

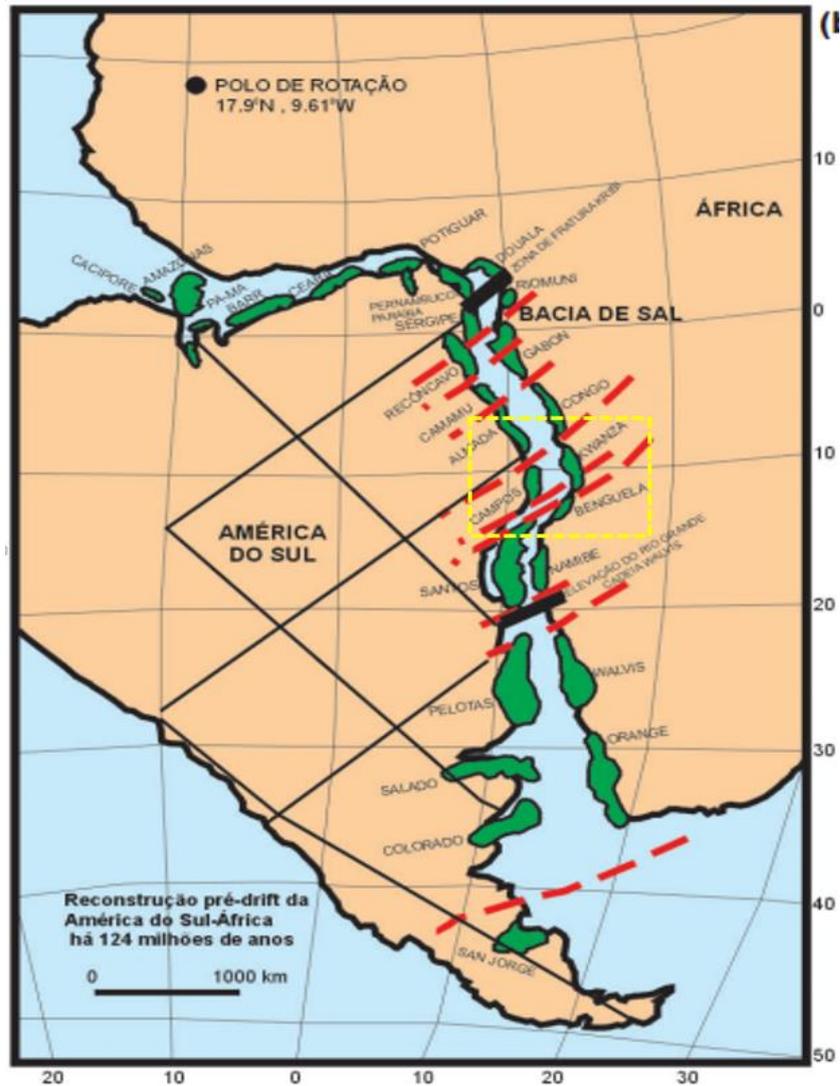
## 4. GEOLOGIA REGIONAL

### 4.1 A Bacia de Campos

A Bacia de Campos (Figura 2) ocupa uma área de cerca de 100.000 km<sup>2</sup>, está localizada na margem sudeste do Brasil na região entre o litoral sul do Espírito Santo e o litoral norte do estado do Rio de Janeiro. Na parte norte ela tem seu limite no Alto de Vitória, no estado do Espírito Santo e na parte sul limita-se pelo Alto de Cabo Frio, no estado do Rio de Janeiro. Suas atividades exploratórias se iniciaram no início dos anos de 1970, sendo a primeira descoberta em 1974, desde então a Bacia de Campos se tornou a mais prolífica bacia de hidrocarbonetos do Brasil

A Bacia de Campos é uma bacia de margem passiva, e tem como equivalentes as bacias africanas de Baixo Congo e de Kwanza (Figura 13). Ela compreende dois domínios estruturais: um domínio rifte caracterizado por sistemas de blocos rotacionados, limitados por falhas normais de direção NE-SW que envolvem o embasamento (Dias *et al.*,1987; Guardado *et al.*,1989), e um pós rifte, onde predominam estruturas salíferas, cujas movimentações provavelmente tiveram início no eoalbio durante a implantação de sistemas de escorregamentos tipo *raft* que segmentaram a plataforma carbonática (Milani *et al.*,2001; Mohriak , 2003;Duval *et al*, 1992; Vendeville e Jackson, 1992a, b).

Figura 13 – Mapa de reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental.



Legenda: Em destaque no retângulo amarelo as Bacias de Campos e Kwanza.

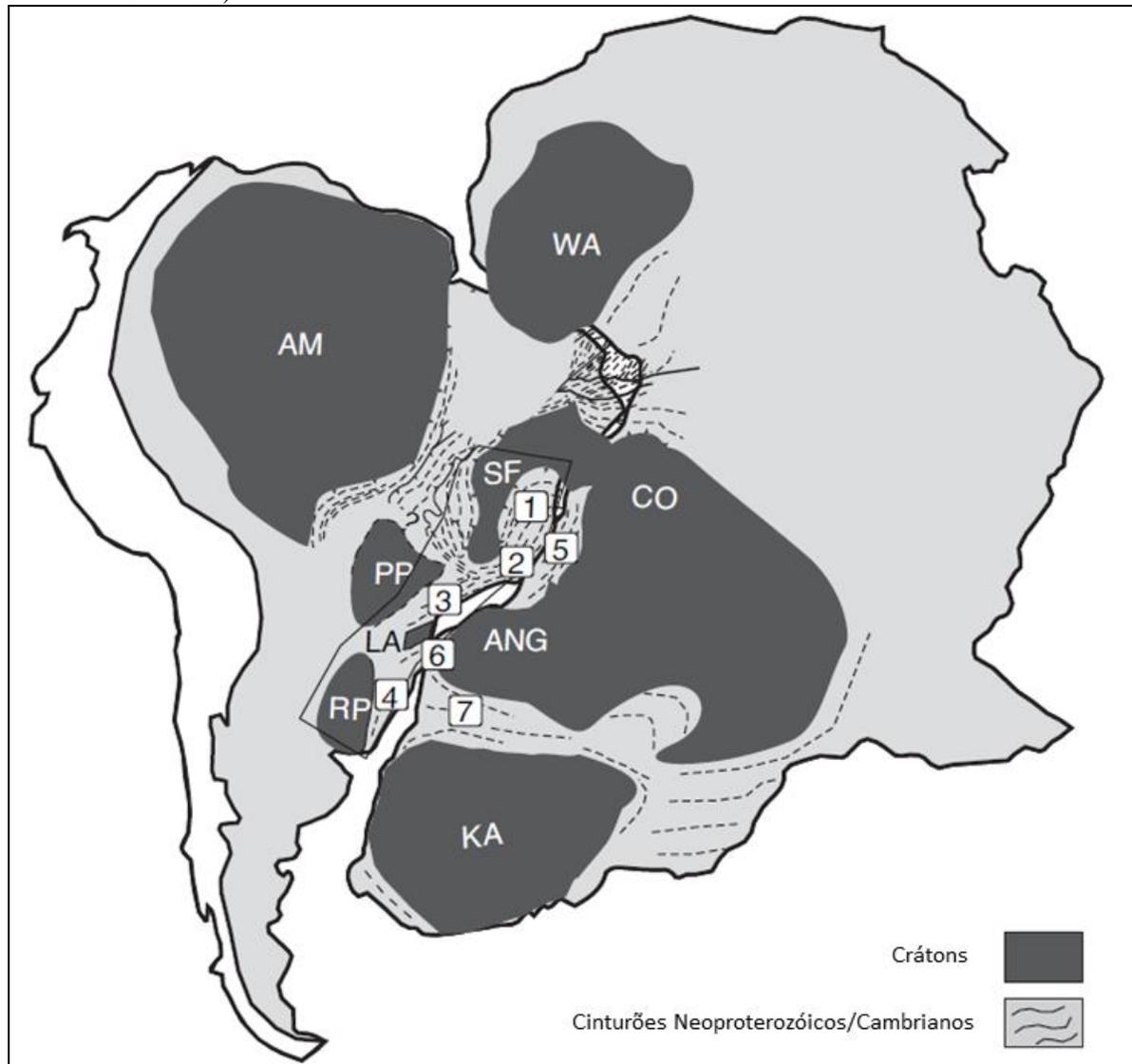
Fonte: Mohriak, 2003.

#### 4.2 Contexto Geotectônico

A Bacia de Campos integra o sistema de margens rifteadas do Atlântico Sul, formado pela fragmentação e deriva cretácea entre placas sul-americana e africana que antes compunham o setor oeste do supercontinente Gondwana (Cainelli & Mohriak, 1998). No Neoproterozoico, durante a orogênese Brasiliana/Panafricana, múltiplas colisões entre as placas São Franciscana/Congo, Amazônica, Rio de la Plata, Paranápánema e Oeste Africana

culminaram com a configuração final do supercontinente (Almeida *et al.*,1976, Almeida *et al.*,2000, Heilbron *et al.*, 2000). A forte correlação entre diversas províncias tectônicas como crátons, faixas móveis, bacias sedimentares e lineamentos estruturais encontrados em ambos os lados do oceano reforça a teoria da separação dos continentes e auxilia em tentativas de reconstrução paleogeografica realizada por diversos autores (Wilson, 1965; Pontes & Asmus, 1978; Torquato & Cordani, 1981; Marshall, 1994; Schmitt *et al.*, 2004; Ghidella *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2008), como mostra a Figura 14.

Figura 14 – Localização dos cinturões de faixas móveis e crátons na América de Sul e África. (Gondwana Ocidental)



Legenda: Cinturões neoproterozóicos: Os crátons: LA, Luis Alves; PP, Parapananema; RP Rio de La Plata; AM, Amazonas; WA, Oeste Africano; SF, São Fransisco; CO, Congo; KA, Kalahari. As Faixas Móveis: 1, Faixa Araçuaí; 2, Faixa Ribeira Central; 3, Faixa Ribeira Meridional; 4, Faixa Dom Feliciano; 5, Faixa Congo Oeste; 6, Faixa Kaoko; 7, Faixa Damara.

Fonte: Heilbron *et al.* (2008). Adaptada pelo autor, 2017.

A evolução do *break-up* dos segmentos central e sul da margem conjugada Brasileira-Africana aconteceu a partir de processos distensivos desde o Neojurássico até o Eocretáceo (Asmus & Porto, 1980; Asmus & Baisch, 1983; Szatmari *et al.*, 1985, Chang *et al.*, 1992). Essa evolução foi fortemente controlada por estruturas antigas do embasamento que se refletiu na paleogeografia da margem. Na parte sul do continente sul-Americano ela avançou como uma cunha propagante para norte-nordeste (Mohriak *et al.*, 2008) até alcançar o Cráton São do Francisco/Congo, onde encontrou resistência, fundindo-se com o sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (SRRTJ), até este sistema ser abortado e seguir o *trend* do cinturão granulítico paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá, seguindo rumo a margem leste brasileira. Na margem equatorial a ruptura se deu em regime transcorrente após se propagar para leste e vencer o Craton do Oeste Africano/São Luís, unindo-se com aquela que seguia para oeste, durante o desenvolvimento do sistema de riftes do Oeste Africano/Cariri-Potiguar (Fairhead, 1988, Fairhead & Green, 1989, Fairhead & Brinks, 1991, Matos, 1999, Matos, 2000).

