



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Walter Dias Ferreira Neto

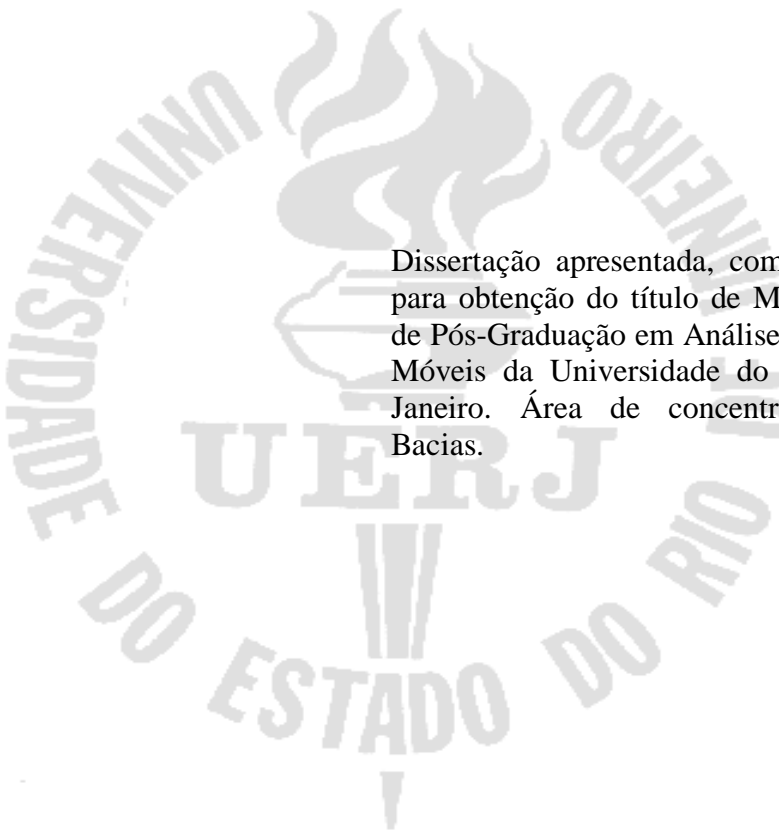
Influência do Complexo Vulcânico de Abrolhos na evolução tectono-sedimentar da porção centro-sul da bacia do Espírito Santo.

Rio de Janeiro

2012

Walter Dias Ferreira Neto

Influência do Complexo Vulcânico de Abrolhos na evolução tectono-sedimentar da porção centro-sul da bacia do Espírito Santo



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof^o. Dr. Webster Ueipass Mohriak

Coorientador: Dr. Flávio Luis Fernandes

Rio de Janeiro

2012

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

F383 Ferreira Neto, Walter Dias.
Influência do Complexo Vulcânico de Arolhos na
evolução tectono-sedimentar da porção centro-sul da bacia do
Espírito Santo / Walter Dias Ferreira Neto. – 2012.
88 f. : il.

Orientador: Webster Ueipass Mohriak.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Geologia estrutural – Espírito Santo, Bacia do - Teses. 2.
Tectônica de placas - Teses. 3. Sismologia - Teses. I. Mohriak,
Webster Ueipass. II. Universidade do Estado do Rio de
Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.243(815.2)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Walter Dias Ferreira Neto

Influência do Complexo Vulcânico de Abrolhos na evolução tectono-sedimentar da porção centro-sul da bacia do Espírito Santo

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovado em 10 de outubro de 2012.

Coorientador:

Dr. Flávio Luis Fernandes
Vale Óleo & Gás

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Webster Ueipass Mohriak (Orientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron
Faculdade de Geologia da UERJ

Dr. Fernando Santos Correa
Panoro Energy

Rio de Janeiro

2012

DEDICATÓRIA

Desejo expressar os meus mais profundos agradecimentos para:

DEUS, por me conceder saúde e paz para realizar este trabalho.

À minha mãe por me ajudar e torcer pelo meu sucesso, ao meu pai e meus irmãos pelo apoio dado para que eu cumprisse esse desafio.

Aos meus amigos da Rua Jequiriça em especial ao Beto e a minha querida Ju por dividirem sua paciência.

Aos meus amigos e colegas da VALE ÓLEO & GAS, que sempre me deram força.

Ao Felix e ao Flávio, que me ensinaram da melhor forma possível a ser um profissional comprometido e responsável com meus deveres e obrigações.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores Flávio e Webster, que dividiram seus conhecimentos e dispensaram um apoio, que hoje representa a minha base técnica.

Desejar os meus sinceros agradecimentos as instituições VALE ÓLEO & GÁS e a Universidade do Rio de Janeiro (UERJ) pelo apoio e suporte estrutural para execução deste trabalho.

RESUMO

FERREIRA NETO, Walter Dias. *Influência do Complexo Vulcânico de Abrolhos na evolução tectono-sedimentar da porção centro-sul da bacia do Espírito Santo*. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

A busca por novas acumulações de hidrocarbonetos necessita de esforços exploratórios contínuos, gerando novas possibilidades e modelos geológicos e diminuindo os riscos associados à atividade exploratória. O interesse no entendimento da formação de armadilhas, migração e reservatórios de hidrocarbonetos, associado à halocinese motivou a realização deste trabalho. Apresenta-se como principal objetivo deste trabalho a caracterização e a descrição da evolução halocinética na porção centro-sul da bacia do Espírito Santo. Dados de poços, sísmicos e gravimetria foram utilizados com o intuito de gerar uma interpretação geológica integrada, possibilitando entender a influência do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) na evolução tectonossedimentar da área, por meio da técnica de restauração de seção geológica. Na área estudada, ocorreu uma intensa atividade halocinética, já a partir do Albiano, em resposta a distensão causada pela subsidência da bacia e a abertura do Atlântico Sul. Durante o Neocretáceo, cunhas clásticas do Rio Doce adentraram na bacia provocando um novo pulso halocinético, resultando num aumento da taxa de sedimentação nas mini-bacias. Em outras regiões esta progradação causou a migração da camada-mãe de sal para porções distais da bacia, acarretando uma deficiência no suprimento de sal. Isto ocasionou o colapso de alguns diápiros associados a uma quiescência tectônica na área. A principal fase tectônica na área ocorreu no Eoterciário, época em que ocorre a implantação do CVA, formando estilos estruturais característicos de terrenos compressivos, com falhas de empurrão, *popups*, dobras e gotas de sal. Esta nova configuração tectônica na área mudou os eixos dos principais depocentros, que passaram a ser controlados pelos altos estruturais gerados pela tectônica compressiva, e pelos seus baixos relativos, que passaram a receber os sedimentos sin-tectônicos. (As associações destas características de remobilização tectonossedimentar formou uma nova compartimentação, a saber: a) Zona de translação; b) Zona dobrada e c) *Zona de Cavalgamento com falhas de empurrão*. Esta nova configuração tectônica tem sua formação diretamente relacionada à implantação do CVA.

Palavras chave: Halocinese. Bacia do Espírito Santo. Complexo Vulcânico de Abrolhos

ABSTRACT

FERREIRA NETO, Walter Dias. Influence of the Abrolhos Volcanic Complex (AVC) on the Tectono-sedimentary evolution in the Espírito Santo. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

The search for new accumulations of hydrocarbons needs continuous exploratory efforts, in order to create new geological models and lessen the risks associated with exploratory activities. This work was motivated by the urge to understand the formation of traps, migration and reservoir properties, associated with halokinesis. The main goal of this work is the characterization and reporting of the halokinesis evolution in the south-central part of the Espírito Santo Basin. Seismic, gravity and well data incorporated in geological section reconstruction were used in the integrated geological interpretation, allowing a better understanding of the AVC (Abrolhos Volcanic Complex) in the tectonic and sedimentary evolution of the area. Intensive halokinesis activity was registered from Albian time, in response to an earlier stretching phase that resulted in subsidence of the basin and the opening to the South Atlantic ocean. During the Early Cretaceous, clastics of the Rio Doce were introduced in the basin provoking new halokinesis trigger, generating an increment of sedimentary rates in the sub-basins. In other regions, the progradation of the clastic wedge caused the migration of the mother salt layer to the distal portions of the basin, suppressing the supply of salt. The process created a collapse of some diapirs associated with a tectonic quiescence in the area. The main tectonic phase occurred in the Early Tertiary. The introduction of AVC occurred in this period, forming structural styles, typical of compressional tectonics, with thrust faults, pop-ups, folds, and salt canopies. This new tectonic configuration in the area has changed the axis of main sedimentary depocenter that became controlled by the high structures generated by the compressional tectonics, and by the associate low, that began to receive syntectonic sediments. The associations of these characteristics of tectonic and sedimentary remobilization formed a new compartmentalization in the basin, such as: a translation zone, b. Folded zone, c. Hangingwall thrust block zone. They are strongly connected to the emplacement of AVC. This new tectonic configuration has its formation directly related to the emplacement of AVC.

Keywords: Halokinesis. Espírito Santo Basin. Abrolhos Volcanic Complex.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Figura de localização da bacia do Espírito Santo.....	15
Figura 2 -	mapa de localização da área estudada com os dados exploratórios da ANP.....	17
Figura 3 -	Mapa esquemático das regiões nordeste, leste, sudeste e sul do Brasil, mostrando as bacias sedimentares da margem continental divergente....	18
Figura 4 -	Modelo de formação dos segmentos nordeste e sudeste do rifte em relação à ascensão da astenosfera em regiões com ausência e presença de pluma mantélica. Observa-se a interpretação de rifte passivo para o segmento nordeste, e rifte ativo para o segmento sudeste.....	19
Figura 5 -	Seção esquemática mostrando o deslocamento para leste do processo de rifteamento, durante o Eoaptiano (A); e o recobrimento da discordância Pré-Aptiana em condições de quiescência tectônica (B)....	20
Figura 6 -	Reconstruções paleogeográficas do Barremiano ao Neoaptiano, mostrando as principais fases tectônicas associadas ao rifteamento da margem leste e a sedimentação transicional evaporítica do Atlântico Sul.....	21
Figura 7 -	Carta estratigráfica da bacia do Espírito Santo.....	26
Figura 8 -	Seção geológica esquemática da Bacia do Espírito Santo, ilustrando as relações entre as unidades litoestratigráficas e estilos estruturais das sequências sin-rifte, transicional evaporítica e pós-rifte.....	27
Figura 9 -	Arcabouço estrutural da bacia do Espírito Santo, mostrando a compartimentação da bacia e a presença de paleocânions, complexos vulcânicos, e diápiros de sal.....	28
Figura 10 -	Seção sísmica da bacia do Espírito Santo mostrando feições compressionais.....	29
Figura 11 -	Distribuição global das bacias sedimentares afetadas pela tectônica de sal.....	31
Figura 12 -	Exemplos de gradiente hidráulico na tectônica de sal.....	32
Figura 13 -	Halocinese provocada por sobrecarga de deslocamento.....	33
Figura 14 -	Seções esquemáticas com diferentes modelos de penetração dos diápiros.....	34
Figura 15 -	Modelos esquemáticos demonstrando as condições favoráveis e não favoráveis para a subida do sal perfurante, quando coberta por uma espessa camada rígida e rúptil de sedimentos.....	36
Figura 16 -	Modelo físico mostrando a penetração do diápiro na sobrecarga sedimentar, durante a distensão regional.....	37
Figura 17 -	Seção restaurada mostrando a evolução de uma cunha progradante sobre uma camada de sal tabular.....	39
Figura 18 -	Seções sísmicas migradas em tempo mostrando a zona de falha de Cabo Frio, bacia de Santos.....	40
Figura 19 -	Modelo de evolução esquemática da tectônica de sal da região da falha de Cabo Frio, entre o Albiano (a) e o Recente (h); (i) futuro meramente especulativo, prevendo uma falha antitética gerada pela fuga do sal.....	41
Figura 20 -	Bloco diagrama mostrando as principais estruturas halocinéticas,	42

	variando em função do incremento de maturidade.....	
Figura 21 -	Seção sísmica da Bacia de Campos, com interpretação geológica das principais sequências tectonossedimentares, mostrando aspectos halocinéticos em águas profundas.....	44
Figura 22 -	Seção sísmica da Bacia do Espírito Santo mostrando feições compressionais.....	45
Figura 23 -	Classificação geométrica de falhas.....	46
Figura 24 -	Geometria de falha Lústrica.....	47
Figura 25 -	Quatro tipos de deformação em corpos materiais: a) Translação de corpo rígido; b) Rotação do corpo rígido; c) Distorção (mudança de forma); d) Mudança de Volume.....	50
Figura 26 -	Mostra a área de pesquisa e base de dados utilizados no desenvolvimento do trabalho.....	55
Figura 27 -	Mapa de anomalia Bouguer, com base neste foram mapeados os <i>Trends</i> e altos estruturais do Embasamento.....	56
Figura 28 -	Horizontes mapeados na porção centro-sul da bacia do Espírito Santo.	57
Figura 29 -	<i>Cartoon</i> de uma seção geológica esquemática em profundidade mostrando os principais estilos estruturais e geometria de corpos de sal.	58
Figura 30 -	Seção sísmica em profundidade interpretada no domínio distensional com rollovers gerados a partir da evacuação do sal.....	59
Figura 31 -	Trecho da seção em tempo 0066-0006, localizada na província de mini bacias da bacia do Espírito Santo. Observa-se notável espessamento sedimentar na unidade eoterciária e na unidade cretácica superior.....	60
Figura 32 -	Mostrando a taxa de sedimentação em mini-bacias na província diapírica da bacia do Espírito Santo.....	61
Figura 33 -	Mostra a relação entre os altos estruturais do embasamento visto no mapa de anomalia <i>bouguer</i>	62
Figura 34 -	Seção sísmica interpretada com os principais estilos estruturais. Os onlaps e os Downlaps representados pelas setas brancas.....	64
Figura 35 -	a) Seção sísmica interpretada na zona dobrada; b) gráfico mostra a relação entre idade e o índice de afinamento.	65
Figura 36 -	O índice de afinamento sobre uma superfície.....	65
Figura 37 -	a) seção sísmica interpretada na zona de translação; b) gráfico mostra a relação entre idade e o índice de afinamento desse compartimento.....	67
Figura 38 -	Seção sísmica interpretada da Zona de cavalgamento com falhas de empurrão.....	68
Figura 39 -	Seção sísmica interpretada com os três compartimentos presentes no domínio compressional.....	69
Figura 40 -	<i>Cartoon</i> das seções geológicas evolutivas, mostrando o processo de evolução tectônica sedimentar na área durante o Albiano, notar a formação das mini-bacias de idade albiana.....	70
Figura 41 -	Seções geológicas com a sequência evolutiva para o intervalo do Albiano superior (A) e Turoniano (B), notar a formação de um novo depocentro no Turoniano (C).....	71
Figura 42 -	Sequência da evolução tectônica sedimentar das unidades do cretáceo médio ao superior nota-se a deposição sub-paralela da seção cretácica superior definindo um período de quiescência tectônica nesta idade.....	73
Figura 43 -	Seções geológicas evolutivas, mostrando o processo de restauração aplicada às unidades de idade terciária inferior.....	76
Figura 44 -	Mostra a síntese do quadro evolutivo das atividades halocinéticas	77

presente na área.....

