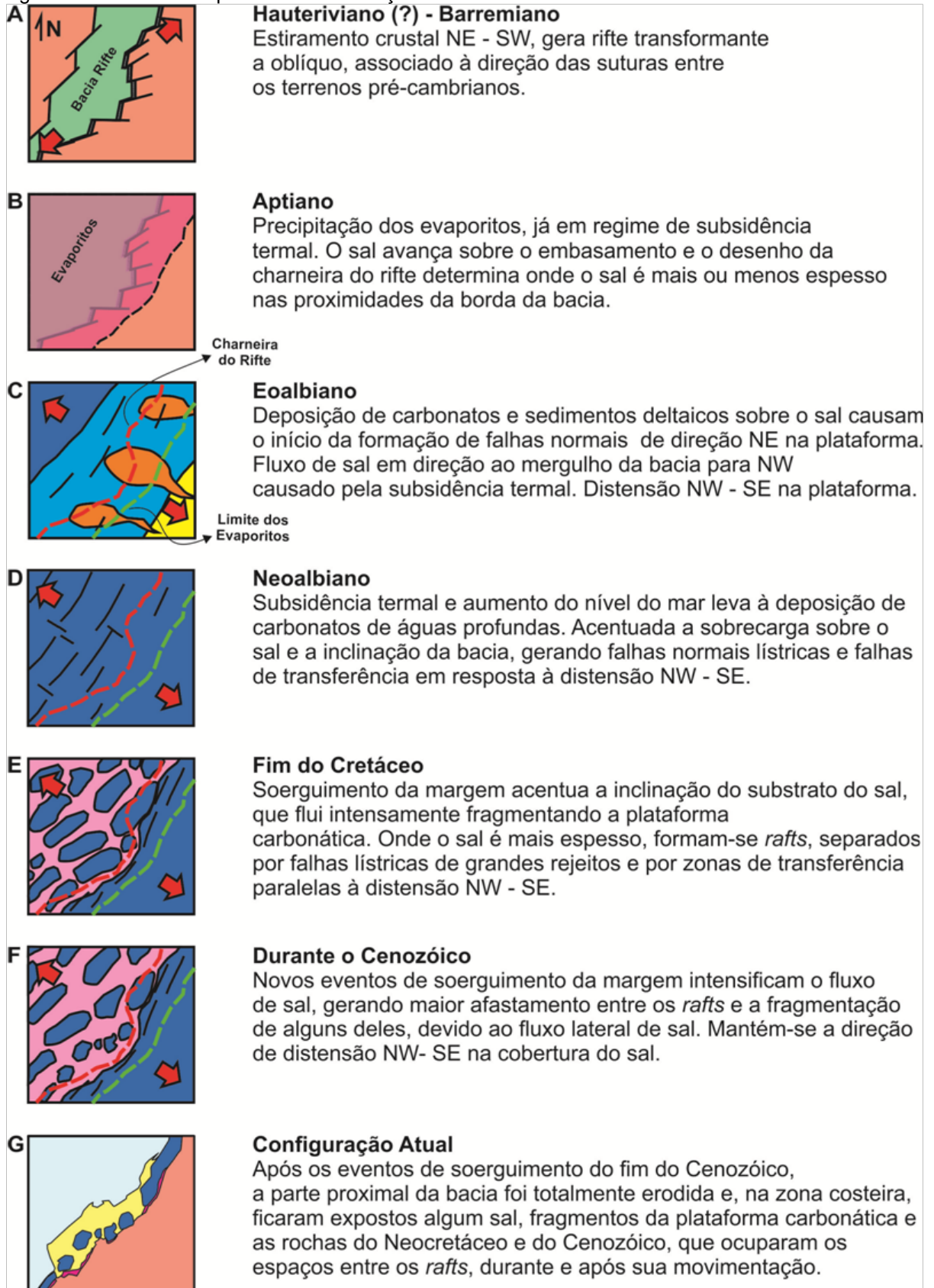
No Eoalbiano, sedimentos carbonáticos transgressivos afogam a plataforma e acrescentam carga sobre os evaporitos, induzindo o aumento nos rejeitos das falhas e à formação de zonas de transferência entre blocos com taxas de deslocamento diferentes. A direção de distensão é NW – SE e a sua intensidade é maior nas porções onde há maior espessura de sal (**Figura 81D**).

