

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
CENTRO DE ESTUDOS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**Análise Morfológica do Alto de Cabo Frio e sua
Influência na Sedimentação na Porção Sul da Bacias de
Campos**

Patrícia P.P. de Souza Melgaço

Monografia apresentada ao Curso de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

ORIENTADORA

Prof.(a) Dra. Eliane da Costa Alves

Niterói, julho de 2010

ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DA PORÇÃO SUL DA BACIA DE CAMPOS ADJACENTE AO ALTO DE CABO FRIO

Monografia apresentada ao Curso de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em ____ de julho de 2010.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. André Luis Ferrari – Lagemar/UFF

Prof. Dr. Cleverson Guizán – Lagemar/UFF

Prof.(a). Dra. Eliane da Costa Alves – Lagemar/UFF

Sumário

Sumário	i
Listagem de Figuras	ii
Agradecimentos	iv
Resumo	v
Abstract	vi
1- Introdução	1
2-Objetivo	2
3- Dados e Métodos	3
3.1 – Sismoestratigrafia	4
4 -Localização da Área de Estudo	10
5 - Geologia Regional	11
5.1 Caracterizações Regional	11
5.2 - Bacia de Campos	15
5.3- Bacia de Santos	22
5.4 – Alto de Cabo Frio	27
6- Descrição das Sequências	29
6.1 - Resultados Obtidos	30
6.2- Interpretações	38
6.3 – Caracterização do Alto de Cabo Frio	43
7- Conclusão	47
8- Referências Bibliográficas	49

Listagem de Figuras

Figura 1.	<i>Mapa batimétrico (gerado no Geosoft Oasis Montaj com base no ETOPO 2) com a localização das linhas e dos poços requisitados ao BDEP-ANP.</i>	4
Figura 2.	Padrões de terminações dentro de uma sequência sísmica idealizada modificado de Mitchum et.al 1977c por Antunes A..F, 2004)	6
Figura 3	Padrões de configurações internas de sismofácies (compilado de Mitchum, 1977a).	9
Figura 4.	<i>Mapa Batimétrico da margem sudeste brasileira e localização da área do Alto de Cabo Frio (dados topográficos de Smith, W. H. F., and D. T. Sandwel, 1997).</i>	11
Figura 5.	<i>Mapa regional da área estudada em detalhes, mostrando as principais feições estruturais (Zalán e Oliveira, 2005).</i>	13
Figura 6.	<i>Mapa tectônico simplificado da região sudeste brasileira (Mohriak, 2003).</i>	14
Figura 7.	<i>Carta estratigráfica da bacia de Campos (Rangel et al., 1994).</i>	16
Figura 8.	<i>Seção geológica mostrando as fases tectono-sedimentares da bacia de Campos. Fonte: http://www.anp.gov.br.</i>	17
Figura 9.	<i>Seção geológica mostrando as fases tectono-sedimentares da bacia de Santos. Fonte: http://www.anp.gov.br.</i>	23
Figura 10.	<i>Carta estratigráfica da Bacia de Santos (modificado de Pereira & Feijó, 1994).</i>	26
Figura 11.	<i>Localização do Alto de Cabo Frio mostrando a linha de charneira pré-Aptiana, a disposição dos diápiros de sal, a cicatriz Albiana do sal e as ocorrências vulcânicas.</i>	27
Figura 12.	<i>Alto estrutural de Cabo Frio, formado por bloco elevado do embasamento cristalino, falhado, separando os depocentros da fase rifte entre as Bacias de Campos (NE) e Santos (SW). As seqüências evaporíticas e os depósitos do Cretáceo se afinam, ou mesmo desaparecem sobre o alto modificado Moriak, 2001</i>	28
Figura 13.	Linha sísmica 0239-0364.4 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das sequências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação. Profundidade baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos)	33