SUMÁRIO

	ASPECTOS INTRODUTÓRIOS.....	13
1	ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO.....	17
1.1	Localização da área de estudada.....	17
1.2	Evolução tectônica da Margem Leste.....	18
1.3	Arcabouço litoestratigráfico.....	23
1.3.1	<u>Grupo Nativo.....</u>	23
1.3.1.1	Formação Cricaré.....	23
1.3.1.2	Formação Mariricu.....	23
1.3.2	<u>Grupo Barra Nova.....</u>	24
1.3.2.1	Formação São Mateus.....	24
1.3.2.2	Formação Regência.....	24
1.3.3	<u>Grupo Espírito Santo.....</u>	24
1.3.3.1	Formação Urucutuca.....	25
1.3.3.2	Formação Caravelas.....	25
1.3.3.3	Formação Rio Doce.....	25
1.4	Evolução tectono-estratigráfica da bacia do espírito santo.....	26
2	CONCEITOS SOBRE TECTÔNICA DE SAL.....	30
2.1	Geologia do sal.....	30
2.2	Mecanismos de fluxo de sal.....	30
2.3	Processos de crescimento de diápiros.....	34
2.4	Penetrações de diápiros de sal durante a distensão regional.....	35
2.5	Penetração de diápiros de sal a partir de progradação sedimentar.....	38
2.6	Peculiaridade e interesse na tectônica de sal.....	41
2.7	Tectônica de sal na margem leste.....	43
3	PROCESSO DE RESTAURAÇÃO DE SEÇÃO GEOLÓGICA.....	46
3.2	Conceitos.....	46
3.2.1	<u>Estruturas Geológicas.....</u>	46
3.2.2	<u>Reologia das Rochas.....</u>	48
3.2.3	<u>Processos de deformação.....</u>	49
3.2.4	<u>Comportamento mecânico das rochas.....</u>	51
3.3	Método de restauração de Seções.....	51
4	BASE DE DADOS.....	54
5	INTERPRETAÇÃO SÍSMICA.....	56
5.1	Compartimentação e caracterização da área estudada.....	57
5.2	Análise descritiva da seção sísmica restaurada	63
5.3	Restauração de seção sísmica e discussão dos resultados.....	69
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	78
	REFERÊNCIAS.....	79

ASPECTOS INTRODUTÓRIOS

Introdução

A Bacia do Espírito Santo possui hoje uma posição estratégica no cenário energético brasileiro, uma vez que dados da International Energy apontam para um crescimento da demanda por gás natural no mundo. Este aumento no consumo de gás terá forte influência nos países em desenvolvimento, entre eles, o Brasil. Dos oito trilhões de metros cúbicos de gás que o Brasil tem como reserva, as bacias da região Sudeste possuem mais de 50%, sendo que a Bacia do Espírito Santo contribui com apenas 3% desta reserva. Logo, para mudar esse cenário, são necessários esforços exploratórios a fim de contribuir para novas descobertas.

Com isto, o entendimento do papel do CVA na evolução tectonossedimentar da bacia é de singular importância para compreender os processos que definiram os padrões estruturais e estratigráficos na porção centro-sul da bacia do Espírito Santo.

Durante o Terciário, a Bacia do Espírito Santo foi alvo de um intenso evento magmático, caracterizado por intrusões ígneas e derrames basálticos que se intercalaram com rochas sedimentares de idade neocretácica a eoterciária. Tal fato resultou na implantação do CVA, que foi responsável por gerar feições estruturais peculiares nos sedimentos de idade meso a eocretácica, tais como: inversão tectônica, frentes de empurrões, além de notáveis zonas de dobramento. Trabalhos com estudo de taxa de sedimentação em minibacias (FERREIRA NETO et al., 2008) indicam um considerável incremento sedimentar de idade eocênica/paleocênica provocado pela movimentação do sal em consequência da implantação de CVA.

Portanto, a compreensão da influência do CVA na evolução tectonossedimentar da Bacia do Espírito Santo será de grande importância para entender os processos geológicos que geraram as principais acumulações de hidrocarboneto.

Abordagem dos problemas

Nesta dissertação de mestrado foram interpretados horizontes sísmicos correspondentes aos principais eventos estratigráficos na área de estudo: embasamento, base/topo do sal e as falhas que afetaram estes sedimentos. Este trabalho foi realizado com o auxílio da sísmica de reflexão e de mapas de métodos potenciais (gravimetria e

magnetometria). Com base nos resultados obtidos foi realizada uma análise tectono-estratigráfica a fim de obter um entendimento único e estável para o efeito do CVA na evolução da bacia na área do mapeamento.

Objetivo

O objetivo deste trabalho foi desenvolver um estudo geológico e geofísico com base em interpretação de dados sísmicos e de métodos potenciais para contribuir com o entendimento da influência do CVA na evolução estrutural e tectonossedimentar na porção centro-sul da bacia do Espírito Santo.

Motivação

O desenvolvimento da atividade exploratória é estruturada em riscos e incertezas, que se desdobram em uma série de complexas etapas que requerem altos investimentos financeiros. Com base neste cenário, se torna claro o papel de estudos que contribuem para diluir as incertezas associadas à atividade exploratória e que colaboram para direcionar decisões visando redução dos custos operacionais e gerando sucesso exploratório.

O mapeamento sísmico é vital para qualquer atividade exploratória e com o advento de novas tecnologias (algoritmos de processamento sísmico, atributos sísmico e a sísmica 3D) adquiridas nos últimos anos, é possível contribuir para construção de modelos geológicos mais precisos. Com isto, garante-se o entendimento dos processos que influenciam no sistema petrolífero da bacia.

Área estudada

A área de estudo engloba a porção *offshore* centro sul da bacia do Espírito Santo, localizada no estado homônimo. É importante chamar atenção para o fato que algumas linhas sísmicas extrapolam para o extremo norte da Bacia de Campos, conforme ilustra a Figura 1. Assim com esta distribuição de dados foi possível cobrir todos os domínios tectônicos da seção pós-sal da bacia.

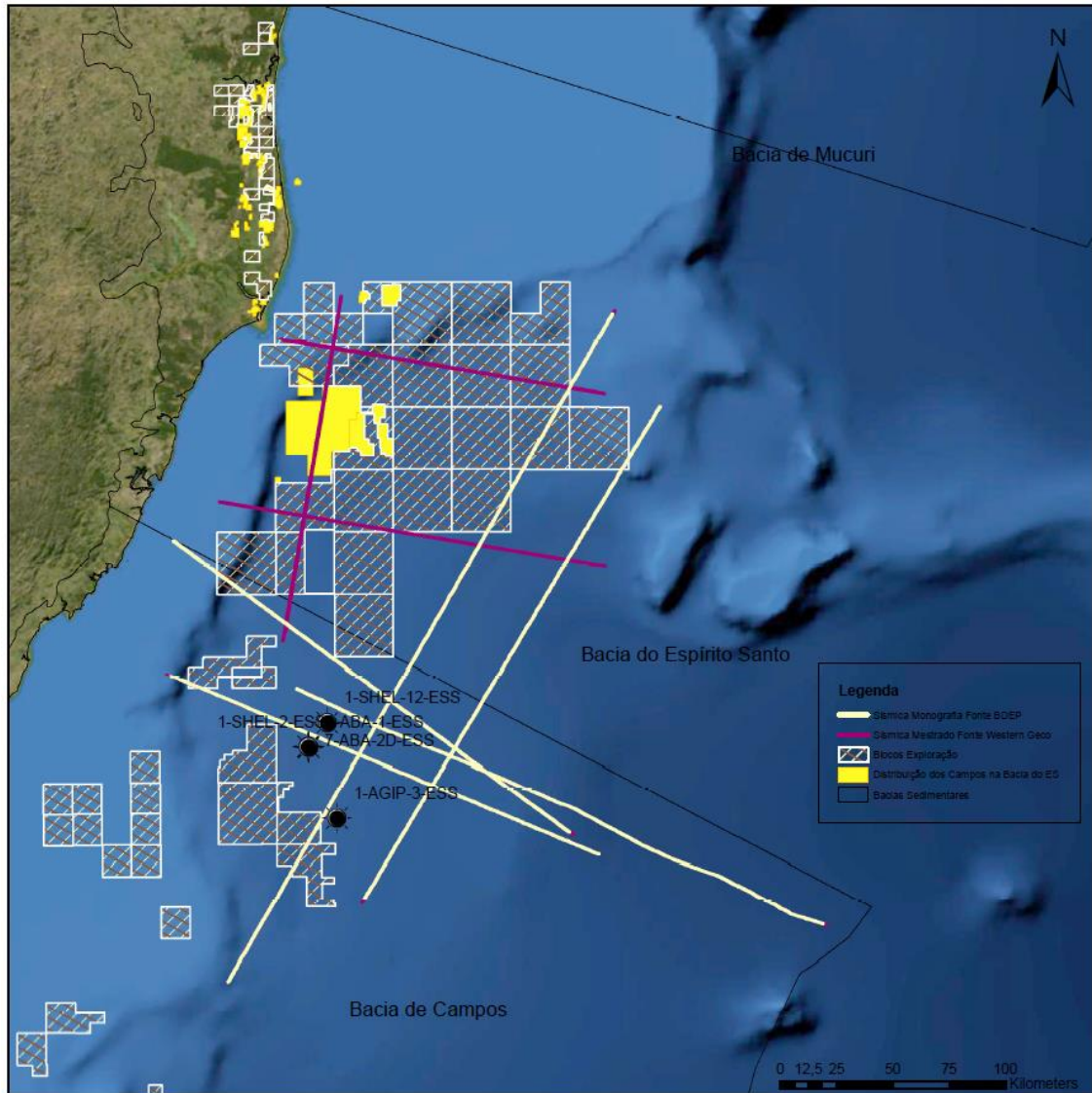


Figura 1 Mapa de localização da bacia do Espírito Santo com os dados geológicos e geofísicos utilizados na interpretação.

Metodologia aplicada

Metodologia para o tratamento da base de dados sísmicos, de poços e gravimétricos

Para o desenvolvimento da pesquisa foram selecionadas linhas sísmicas 2D e poços exploratórios da porção centro-sul (base BDEP) da bacia do Espírito Santo. Este conjunto de dados foi integrado com outros dados disponíveis na Vale Óleo e Gás S.A., (linhas sísmicas adquirida pela Western Geco – TGS Nopec) incluindo linhas sísmicas e poços, e dados geofísicos publicados na literatura.

Etapas do desenvolvimento do trabalho

- Geração de mapas de anomalias gravimétricas e magnéticas.
- Tratamento e processamento sísmico para a interpretação, com aplicação de algoritmos já definidos nos softwares de processamento. Para os dados em tempo, a amarração será a partir de *check shots* e sismograma sintético.

Metodologia para a interpretação dos dados:

- Interpretação das principais discordâncias nas linhas sísmicas e nos poços exploratórios, com a verificação sistemática da amarração entre ambas as informações através de tabelas “*check shot*” e sismogramas sintéticos;
- Interpretação e análise dos mapas de métodos potenciais (gravimétricos e magnetométricos);
- Aplicação dos conceitos de sismoestratigrafia, geologia estrutural para interpretação sísmica na área;
- Utilização de métodos e técnicas geométricas para a realização da restauração e/ou balanceamento de uma seção representativa da área, a fim de obter uma maior confiabilidade geométrica da interpretação;
- Comparação entre os resultados obtidos via métodos potenciais, sísmica e interpretações geológicas.

1 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO

1.1 Localização da área de estudada

A Bacia do Espírito Santo-Mucuri, que integra o conjunto de bacias da margem leste brasileira, localiza-se entre os paralelos 18⁰ e 21⁰ de latitude Sul, compreendendo uma área de aproximadamente 20.000 km² na porção emersa e 200.000 km² na porção submersa (Figura 02), inseridos nos estados do Espírito Santo e Bahia.

Seu limite geológico ao sul com a bacia de Campos é definido por um alto estrutural do embasamento Pré-Cambriano, denominado Alto de Vitória, e seu limite ao norte com a Bacia de Cumuruxatiba é definido pelo Alto de Alcobaça (MILANE e THOMAZ FILHO, 2000). A divisão entre as bacias do Espírito Santo e de Mucuri é caracterizada por um limite político, correspondente à divisa entre os estados da Bahia e Espírito Santo.