#### 4.3 Evolução Tectono-Sedimentar

O desenvolvimento da margem rifteada do setor central do ramo sul do Oceano Atlântico se deu inicialmente por uma série de rupturas intraplaca, muitas delas aproveitando tramas do embasamento precambriano. Nessa fase precoce do rifteamento foram formadas uma série de bacias interiores, no lado brasileiro representadas pelas bacia do *trend* Cariri-Potiguar (Matos, 1999, Matos, 2000), Bacia do Araripe, no Sistema de Riftes do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Magnavita & Cupertino 1987, Milani & Davison, 1988, Santos *et al.*, 1990, Magnavita, 1996, Szatmari & Milani, 1999); e na contraparte africana no sistema de riftes oriental que inclui as bacias interiores do leste Nigeriano, as bacias de Doba, Sudão, Anza, Atbara, Yola e do Lago Chad (Fairhead & Brinks, 1991, Fairhead & Green 1989, Fairhead, 1988). O abandono dessas bacias durante a passagem da deformação intraplaca para a localização ao longo das rupturas definitivas que geraram os contornos atuais das margens Sulamericana e Africana, ainda é uma questão em aberto, porém é consenso a forte contribuição da trama do embasamento no posicionamento dos eixos de ruptura que coalesceram para definir a arquitetura atual das duas margens durante a quebra do segmento

oeste do supercontinente Gondwana (Chang *et al.*, 1992, Maurin & Guiraud, 1993, Vauchez *et al.*, 1997).

O estiramento litosférico na Bacia de Campos foi provavelmente deflagrado pelo amolecimento crustal em resposta atividade de sistemas convectivos profundos, com forte contribuição termal (Thompson & Hawkesworth, 1996) e provavelmente relacionados à inserção da pluma mantélica de Tristão da Cunha (Richards *et al.*, 1989; White & McKenzie, 1989; Milner & Le Roex, 1996; Gibson *et al.*, 1995; Courtillot *et al.*, 1999), este modelo de formação de riftes foi estudado por Morley, C.K. *et al.*, (1999) para o sistemas de riftes no oeste africano, e é representado esquematicamente na Figura 15. O desequilíbrio termal promovido por este fenômeno teve como resultado a formação da província magmática gigante do Atlântico Sul, cujas expressões em superfície são os derrames basálticos Paraná-Entendeka de 137–127 Ma (Turner *et al.* 1994; Marzoli *et al.*, 1999) e o enxame de diques de Ponta Grossa (134-129 Ma, Renne *et al.*, 1996). Derrames de lavas basálticas, datadas de 133-132 Ma, foram amostrados em poços nas porções submersas das Bacias de Campos e Santos. Uma vez acionado, o rifteamento prosseguiu com graus variáveis de obliquidade com respeito às estruturas pré-existentes, repercutindo em diferentes estilos estruturais ao longo das margens continentais brasileira e africana (Cobbold *et al.*, 2001; Meisling *et al.*, 2001; Normande *et al.*, 2003; Moulin *et al.*, 2012). Na Bacia de Campos as estruturas associadas a esse evento são marcadas por sistemas de falhas normais NE-SW que infletem para ENE.

Os conjuntos de falhas ENE formam lineamentos que se estendem por centenas de quilômetros bacia adentro (Figura 2). Em detalhe esses lineamentos são segmentados, arranjando-se geométrica e cinematicamente como sistemas de rampas de revezamento e/ou zonas de acomodação que transferiram a distensão de regiões proximais, menos estiradas (espessuras máximas de 20 km) para as porções distais, com espessuras crustais inferiores a 10 km. Estruturas dessa natureza são cartografadas na Bacia de Campos desde as porções *onshore* (Lourenço 2014, Calegari *et al.*, 2016, Lourenço *et al.*, 2016, Savastano *et al.*, 2017) até as partes mais interiores (Cobbold *et al.*, 2001; Meisling *et al.*, 2001). Os dois sistemas de falhas atuaram conjuntamente, particionando o *strain*, com distensão ortogonal às estruturas NE e fortemente oblíqua ao longo dos sistemas de rampas de revezamento ENE. Diques máficos afetados pelos dois sistemas de falhas indicam uma idade mínima de 128 Ma para o início da segmentação da bacia (Almeida *et al.*, 2013, Savastano *et al.*, 2017). Em mapa a inflexão entre os dois conjuntos de falhas resulta na conexão física do tipo *hard-linkage*,

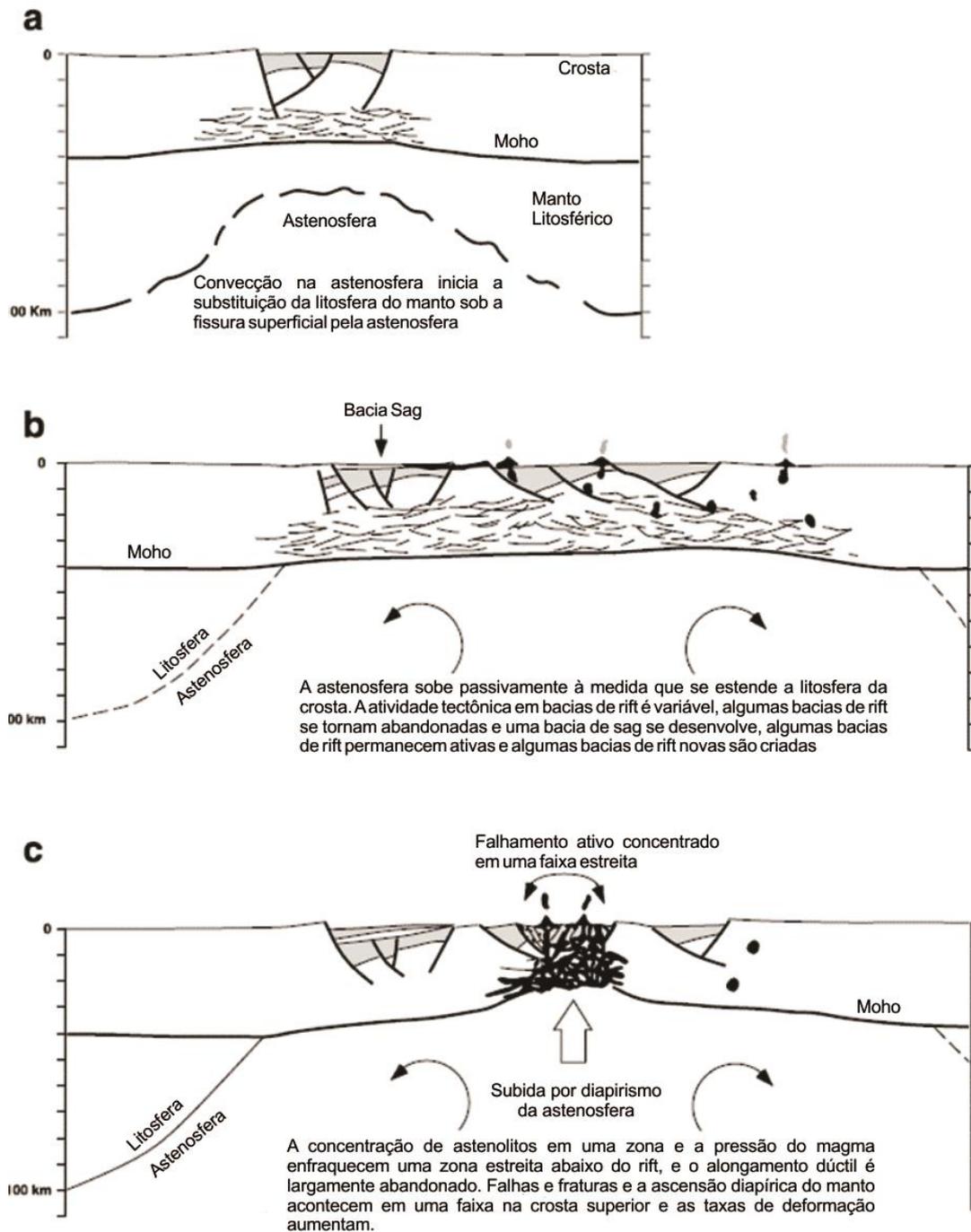
sendo expressa na fisiografia como altos estruturais curvos (e.g. alto de Cabo Frio e a porção sul do alto de Badejo).

As falhas relacionadas ao início do rifteamento residem na porção proximal e menos estirada da bacia. Estão arrançadas na forma de meio *grabens* com abatimento de blocos tanto para o continente quanto para o oceano. O alto externo da Bacia de Campos, feição fisiográfica que marca o limite leste das principais cozinhas geradoras da bacia (baixos de Corvina e Parati), é um *horst* limitado por duas importantes falhas normais: uma a oeste mergulhando para o continente e que aloja na borda flexural o alto de Badejo e outra a leste com grande rejeito mergulhando para o oceano e que marca o limite entre as porções proximais e distais da Bacia de Campos (Figura 2).

#### 4.4 Principais feições estruturais

Analisando o contexto tectônico na Bacias de Campos e Santos, diversos autores (Mohriak & Dewey, 1987, Mohriak *et al.*, 1990, Meisling *et al.*, 2001), usando anomalias de gravidade *Bourguer*, volumes sísmicos regionais e linhas sísmicas profundas, identificaram várias feições estruturais importantes. As principais feições estruturais interpretadas por Meisling *et al.* (2001) no mapa de anomalia de gravidade *Bourguer* (Figura 16) foram: *Moho uplift*; *failed spreading ridge*; e zonas de transferência.

Figura 15 – Desenho esquemático ilustrando o desenvolvimento tectônico de um sistema de rifte continental baseado no rifte do leste africano.

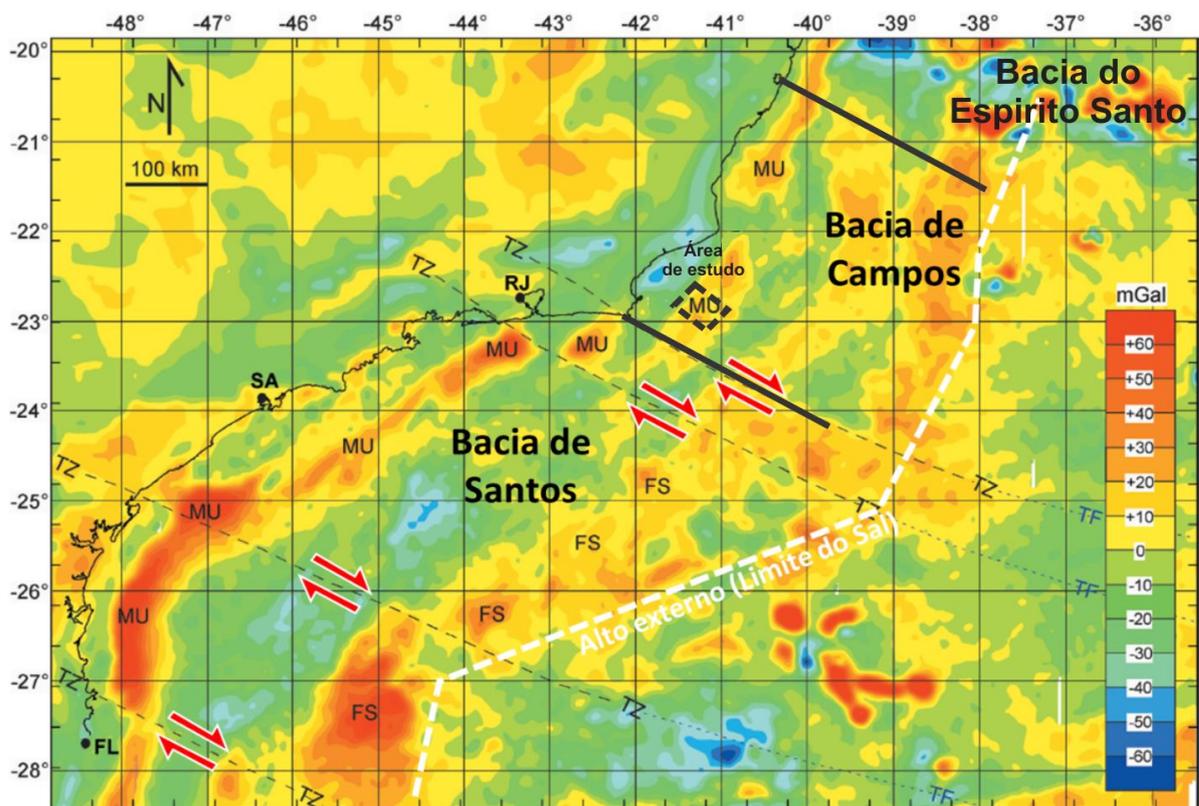


Fonte: Morley, C.K. *et al.* (1999).