Figura 14.	Linha sísmica 0066-0026.19 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das sequências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação. Profundidade baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos)	34
Figura 15.	<i>Linha sísmica 0066-044.32 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das sequências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação. baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos)</i>	36
Figura 16.	Linha sísmica 0066-042.31 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das sequências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação. baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos)	37
Figura 17.	Linha 0239-03651 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das sequências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação. baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos)	38
Figura 18.	Mapa Estrutural do Embasamento da região do Alto de Cabo frio marcando a profundidade em segundos do embasamento, caracterizando seu contorno morfológico.	45
Figura 19.	Mapa de Isópaca da Seqüência Rifte. Espessuras em segundos, correspondendo o pacote sedimentar entre o embasamento e a base do Sal.	46
Figura 20.	Mapa de Isópaca da Seqüência Marinha Aberta em segundos, correspondendo na espessura de sedimentos desde o topo da seqüência carbonática (Albiano) até o assoalho oceânico.	47

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a minha orientadora Prof(a). Dra Eliane da Costa Alves pela paciência, compreensão, apoio e orientação neste projeto final.

Agradeço pela confiança de terem me escolhido, assim como outros colegas de classe, para a participação neste projeto junto a Repsol YPF

Aos professores da banca examinadora, Prof. Dr. André Ferrari, Prof. Dr. Cleverson Guizan e Prof(a). Dra Eliane da Costa Alves pelas sugestões e orientações.

A minha família e ao meu noivo por terem incentivado sempre em todos os momentos da minha vida.

E não poderia faltar o meu agradecimento aos meus melhores amigos de graduação, e de projeto que me suportaram em todas as minhas fases de “desespero” na faculdade. Pra vocês um eterno obrigado.

A empresa Repsol YPF por todo apoio financeiro e por acreditar nos futuros profissionais formados nesta instituição.



Resumo

O Alto de Cabo Frio é descrito na literatura como uma porção elevada do embasamento localizada na divisa das bacias de Campos e Santos. Acredita-se que esta feição esteve presente como barreira sedimentar entre estas bacias desde a fase Rifte.

Assim este trabalho consiste em melhorar o entendimento da influencia deste Alto sobre a sedimentação nas bacias de Campos e Santos e visando a caracterização deste alto. Para este trabalho foram utilizados, junto à revisão bibliográfica, dados de sísmicas de reflexão e dados de poços.

A partir das interpretações desses dados foi possível a geração de mapa estrutural do embasamento e mapas de isópacas Rifte e Marinha Aberta. Com esses mapas foi possível a delimitação espacial do Alto de Cabo Frio como também visualizar a sua influência na sedimentação das bacias de Campos e Santos.

Sendo assim, foi possível a visualização espacial do Alto de Cabo Frio como uma porção elevada do embasamento que se estende desde a plataforma continental associado a uma outra feição também elevada na região próxima ao Sopé continental. Esta feição elevada mais externa se encontra associada a “*Plugs*” vulcânicos nos quais influenciam a sedimentação desde o Neocomiano até o Neógeno em suas porções mais elevadas.

Palavra Chave:

Interpretação Sísmica, Sismoestratigrafia, Alto de Cabo Frio.

Abstract

The Cabo Frio High is described in the literature as a raised portion of the basement located on the border of the Campos and Santos Basins. It is believed that this feature was present as a barrier between these sedimentary basins since the rift phase.

So this work is to improve the understanding of the influence of the structural high on the sedimentation at the Campos and Santos basins and aiming to characterize this high. For this were used a literature review, data from seismic reflection and well data.

From the interpretations of data was possible to generate structural map of the basement and isopachs maps of the rift and marine megasequence. With those maps was possible to make a spatial delimitation of the Cabo Frio High and also view their influence on the sedimentation of the Campos and Santos Basins.

Therefore it was possible to visualize the spatial behavior of the Cabo Frio high as a raised portion of the basement that extends from the continental shelf associated with another high feature in the region near the continental rise. This feature is associated with "plugs" volcanic where Influence the sedimentation from the Neocomian to the Neogene in their higher parts.