Entre o Eoalbiano e o fim do Cretáceo, o soerguimento da margem continental gera um aumento significativo da inclinação da bacia. A intensa movimentação de sal decorrente disso leva a um grande incremento nos rejeitos, principalmente das falhas lítricas sintéticas, que se descolam nas seção evaporítica e chegam a promover a separação completa dos blocos falhados. São gerados *rafts*, nas regiões onde a maior espessura de sal permite maior distensão da cobertura pós-sal. Os espaços entre os *rafts* são ocupados por sedimentos do Eocretáceo (**Figura 81E**).

No Cenozóico, intensos eventos de soerguimento da margem geram um maior espaçamento entre os *rafts*, alguns dos quais se fragmentam durante a translação. Nesse momento também ocorre exposição e erosão da parte proximal da plataforma. A bacia responde de forma diferenciada aos eventos de soerguimento, que variam de intensidade ao longo da costa. A parte da bacia onde afloram os *rafts* e onde antes havia se depositado mais sal durante o Aptiano, sofre um soerguimento mais intenso que nas partes com menor espessura original de sal (**Figura 81F**).

A configuração atual é resultado da continuação dos eventos de soerguimento que levaram à erosão das rochas que cobriam o embasamento agora exposto. Este soerguimento que vem ocorrendo desde o Mioceno é responsável também pela exumação da plataforma carbonática e de outros sedimentos marinhos cretácicos e cenozóicos, que afloram ao longo da zona costeira. A movimentação dos *rafts* cessa, devido a todo o sal já haver escapado (**Figura 81G**).

Figura 81 - Resumo esquemático da evolução tectônica da área de estudo.



9.2 Os Eventos de Soerguimento da Margem

Os soerguimentos a que se faz referência acima foram apresentados no Capítulo 2. Viu-se que na área de estudo ocorre um evento de intensidade moderada no Neocretáceo e outro de maior intensidade entre o Mioceno e o Recente.

Na área de estudo é notável o efeito do evento do Neocretáceo, que intensificou a movimentação da camada evaporítica em direção ao centro da bacia, provocando, na parte sul, o afastamento dos fragmentos da plataforma carbonática do embasamento a leste. A prova mais substancial de que essa movimentação se deu no Neocretáceo é a presença de sedimentos do Maastrichtiano que preencheram o espaço que se formou em decorrência dela.

O efeito dos soerguimentos mais recentes na tectônica salífera não foram claramente identificados nos afloramentos visitados, que se localizam na borda da bacia. Possivelmente, a intensificação do deslizamento gravitacional da seção pós-sal associada aos eventos de soerguimento mais recentes na Bacia de Kwanza (DUVAL et al., 1992; HUDEC e JACKSON 2004), também ocorreram na Bacia de Benguela, onde estes eventos foram ainda mais intensos. No entanto, isto deve ter ocorrido nas porções mais distais da bacia, onde ainda havia sal suficiente para permitir o deslizamento gravitacional, conforme foi ilustrado pelas restaurações de seção.

Ainda em relação aos soerguimentos mais recentes, os dados de campo indicam que a parte onde se formaram os *rafts*, sofreu um soerguimento mais intenso que nas porções onde a plataforma albiana se encontra íntegra. Como consequência desse maior soerguimento, a linha de costa na parte mais elevada forma uma reentrância em direção ao mar. O fato do maior soerguimento ter ocorrido justamente no domínio dos *rafts* indica que as mesmas estruturas do embasamento que controlaram as variações na espessura original do sal podem ter limitado regiões onde este embasamento respondeu de forma diferente aos soerguimentos do Cenozoico. Jackson et al.(2005) descrevem intensa variações na taxa e na intensidade (centenas de metros) dos soerguimentos cenozoicos na Bacia de Kwanza ao longo de poucas dezenas de quilômetros. Estes autores associam essa variação a respostas de diferentes blocos de embasamento aos eventos

responsáveis pelos soerguimentos. A presença de rochas neógenas de ambiente marinho na porção onde a linha de costa se projeta mar adentro (GIRAUD et al., 2010) indica que a elevação que gerou a exposição dessas rochas, e de toda a parte emersa da Bacia de Benguela, é bastante recente e pode ser associada aos eventos de soerguimento registrados, na costa angolana, entre o Mioceno e o Recente.

CONCLUSÕES

A integração dos dados de campo, do tratamento e análise das imagens de satélite, das modelagens físicas, das restaurações de seção e da revisão bibliográfica realizada ao longo da elaboração desse trabalho, conduziu a uma série de conclusões acerca da evolução da Bacia de Benguela, da aplicabilidade dos métodos que foram empregados e da relevância da área como área de estudo.