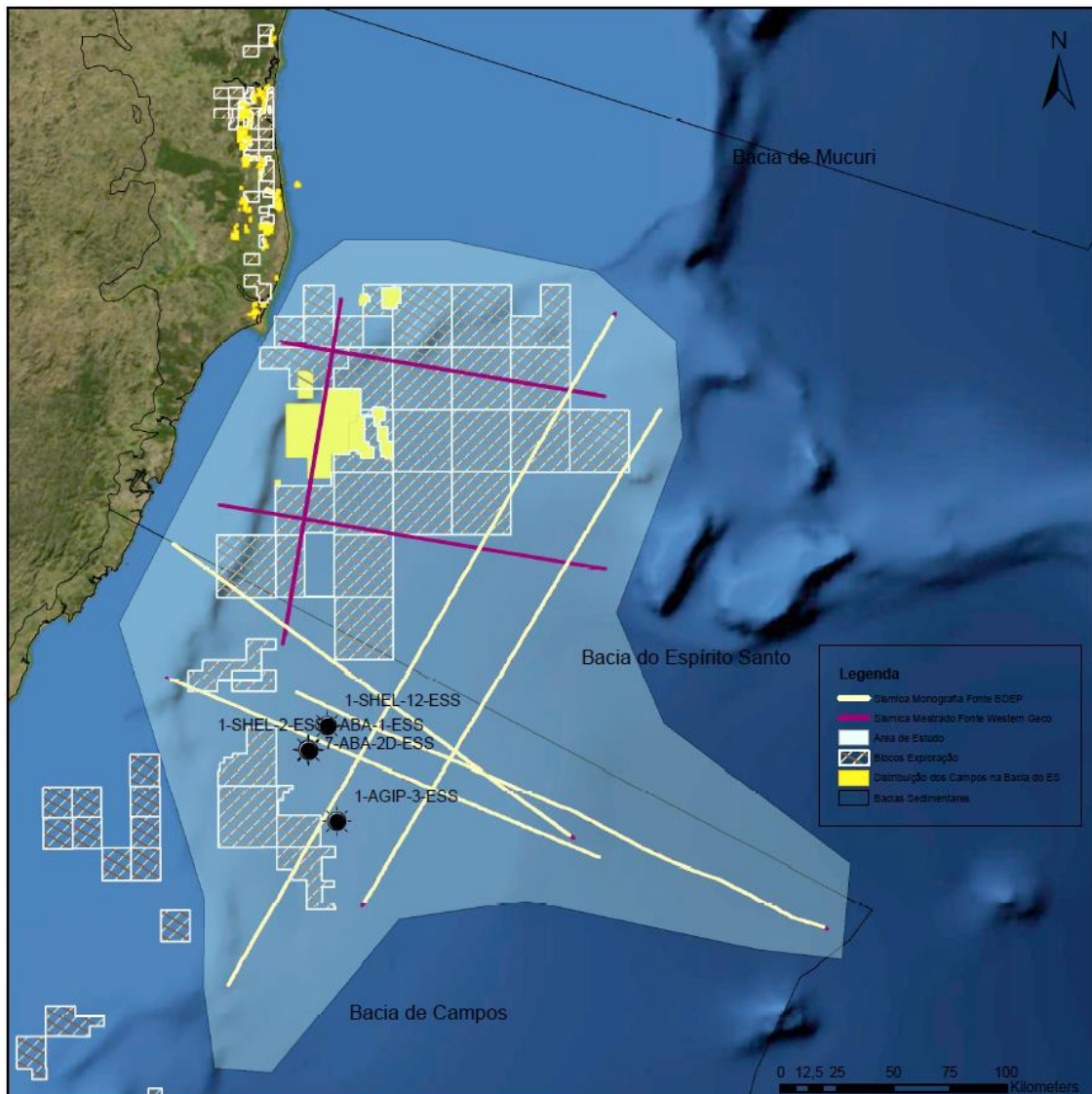


Figura 2 - mapa de localização da área estudada com os dados exploratórios da ANP.

1.2 Evolução tectônica da Margem Leste

As bacias de margem passivas (englobando os segmentos nordeste, sudeste e sul do Brasil, Figura 03) resultaram de um processo de ruptura da massa continental Gondwana Oeste iniciado há cerca de 140 Ma (MOHRIAK, 2003). Esta ruptura está associada ao afinamento litosférico e à ascensão astenosférica, provavelmente relacionada à pluma Tristão da Cunha, localizada no segmento sudeste da margem continental, produzindo o magmatismo básico toleítico da província Paraná-Entendeka, cuja idade determinada por método radiométrico, apresenta valores entre 138 e 127 Ma (MIZUSAKI et al., 2002).

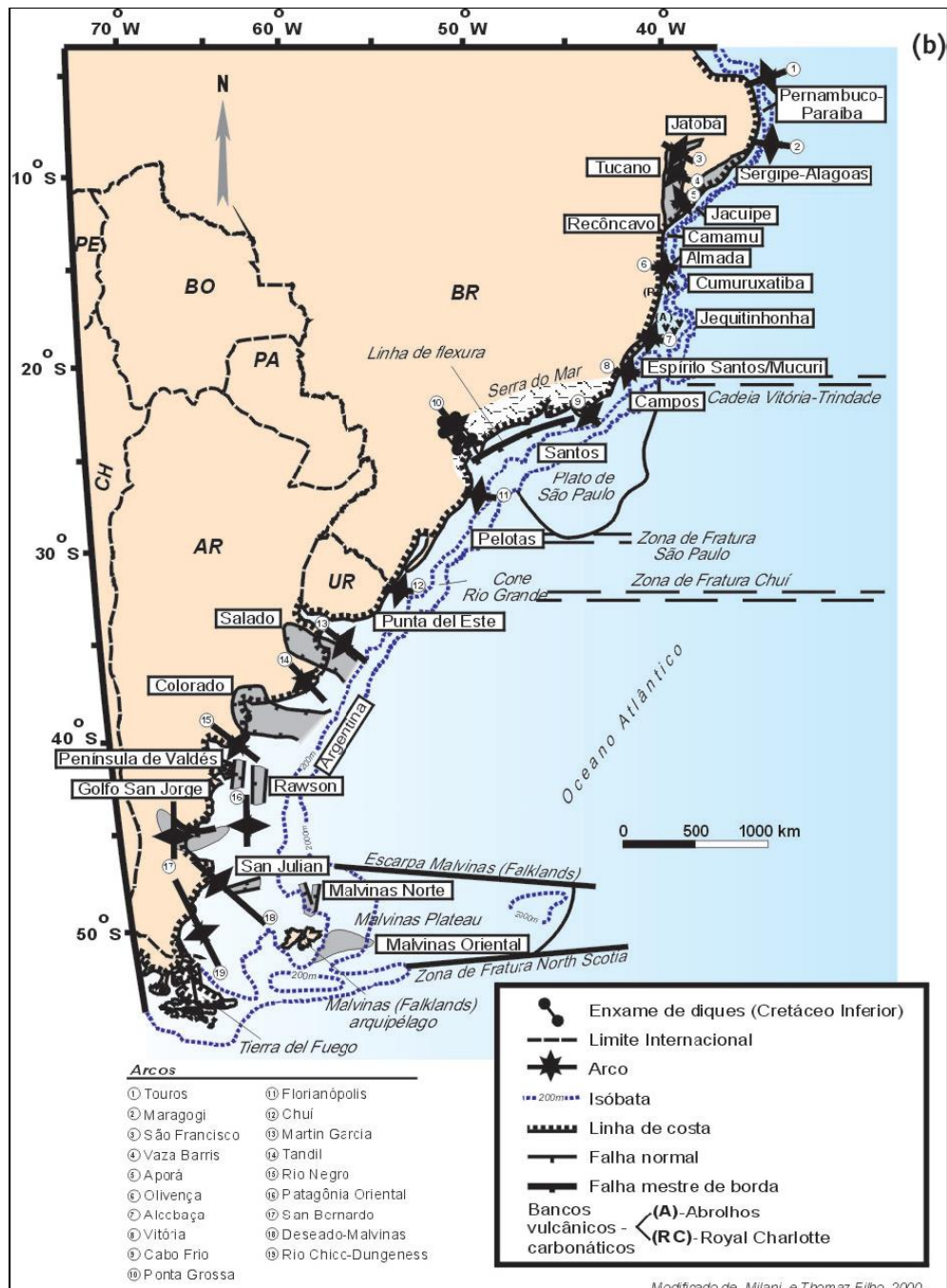


Figura 3 - Mapa esquemático das regiões nordeste, leste, sudeste e sul do Brasil, mostrando as bacias sedimentares da margem continental divergente.

Fonte: Modificado de MOHRIAK, 2004, apud MILANI; THOMAZ FILHO, 2000.

O início da separação continental se desenvolveu a partir de um processo de rifteamento, classificado por (SENGOR e BUERKE, 1978) como rifte ativo, que estaria relacionado à fusão do manto provocado por descompressão. (MILANI, 1978) discute a presença do volumoso vulcanismo basáltico da província do Paraná, com enxames de diques formando os arcos do Rio Grande, Ponta Grossa e Paranapanema, todos com direção NW. Estes eventos magmáticos refletem a influência da pluma Tristão da Cunha, ocasionando a elevação das geotermas na área de desenvolvimento do rifte, particularmente entre as bacias do Espírito Santo, Campos e Santos (Figura 04).

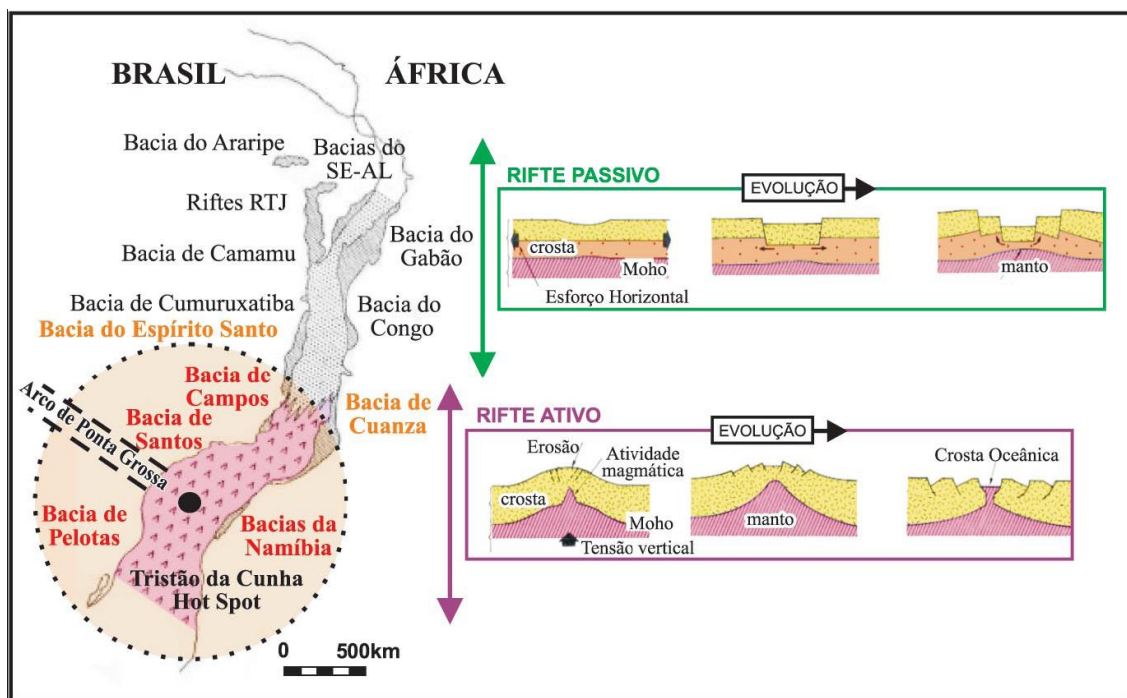


Figura 04 - Modelo de formação dos segmentos nordeste e sudeste do rifte em relação à ascensão da astenosfera em regiões com ausência e presença de pluma mantélica. Observa-se a interpretação de rifte passivo para o segmento nordeste, e rifte ativo para o segmento sudeste.

Fonte: Modificado de DIAS, 2005, apud MILANE, 1987.

Durante o Neo-aptiano observa-se um ambiente de quiescência tectônica com um basculamento provocado pelo resfriamento termal, com poucos falhamentos normais (Figura 5). (DIAS, 2005) afirma que tal situação poderia ser explicada por um estágio tectônico com

inserções segmentadas de crosta oceânica, que provocaria um relaxamento crustal nas áreas adjacentes a estas acreções.

Chang et al.(1992) consideram que o final da fase rifte, conforme se observa nas bacias da margem leste brasileira, é uma fase tectônica caracterizada pela implantação segmentada da crosta oceânica, subsidência generalizada e falhamentos localizados, resultando na formação de uma importante discordância regional, o que poderia explicar o diacronismo no final da fase rifte (Figura 6).