1- Introdução

As bacias de Campos e Santos são bacias típicas de margem continental divergente. No entanto, se destacam por suas características da evolução tectono – sedimentar que as tornaram as principais províncias petrolíferas do país. Por esse motivo, essas bacias têm sido alvo de grande quantidade de estudos regionais e locais relacionados à sua evolução tectônica e sedimentar (Rangel *et al.*, 1998).

Por serem bacias típicas de margem passiva, obtiveram sua evolução caracterizada pelo desenvolvimento de um processo de rifteamento do supercontinente Gondwana. Esse processo foi caracterizado por intenso extravasamento de basalto tendo seu início no Cretáceo inferior (Muller *et al.*, 1997). Com a evolução do rifteamento se desenvolveu um ambiente de sedimentação lacustre rasa, sendo sucedida por uma fase transicional caracterizada pela sedimentação siliciclástica e evaporítica. E por fim atingindo a ruptura total dos continentes se instalando um ambiente de mar aberto formado por sedimentos carbonáticos e siliciclásticos marinhos (Pontes e Asmus 1975 e 1976, Mohriak, 1984).

A Bacia de Campos é limitada ao norte pelo Alto de Vitória que a separa da Bacia do Espírito Santo e ao sul pelo Alto de Cabo Frio que a separa da Bacia de Santos, e por fim pelo Alto de Florianópolis que delimita a porção sul da Bacia de Santos separando esta da Bacia de Pelotas.

Segundo Meisiling *et al.*, 2001 o Alto de Cabo frio, pode ser evidenciado por dados gravimétricos que indicam um afinamento crustal em decorrência de soerguimento do manto. Este Alto apresenta características geológicas que o distingue das bacias limítrofes, tanto no estilo tectônico-

estrutural como no padrão sedimentar e estratigráfico (Ferrari *et al.* 1997; Mohriak e Barros, 1990). Acredita-se que o Alto de Cabo Frio tenha tido papel importante na segmentação estrutural e sedimentar das bacias citadas anteriormente, provavelmente desde o início da fase rifte. Contudo, seu significado tectono-sedimentar ainda não é claramente entendido.

Portanto, este trabalho tem como principal objetivo delimitar o Alto de Cabo Frio, focando o entendimento da sua influência sobre a arquitetura sedimentar da porção sul da Bacia Campos.

Na realização deste trabalho, foram feitas análises de dados de sísmica de reflexão e dados de poços, na tentativa de delimitar este Alto e mostrar seu impacto na sedimentação por nível estratigráfico afetado. Este trabalho faz parte do projeto *Análise Morfo-Tectônica e Significado Estratigráfico dos Altos Estruturais que Segmentam as Bacias da Margem Continental Sudeste Brasileira* desenvolvido pela Universidade Federal Fluminense junto com a empresa Repsol YPF.

2- Objetivo

O objetivo desta monografia foi a investigação dos padrões sismoestratigráficos através da análise das seqüências sísmicas (identificação das unidades) para avaliar a atuação do Alto de Cabo Frio como barreira a sedimentação na porção sul da Bacia de Campos .

Onde foram atingidas as seguintes metas:

(1) Interpretação e caracterização das seqüências sísmica da área de estudo.

(2) Identificação dos principais horizontes sísmicos através de dados de poços.

(3) Mapeamento da influência topográfica do Alto na sedimentação nas bacias de Campos e Santos focando a porção sul da Bacia de Campos.

3- Dados e Métodos

Neste trabalho foram utilizados dados de sísmica de reflexão e de poços que foram requisitados do banco de dados do BDEP- ANP financiados pela Repsol YPF (Figura.1). A partir das seções sísmicas e dos dados de poços, foram realizadas interpretações, objetivando caracterizar as principais seqüências estratigráficas. Para isso, foi utilizado o Software SMT Kingdown e ArcGis.