De acordo com o mapa gravimétrico a *Moho uplift* (MU) é uma anomalia positiva (acima de 80 mGal) orientada nordeste-sudoeste. Sua anomalia gravimétrica representa de acordo com Meisling *et al.* (2001), uma subida da crosta inferior (*Moho*), interpretada também em uma sísmica regional. Outra anomalia descrita, é a *Failed spreading ridge*, que representam várias anomalias positivas (acima de 70 mGal), de direção nordeste-sudoeste.

Estas anomalias são interpretadas por Meisling *et al.* (2001), como altos vulcânicos erodidos do pré-sal e altos do embasamento. As anomalias negativas entre a MU e a FS, marcam sistemas de *half grabens* e são vistas em linhas sísmicas profundas e calibradas com poços exploratórios. Meisling *et al.* (2001) interpretou os *offsets* entre as anomalias de gravidade como zonas de transferência (TZ), estas zonas tem a direção variando entre oeste-noroeste para leste-sudeste e de acordo com Mohriak *et al.* (1995), são síncronas com as falhas extensionais durante o rift do Neocomiano.

Figura 16 – Mapa de anomalia gravimétrica das Bacias de Campos e Santos.



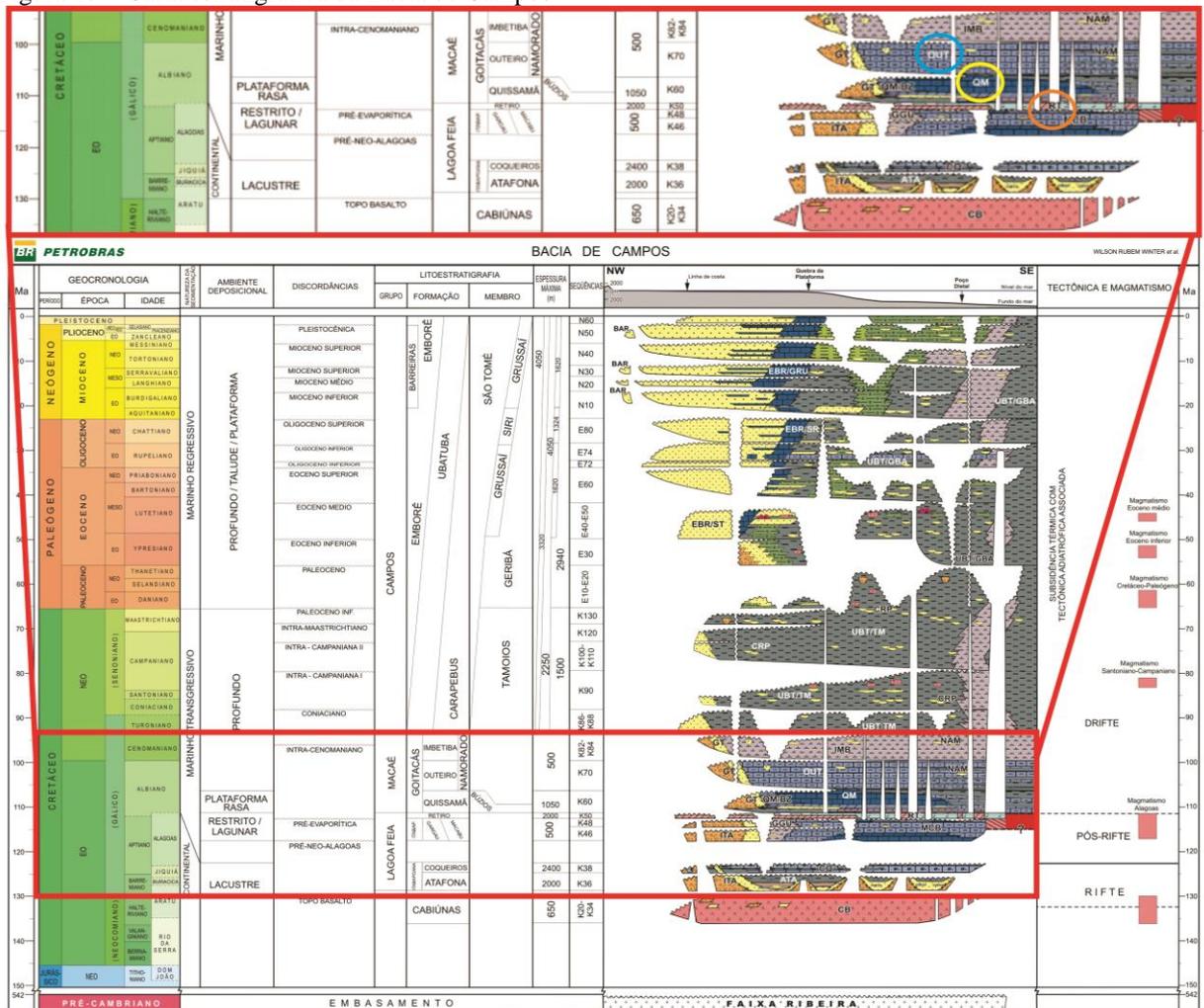
Legenda. A escala de cor mostra os valores em mGal. As localidades *onshore* são: Florianópolis (FL), Santos (SA), e Rio de Janeiro (RJ). As Principais zonas interpretadas são: *Moho uplift* (MU), *failed spreading ridge* (FS) Zonas de Transferência (TZ) e falhas transformantes (TF). Polígono preto em destaque corresponde a área estudada.

Fonte: Meisling *et al.* (2001). Adaptada pelo autor, 2017.

### 4.5 Estratigrafia

Na Bacia de Campos são dois os estágios de evolução temporal do rift (Almeida, 1998; Winter *et al.*, 2007; Brito-Neves & Cordani, 1991). No Neocomiano (sin-rift inicial), a megadepressão formada em resposta ao reequilíbrio termal e isostático da crosta é preenchida na fase pré-rifte, por rochas vulcânicas intercaladas com sedimentos que integram a Formação Cabiúnas (Figura 17). O intenso magmatismo que acompanha essa fase é representado por derrames basálticos subalcalinos, subaéreos e subaquosos, correlacionáveis aos derrames basálticos do evento Serra Geral na Bacia do Paraná (Valente *et al.*, 2007, Winter *et al.*, 2007 e Thomaz Filho, 1999).

Figura 17 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos.



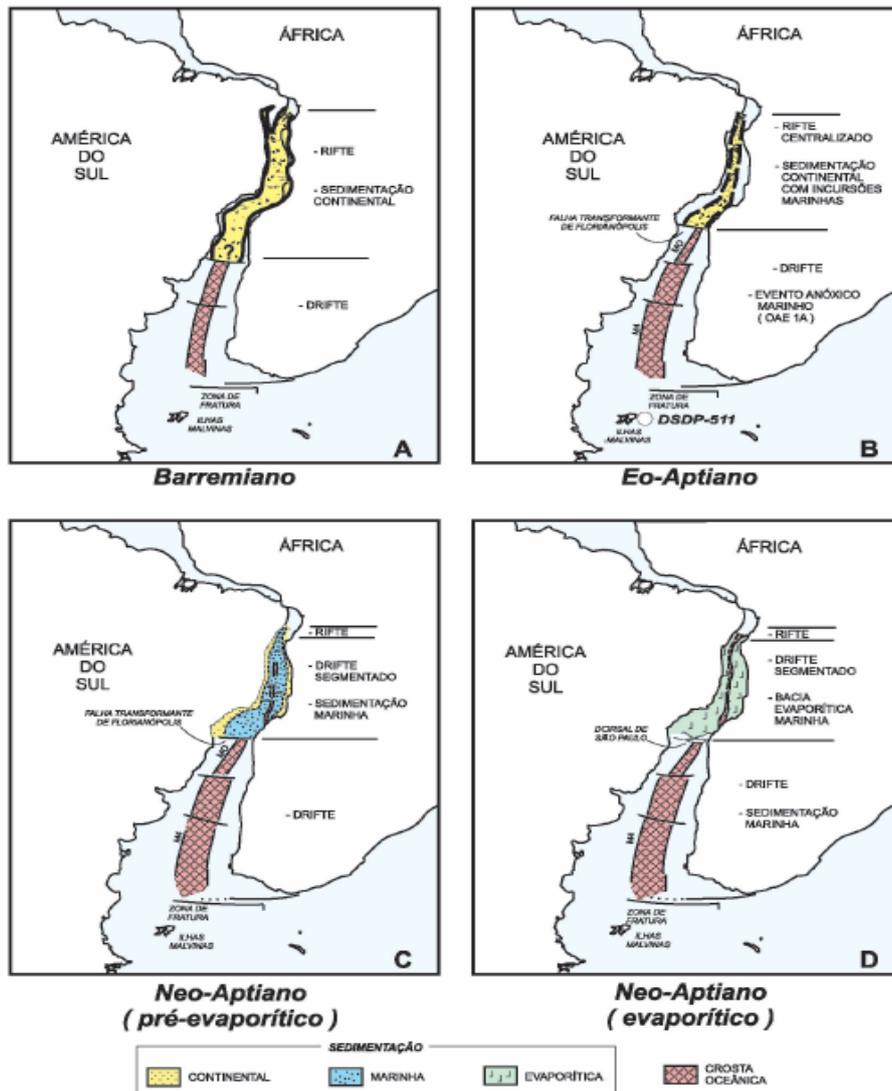
Legenda: Em destaque as formações que compõe a plataforma carbonática formada pelas Formações Outeiro (OUT) e Quissamã (QM) e a Formação Retiro (RT).  
 Fonte: Winter *et al.* (2007)

No Barremiano - Eoptiano (sin-rift tardio) a continuação do rifteamento a atividade de falhas normais gera sistemas de grabens e horsts, cujos espaços de acomodação são preenchidos pelos sedimentos das Formações Atafona e Itabapoana, correspondentes à base do Grupo Lagoa Feia. A Formação Itabapoana, representada por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados proximais, provavelmente são respostas aos grandes deslocamentos e soerguimentos de blocos ocorridos no início do rifteamento. Uma vez instalado o rifte, o aprofundamento da calha permitiu a deposição dos arenitos, siltitos e folhelhos da Formação Atafona, depositada em ambiente lacustres e alcalino com forte influência hidrotermal (Winter *et al.*, 2007). A Formação Atafona é reconhecida como a principal fonte de hidrocarbonetos da Bacia de Campos. Com a migração do rifte para as porções distais da bacia, uma possível reativação nas porções proximais e a formação de novas das falhas no centro da bacia, continuou a gerar espaço de acomodação para a deposição dos sedimentos das formações Itabapoana e Coqueiros. A Formação Coqueiros é composta por intercalações de camadas de folhelhos e carbonatos lacustres. Depósitos de conchas incluídos nessa formação (coquinas) podem atingir espessuras porosas acima de 100 m, constituindo excelentes reservatórios de petróleo.