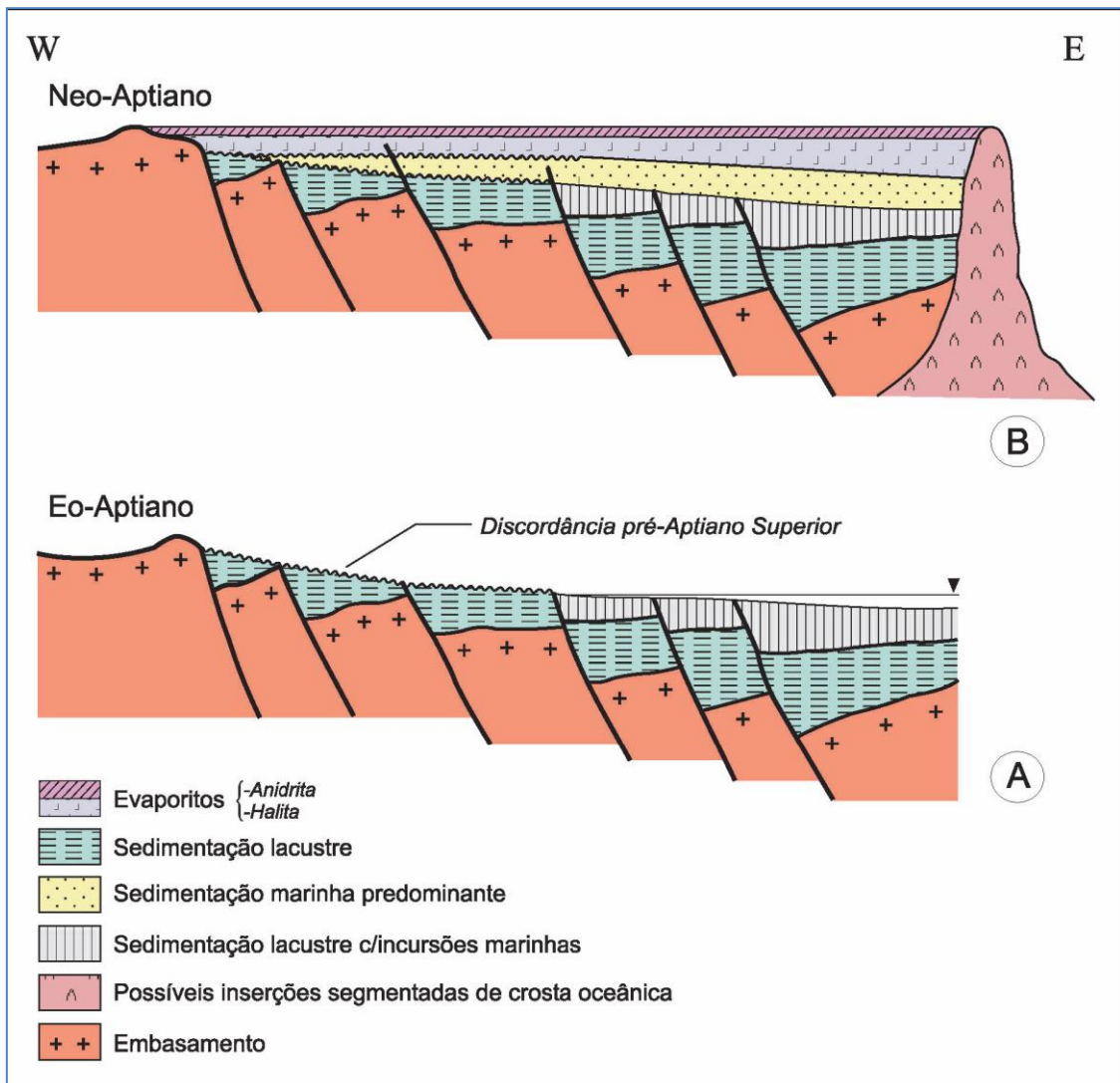


Figura 05 - Seção esquemática mostrando o deslocamento para leste do processo de rifteamento, durante o Eoaptiano (A); e o recobrimento da discordância Pré-Aptiana em condições de quiescência tectônica (B).

Fonte: Modificado de DIAS, 2005.

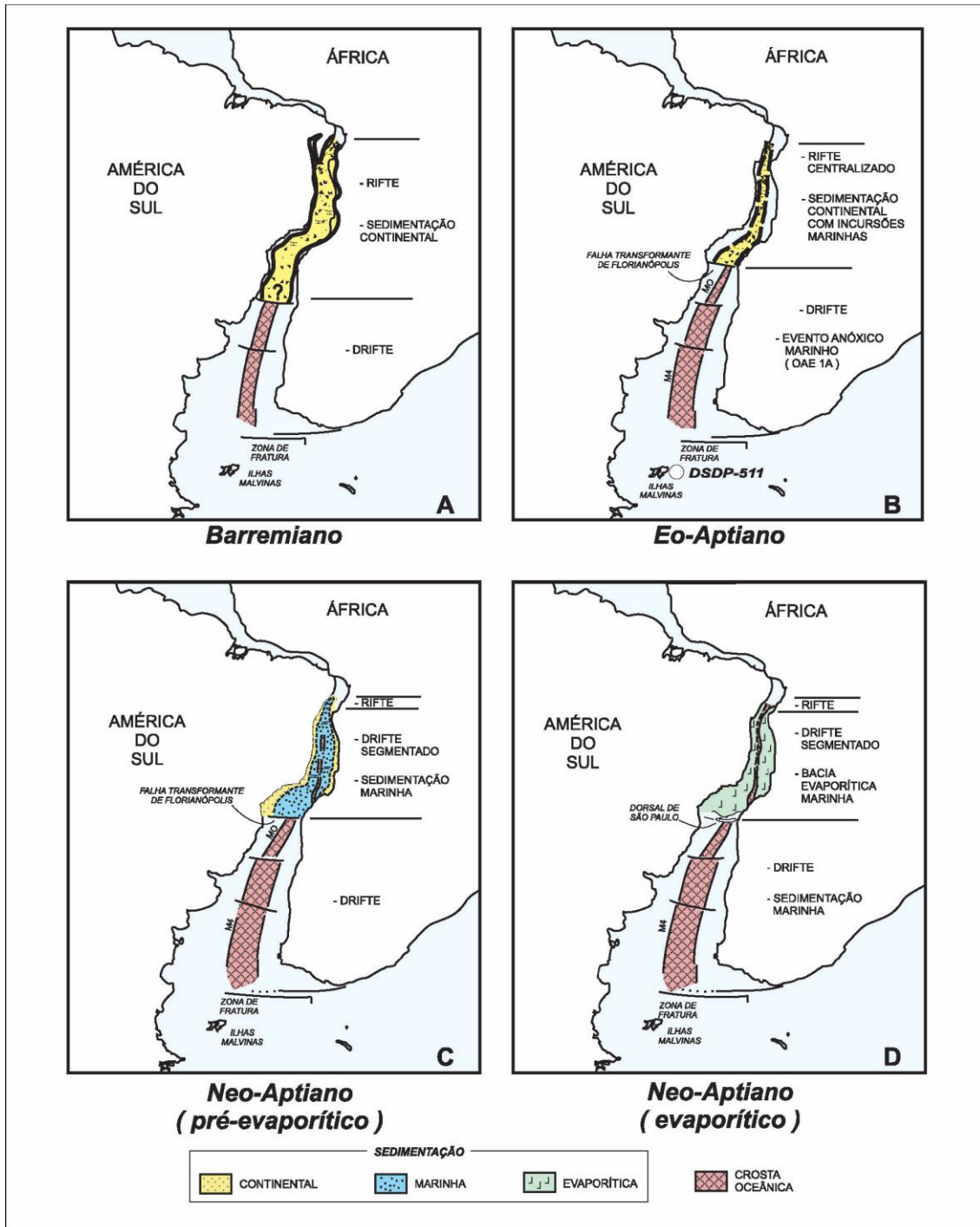


Figura 06 - Reconstruções paleogeográficas do Barremiano ao Neoaptiano, mostrando as principais fases tectônicas associadas ao rifteamento da margem leste e a sedimentação transicional evaporítica do Atlântico Sul.

Fonte: Modificado de DIAS, 2005.

O Neoalbio foi caracterizado por importantes eventos que mudaram a configuração do registro sedimentar. O reflexo de um fenômeno tectônico de maior magnitude no Atlântico pode ter provocado o abatimento dos altos oceânicos da margem

equatorial, permitindo a conexão total entre o oceano Atlântico Central e Sul, favorecendo a circulação d'água no oceano. (AZEVEDO, 2004) interpreta que nesse período houve a ruptura física que ligava o continente sul-americano ao africano e o abatimento da crosta continental. Esta mudança no sistema marinho contribuiu para a deposição de sedimentos predominantemente carbonáticos e siliciclásticos na bacia, com a implantação de um novo sistema de correntes marinhas.

A partir do final da sedimentação carbonática houve um acúmulo de sedimentos de águas mais profundas, e a margem leste passou a receber no final do Neocretáceo um aporte significativo de sedimentos siliciclásticos grosseiros, associados ao soerguimento da Serra do Mar e da Mantiqueira (ALMEIDA, 1976; MOHRIAK, 2004). Esses eventos estão ligados a reativação de falhas do embasamento e eventos magmáticos (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; CAINELLI e MOHRIAK, 1999). Estes fatores também favoreceram a tectônica de sal, resultando na formação de minibacias, muralhas de sal, falhamentos halocinéticos e diápiros de sal que ocorrem em vários domínios tectônicos, com compartimentos caracterizados por estruturas distensivas e compressionais.

O magmatismo na margem leste é marcado por um alinhamento de diques de direção NW e outro conjunto de diques de direção NE-SW na região do Rio de Janeiro, com idades de 133-129 Ma, obtidos pelo método Ar-Ar (RENNE et al., 1992; TURNER et al., 1994). Essas idades são semelhantes aos basaltos toleíticos da formação Serra Geral, na bacia do Paraná (MISUZAKI et al., 1998; MISUZAKI et al., 2002). Uma nova fase de magmatismo alcalino é registrada nas bacias marginais ao final do Turoniano e início do Santoniano, particularmente na bacia de Santos (MOREIRA et al., 2005). Datações Ar-Ar indicam para este magmatismo uma idade em torno de 85-80 Ma (SZATMARI et al., 2000). Na região próxima da bacia de Campos as intrusões alcalinas que ocorrem no continente (Mendanha, Rio Bonito, Morro do São João, entre outros) possuem idades variando de 85 Ma a 50 Ma, e o mecanismo de geração destas intrusões é interpretado como sendo proveniente de um vulcanismo intraplaca do tipo hot spot (SZATMARI et al., 2000; THOMAZ FILHO et al., 2005).

O evento magmático de Abrolhos é definido por derrames de basalto e intrusões ígneas na sequência sedimentar do Neocretáceo e Eoterciário (ASMUS, 1982; ASMUS, 1984). As análises radiométricas em basaltos indicam idade eoterciária para este vulcanismo (SOBREIRA e SZATMARI, 2002). As rochas vulcânicas que afloram na plataforma continental do Espírito Santo, formando ilhas na região de Abrolhos, foram interpretadas

como sendo remanescentes de vulcões do Eoceno. Entretanto, (MOHRIAK et al., 2003) e (MOHRIAK, 2006) sugerem que essas estruturas positivas estão relacionadas à tectônica compressional.

1.3 Arcabouço litoestratigráfico

A coluna litoestratigráfica da bacia do Espírito Santo (Figura 07) engloba sedimentos datados desde o Cretáceo Inferior até o Quaternário, com rochas sedimentares depositadas a partir do Neocomiano (130 Ma) sobre o embasamento vulcânico (130-135 Ma) ou ígneo / metamórfico (Pré-cambriano Superior, com idades > 650 Ma). A litoestratigrafia compreende os Grupos Nativo, Barra Nova e Espírito Santo, cada um com as respectivas formações, conforme se discute a seguir.

1.3.1 Grupo Nativo

Nome proposto por (ASMUS et al., 1971) com a finalidade de denominar o intervalo rochoso com os limites definidos entre o embasamento vulcânico ou ígneo/metamórfico e as areias e carbonatos do Grupo Barra Nova (Figura 07).

1.3.1.1 Formação Cricaré

Utilizando como limite a discordância Pré-Neo-Alagoas de caráter regional (Figura 07), Vieira et al. (1994) separaram a Formação Cricaré do Membro Mucuri. Suas variações faciológicas permitem a separação em dois membros, Jaguaré e Sernambi.

Esta formação é definida por conglomerados e arenitos arcoseanos intercalados com folhelhos cinzentos calcíferos, siltitos, coquinas, calcilutitos e dolomitos. O Membro Jaguaré é caracterizado pelo predomínio de arenitos e conglomerados, podendo estar intercalados com rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas. Vieira et al. (1994) caracterizam o Membro Sernambi pelo predomínio de camadas de folhelhos, carbonatos e margas. As rochas da Formação Cricaré foram depositadas num ambiente continental e definidas por leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçados e lagos (VIEIRA et al., 1994).

1.3.1.2 Formação Mariricu

Vieira et al. (1994) designam o pacote de rocha situada entre a discordância Pré-Neo-Alagoas e o topo da sequência de evaporitos como Formação Mariricu. Consta de dois tipos litológicos bem distintos, um clástico terrígeno, o Membro Mucuri, na unidade inferior, e o Membro Itaúnas, na unidade superior (Figura 07). O Membro Mucuri é representado por

arenitos e conglomerados intercalados com folhelhos e siltitos depositados por sistemas aluviais, fluviais e deltaicos. Acima deste clásticos, anidrita e halita intercalam-se com finas camadas de folhelhos que definem o Membro Itaúnas, depositado em sabkhas e bacias restritas, geradas a partir de incursões marinhas em condições de clima árido (VIEIRA et al., 1994; BIASSUSI et al., 1990).

O contato superior da Formação Mariricu com o Grupo Barra Nova é concordante ou discordante com a Formação Urucutuca e com a Formação Rio Doce na porção oeste da bacia. Esta unidade litológica, de idade Neo-Alagoas, representa a transição do ambiente continental para o marinho.

1.3.1.3 Grupo Barra Nova

É definido por rochas situadas entre os evaporitos do Membro Itaúnas e os folhelhos da Formação Urucutuca (Figura 07). Engloba a Formação São Mateus, predominantemente siliciciclástica, e a Formação Regência, predominantemente carbonática.

1.3.1.4 Formação São Mateus

É caracterizada por espessos pacotes de arenitos grossos. Os clásticos desta formação foram depositados em ambientes de leques aluviais e costeiros. O contato inferior é concordante com a Formação Mariricu e o contato superior é gradacional ou interdigitado lateralmente com as rochas da Formação Regência, ou discordante com os sedimentos do Grupo Espírito Santo. (VIEIRA et al., 1994), baseados em análise bioestratigráfica de foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos, fornecem uma idade albiana para esta formação (Figura 07).