1. A plataforma carbonática albiana na área de estudo é constituída por 3 unidades litoestratigráficas: (A) Formação Tuenza, composta por arenitos e conglomerados de ambiente deltaico intercalados aos carbonatos da Base da Formação Catumbela; (B) Formação Catumbela, composta por packstones e grainstones de águas rasas, e (C) Formação Quissonde, formada por mudstones, margas e pelitos carbonáticos ricos em fósseis de amonóides e que representa o afogamento da plataforma rasa. Estima-se que a Formação Tuenza seja do Eoalbio e que a Formação Catumbela seja do Eo ao Mesoalbio. Em campo, a associação dessas duas formações forma um pacote de 300 m de espessura. À Formação Quissonde, atribui-se idade neoalbiana e, em campo, sua espessura foi estimada em 100 m.
2. A seção evaporítica analisada em campo é formada, principalmente, por gipsita que, em alguns locais, se encontra intercalada com pelitos e mudstone. Sua espessura medida em campo varia de 0 a 20 m, na parte norte, e chega a 60 m, na parte sul.
3. A plataforma carbonática albiana da Bacia de Benguela foi afetada por tectônica salífera em toda a extensão da área estudada. Isto se deu na forma de deslizamento gravitacional sobre a camada de sal, em resposta à inclinação da bacia para *offshore*, associada à subsidência termal que se iniciou no Aptiano e aos soerguimentos que afetaram a borda da bacia entre o fim do Cretáceo e o Recente.
4. A tectônica salífera que afetou a plataforma albiana se iniciou durante a deposição dessa seção.
5. A direção de distensão *thin-skinned* que afetou a seção pós sal na Bacia de Benguela é NW – SE e o sentido do transporte tectônico local é para NW.

6. A compartimentação da plataforma carbonática albiana que aflora na Bacia de Benguela ocorreu devido a diferenças na espessura original de sal abaixo dessa seção. Na área estudada a sul, onde a espessura de sal era maior, a fluência do sal gerou distensão mais intensa, levando à fragmentação da plataforma em estruturas do tipo *raft*. Ao norte, a menor espessura de sal não permitiu valores suficientes de distensão para que os blocos falhados perdessem os contatos entre si, de modo que apenas *semi-rafts* se formaram.
7. As principais estruturas responsáveis pela distensão da plataforma carbonática são as falhas lítricas sintéticas à inclinação da bacia, às quais se associam anticlinais de *roll-over*. A variação na taxa e na quantidade de movimentação ao longo dessas falhas gerou as falhas de transferência que separam os *rafts* lateralmente.
8. A área da plataforma albiana onde a espessura original de sal era menor apresenta estruturas com direções semelhantes às das principais estruturas do embasamento, denotando o controle destas estruturas na deformação da plataforma albiana. Nas áreas com mais sal, a sul, a deformação da plataforma não é afetada pela estruturação local do embasamento.
9. A espessura original de sal é controlada por estruturas do embasamento, provavelmente falhas de transferência de direção NE.
10. O indentamento da linha de costa, que ocorre na parte da bacia onde a plataforma albiana se encontra fragmentada, se formou devido ao soerguimento diferencial que ocorreu ao longo da margem da bacia, entre o Mioceno e o Recente. Esta área se encontra atualmente elevada em relação à parte norte, indicando que as mesmas estruturas do embasamento que controlaram variações na espessura original de sal são as mesmas que limitam os blocos que responderam diferentemente aos eventos que geraram o soerguimento.
11. Os modelos físicos permitiram a comparação entre as duas hipóteses levantadas sobre os fatores que levaram formação dos domínios estruturais da plataforma: (A) a plataforma se fragmentou onde sedimentos deltaicos geraram um maior soterramento sobre o sal e (B) a zona fragmentada se formou sobre uma área onde a espessura original do sal

era maior, devido a irregularidades no seu substrato. Ambos os modelos reproduziram o estilo estrutural da situação real. No entanto, a maior analogia com a área de estudo foi obtida a partir do modelo que testou a hipótese (B) Este experimento reproduziu a formação de dois domínios bem definidos: um onde a cobertura é mais distendida (área com mais sal) e outro com distensão menos intensa (área com menos sal), assim como se observa na região costeira a da Bacia de Benguela. Os modelos, portanto, mostraram que a abrupta transição entre domínio fragmentado e domínio não fragmentado na plataforma, provavelmente está relacionado a mudanças também abruptas na espessura original do sal. Uma vez que o topo original da seção evaporítica forma uma superfície peneplanizada, as variações em sua espessura ocorrem devido a irregularidades no seu substrato, provavelmente associadas a estruturas do embasamento.