No Meso-Neoaptiano tem-se o final do processo de rifteamento e início de um período de aquiescência tectônica no segmento central do ramo sul do Oceano Atlântico. A coesão desta porção do oceano provavelmente se deu pela resistência dos domínios crustais envolvidos, de modo que a ruptura foi retardada, enquanto que no segmento sul do oceano, ao sul do Alto de Florianópolis; já havia dorsais oceânicas e conseqüente deriva continental desde 132 Ma (Bueno, 2004). O Alto Estrutural de Florianópolis funcionou como uma ponte tectônica que ligava as placas Sul-americana e Africana, permitindo a maior duração do estiramento crustal que se prolongou até o Neoaptiano (112-113 Ma), quando se deu início as primeiras inserções de crosta oceânica. O início da deriva continental proporciona a implantação de sistemas deposicionais predominantemente transicionais. Os sedimentos depositados nessa fase compreendem as formações Itabapoana, Gargaú e Macabu, depositadas no andar Aptiano médio e superior. Constituem basicamente sedimentos clásticos costeiros da Formação Itabapoana depositados sobre o talude da bacia, enquanto que nas porções mais profundas ocorreu a formação das sequências carbonáticas das Formações Gargaú e Macabu. Estas são representadas por estromatólitos e laminitos microbiais, com ocorrência de “grainstones” e “mudstones” associados precipitados em ambiente árido, restrito e raso (Winter *et al.*, 2007 e Dias, 2004). Essas rochas são sobrepostas as sequências

marinha/lagunar, compostas pelos evaporitos da Formação Retiro, Grupo Lagoa Feita de idade aptiana superior, que encerram a fase transicional da bacia. A Figura 18 mostra a reconstrução paleogeográfica das Fases rifte a transicional chegando até o início da deriva continental propriamente dita (fase drifte).

Figura 18 – Evolução da abertura do Atlântico Sul.



Legenda: Etapas de A para D mostrando momentos de mudança nas condições de deposição, em que se teve o início das incursões marinhas assim como a deposição dos evaporitos

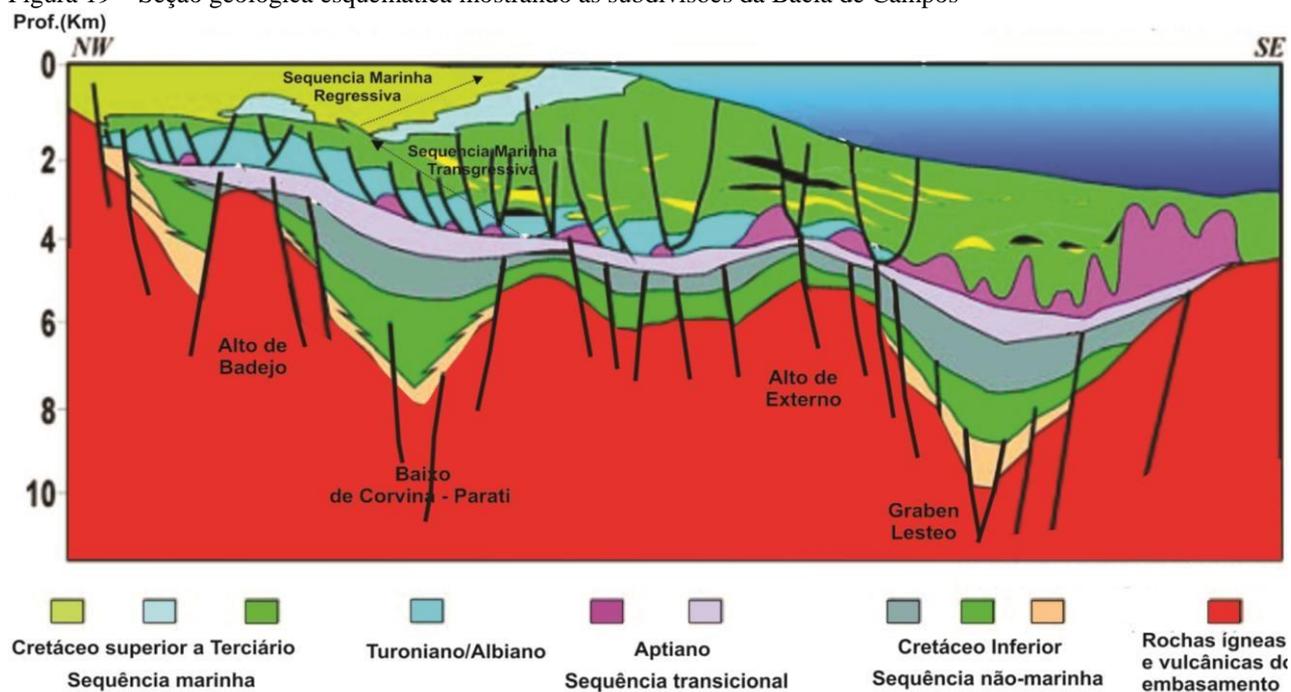
Fonte: Dias, 2004.

No Neoaptiano-Eoalbio (Início da fase drifte +/- 112-Ma) a progressão da deriva continental impõe novas condições paleoambientais à margem continental. A forte compensação de massas deflagra movimentações verticais intensas em resposta ao processo de subsidência termal que se instaura. Nesse contexto, implantou-se um ambiente com forte contribuição marinha onde se desenvolveram plataformas carbonáticas. Nas porções proximais das bacias são depositados sedimentos clásticos, representados na Bacia de Campos

pelas formações das Goitacás e Quissamã. São sistemas predominantemente mistos de leques aluviais, leques distais e lagunas calci-pelíticas. Estas rochas gradam em direção às porções mais distais das bacias para sistemas carbonáticos de alta energia, bancos de *grainstones* oolíticos, oncolíticos e micro-oncolíticos, configurando ciclos de raseamento ascendentes e nas porções mais distais uma seção condensada com um folhelho albiano (Winter *et al.*, 2007). Os movimentos gravitacionais de sal já começam de maneira precoce no Neo Albiano, quando variações laterais de espessura da plataforma carbonática promovem as primeiras fragmentações, seguidas do deslizamento das camadas para longe de suas posições originais (Carozzi & Falkenhein 1985; Tillement 1987).

Com a posterior elevação do nível do mar, o ambiente se tornou marinho profundo ou de mar aberto onde toda essa plataforma carbonática anterior, é afogada pelas Formações Goitacás (proximal), e Outeiro (distal), encerrando o Grupo Macaé com as margas da Formação Imbetiba de idade cenomaniana. O Grupo Campos recobre discordantemente o Grupo Macaé e representa o preenchimento durante a fase final de subsidência térmica e basculamento do substrato para leste. O pacote é representado por sedimentos proximais, areno - conglomerático carbonáticos (Formação Emborê) que gradam a folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba). A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos e margas, com arenitos turbidíticos intercalados, que correspondem à Formação Carapebus (Milani *et al.*, 2001). Pode-se dividir o Grupo Campos em duas megasequências marinhas: uma sequência marinha transgressiva de idade neocretáceo ao paleoceno, com rápida subsidência e baixo aporte clástico, com uma bacia faminta e muitas feições de *by pass* associado a eventos erosionais, além de remobilização do sal. E uma outra sequência marinha regressiva de idade eoceno ao recente, com intensa atividade halocinética, com intenso aporte sedimentar, um *offlap* regional com progradação deltaica e fácies marinhas rasas depositadas em regiões de água profunda. Uma seção geológica (Figura 19) esquemática mostra o resumo das sequências:

Figura 19 – Seção geológica esquemática mostrando as subdivisões da Bacia de Campos



Fonte: Rangel & Martins (1998) in Mohriak *et al.* (2012).

#### 4.6 Domínios tectônicos relacionados à tectônica de sal

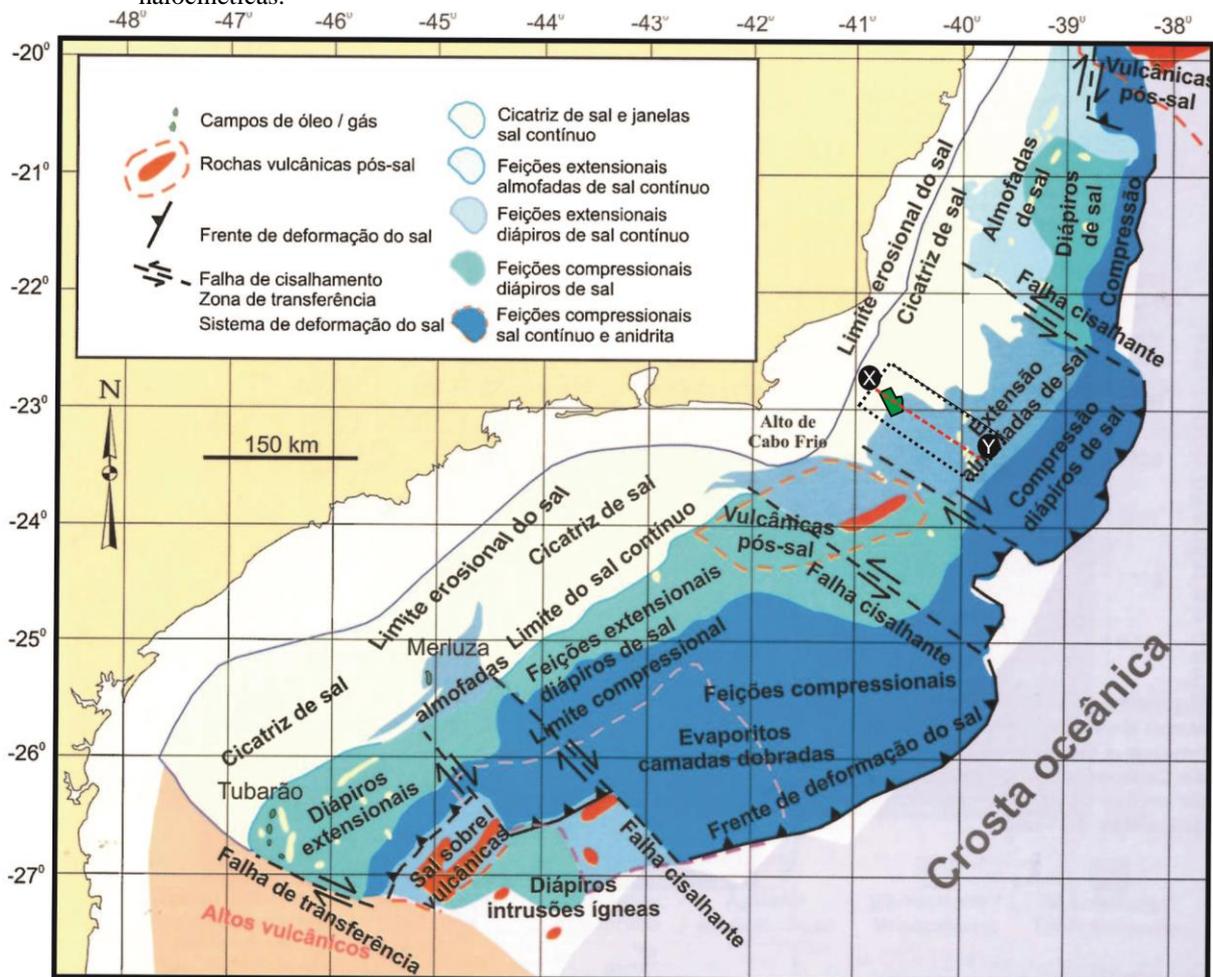
O Sal tem um importante papel para os reservatórios de hidrocarbonetos na Bacia de Campos, seja atuando como uma rocha selante, (como nos reservatórios de coquinas do pré-sal), ou atuando após a sua deposição na geração de mini-bacias para a deposição de grandes corpos arenosos turbidíticos, ou na conformação de importantes estruturas em carbonatos albianos, como cascos de tartaruga, anticlinais de rollovers e etc.