1.3.1.5 Formação Regência

Caracteriza-se por uma espessa sequência carbonática que ocorre abaixo dos folhelhos da Formação Urucutuca. A Formação Regência é representada por calcarenitos e calcissiltitos depositados em ambiente de plataforma e talude, durante o Albiano. Possui contatos gradacionais com as formações São Mateus e Mariricu (Figura 07).

1.3.2 Grupo Espírito Santo

Corresponde aos sedimentos limitados na base pela Formação Urucutuca, interdigitando-se com sedimentos das formações Rio Doce (essencialmente arenosa) e Caravelas (predominantemente carbonática) (Figura 07).

Algumas das estruturas observadas neste pacote tiveram sua origem controlada pela halocinese. Entretanto, observa-se uma diminuição gradual da atividade das falhas em sequências mais jovens, o que demonstra uma contínua diminuição dessa movimentação ao longo do tempo.

A presença dos paleocânions de Fazenda Cedro e de Regência, provocados por um significativo evento erosivo que abrange a seção marinha da bacia, indica uma implantação controlada pelos sistemas de falhas do embasamento. A ocorrência de rochas reservatórios e rochas selantes nestes paleocânions resultam em situações ideais para acumulação de hidrocarbonetos.

1.3.2.1 Formação Urucutuca

Caracterizada por Carvalho (1965) na bacia do Rio Almada (Bahia), engloba folhelhos com intercalações de conglomerados, calcários e arenitos na porção mais proximal. Na região distal ocorre um incremento de sedimentos pelíticos sobre os clásticos de granulometria grossa. Os contatos laterais com as formações Rio Doce e Caravelas são transicionais. O contato inferior com o Grupo Barra Nova é discordante, passando a ser concordante nas porções mais distais da bacia.

A idade para esta formação, baseada em foraminíferos planctônicos e palinórfos, abrange o intervalo Cenomaniano até o Neoceno na região emersa, e Oligoceno na região de plataforma continental (Figura 07).

1.3.2.2 Formação Caravelas

Pacote carbonático constituído, predominantemente, por calcarenitos bioclásticos e calcilitos. Seus contatos laterais, inferior e superior, são gradacionais com as formações Urucutuca e Rio Doce. Localmente os carbonatos assentam-se sobre as rochas vulcânicas da Formação Abrolhos (Figura 07).

1.3.2.3 Formação Rio Doce

Asmus et al. (1971) propuseram uma seção essencialmente arenosa associada aos carbonatos da Formação Caravelas e sobreposta pelos folhelhos da Formação Urucutuca, sendo constituída por arenitos de granulometria média a grossa, com intercalações de folhelhos e argilitos. Seu contato inferior é gradacional com as formações Urucutuca e Caravelas (VIEIRA et al., 1994). Palinórfos e foraminíferos bentônicos forneceram idade do final do Eoceno até o final do Mioceno. A Formação Rio Doce tem como principais sistemas deposicionais os leques costeiros em ambientes marinhos (Figura 07).

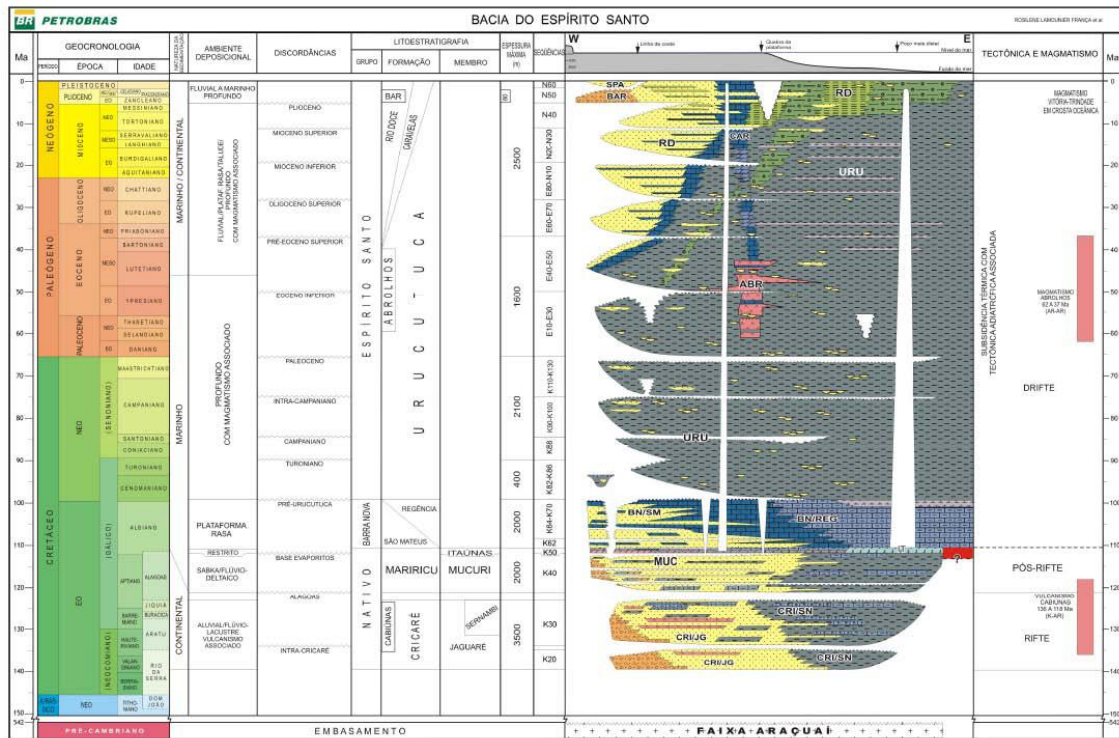


Figura 07 - Carta estratigráfica da bacia do Espírito Santo.

Fonte: Proposto por FRANÇA et al., 2007.

1.4 Evolução tectono-estratigráfica da bacia do espírito santo

O modelo de evolução tectono-estratigráfica da bacia do Espírito Santo não difere dos adotados para as demais bacias da margem leste, que são baseados em afinamento litosférico e tectônica extensional (MOHRIAK, 2003). Observa-se a presença de falhas normais envolvendo o embasamento, e que atingem os sedimentos pré-evaporíticos (neocomianos e barremianos), localmente alcançando até a base dos evaporitos de idade Alagoas Superior. As falhas da sequência rifte possuem em sua maioria mergulho de alto ângulo para leste e, devido às falhas antitéticas, reproduzem um típico sistema de horst-graben, que seguem o estilo estrutural do embasamento. O sistema de falhas de direção N-NE foi o principal responsável pela estruturação da bacia. Admite-se que o sistema de falhas da fase rifte se desenvolveu em resposta ao estiramento crustal que antecedeu a abertura oceânica e a deriva continental (figura 08).

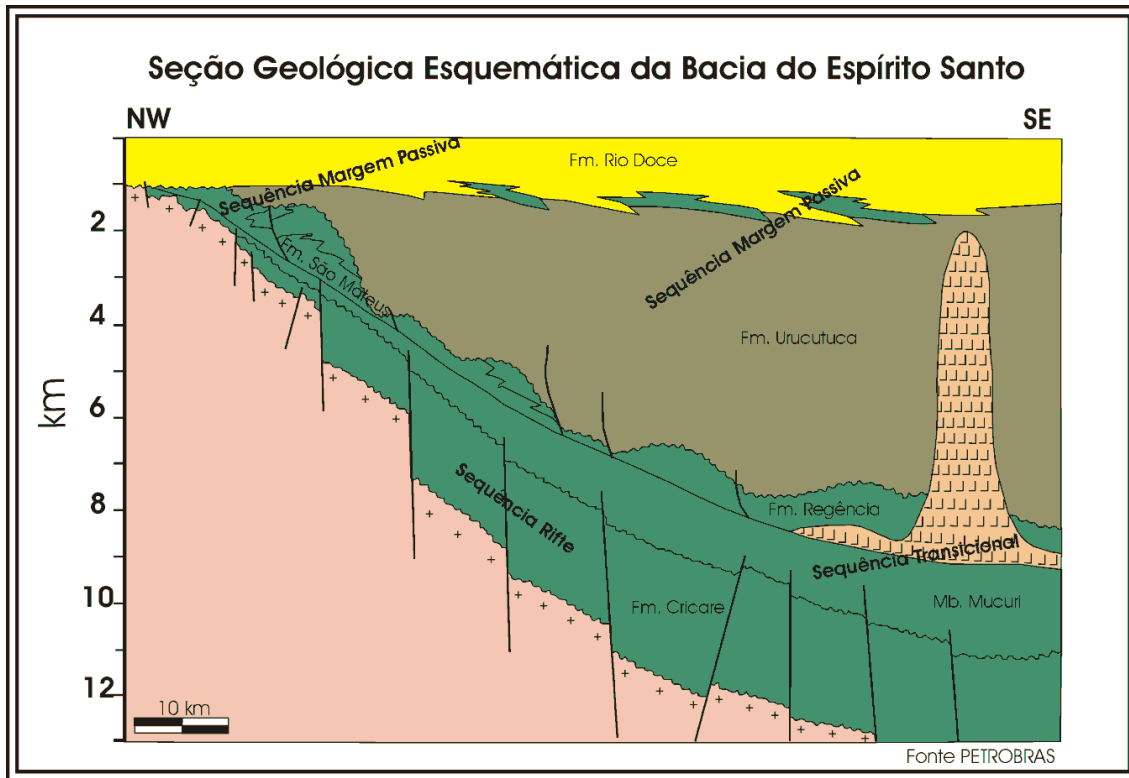


Figura 8 - Seção geológica esquemática da Bacia do Espírito Santo, ilustrando as relações entre as unidades litoestratigráficas e estilos estruturais das sequências sin-rifte, transicional evaporítica e pós-rifte

Fonte: ANP, 2004.

Quando houve a efetiva separação dos continentes sul-americano e africano, em função do rompimento da litosfera e criação de crosta oceânica, a sedimentação passou a ser diretamente influenciada pelos processos de fluxo de sal. Costa, (1988) sugere que o basculamento da bacia para leste foi o principal fator para a halocinese, que se manifesta por escorregamento de blocos acima da camada de sal. Mohriak, (2003) aponta feições compressivas na bacia associadas a sobrecarga das rochas vulcânicas do complexo de Abrolhos (figura 09).

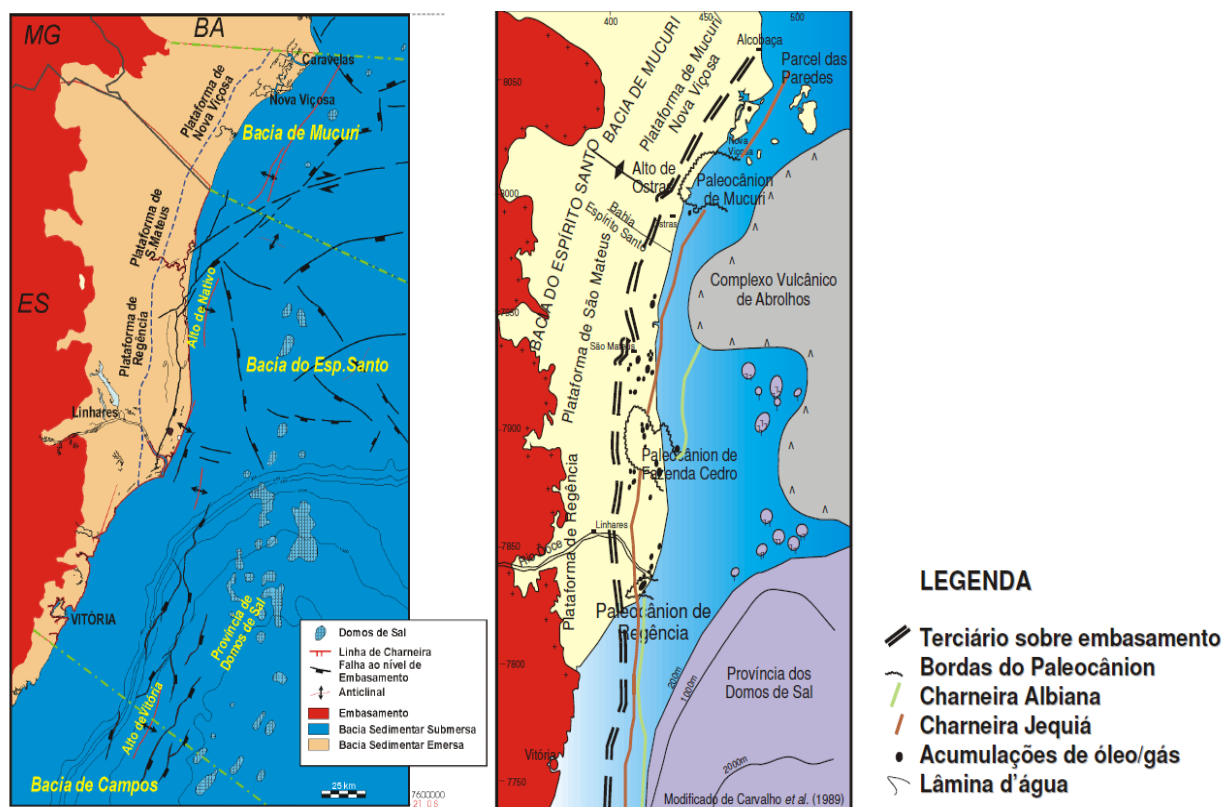


Figura 09 - Arcabouço estrutural da bacia do Espírito Santo, mostrando a compartimentação da bacia e a presença de paleocânions, complexos vulcânicos, e diápiros de sal.

Fonte: Modificado CARVALHO, 1965.