12. A modelagem em caixa de areia, mesmo não escalonada de forma a permitir inferências quantitativas em relação aos processos que se desejou simular, mostrou-se uma importante ferramenta de comparação, ainda que qualitativa, para a determinação de qual das hipóteses levantadas é a mais adequada para explicar a situação de campo.
13. A construção e a restauração das seções geológicas mostraram-se também extremamente úteis tanto para ilustrar a interpretação feita a partir dos dados de superfície como, principalmente, para permitir a quantificação da deformação em cada um dos domínios estudados e o entendimento da sequência de eventos que afetou a área.
14. A utilização de imagens de sensores remotos de domínio público é de extrema importância, para estudos em áreas remotas e carentes de levantamentos aerofotográficos. Neste trabalho, a utilização desses produtos possibilitou: a extrapolação em mapa de informações obtidas pontualmente, como falhas e contatos geológicos; a obtenção de dados estruturais em regiões não visitadas, como foi feito no embasamento, e a construção dos perfis altimétricos que, integrados aos dados litológicos e estruturais de campo, permitiram a construção das seções geológicas.
15. A qualidade e a extensão dos afloramentos da plataforma albiana da Bacia de Benguela, e a sua natureza essencialmente carbonática, a tornam um excelente análogo para a estratigrafia dos reservatórios carbonáticos

albianos que vem produzindo óleo na Bacia de Campos e também na Bacia de Kwanza. Além disso, os *rafts* que afloram na parte sul da área estudada oferecem uma rara oportunidade para o estudo tridimensional da deformação interna desse tipo de estrutura.

REFERÊNCIAS

ANDERSON J. E.; CARTWRIGHT J.; DRYSDALL S. J.; VIVIAN N. *Controls in turbidite sand deposition during gravity-driven extension on a passive margin* examples from the Miocene sediments in block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 1165 – 1203, 2000.

ARAI M. *Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes*. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 17, n. 2, p. 331 – 351, 2009.

ARAI M. Geochemical Reconnaissance of Mid-Cretaceous anoxic event in the Santos Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 18, p. 273 – 282, 1988. apud CHANG H. K.; ASSINE M. L.; CORRÊA F. S.; TINEN J. S.; VIDAL A. C.; KOIKE L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2, p. 29-46, 2008.

ASMUS H. E.. Geologia da margem continental brasileira. In: SCHOBENHAUS, G. (Coord.). *Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*; Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. p. 443 – 472.

BASILE C.; ALLEMAND P. *Erosion and flexural uplift along transform faults*. *Geophys. J. Int.*, v. 151, p. 646 – 653, 2002.

BRICE S. E.; COCHRAN M. D.; PARDO G.; EDWARDS A. D. Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda Angola. In: WATKINS, J. S.; DRAKE, C. L. (Ed.). *Studies in Continental Margin Geology*. Tulsa: AAPG, 1982. p. 5–18. (AAPG Memoir, n. 34).

BUENO G. V. *Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico*. *Boletim de Geociências Petrobras*, v. 12, n. 2, p. 203 – 229, 2004.

BUROLLET P. F. *Tectonique en redeaux an Angola*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v. 17, p. 503 – 504, 1975. Apud DUVAL B.; CRAMEZ C.; JACKSON M. P. A., Raft tectonics in Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*. v. 9, p. 389–404, 1992.

BUTA-NETO A. *Analyse des interactions tectonique salifère – sédimentation grás carbonate albiennne dans la basin onshore de Benguela (Merge sud angolaise)*. Dijon: Université de Borgogne, 2006. 180 p. (Não publicado). Apud GUIRAUD M.; BUTA-NETO A.; QUESNE D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, n. 27, p. 1040-1068, 2010.

CAHEN L.; SNELLING N. J.; DELHAL J.; VAIL J. R.,. *The geochronology and evolution of Africa*. Oxford: Clearendon Press, 1984. 512 p. Apud CARVALHO H.; TASSINARI C.; ALVES P. H. GUIMARÃES F.; SIMÕES M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 32, n. 2, p 383-402, 2000.

CAINELLI C.; MOHRIAK W.U. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXIBITION SHORT COURSE, Rio de Janeiro, 1998. *Brazilian Geology Part II*, Rio de Janeiro: AAPG, 1998.