A análise e interpretação sísmicas foram feitas utilizando os conceitos teóricos da sismoestratigrafia (Mitchum et al., 1977a; Mitchum et al., 1977b; Vail et al., 1977a; Vail et al., 1977b). Onde a interpretação cronoestratigráfica da sísmica foi feita com auxílio de dados de poços permitindo a identificação das principais sequências sísmicas e limites de sequências mapeadas. Os resultados foram integrados com informações bibliográficas das bacias de Campos e Santos, como suporte para a interpretação.

Por último, as seções, depois de analisadas, puderam ser correlacionadas entre si pelas suas intersecções ou pelas idades correspondentes. Tornando assim, possível uma visão da importância do Alto de Cabo Frio na sedimentação das bacias citadas anteriormente.

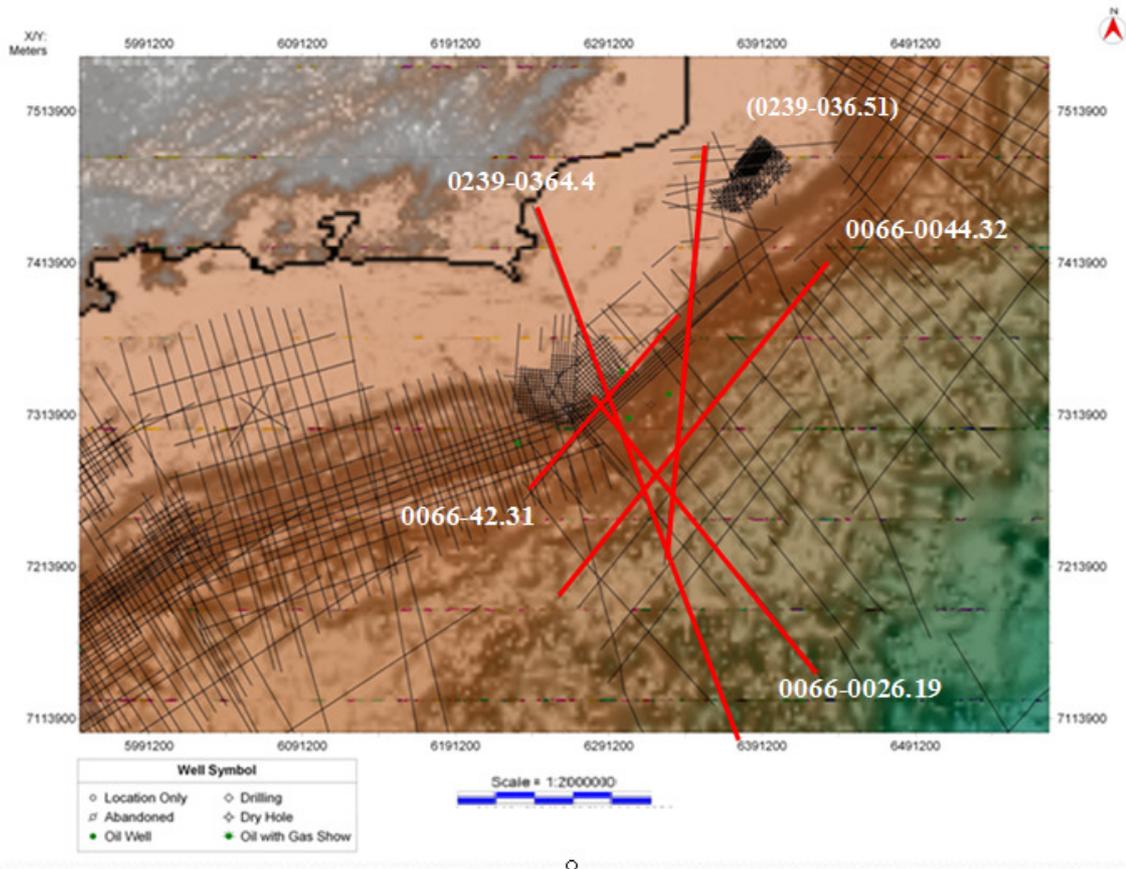


Figura.1 – Mapa batimétrico (gerado no Geosoft Oasis Montaj com base no ETOPO 2) com a localização das linhas e dos poços selecionados do acervo adquirido junto ao BDEP-ANP.