As falhas lítricas provocadas pela tectônica de sal geralmente afetam os sedimentos do Albiano Inferior até o Eoceno Inferior na porção norte da bacia, enquanto na porção sul sedimentos mais recentes (oligo-miocênicos) são cortados por estas mesmas falhas, que possuem direção que varia de N-S a NE-SW ao longo de toda a bacia.

O Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA), gerado a partir de um extenso evento magmático de idade eocênica (figura 09), foi responsável pela mudança na configuração estrutural da bacia do Espírito Santo-Mucuri (ASMUS, 1984). Este complexo é formado por rochas vulcânicas depositadas em condições subaquosas, intercaladas e cobertas por carbonatos de idade eocênica, depositados em plataforma rasa. Essa sucessão de intercalações favoreceu o preenchimento da bacia por agradação sedimentar e progradação para o lado oeste, como observado por (VAN DER VEN et al., 1998).

A sobrecarga das vulcânicas de Abrolhos sobre os sedimentos neocretácicos gerou um peculiar estilo de tectônica de sal com a formação de falhas de empurrão com vergência para o continente (VAN DER VEN Ven et al., 1998; MOHRIAK, 2003).

O obstáculo criado por Abrolhos resultou na mobilização dos evaporitos e folhelhos em direção ao continente. Essa movimentação está ligada à inversão de falhas normais que afetavam a sequência carbonática pós-sal, resultando em feições compressivas (Figura 10).

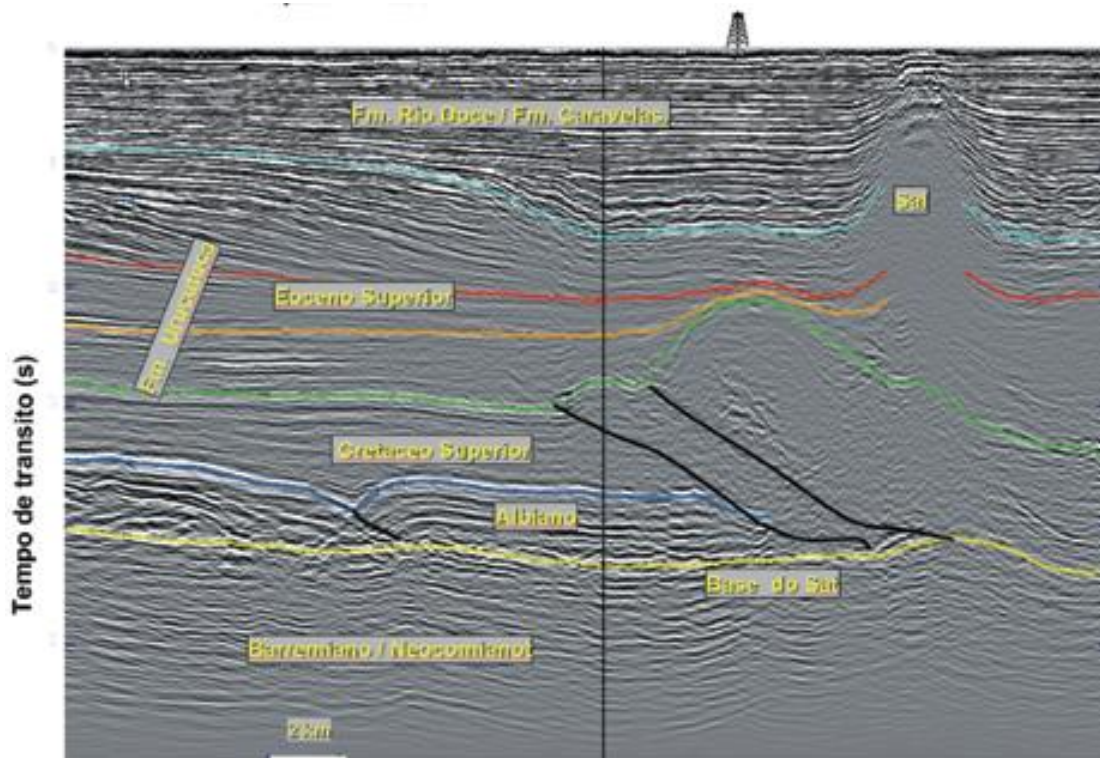


Figura 10 - Seção sísmica da bacia do Espírito Santo mostrando feições compressivas.

Fonte: Modificado de VAN DER VEN et al., 1998.

2 CONCEITOS SOBRE TECTÔNICA DE SAL

2.1 Geologia do sal

Evaporitos são precipitados por evaporação solar da água superficial de uma salmoura saturada, em um sistema hidrológico com comunicação restrita com o oceano (Warren, 1989). Predomina o mineral halita, composto predominantemente por cloreto de sódio (NaCl). Este sal apresenta-se mecanicamente frágil, com comportamento fluido, até mesmo sob baixas taxas de deformação.

Um agregado policristalino de halita possui propriedades físicas incomuns, destacando-se o fato de ser solúvel, frágil e facilmente mobilizado por fluxo em estado sólido. Além disso, o sal possui densidade anormalmente baixa em relação aos outros sedimentos, que são originalmente depositados com densidades inferiores ao sal. Entretanto, devido aos processos diagenéticos, os sedimentos clásticos acabam ficando mais densos durante a evolução geológica da bacia.

As fácies evaporíticas são caracterizadas, além da halita, por uma grande variedade de outros sais, incluindo compostos de potássio, cálcio e magnésio. Em consequência disso, estas fácies possuem uma variedade lateral controlada pela cristalização, incremento da saturação em sal e entrada de água na bacia. Os evaporitos são precipitados em bacias restritas, onde a baixa circulação de água, a alta taxa de evaporação e a presença de um clima árido com latitudes 30N e 30S favorecem o ressecamento da bacia e precipitação de sais. Os primeiros compostos químicos a se precipitarem são os carbonatos e sulfatos (gipsita). A halita, por sua vez, necessita de uma saturação em torno de 34/36% para se precipitar (WARREN, 1989).

2.2 Mecanismos de fluxo de sal

A partir da instabilidade gerada em decorrência da sobrecarga diferencial imposta aos sedimentos evaporíticos, a camada de sal tende a buscar uma maior estabilidade. O fluxo do sal resulta numa grande variedade de estruturas observadas na natureza (Figura 16). Para que haja o fluxo de sal é necessário romper os dois principais fatores que se opõem a este fluxo, a saber: a coesão interna dos sedimentos situados acima do sal, e o limite de fricção interna do sal (HUDEC e JACKSON, 2007).

Muitas bacias são afetadas pela tectônica de sal, particularmente as bacias de margens continentais divergentes do tipo Atlântico (Figura 11). Esse processo pode envolver: sobrecarga diferencial, diferença no gradiente geotérmico e afinamento da

sobrecarga. O fator mais atuante irá depender da profundidade da camada de sal, geometria do corpo cristalino, característica da bacia, gradiente geotérmico e fluxo de calor na camada de sal. Dentre os fatores descritos acima, o mais largamente utilizado para explicar a origem da movimentação do sal é a sobrecarga diferencial, que é produzida pelo peso das rochas sobrepostas ao sal e a força gravitacional no sal. Este fluxo ocorre porque o sal se comporta como um fluido durante o tempo geológico (HUDEC e JACKSON, 2007).

As componentes mais atuantes no processo de fluxo de sal são a variação de espessura da camada de rocha sobreposta ao sal, e a inclinação do embasamento ou da base do sal, em relação a um datum fixo (Figura 12).

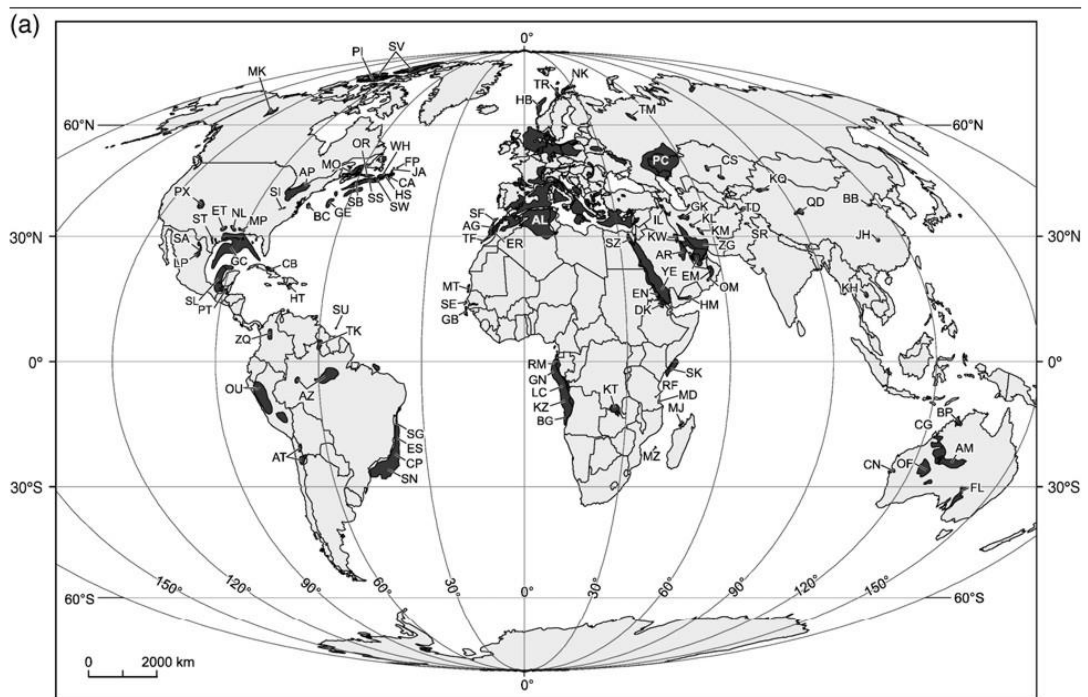


Figura 11 - Distribuição global das bacias sedimentares afetadas pela tectônica de sal.

Fonte: Modificado de HUDEC e JACKSON, 2007.

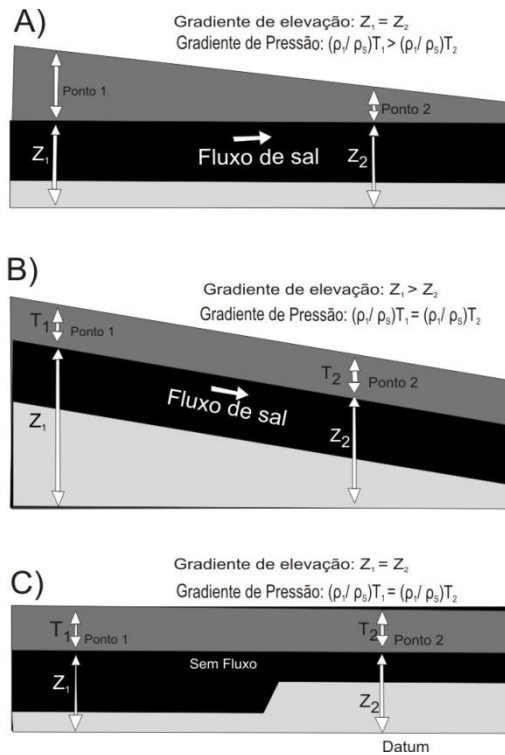


Figura 12 - Exemplos de gradiente hidráulico na tectônica de sal. a) variação lateral da camada acima do pacote de sal produzindo uma pressão maior no ponto 1, provocando o fluxo do sal para o lado direito (ponto 2); b) espessura da camada acima do sal uniforme, sobre um embasamento inclinado, o que acarreta o fluxo de sal para a direita; c) espessura da camada acima do sal e o gradiente são uniformes, o que não provoca fluxo no sal.

Fonte: Modificado de HUDEC e JACKSON, 2007.

A sobrecarga por deslocamento é o resultado da força que provoca o deslocamento de um corpo em relação a outro (SUPRE, 1985). Na tectônica de sal, este tipo de carga ocorre quando o limite do corpo do sal se move em direção a outro corpo, ou se distancia em relação a outro corpo, durante a distensão ou encurtamento regional (Figura 13). Este tipo de fenômeno ocorre em bacias evaporíticas que possuem estruturas preexistentes e estas são submetidas à deformação halocinética.

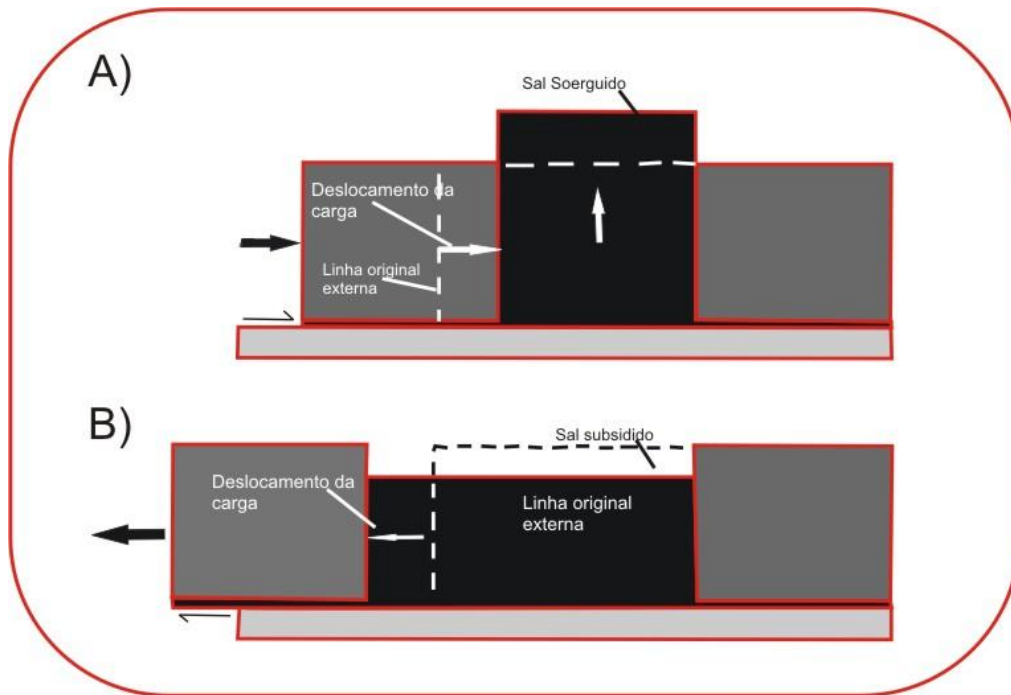


Figura 13 - Halocinese provocada por sobrecarga de deslocamento. A) durante o encurtamento regional a camada de sal é pressionada de ambos os lados, onde a força da sobrecarga por deslocamento excede a força gravitacional ocorre à subida do sal; B) durante a extensão a força gravitacional excede a força de sobrecarga por deslocamento, provocando a subsidência do sal.