CARTER N. L.; HANSEN F. D. Creep of rocksalt. *Tectonopyysics*, v. 92, p. 275 – 333, 1983. MOHRIAK W. U.; SZATMARI P. Tectônica de sal. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 4, p. 90 – 163.

CARVALHO H.; FERNANDEZ A.; VIALETTE Y. Chronologie absolutedu Précambrien Du Sud –Ouest de l'Angola. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, n. 288, p. 1647 – 1650, 1979. Apud CARVALHO H.; TASSINARI C.; ALVES P. H. GUIMARÃES F.; SIMÕES M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 32, n. 2, p 383-402, 2000.

CARVALHO H.; TASSINARI C. C. G. Idades do magmetismo granítico na região do Cataculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o cinturão Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 1, p. 73 – 81, 1992. Apud Carvalho et al., 2000. CARVALHO H.; TASSINARI C.; ALVES P. H. GUIMARÃES F.; SIMÕES M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 32, n. 2, p 383-402, 2000.

CARVALHO H.; TASSINARI C.; ALVES P. H. GUIMARÃES F.; SIMÕES M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 32, n. 2, p 383-402, 2000.

CERQUEIRA R. M.; PEREIRA J. C.; PESSOA A. F. C. Jazida de potássio de Santa Rosa de Lima (SE): geologia e avaliação de reservas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* São Paulo: SBG, 1986. v.5, p. 2168 – 2181. Apud DIAS J. L.,. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos da margem leste brasileira. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 9, p. 220– 29.

CHANG H. K.; KOWSMANN R. O.; FIGUEIREDO A. M F. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*. v. 213, p 97-138. 1992. Apud GARCIA S. F. M. *Estudo tridimensional dos efeitos da halocinese em margens passivas*. 1999. 180p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1999.

CHANG H. K.; ASSINE M. L.; CORRÊA F. S.; TINEN J. S.; VIDAL A. C.; KOIKE L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2, p. 29-46, 2008.

CLIFT P. D.; LORENZO M. Flexural unloading and uplift along the Côte d’Ivoire – Ghana transform margin, equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 25257 – 25274, 1999.

COBBOLD P.; SZATMARI P. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*. v. 188, p. 249-289, 1991.

DAVIES G. H.; REYNALDS S. J.; KLUTH C. F. *Structural geology of rocks and regions*. 3 ed. Hoboken: Wiley, 2012. Cap. 6, p. 249-343.

DEMERCIAN S.; SZATMARI P.; COBBOLD P. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*. v. 228, p. 393-433. 1993.

DEMERCIAN L. S. *A halocinese na evolução do sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo superior*. 1996. 201p. Dissertação (Mestrado), Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996. Apud GARCIA S. F. M. *Estudo tridimensional dos efeitos da halocinese em margens passivas*. 1999. 180p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1999.

DIAS J. L.,. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos da margem leste brasileira. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 9, p. 220– 29.

DULA W. F. Jr. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *AAPG Bulletin*, v. 75, n. 10, p 1609– 625, 1991.

DUVAL B.; CRAMEZ C.; JACKSON M. P. A.,. Raft tectonics in Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*. v. 9, p. 389–404, 1992.

EICHENSEER H. T.; WALGENWITZ F. R.; BIONDI P. J. Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda Group, Albian, offshore Angola). *AAPG Bulletin*, v. 83, n. 11, p. 1729–1758, 1999.

FAIRHEAD J. D.; GREEN C. M.; MASTERTON S. M.; GUIRAUD R. The role that plate tectonics, inferred stress changes and stratigraphic unconformities have on the evolution of the West and Central African Rift System and the Atlantic continental margins. *Tectonophysics*, n. 594, p. 118–127, 2013.

FAULDS J. E.; VARGA R. J.,. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. In: FAULDS, J. E.; STEWART, J. H. (Ed.). *Accommodation zones and transfer zones: the significance and nature of large-scale segmentation in the Basin and Range*. New York: Geologic Society of America, 1998. (Geologic Society of America, Special Paper, n. 323.).

GARCIA S. F. M. *Estudo tridimensional dos efeitos da halocinese em margens passivas*. 1999. 180p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1999.

GUARDADO L. R.; GAMBOA L. A. P.; LUCCHESI C. F. *Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil: a Model for Producing Atlantic Type Basin*. Tulsa: AAPG, 1989. (AAPG Memoir 48).

GUERRA M. C. M.; SZATMARI P., O banco de Abrolhos como agente modificador do fluxo de sal na Bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO E GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos...*, Camboriú: SBG, 1994. v.1, p. 559 – 560.