No mapa regional simplificado das estruturas halocinéticas da região sudeste (figura 20), pode-se resumir os domínios da tectônica salífera na Bacia de Campos em 3 compartimentos tectônicos principais segundo Mohriak *et al.* (2014):

- a) Zona proximal - Caracterizada por um domínio puramente extensional e compreende estruturas como: *rollers* de sal sob blocos altos de falhas lísticas de crescimento, paredes de sal com seção transversal triangular; anticlinais do tipo casco de tartaruga e cicatrizes de sal.

- b) Zona intermediária – Caracterizadas por conter estruturas de casco de tartaruga de maior porte, formando jangadas isoladas, e aparecimento dos diápiros de sal
- c) Zona compressional – É composto por estruturas compressivas como: dobras de crescimento, paredes de sal assimétricas, bacias isoladas entre paredes de sal, falhas de empurrão e grandes diápiros de sal (Cobbold & Szatmari, 1991; Mohriak 1991; Demercian *et al.*, 1993; Cobbold *et al.*, 1995).

Figura 20 – Mapa tectônico simplificado das Bacias de Campos e Santos com as principais estruturas halocinéticas.



Legenda: Polígono pontilhado em destaque para a seção regional XY. Polígono vermelho área de estudo.

Fonte: Meisling *et al.* (2001) in Mohriak, 2004.

## 5 CONCEITOS FUNDAMENTAIS EM TECTONICA SALÍFERA

A área de estudo está inserida dentro de um ambiente distensivo onde é clara a influência da tectônica salífera, sobretudo na geometria das estruturas carbonáticas. Desse modo alguns princípios básicos sobre as propriedades da camada de sal e sua reologia são importantes para se entender o trabalho proposto.

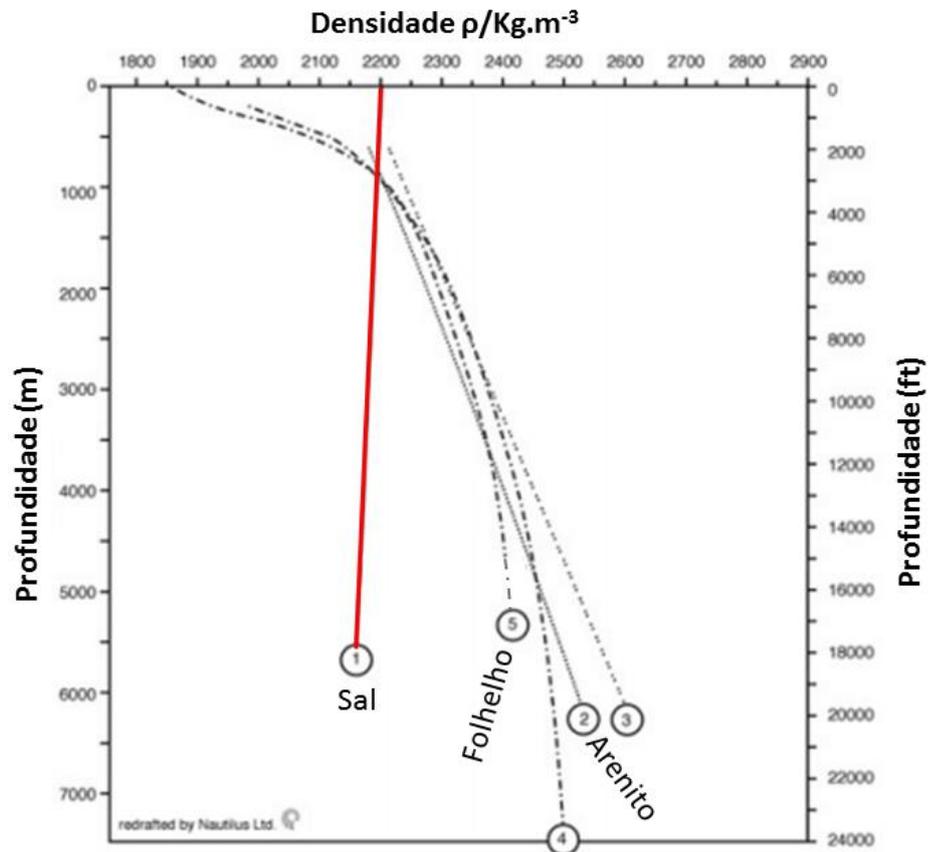
Os termos Tectônica de Sal ou Tectônica Salífera, são usados quando a participação do sal chega a afetar o tipo, a geometria, a localização e o grau de deformação das formações sedimentares. Outro termo bastante usado é Halocinese, do grego *halos* (sal) e *kineses* (movimento) e se refere à movimentação do sal em subsuperfície, desencadeada apenas por fluabilidade na ausência de tensões tectônicas significativas.

### 5.1 Propriedades da camada de sal

#### 5.1.1 Densidade

A composição química controla a densidade dos diferentes tipos de sais. Por exemplo, a anidrita apresenta uma densidade média de  $2,98 \text{ g/cm}^3$  e a halita em torno de  $2,2 \text{ g/cm}^3$ , sendo que estes valores se mantêm mais ou menos constantes para os sais com o aumento da profundidade, diferentemente de outras rochas sedimentares (Figura 21). Esta característica dos sais de não se tornarem densos com o aumento da sobrecarga é a resposta da sua incompressibilidade, o que não acontece com outras rochas sedimentares, que vão perdendo sua porosidade com o aumento da compactação física. Essa característica do sal gera em profundidade uma inversão de densidade, que estabelece uma situação gravitacional instável que, sob certas circunstâncias, resulta no fluxo de sal em direção à superfície.

Figura 21 – Curva de densidade versus profundidade para vários litotipos



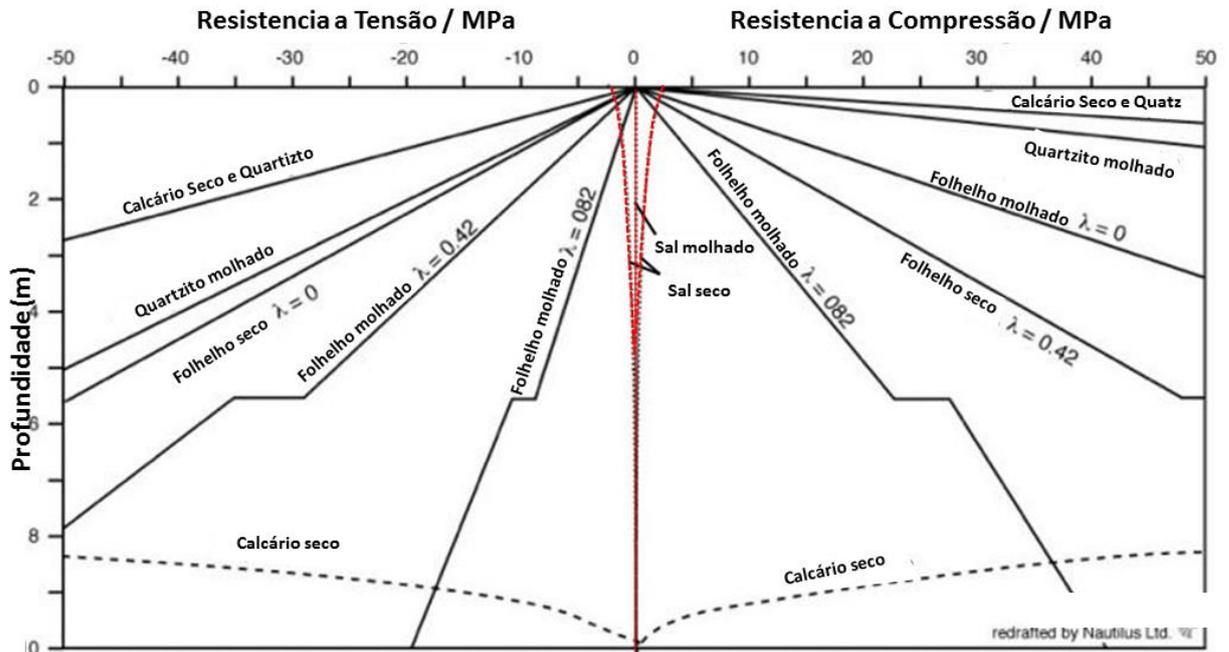
Legenda: Litotipos em destaque com a linha vermelha: 1 - Sal com pouca porcentagem de anidrita e densidade de 2,2 kg/m<sup>3</sup>; com as linhas tracejadas: 2 Arenito do terciário sem matriz; 3 Arenito do terciário com pouca matriz; 4 - Folhelho terciário; 5 - Folhelho seco.

Fonte: Jackson & Talbot (1986).

### 5.1.2 Resistência

O maior constituinte dos sais nas bacias sedimentares é a halita, que é um material muito diferente das outras rochas. Uma das principais propriedades é a baixa resistência quando submetida à tensão ou à compressão. De acordo com o gráfico da Figura 22, as curvas de resistência à tensão e à compressão posicionam-se aproximadamente perto do eixo zero. A razão para esta baixa resistência é que o sal se comporta como um material viscoso que efetivamente flui.

Figura 22 – Resistência de vários tipos de rochas durante a tensão e a compressão.



Fonte: Jackson *et al.* (1994). Adaptada pelo autor, 2017.

### 5.1.3 Viscosidade

A viscosidade de um material fluido é uma propriedade que mede a resistência interna ao fluxo, sendo que o sal pode atingir uma viscosidade de até 1.016 Pa.s. Este valor de viscosidade proporciona um comportamento plástico para o sal, o que o torna diferente das outras rochas. O fato da camada de sal ter uma relativa baixa viscosidade quando comparada com as outras rochas resulta em uma grande mobilidade, onde o sal pode ser considerado fluido, quando submetido a esforços durante o tempo geológico (Mohriak & Szatmari, 2008).

Dois principais mecanismos de deformação que resultam da propriedade de viscosidade são: a difusão por via úmida e a fluência de deslocamentos (*dislocation creep*). Na difusão por via úmida o material é dissolvido e transportado ao longo dos limites dos grãos em uma fina película de fluido, e é o mecanismo principal quando há água no sal. A fluência de deslocamentos é caracterizada por fluxo plástico associado a cisalhamento interno em nível molecular/cristalino (Jackson & Talbot, 1991).