3.1 – Conceitos da Sismoestratigrafia

Neste trabalho foram utilizadas técnicas de sismoestratigrafia onde foram levadas em consideração a continuidade e caráter acústico dos pacotes sedimentares (Mitchum & Vail, 1977).

A sismoestratigrafia é definida como um método estratigráfico de interpretação de dados sísmicos, no qual possibilita uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia.

Segundo Catuneanu *et al.* (2008), os dados sísmicos são de fundamental importância para reconhecimento de estilos estruturais e de

superfícies estratigráficas a partir das terminações dos estratos sedimentares.

Portanto, as delimitações da base e do topo das seqüências foram identificadas por superfícies de descontinuidade ou suas conformidades relativas a partir da identificação dos padrões de reflexões e suas correlações dentro de cada seqüência. Sendo assim, as discordâncias marcadas pela terminação dos refletores caracterizaram regionalmente o comportamento sedimentar da área de estudo.

- Padrões de terminação de reflexão

A geometria e as terminações dos estratos sedimentares possibilitam a identificação de superfícies e tratos de sistemas, além das condições de acomodação no período de deposição (Catuneanu *et al.*, 2008). Os termos *lapout*, truncamento, *toplap*, *onlap* e *downlap* (Figura. 2) foram introduzidos por Mitchum *et al.* (1977a) para descrever estilos de terminações dos refletores sísmicos. Segundo este autor e Severiano Ribeiro (2001) as terminações foram caracterizadas em:

I – Lapout: é caracterizado pela terminação lateral de uma reflexão/estrato contra o seu limite deposicional original. Quando este padrão de reflexão ocorre no limite inferior de uma unidade sísmica este recebe o nome de *baselap*, quando ocorre no limite superior é chamado de *toplap*.

O baselap é subdividido de duas formas:

a) Onlap: caracterizado por uma reflexão relativamente horizontal onde os estratos terminam em uma superfície inicialmente inclinada ou

quando este se deposita sobre outra superfície com inclinação maior que a do estrato.

b) Downlap: caracterizado por uma reflexão relativamente inclinada que mergulha em direção a uma superfície horizontal ou inclinada.

II – Toplap: é caracterizado pela terminação lateral de estratos inclinados contra uma superfície sobrejacente de ângulo menor. Geralmente, esta terminação identifica períodos de não-deposição (*bypass* de sedimentos) e pouca erosão. Esta superfície representa o limite deposicional proximal da unidade sedimentar.

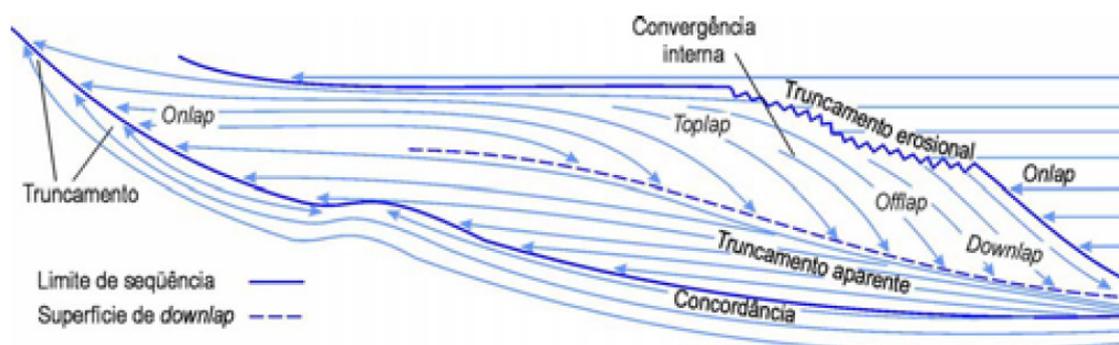


Figura.2 - Padrões de terminações dentro de uma sequência sísmica idealizada (Antunes, 2004 *apud* Mitchum et.al 1977c)