GUIRAUD M.; BUTA-NETO A.; QUESNE D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, n. 27, p. 1040-1068, 2010.

HEILBRON M.; MACHADO N. *Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogene (SE Brazil)*. *Precambrian Research*, v. 25, p. 87–112, 2003.

HEILBRON M.; VALERIANO C. M.; TASSINARI C. C. G.; ALMEIDA J.; TUPINAMBÁ M.; SIGA O. Jr.; THROW, R.,. *Correlation of the Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil, and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions*. London: Geological Society, 2008. p. 211–237. (Geological Society Special Publications, v. 294).

HUBBERT M. K. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *GSA Bulletin*, v. 48, p. 1459–520, 1937.

HUDEC M. R.; JACKSON M. P. A. Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable margin. *AAPG Bulletin*, v. 88, n. 7, p. 971-990, 2004.

JACKSON M. P. A.; CREMEZ C.,. Seismic recognition of salt welds in salt tectonics regimes. In: GULF COAST SECTION OF THE SOCIETY OF ECONOMIC PALEONTOLOGISTS AND MINERALOGISTS ANNUAL RESEARCH CONFERENCE, 10. 1989, Houston. Program and Abstracts..., Houston, 1989. p. 66–71. Apud DUVAL B.; CRAMEZ C.; JACKSON M. P. A.,. Raft tectonics in Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*. v. 9, p. 389–404, 1992.

JACKSON M. P. A.; TALBOT C. G. A.,. *A glossary of salt tectonics*, Texas: Bureau Economic Geology, 1991. 44 p. Geological Circular (University of Texas at Austin. Bureau Economic Geology); v.91-4. Apud GARCIA S. F. M. *Estudo tridimensional dos efeitos da halocinese em margens passivas*. 1999. 180p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1999.

JACKSON M. P. A.; HUDEC M. R.; HEGARTY K. A. The great West African Tertiary uplift: fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin. *Tectonics*, v. 24, p. 278–302, 2005.

KRÖNER S.; KONOPÁSEK J. et al., 2004. U-Pb and Pb-Pb zircon ages for metamorphic rocks in the Kaoko Belt of Northwestern Namibia: a Pleo- to Neoproterozoic basement reworked during the Pan-African Orogeny. *South African Journal of Earth Sciences*, n. 107, p. 455–476. Apud CARVALHO H.; TASSINARI C.; ALVES P. H. GUIMARÃES F.; SIMÕES M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 32, n. 2, p 383-402, 2000.

LAVIER L. L. STECKLER M. S.; BRIGAUD F. Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. *Marine Geology*, n. 178, p. 63–80, 2001.

LAVIER L.; MANATSCHAL G. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma poor margins. *Nature*, v. 440, p. 324-328, 2006.

LETOUZEY J.; COLLETTA B.; VIALLY R.; CHERMETTE J. C. *Evolution of salt-related structures in compressional settings*. In: JACKSON, M. P. A.; ROBERTS, D. G.; NELSON, S. (Ed.). *Salt tectonics: a global perspective*. Tulsa: AAPG, 1995. p. 41–60. (AAPG Memoir, 65).

LIMA-NEVES L. B.,. A litoestratigrafia das séries ante-salíferas da bacia terrestre do Kwanza. 1999. 42p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação), Universidade Agostinho Neto, Luanda,. Apud GUIRAUD M.; BUTA-NETO A.; QUESNE D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, n. 27, p. 1040-1068, 2010.

MANATSCHAL G.; MÜNTENER O.; LAVIER L. L.; MINCHULL T. A.; PERÓN-PINDIVIC G., et al. Observations from the Alpine Thetys and Iberie – Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breackup. London: Geological Society, 2007. p 291–324. (Geological Society Special Publications, v. 282).

MARTON L. G.; TARI G.C.; LEHMAN C.T., 2000. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington: Amer. Geophy. Union. P. 139 – 149.

MARZOLI A.; MELLUSO V.; MORRA V.; RENNE R.; SGROSSO I.; D'ANTONIO M.; DUARTE MORAIS L.; MORAIS E. A. A.; RICCI G. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza Basin (western Angola) and relationships with the Parana-Etendeka continental flood basalt province. *Journal of*

Geodynamics, n. 28, p. 241–356, 1999. Apud JACKSON M. P. A.; HUDEC M. R.; HEGARTY K. A. The great West African Tertiary uplift: fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin. *Tectonics*, v. 24, p. 278–302, 2005.