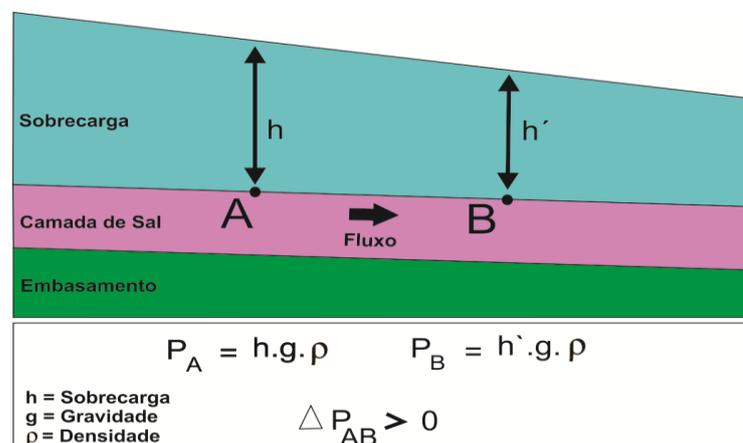
### 5.1.4 Condutividade térmica

A condutividade térmica de um material é a sua habilidade em conduzir calor, o sal por não apresentar perdas por porosidade (ausência de insulantes), está entre as rochas mais condutivas das bacias sedimentares (Garcia, 2008). A condutividade da halita é três vezes maior que a de outras rochas sedimentares, e como consequência os corpos de sal servem como condutos para o transporte de calor para os corpos sedimentares acima. De acordo com Gussow (1968) a viscosidade da halita tende a diminuir sob o aumento da temperatura do meio, sendo que a halita pode se comportar plasticamente já a 350°C.

### 5.2 Causas da movimentação do sal

A inversão de densidade do sal após o seu soterramento por camadas cada vez mais densas, não representa por si só a principal causa da movimentação do sal. Outro fator primordial é a necessidade de se ter um gradiente de pressão litostática ( $\Delta h.g.\rho$ ) entre dois pontos A e B ( $\Delta P (AB) \neq 0$ ), para se induzir um fluxo na camada de sal (Figura 23). Essa carga diferencial pode ser gerada por uma variação lateral de espessura das camadas, por exemplo, em um ambiente deltaico próximo da foz, e também por variação lateral de densidade das camadas, por exemplo, em uma região onde se tem derrames localizados de lava.

Figura 23 – Diferenças de pressão litostática induzindo um fluxo do sal.



Outra causa para a movimentação do sal é o basculamento das camadas, possivelmente por efeitos termais ou isostáticos em escala de bacia, que favorece a deformação por gravidade.

### 5.3 Controles sobre o fluxo do sal em ambientes distensivos

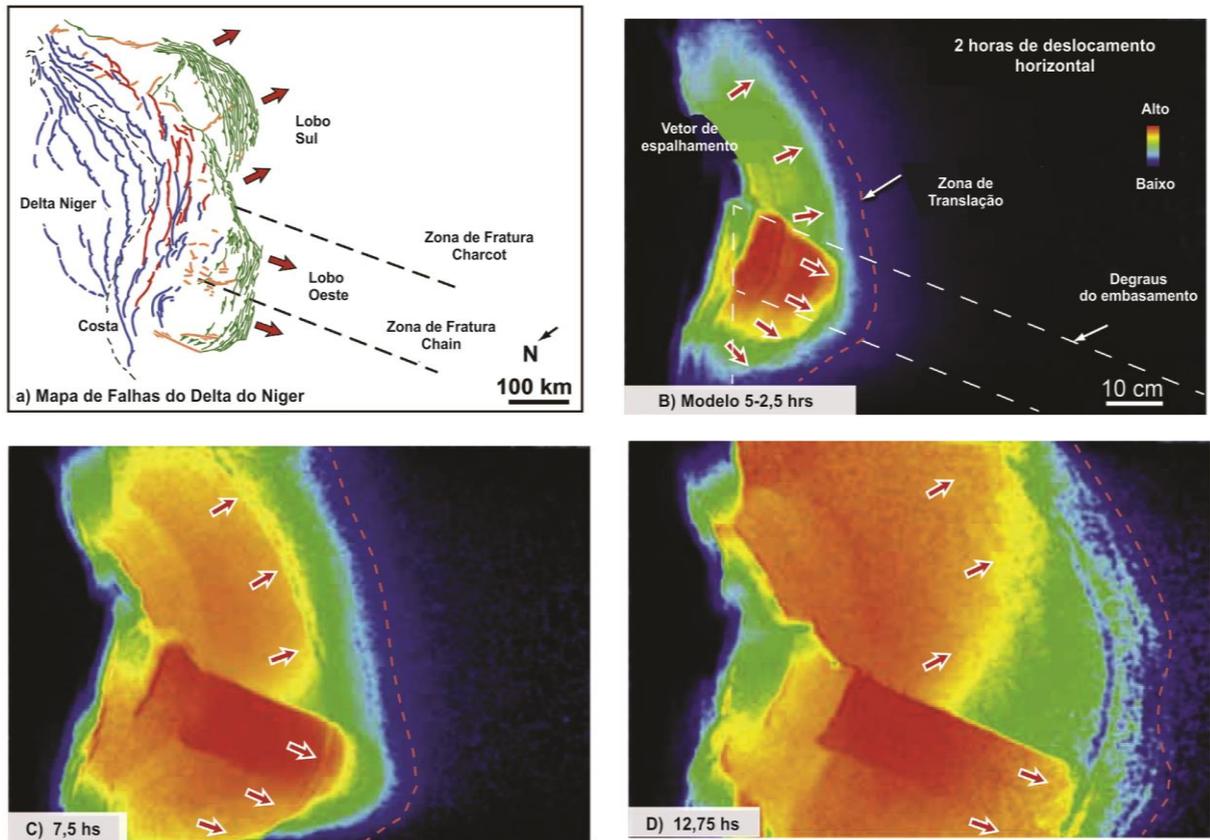
Fatores no controle do fluxo de sal em ambientes puramente distensivos são alvos de diversos estudos do *Applied Geodynamics laboratory* (2010). Dentre os mais importantes, estão os trabalhos sobre a fisiografia herdada do embasamento pela base da camada de sal em degraus, causando diferenças importantes na espessura do sal. Esta diferença de espessura de sal entre as partes baixa e alta dos degraus, gera um fluxo diferenciado do sal, afetando diferentemente as camadas subjacentes durante a tectônica gravitacional. Estes degraus na base do sal podem ser originados por diversos motivos, ou por compactação diferencial das camadas inferiores, ou por herança do embasamento, já durante a idade de deposição do sal, ou até mesmo por uma tectônica com reativação do embasamento.

Entre os trabalhos que estudam o efeito na tectônica gravitacional pelos degraus herdados pelo embasamento destaca-se o trabalho de Wu *et al.* (2015), que envolveu também simulação física na tentativa de simular uma progradação deltaica no delta do Rio Niger (Figura 24A), sobre um embasamento com degraus tectônicos. De acordo com este trabalho, os degraus expressivos representados por duas zonas de fraturas, formaram um relevo baixo, que condicionou uma alta espessura deposicional de uma camada com propriedade plásticas, representado por folhelhos sobrepressurizados. Esta diferença de espessura foi simulada fisicamente (Figuras 24B-D) e o resultado foi o modelo de compartimentação do delta, durante a tectônica gravitacional. Neste caso o compartimento interno às zonas de fraturas, foi exposto a uma deformação intensa, associada ao efeito causado na aceleração do fluxo da camada de descolamento originada pela maior espessura de folhelhos sobrepressurizados.

Outros trabalhos, com enfoque na geometria da base onde o sal flui, demonstraram que quando o declive basal do sal tem a forma de um cone circular, o sal se espalha radialmente produzindo padrões estruturais bem diferentes ao observado para uma superfície de descolamento basal plana (Szatmari & Aires, 1987; Cobbold & Szatmari, 1991; Demercian, 1996). De acordo com esses autores, quando o declive basal do sal tem a geometria convexa o

fluxo do sal é divergente, e quando a geometria é côncava o fluxo do sal é convergente (Figura 25).

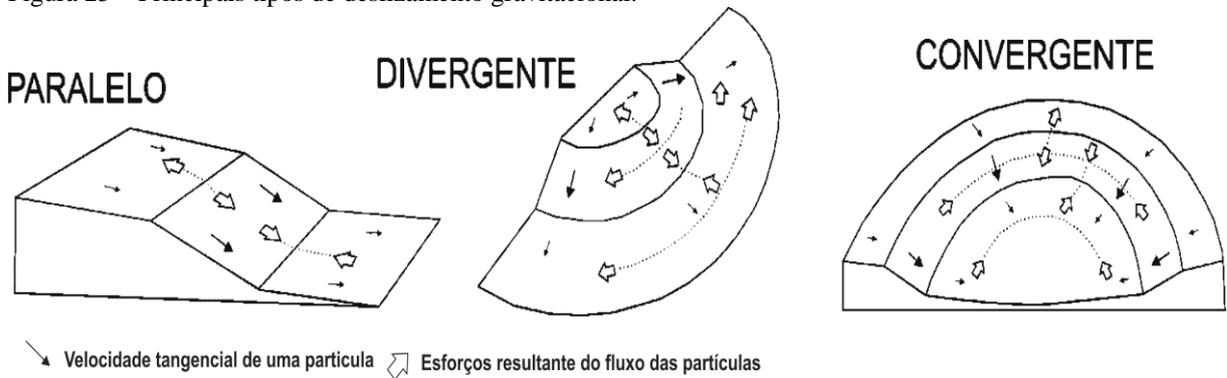
Figura 24 – Modelo de simulação física para o delta do Níger, mostrando a evolução de um espalhamento radial de uma sequência deltaica, utilizando um arcabouço com degraus de embasamento gerados por zonas de fraturas.



Legenda: A). Mapa de falhas do Delta do Níger B) Deslocamento horizontal após 5 horas de simulação C) após 7,5 horas de. D) e após 12,75 horas.

Fonte: Wu *et al.* (2015)

Figura 25 – Principais tipos de deslizamento gravitacional.



Fonte: Demercian (1996)

## 5.4 Estruturas halocinéticas

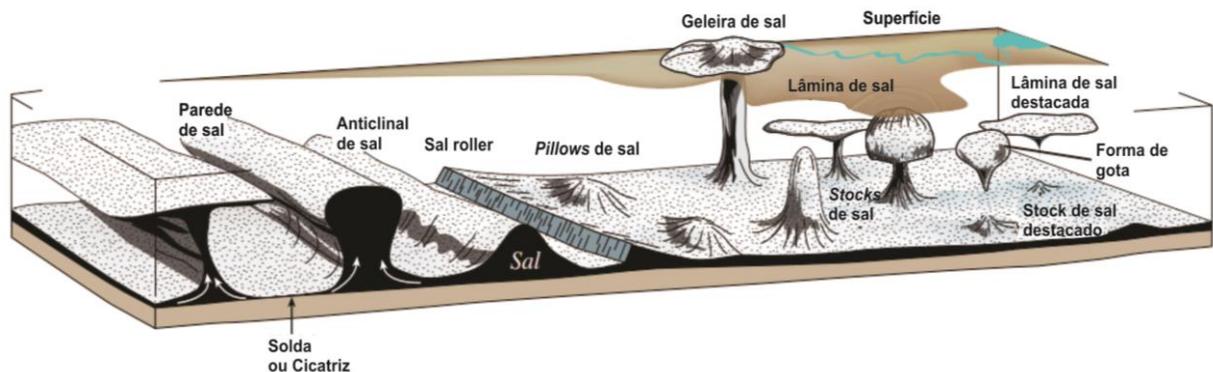
### 5.4.1 Geometria dos corpos evaporíticos

O Termo diápiro vem do grego, sendo *dia* (através) e *peran* (perfurar). É usado em geologia para representar um corpo que pode ser sal, magma ou até mesmo folhelho que gravitacionalmente se move em direção à superfície e intrude as camadas subjacentes. O termo diapirismo é muito utilizado na tectônica de sal para representar o processo no qual o diápiro de sal se desenvolve para formar diversas formas geométricas. A camada de sal, principalmente através do diapirismo, toma uma grande variedade de formas geométricas, desde estruturas alongadas como anticlinais de sal e almofadas de sal (*salt pillows*) como estruturas mais localizadas denominadas de *stocks*. A Figura 26 mostra as principais estruturas de sal, descritas a seguir:

- a) Anticlinal de sal (*Salt Anticline*): é um diápiro alongado de sal tendo o formato antiformal como as camadas subjacentes dispostas de maneira concordantes.
- b) Diápiros de sal: são estruturas onde o sal flui ductilmente como uma intrusão nas camadas subjacentes, podendo se espessar muito além do dobro da camada original de evaporitos. A intrusão diapírica pode tomar qualquer forma, tanto lateral quanto verticalmente, perfurando as camadas subjacentes junto às falhas ou ascendendo passivamente.
- c) Almofadas de sal (*Salt Pillows*) é uma feição positiva geralmente sobre a forma subcircular associada à subida do sal, com as camadas sedimentares subjacentes dispostas de maneira concordantes com o sal (Thrusheim, 1960)
- d) Tronco de sal (*Sal Stock*) é um diápiro de sal com geometria subcircular apresentando contatos discordantes com as rochas subjacentes.
- e) Sal *rollers* são feições assimétricas com o sal compreendido entre uma falha listrica em um dos flancos e sedimentos arqueados de outro flanco.
- f) Paredes de sal (*salt wall*) é definida como um diápiro de sal bastante alongado em uma direção, também apresentando contatos discordantes com as rochas da sobrecarga.