III - Truncamento é caracterizado pela secção de um limite deposicional original, podendo ser erosional ou estrutural. No truncamento estrutural, a terminação lateral da sequência se dá por planos de falhas, superfícies de escorregamento, contatos por domos de sal, folhelhos móveis ou intrusões ígneas.

IV - Concordância ou conformidade é caracterizada pelo paralelismo das reflexões sísmicas ou estratos entre sequências adjacentes, podendo ocorrer tanto no topo quanto na base de uma unidade sísmica ou sequência.

V - Offlap é caracterizado por um padrão não sistemático de terminações das reflexões em *onlap/toplap* mergulho acima e *downlap* mergulho abaixo, dentro de uma unidade sísmica ou sequência. O *offlap* é utilizado para designar o padrão de reflexão progradante dentro da bacia (Mitchum *et al.*, 1977a apud Ribeiro, 2001).

Deve-se tomar cuidado com a interpretação das terminações das reflexões sísmicas, pois áreas com falhamentos intensos, intrusões e halocineses podem bascular camadas ocasionando interpretações errôneas sobre o tipo de reflexão sísmica envolvida.

- Fácies Sísmicas

Brown Jr & Fisher, 1980, definiu fácies sísmicas como unidades tridimensionais arealmente definidas, representadas por reflexões sísmicas nos quais os próprios parâmetros diferem das fácies adjacentes.

A análise das fácies sísmicas tem como principal objetivo reconhecer os padrões das reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das unidades ou sequências que permitem identificar nos registros sísmicos os fatores geológicos que as geraram (Mitchum Jr. *et al.*, 1977a).

Portanto, a configuração interna das reflexões sísmicas se tornou um dos parâmetros mais utilizados na sismoestratigrafia. Cada uma delas é interpretada em termos de ambiente deposicional e distribuição de litofácies (Figura.3).

De acordo com Mitchum *et al.* 1977b as configurações internas são distinguidas em:

I - Paralela/subparalela: Indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente (Ribeiro, 2001).

II - Divergente: Caracteriza mudanças na taxa de deposição e/ou inclinação progressiva do substrato (*tilting*). A geometria divergente indica uma movimentação tectônica diferencial sin-deposicional.

III – Progradantes de acordo com Ribeiro, 2001, estas reflexões ocorrem em áreas onde os estratos superpõem-se lateralmente, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas clinoformas, podendo ocorrer em diversos tipos de ambientes. Os padrões da clinoformas se diferenciam em função das variações na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. No padrão oblíquo, o ângulo de mergulho é relativamente alto, as terminações de mergulho acima são *toplap* e mergulho abaixo em *downlap*.

Os padrões das clinoformas oblíquas são classificados em: a) tangencial, quando o mergulho do *foreset* diminui gradualmente na sua porção inferior, se tornando mais suave no *bottomset* e b) paralelo, quando a terminação mergulho abaixo se der em alto ângulo contra a superfície inferior da seqüência ou unidade sísmica. Esse padrão identifica condições de relativo aumento do suprimento, juntamente com pouca ou nenhuma subsidência e nível do mar estacionário, indicando águas rasas e alta energia de deposição.