Fonte: Modificado de HUDEC e JACKSON, 2007.

2.3 Processos de crescimento de diápiros

Para que a camada de sal ascenda por diapirismo, as camadas superiores devem ser removidas, erodidas, falhadas ou empurradas (HUDEC e JACKSON, 2007). Isto pode ocorrer de seis maneiras distintas (Figura 14)

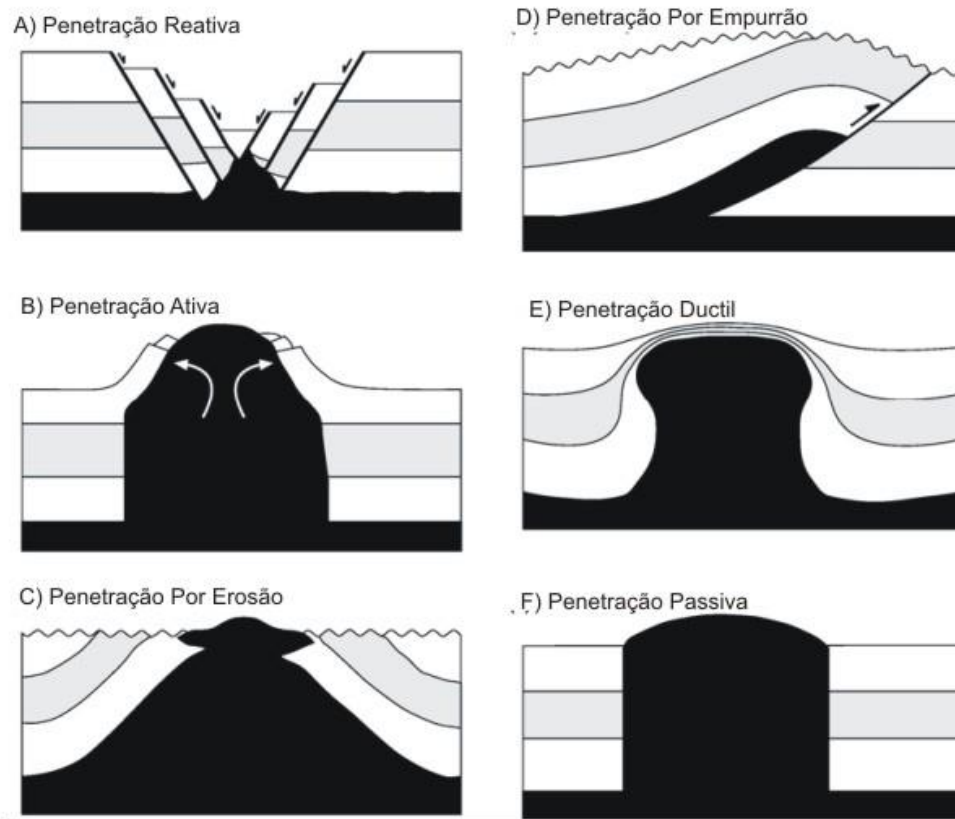


Figura 14 - Seções esquemáticas com diferentes modelos de penetração dos diápiros

Fonte: HUDEC e JACKSON, 2007.

A Figura 14a mostra a subida do diápiro a partir da distensão das camadas superiores, produzindo um diapirismo reativo, com as camadas separadas por blocos de falhas. A Figura 14b mostra a camada superior rotacionada e dobrada em consequência do diapirismo ativo. Na Figura 14c ocorre a remoção da sobrecarga por erosão, provocando a ascensão do diápiro. A penetração do sal por falha de empurrão é ilustrada na Figura 14d. Todas essas estruturas podem ocorrer durante a evolução estrutural de uma bacia evaporítica, seja em ambiente distensivo, seja em ambiente compressional.

O afinamento dúctil do teto do diápiro (NETTLETON, 1934; TALBOT et al., 1991) (Figura 14e), causa um tipo de mecanismo que é muito raro na natureza. Os corpos de sal desta classe não são definidos como corpos diápiricos stricto sensu, pois não apresentam

contatos discordantes. Se o diápiro penetrar nas camadas superiores e ficar exposto, este tipo de penetração se dá por diapirismo passivo (Figura 14f).

2.4 Penetrações de diápiros de sal durante a distensão regional

Baseado em análise de várias bacias evaporíticas espalhadas pelo mundo, Jackson e Vendeville, (1994) afirmam que a distensão regional é o fator desencadeador mais comum da halocinese. Eles consideram que as estruturas de sal nas bacias observadas sofreram distensão regional. Esta deve ser suficiente para que as camadas sedimentares superiores sofram um afinamento crítico, de modo que a pressão da camada de sal seja capaz de desencadear a subida do diápiro. Este processo de diapirismo ativo cessará se houver interrupção da distensão regional. O mecanismo de crescimento do diápiro pode continuar desde que a pressão da camada de sal exceda a da cobertura sedimentar e a da taxa de sedimentação (Figura 15).

A partir de experimentos físicos, Nettleton e Elkins, (1947) e Parker e McDowell, (1955) reconheceram que a ascensão do diápiro poderia ser interrompida se a taxa de sedimentação fosse muito elevada.

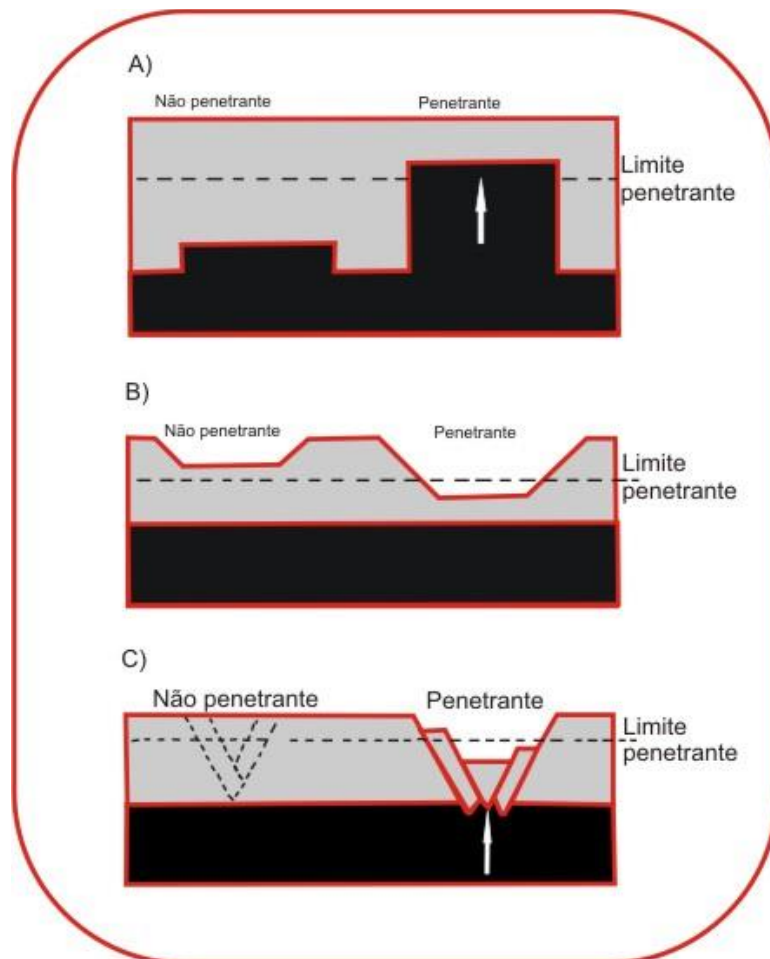


Figura 15 - Modelos esquemáticos demonstrando as condições favoráveis e não favoráveis para a subida do sal perfurante, quando coberta por uma espessa camada rígida e rúptil de sedimentos. A) demonstra as condições para subida do sal sem distensão; B) no meio de depressões; e C) a cobertura não deformada é muito resistente para ser falhada, a menos que ela apresente descontinuidades pré-existentes. A seta branca indica os prováveis movimentos do sal.

Fonte: HUDEC e JACKSON, 2007

A distensão regional não será decisiva para o crescimento do diápiro no caso de ocorrer alguns dos fatores seguintes discutidos por (VENDEVILLE e JACKSON, 1991): a) a impossibilidade do sal deformar as camadas sedimentares superiores, quando estas possuem espessuras superiores a 250m ou seja, uma maior resistência dos sedimentos em relação ao sal; b) as tensões causadas pela sobrecarga sedimentar provocarem deformação no sal, suficiente para acarretar sua subida; c) o contraste de densidade entre os sedimentos e sal for suficientemente grande e/ou existir um relevo na interface sedimento/sal da ordem de centenas de metros.

Vendeville e Jackson (1992a,1992b) desenvolveram, a partir de experimentos com materiais análogos, um modelo onde descrevem os processos evolutivos do diapirismo. O sal começa a ascender durante o diapirismo reativo, através de falhas formadas no eixo do gráben (Figura 16b). O diápiro cresce resultando no preenchimento do espaço gerado pelo estiramento da camada sedimentar, provocado pela separação dos blocos de falhas. Então o sal ascende buscando um perfil de equilíbrio. Se a distensão cessar, o diapirismo reativo também cessa (VENDEVILLE e JACKSON, 1992a). O padrão de falhas sobre o diápiro reativo é quase sempre simétrico. São comuns em margens divergentes as formas menos simétricas, com uma única falha dominante, formando uma estrutura que é chamada de “Salt Rollers”.

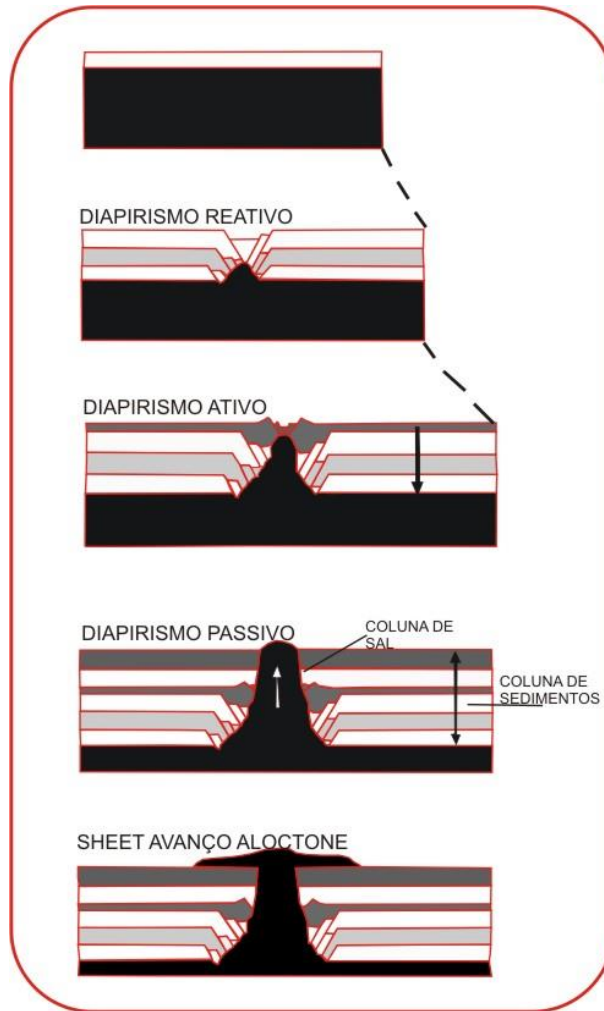


Figura 16 - Modelo físico mostrando a penetração do diápiro na sobrecarga sedimentar, durante a distensão regional. O diápiro não necessariamente irá progredir a partir de todos estes estágios, isto se dará em função das relativas taxas de extensão e sedimentação.

Fonte: Modificado de VENDEVILLE e JACKSON, 1992a.

O diápirismo ativo (Figura 16c) é caracterizado nesta fase pela ascensão do diápiro, que depende da pressão do fluido para abrir caminho na crosta afinada. Este afinamento pode ser gerado por distensão e/ou erosão, sendo que a fase final é acompanhada pela intrusão rápida do sal, que é alimentado pela pressão da “camada mãe” de sal. O diápirismo ativo é controlado pela pressão que atua na camada de sal e continua mesmo se a distensão parar (VENDEVILLE e JACKSON, 1992a).

O diápirismo passivo (Figura 16d) é o terceiro estágio da penetração do diápiro, conforme proposto por (NELSON, 1989). Este processo tem início quando o diápiro atinge a superfície, no entanto sem a contínua sedimentação a camada de sal se alarga e pode haver a extrusão do sal, o que gera uma língua de sal alóctone (Figura 16e).

Durante a história de evolução de um diápiro de sal (Figura 16), que atinge sua altura máxima no diapirismo passivo, ele pode continuar a crescer, à medida que os blocos de falha se afastam e há um contínuo aporte de sal pela camada fonte. Caso ocorra uma depleção da camada mãe de sal, ou seja, um desequilíbrio na geração de espaço entre os blocos de falha e o aporte de sal, pode haver a interrupção do crescimento do diápiro e causar a sua subsidência. Portanto a distensão regional pode causar tanto o crescimento de um diápiro quanto seu colapso (VENDERVILLE e JACKSON, 1992).