- g) Geleira de sal (*sal glacier*) é um diápiro que atingiu a superfície.
- h) Sal Alóctone (*Detached salt sheet*) são corpos de sal como lençóis que ocupam posição estratigráfica secundária, tendo migrado de sua posição de origem.
- i) Sal Autóctone: são estruturas de sal que se localizam sobre o estrato original, isto é, sobre a superfície onde se acumulou por evaporação.

Figura 26 – Formas das estruturas de sal.



Legenda: Maturidade aumenta da parte central da figura para as bordas.

Fonte: Fossen (2010). Adaptada pelo autor, 2017.

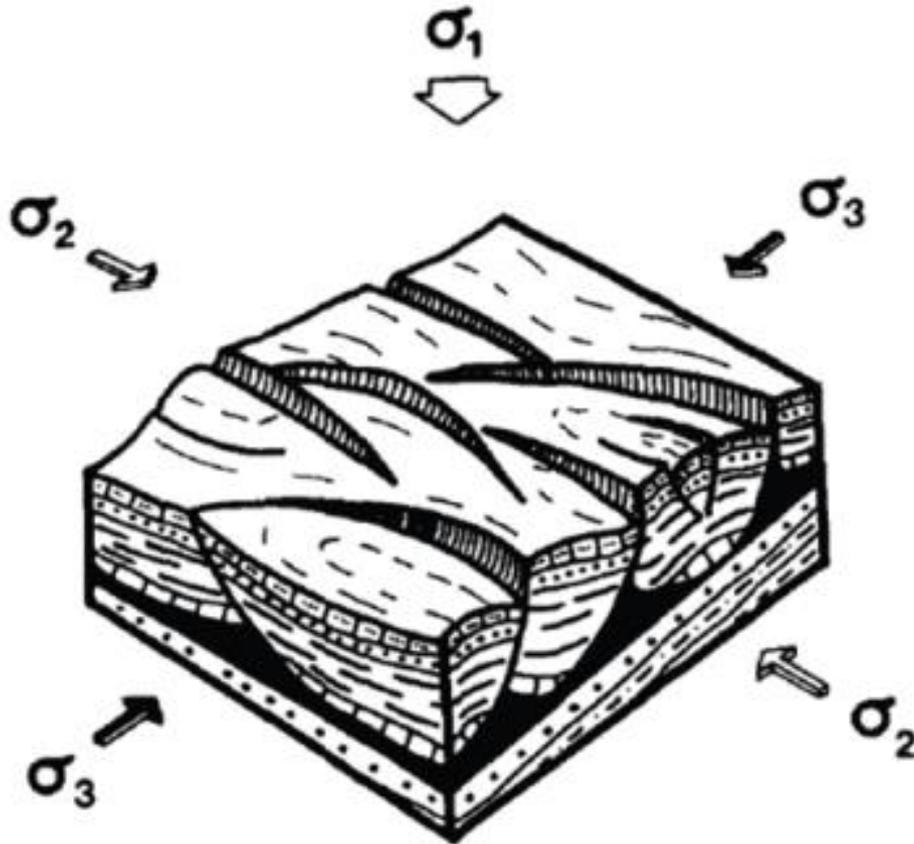
#### 5.4.2 Estruturas de sobrecarga do sal

As camadas sedimentares sobrejacentes permitem caracterizar o tempo e a natureza da deformação tanto de sua parte rúptil como a do substrato dúctil. O fluxo do sal e a sedimentação das camadas sobrejacentes permitem separar-las por: camadas sedimentares pré-tectônicas, ou seja, aquelas que depositaram em um período anterior da estruturação gerada pelo sal; camadas sedimentares sin-tectônicas que foram geradas na mesma idade do período da tectônica salífera e por fim as camadas sedimentares pós-tectônicas, que depositaram após o fluxo da camada de sal.

Tanto as camadas sedimentares pré-tectônicas como as sin-tectônicas experimentaram durante o fluxo de sal um alongamento ( $\sigma_1$  máximo e vertical) (Figura 27). No caso de as rochas terem comportamento rígido (estratos compactados de carbonato ou arenito) e baixa resistência à tração, as camadas são prontamente fraturadas, formando falhas normais na

crista das anomalias. Desse ponto em diante as falhas irão controlar o fluxo de sal e o colapso da cobertura.

Figura 27 – Bloco diagrama com os esforços típicos da tectônica salífera.

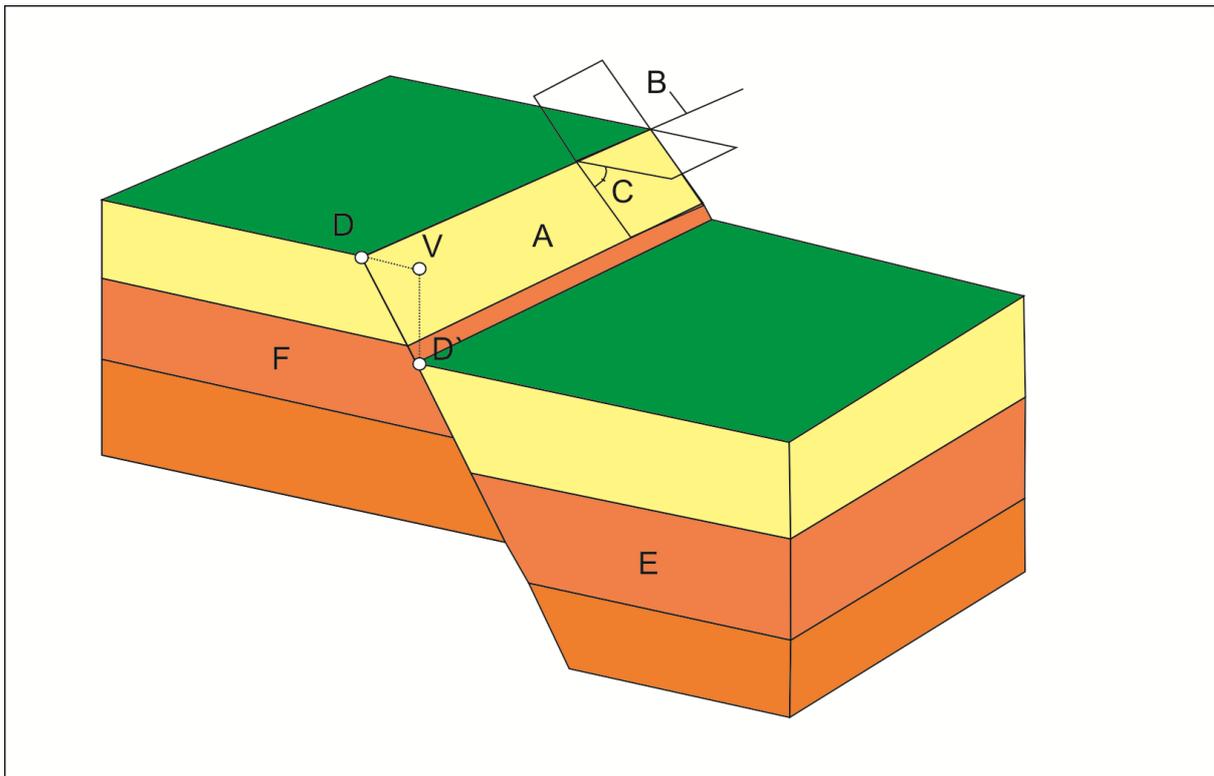


Fonte: Duval *et al.*, (1992).

Os principais tipos de falhas que se formam em ambiente distensivo durante a tectônica de sal são:

Falhas Normais: é uma descontinuidade com deslocamento paralelo às suas paredes e dominada por mecanismos de deformação rúptil. Pode ser sintética, quando o plano de falha mergulha em direção ao mergulho regional da bacia, ou antitética quando mergulha em sentido oposto (Figura 28).

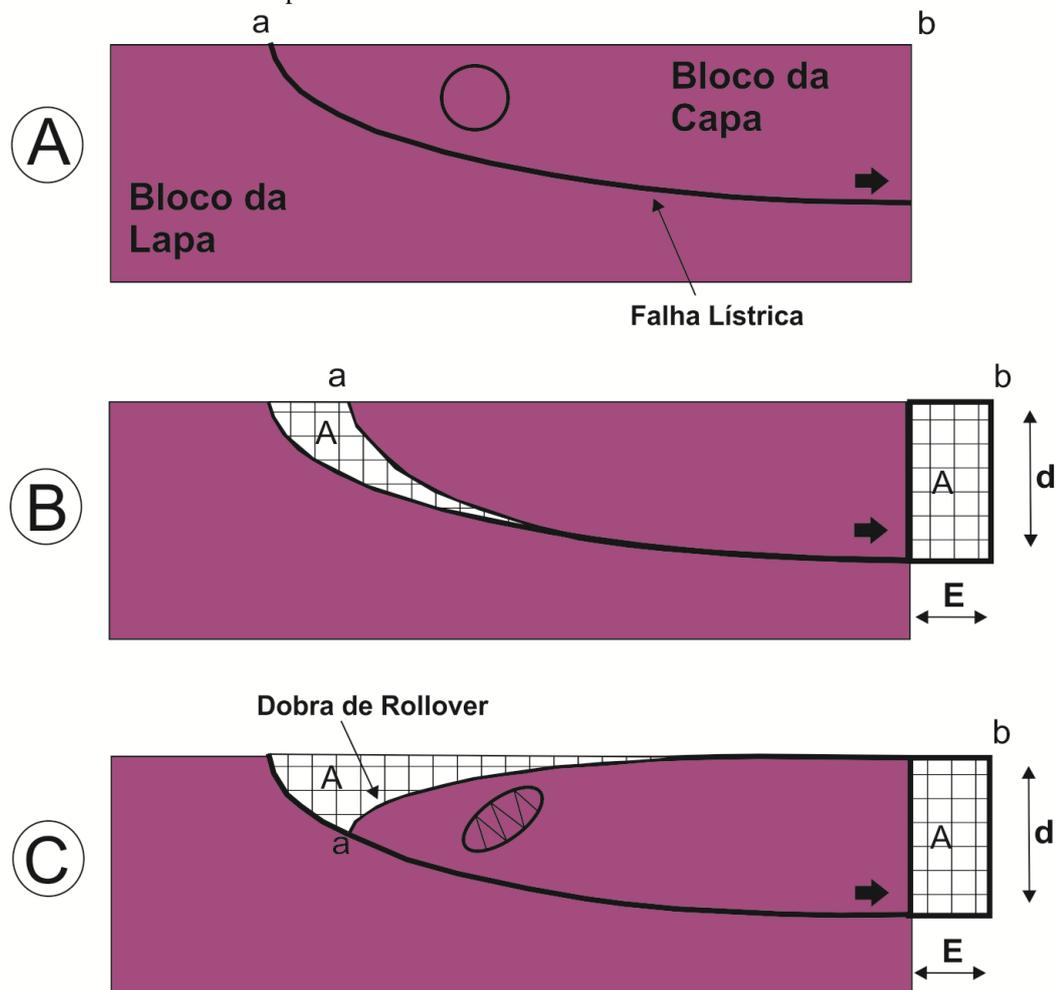
Figura 28 – Parâmetros estruturais de uma falha normal.