MAURIN J. C.; GUIRAUD, R. Basement control in the development of the lower cretaceous West and central African rift system. *Tectonophysics*, n. 228., p. 81 –95, 1993. Apud GUIRAUD M.; BUTA-NETO A.; QUESNE D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, n. 27, p. 1040-1068, 2010.

McCLAY K. R.; WHITE M. *Analog models of orthogonal and oblique rifting. Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 137–151, 1995.

McCLAY K. R.; DOOLEY T.; WHITEHOUSE P. MILLS M. 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *AAPG Bulletin*, v. 86, p. 935–959, 2002.

McKENZIE D. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, p. 25 – 32. 1978

MEISLING K. E.; COBBOLD P. R.; MOUNT V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin. Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 85, 1903–1924, 2001.

MILANI E. J.; DAVISON I. Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil. *Tectonophysics*, v. 154, p. 41–70, 1988.

MOHRIAK W. U.; MELLO M. R.; DEWEY J. F.; MAXWELL J. R.,. *Petroleum geology of the Campos Basin, offshore Brazil*. London: Geological Society, 1990. p. 119–141. (Geological Society of London. Special Publication, 50).

MOHRIAK W. U.; MACEDO J. M.; CASTELLANI R. T.; RANGEL H. D.; BARROS A. Z. N.; LATGÉ M. A. L.; RICCI J. A.; MISUZAKI A. M. P.; SZATMARI P.; DEMERCIAN L. S.; RIZZO J. C. G.; AIRES J. R.,. *Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil*. Tulsa: AAPG, 1995. Cap. 13, p. 273–304. (AAPG Memoir 65).

MOHRIAK W. U., *Bacias sedimentares da margem continental brasileira*. In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Brasília: CPRM, 2003. Cap. 3, p. 87–165.

MOHRIAK W. U.; SZATMARI P. Tectônica de sal. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 4, p. 90 – 163.

MOHRIAK W. U.; SZATMARI P.; ANJOS S. M. C. Sedimentação de evaporitos. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 3, p.–89.

MOULIN M.; ASLANIAN D.; UTERNEHR P. A new starting point for the south and equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, v. 98, p. 1–37, 2010.

MOULIN M.; ASLANIAN D.; RABINEAU M.; PATRIAT M.; MATIAS L. *Kinematic keys of the Santos-Namibe basins*. London: Geological Society, 2012. (Geological Society of London, Special Publication 369). Versão on-line.

PALAGI P. R., 2008. Evaporitos no Brasil e na América do Sul. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 7, p. 188-207.

PERÓN-PINDIVIC G.; MANATSCHAL G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 2008. Doi: 10.1007/s00531-008-0337-9 (versão on-line).

PINDELL J.; DEWEY J. F. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, v. 1, no. 2, p. 179 –211, 1982.

QUESNE D.; BUTA-NETO A., BERNARD D.; GUIRAUD M.,. Distribution of Albian clastic deposits in the Benguela basin (Angola): evidence of a Benguela paleocurrent? *Bull. Soc. Geól. Fr.*, v. 180, n. 2, p. 117-129, 2009.

QUIRK D. G.; SCHODT N.; LASSEN B.; INGS S. J.; HSU D.; HIRSCH K. K.; VON NIKOLAI C.,. *Salt tectonics on passive margins: examples from Santos, Campos and*

Kwanza basins. London: Geological Society, 2012. p. 207–244. (Geological Society of London, Special Publication 363).

QUIRK D. G.; HERTLE M.; JEPPESEN J. W.; RAVEN M.; MOHRIAK W. U.; KANN D. J.; NORGARD M.; HOWE M. J.; HSU D.; M COFFEY B.; MENDES M. P. *Rifting subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic*. London: Geological Society, 2013. p. 185–214. (Geological Society of London, Special Publication 369).

RABINOWITZ P. D.; LABREQUE J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, v. 84 (B11), p. 5973–6003, 1979

RIZZO J. G. *Falhas das sequencias rift e pós-rift da Bacia de Campos, Rio de Janeiro Brazil: possibilidades de relacionamento*. 1987. 74p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1987.

RIZZO J. G.; MOHRIAK W. U.; AIRES J. G.; BARROS A. Z. N.,. Modelagem física de falhamentos antitéticos em águas profundas na região de Cabo Frio, na Bacia de Campos, RJ. In: XXXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1990, Natal. *Boletim de Resumos Expandidos...* Natal: SBG, 1990. V. 5, p. 2228–2249.