2.5 Penetração de diápiros de sal a partir de progradação sedimentar

A progradação sedimentar induz a variações laterais de espessura e de densidade, sendo um dos principais mecanismos de sobrecarga sedimentar e de geração de diápiros. Baseando-se em dados físicos experimentais e comparações com os dados reais das bacias do Golfo do México, Campos e Santos, GE et al. (1997) demonstraram que uma progradação sedimentar produz estruturas diápiricas. A cunha progradante exerce na camada de sal uma pressão litostática que o expulsa na direção da bacia, formando diversas estruturas halocinéticas, desde anticlinais, almofadas, stocks, muralhas e até diápiros desconectados.

Com o aumento da sobrecarga sedimentar, associada ao avanço de uma cunha progradante, ocorre fluxo de sal e aumenta a espessura dos evaporitos na porção distal da bacia. As feições geradas nestes domínios podem ser observadas na Figura 17. Destacam-se algumas feições: sinclinal gerado a partir do rollover, migração do monoclinal e a rotação dos onlaps em aparentes downlaps provocado pela migração do sal (Figura 17c). Na Figura 17d observa-se o avanço do monoclinal de mergulho antitético, que provoca o aumento da camada de sal na porção frontal da cunha. Com a continua progradação sedimentar, estas feições são amplificadas e migram na direção da bacia. Já nas porções onde o sal foi totalmente evacuado observa-se cicatrizes entre as camadas pré-sal e pós-sal (Figura 17e).

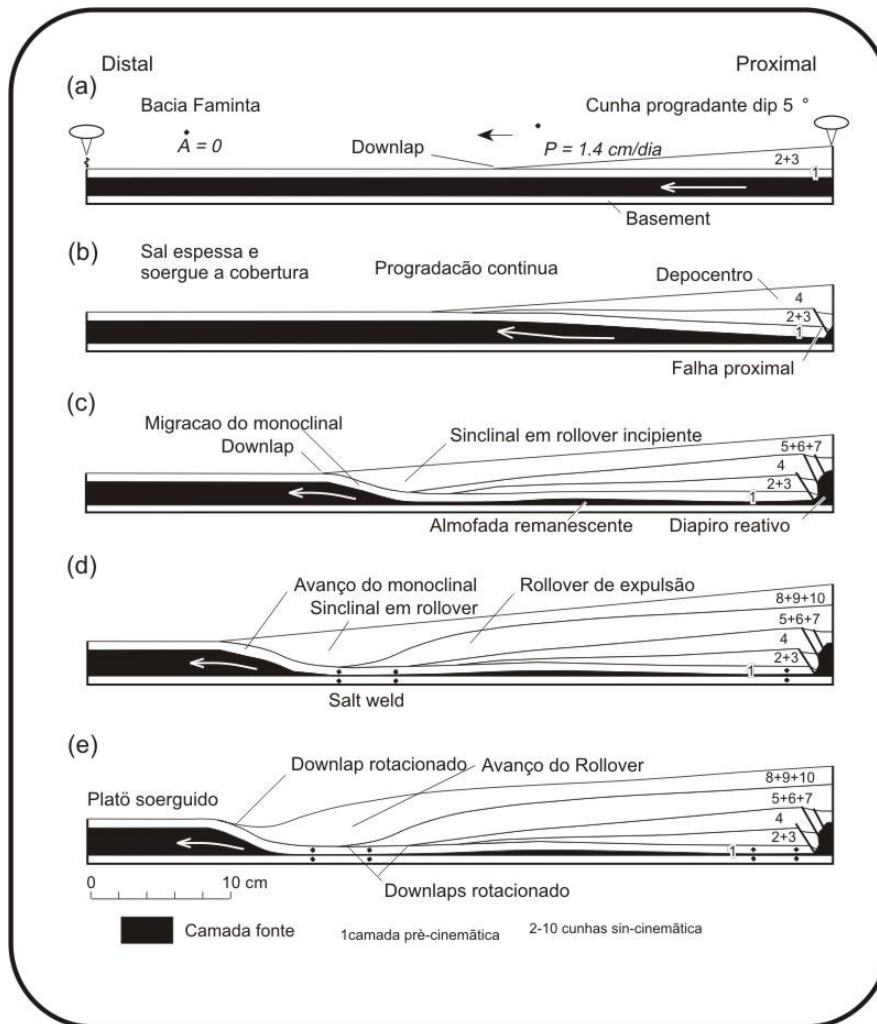


Figura 17 - Seção restaurada mostrando a evolução de uma cunha progradante sobre uma camada de sal tabular.

Fonte: Modificado de GE et al., 1997.

A seção sísmica mostrada na parte centro-norte da Bacia de Santos (Figura 18), atravessando a zona da falha de Cabo Frio, é interpretada (DEMERCIAN et al., 1993), como uma grande falha de crescimento antitética formada através de um processo de extensão, responsável por um rejeito de mais de 25 km, considerando o horizonte eoalbiano. Entretanto, Mohriak et al. (1995) propõem uma combinação de extensão e progradação. Ge et al., (1997) representam por gráfico de mergulho das camadas da cunha que forma o *rollover* vs à distância em relação à frente da estrutura de sal, e demonstram que a ocorrência de um vale pode possuir uma gênese ligada à progradação sedimentar e escape de sal. A ausência deste vale no gráfico corrobora para uma origem relacionada à *rollovers* de falhas lístricas. Estes autores, a partir de modelagem análoga e de uma reconstituição da evolução

desta área, questionam a existência de um rejeito de 25 km conforme identificado por outros autores para o horizonte eoalbiano (Figura 19).

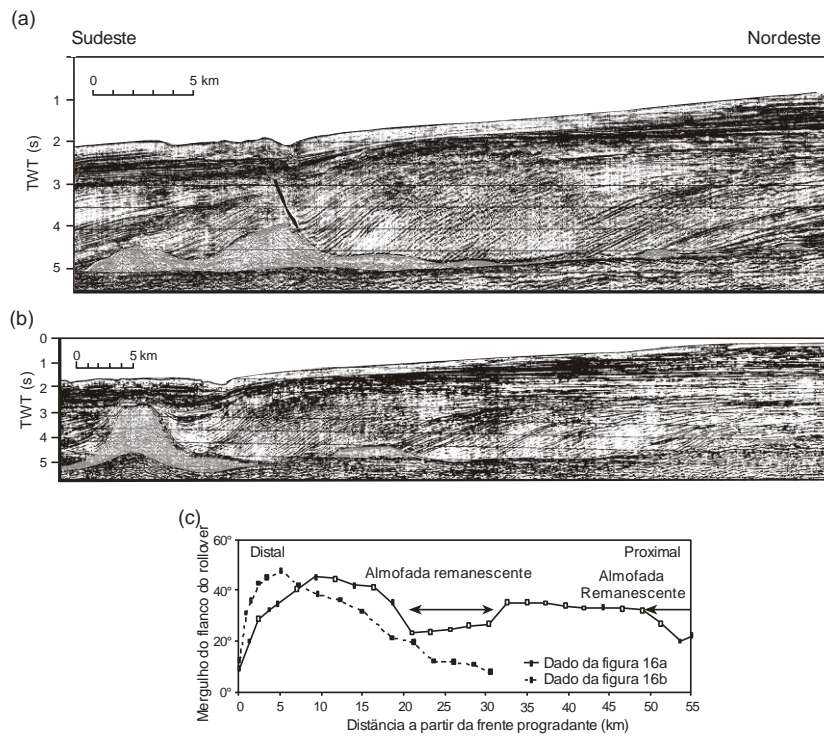


Figura 18 - (a) e (b) Seções sísmicas migradas em tempo mostrando a zona de falha de Cabo Frio, bacia de Santos; (c) gráfico mostrando a relação da inclinação do rollover versus a distância da falha principal do diápiro.

Fonte: Modificado de MOHRIAK et al., 1995, GE et al., 1997.

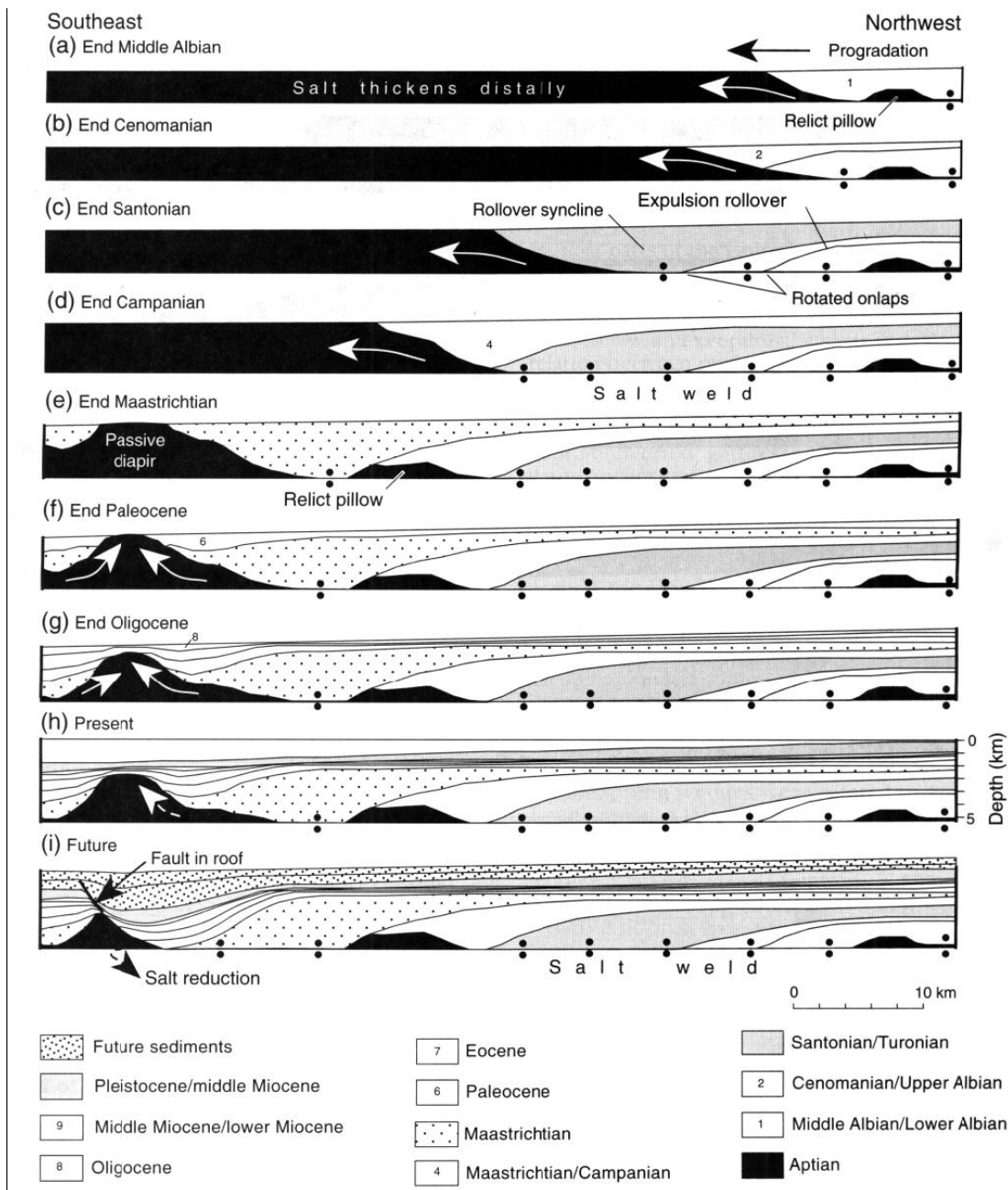


Figura 19 - Modelo de evolução esquemática da tectônica de sal da região da falha de Cabo Frio, entre o Albiano (a) e o Recente (h); (i) futuro meramente especulativo, prevendo uma falha antitética gerada pela fuga do sal.

Fonte: GE et al. 1997.

2.6 Peculiaridade e interesse na tectônica de sal

O principal interesse no estudo da tectônica de sal vem da sua aplicação na indústria do petróleo, tendo em vista que essas rochas possuem propriedades físicas que criam situações favoráveis à geração e migração de óleo, como atestado em várias províncias

petrolíferas (exemplo, Golfo do México, Golfo Pérsico, Mar do Norte, bacia do Congo, bacias de Campos, Santos e Espírito Santo). A sua alta condutividade térmica a impermeabilidade e o comportamento plástico-viscoso são características que influem nos elementos e processos do sistema petrolífero. O fluxo de sal gera falhas nos sedimentos sobrepostos, que favorecem a migração, cria trapas estruturais e influencia a distribuição de reservatórios, já a alta condutividade térmica propicia a maturação da matéria orgânica.

O estudo da mecânica da movimentação do sal, chamada de halocinese por (TRUSHEIM, 1960), permite mensurar as taxas de deformação na bacia e a história de crescimento das seções sedimentares. Esta técnica é continuamente usada para desenvolver modelos detalhados de evolução da halocinese em margem continental passiva (JACKSON, 1995; NILSEN et al., 1995; HUDEC e JACKSON, 2004) e até mesmo modelos orogênicos (TALBOT, 1998; CANÉROT et al., 2005).

O estilo único da deformação do sal e seu caráter modelador em algumas bacias de margem passiva faz da tectônica de sal uma importante ferramenta na análise da evolução estrutural de feições geológicas. Os mecanismos de tectônica de sal, os processos de crescimento dos diápiros e a interação com deformação regional geram estruturas que associadas ao padrão sedimentar, formam um arranjo estrutural peculiar na bacia, indicativa do grau de maturidade (Figura 20).