A - Plano de Falha	É a superfície de Fratura
B- Direção	O Plano de falha define-se no espaço pela sua direção e pela sua inclinação: <ul style="list-style-type: none"> <li>• a direção é a orientação da linha de interseção do plano de falha com um plano horizontal</li> <li>• a inclinação é o angulo definido entre o plano de falha e uma superfície horizontal</li> </ul>
C- Inclinação	
D - Rejeito	Corresponde ao deslocamento entre dois pontos (D e D') originalmente contíguos em um plano de falha. Ele pode ser decomposto numa componente horizontal = rejeito horizontal (DV) e em uma componente vertical (D'V).
E - Bloco Baixo ou Capa	Bloco situado acima do plano de falha
F - Bloco Alto ou Lapa	Bloco situado abaixo do plano de falha

Falhas lítricas é uma definição para falhas normais, nas quais o ângulo de mergulho diminui de inclinação em profundidade (Davies *et al.*, 2012). Normalmente as falhas lítricas passam em profundidade para uma superfície de descolamento (*detachment fault*), permitindo a acomodação de altas taxas de distensão, características da tectônica de *rafts* (Duval *et al.*, 1992). Devido à geometria em curva das falhas lítricas, a separação dos blocos falhados, mesmo que apenas lateralmente, gera a deformação no bloco da capa, cujos estratos se curvam em direção à concavidade da falha, formando uma anticlinal de *rollover* (Figura 29).

Figura 29 – Controle do *rollover* pela forma da falha lítrica.



Legenda: A) Seção não deformada contendo a potencial falha lítrica B) Bloco da capa sendo distendido uma distância  $E$ , criando uma área retangular,  $A$ , no final da seção que é igual a área  $A$  entre os blocos da capa e da lapa. C) Bloco da capa se deforma formando um anticlinal de *rollover* quando o bloco da capa ainda está em contato com a falha.

Fonte: Dula (1991). Adaptada pelo autor, 2017.

Outras estruturas podem se formar em ambientes distensivos durante o descolamento do sal, como visto na Figura 30 e descritas abaixo:

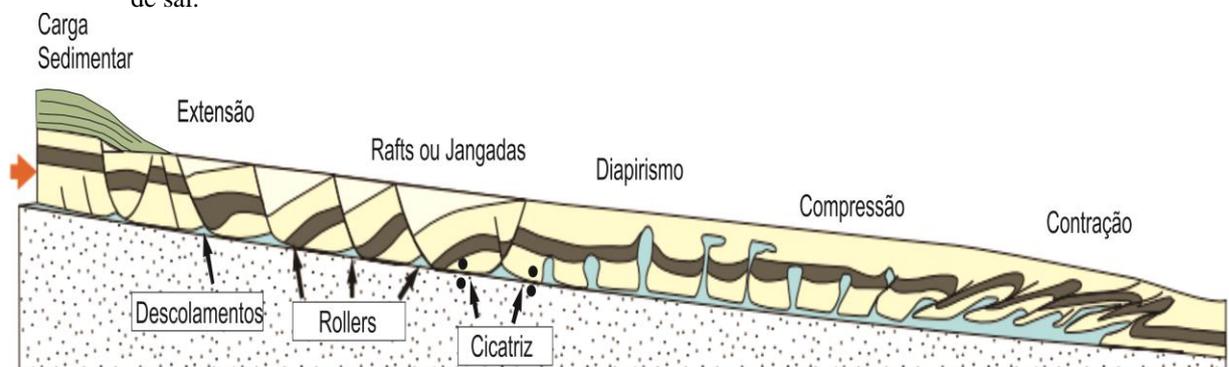
**Jangadas (*rafts*):** são blocos isolados que se formam quando o deslocamento ao longo de uma superfície de descolamento é tão grande, que estes perdem os contatos entre si, formando corpos alóctones grosseiramente alongados e perpendicularmente à direção de fluxo e que navegam mergulho abaixo.

**Semi-Rafts ou Pré-Rafts:** são blocos delimitados por falhas lístricas, cujos rejeitos não foram suficientes para separá-los completamente.

**Cicatriz de Sal (*salt weld*):** superfície de junção de estratos originalmente separados por corpo de sal, que foi removido total ou quase que totalmente.

Estruturas contracionais são geradas em áreas mais distais quando a inclinação se torna pequena demais e o descolamento se horizontaliza e ou são encontradas barreiras tectônicas ao fluxo do sal.

Figura 30 – Esquema de estruturas comumente encontradas em margens continentais passivas com descolamento de sal.



Fonte: Fossen (2010). Adaptada pelo autor, 2017.

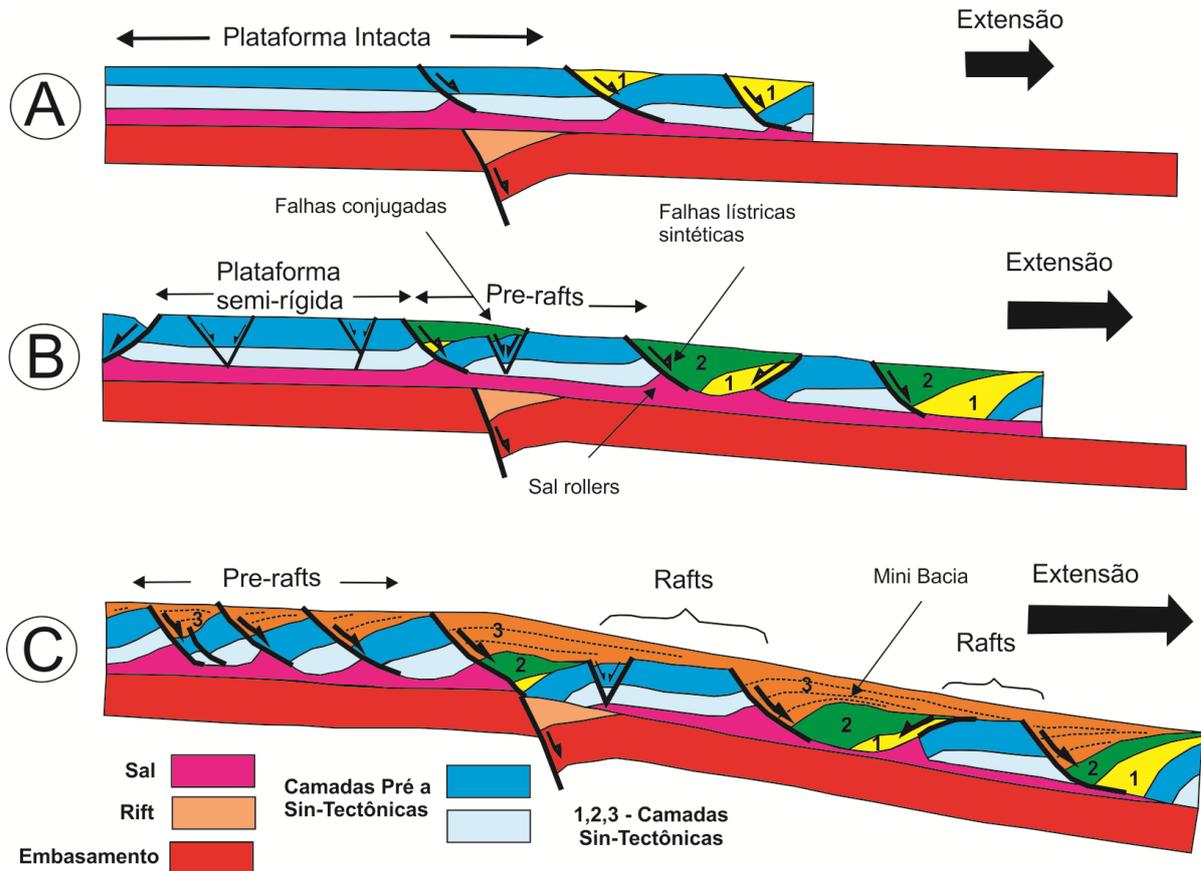
## 5.5 Tectônica Raft

O contexto tectônico em que se insere a área de estudo, enquadra-se na tectônica *raft*. Este tema foi estudado por alguns autores (Duval *et al.*, 1992; Vendeville & Jackson, 1992a, b; Rouby *et al.*, 2002) e foi primeiramente reconhecido como um estilo estrutural na Bacia de Kwanza, em Angola, por Burolet, 1975. A Tectônica *raft* se caracteriza por uma extrema distensão, causada pelo rompimento da cobertura sedimentar, abertura de grábens sin-deposicionais e separação de blocos da cobertura em rafts, que deslizam declive abaixo sobre uma superfície de descolamento. A formação de tais estruturas não pode ser explicada apenas por halocinese, em escala de bacia, a extensão é absolutamente indispensável para a formação de *rafts*, havendo várias fases tectono-sedimentares envolvidas no processo. Estas fases podem ser vistas no modelo modificado de Duval *et al.*, (1992), com a separação em 3 fases de evolução tectônica (Figuras 31A a C):

- A) Com o início do basculamento da bacia, o sal começa a fluir por gravidade em direção a partes profundas, induzindo a ruptura da cobertura pré-cinemática (quando presente) e criando, ao mesmo tempo, um aumento na acomodação da plataforma, que ainda mantém-se intacta na parte proximal. O nível relativo do mar sobe por subsidência compensatória (gerada pelo fluxo de sal) ou termal, aumentando o espaço disponível para os sedimentos, e ocorrendo a deposição.
- B) Com um aumento da subsidência por motivos isostáticos ou termais, a base da camada de sal aumenta o seu mergulho, favorecendo a reativação das falhas e a extensão das camadas acima. O estágio de rafteamento começa a individualizar blocos na parte distal, e na parte proximal começa a se formar uma plataforma semirrígida bastante deformada e falhada. Na parte mais distal são gerados também depocentros sin-cinemáticos, assimétricos, que se espessam contra as falhas de crescimento, durante a deposição, causando a extensão da cobertura.
- C) Com a evolução da subsidência e da extensão, formam-se grandes depocentros no sentido *onshore*, repousando sobre sal bem fino ou diretamente acima do estrato subsal (cicatrizes de sal). Na parte proximal a extensão continua mais baixa, em geral, insuficiente para alterar a

geometria préraft. Com o adelgaçamento da camada de sal a sua capacidade de descolamento vai diminuindo, até se formar uma cicatriz de sal e finalizar a tectônica de *raft*.

Figura 31 – Modelo mostrando a sequência de desenvolvimento de *rafts*.



Fonte: Duval *et al.*, (1992). Adaptada pelo autor, 2017.