ROUBY D.; RAILLARD S.; GUILLOUCHEAU F.; BOUROULLEC R.; NALPS T.,. Kinematics of a growth fault/raft system on the West African margin using 3-D restoration. *Journal of Structural Geology*, n. 24, p. 783–796, 2002.

SCHMITT R. S.; THROW R. A. J.; VAN SCHUMS W. R.; PASSCHIER C. W. *Cambrian orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil) and correlations within west Gondwana: Ties that bind underwater*. London: Geological Society, 2008. p. 279–296. (Geological Society of London, v. 294).

SETH B.; JUNG S.; HOERNES S. Isotope constraints on the origin of Pan-African granitoid rocks in Kaoko Belt, NW Namibia. *South African Journal of Earth Sciences*, n. 105, p. 179 – 192, 2002. Apud HEILBRON M.; VALERIANO C. M.; TASSINARI C. C. G.; ALMEIDA J.; TUPINAMBÁ M.; SIGA O. Jr.; THROW, R.,. *Correlation of the Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil, and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions*. London: Geological Society, 2008. p. 211–237. (Geological Society Special Publications, v. 294).

SZATMARI P.; CARVALHO R. S.; SIMÕES I. A. A.; TIBANA P. LEITE D. C.,. *Projeto evaporitos*. In: EVAPORITOS de Sergipe, Rio de Janeiro: Petrobras, RPNE, 1974. v.1. Apud DIAS J. L.,. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos da margem leste brasileira. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 9, p. 220– 29.

SZATMARI P.; CARVALHO R. S.; SIMÕES I. A. A.,. Comparison of evaporite fácies in the Late Paleozoic Amazon and in the Middle Cretaceous South Atlantic basins. *Economic Geology*, Lancaster, v. 74, n. 2, p. 432–447, 1979. Apud DIAS J. L.,. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos da margem leste brasileira. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 9, p. 220– 29.

SZATMARI P.; AIRES J. R. Experimentos com modelagem física de processos tectônicos no Centro de Pesquisa da Petrobras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, n.1, v. 1, p. 13–24, 1987.

SZATMARI P.; GUERRA M. C. M.; PEQUENO M. A. *Genesis of counter-regional normal fault by flow of cretaceous salt in the Suth Atlantic, Santos Basin, Brazil*. London: Geological Society, 1996. p. 259 – 264. (Geological Society of London, Special Publication 100).

TAVARES T.; MEISTER C.; DUARTE-MORAIS M. L.; DAVID B. Albian ammonites of the Benguela Basin (Angola): a biostratigraphic framework. *South African Journal of Geology*, v. 110, p. 137–156, 2007.

TILLEMENT B. Insights into Albian carbonate geology in Angola. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 35, n. 1, p. 65–74,1987.

TORQUATO J. R.; CARVALHO J. A. R. Idade Rb-Sr do granito do Caraculo, uma nova evidência para a existência para a existência do evento Namib no Sudoeste de Angola. *Revista Geologia*, n. 50, p.–167, 1992. Apud CARVALHO H.; TASSINARI C.; ALVES P. H. GUIMARÃES F.; SIMÕES M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 32, n. 2, p 383-402, 2000.

VENDEVILLE B. C.; COBBOLD P. R.; DAVI P.; BRUN J. P.; CHOUKROUNE P. Physical model of extensional tectonics at various scales. In: COWARD, M. P.; DEWEY J. F.; HANCOCK (Ed.). *Continental Extensional Tectonics*. London: Geological Society, 1987. p. 95 – 107. (Geological Society of London, Special Publication 28).

VIOLA G.; ANDREOLI M.; BEN- AVRAHAM Z.; STENGEL I.; RESHEF M. Offshore mud volcanoes and onland faulting in southwestern Africa: neotectonic implications and constrains on the regional stress field. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 131, p. 147–160, 2005.

WAISMAN G., 2008. *Tectônica de sal na Bacia de Campos*. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 15, p. 314-339.

WERNIKIE B. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonic in an extending orogen. *Nature*, v. 291, p. 645–648, 1981.

WHITE S. H.; de BOORDER H.; SMITH C. B. Structural controls of kimberlites and lamproites emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 53, p. 245-264, 1995.

WITHJACK M. O.; SCHLISCHE R. W.; OLSEN P. E. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. In: RENAUT, ROBIN W.; ASHLEY, GAIL M. *Sedimentation in continental rifts*. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2002. p. 57 – 81. (Society for Sedimentary Geology Special Publication, n. 73).