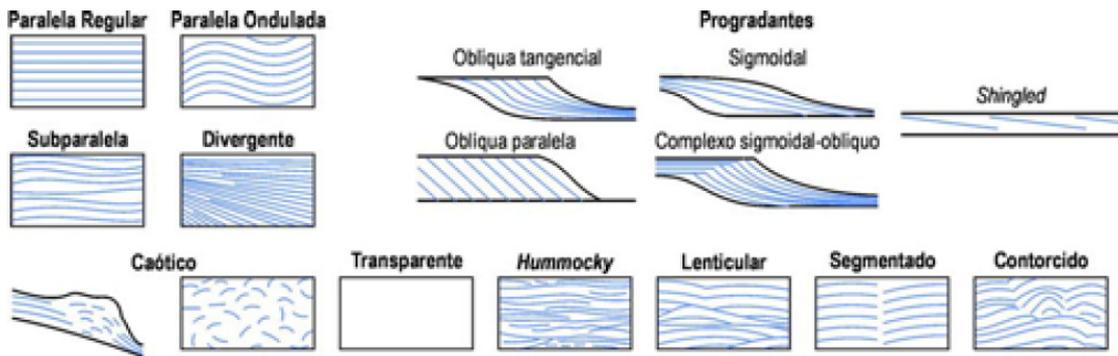


Figura.3 - Padrões de configurações internas de sismofácies (compilado de Mitchum, 1977a).

IV - Shingled é caracterizado por um padrão progradante de pequena espessura, onde os limites superior e inferior apresentam configurações paralelas, nos quais os refletores internos apresentam mergulhos suaves terminando em aparente toplap e downlap. Este padrão identifica ambientes deposicionais marinhos rasos de alta energia (Veeken, 2007) ou com progradações em ambiente marinho profundo no assoalho da bacia.

V - Caótico é caracterizada por reflexões discordantes e descontínuas, indicando um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, podendo-se identificar um ambiente de alta e variável energia, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição (Figura 3). Estas reflexões podem ser interpretadas em estratos com dobramentos, falhas pequenas, estruturas de escorregamento ou convolutas.

VI - Free reflection ou transparente caracterizam intervalos livres de reflexões (Figura 3) e podem indicar pacotes sedimentares intensamente dobrados ou com mergulhos íngremes, assim como litologias homogêneas ou não estratificada para o método sísmico, como alguns tipos de folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou corpos ígneos.

VII - Hummocky: Segundo Ribeiro, (2001) estas fácies são constituídas por reflexões descontínuas, subparalelas formando um padrão randômico ondulado e segmentado (Figura 3). Lateralmente, esta composição grada para padrões de clinofomas maiores e melhor definidas e, em direção ao topo, para reflexões paralelas. Esse tipo de padrão é interpretado, geralmente, como lobos de estratos interdigitados no prodelta, área interdeltáica de águas rasas ou leques turbidíticos do sopé de talude.

As configurações: lenticular, segmentados e contorcidos são algumas variações dos padrões básicos.

VIII - clinofomas sigmoidais: São marcadas pela configuração lateral em forma de “S”, através do crescimento progressivo em superfícies que mergulham suavemente para águas profundas. Esse tipo de clinofoma sugere um baixo aporte sedimentar, associado a uma subsidência contínua ou a uma rápida subida relativa do nível do mar num ambiente deposicional de baixa energia. Já o complexo sigmoidal-oblínquo é identificado pela combinação dos padrões sigmoidal e oblínquo dentro de uma fácies sísmica, originando-se num ambiente deposicional de alta energia, onde ocorre a alternância de processos construtivos (sigmóides) e *bypass* sedimentar nos *topsets* (oblínquo) (Ribeiro, 2001).

4 - Localização da Área de Estudo

A área de estudo compreende as porções nordeste da Bacia de Santos e sudoeste da Bacia de Campos, entre as latitudes 22,5° a 23,5° S.

Na Figura 4 se encontra localizado o Alto de Cabo Frio, indicado pelo retângulo. Para este trabalho será dado enfoque na porção sul da bacia de Campos.

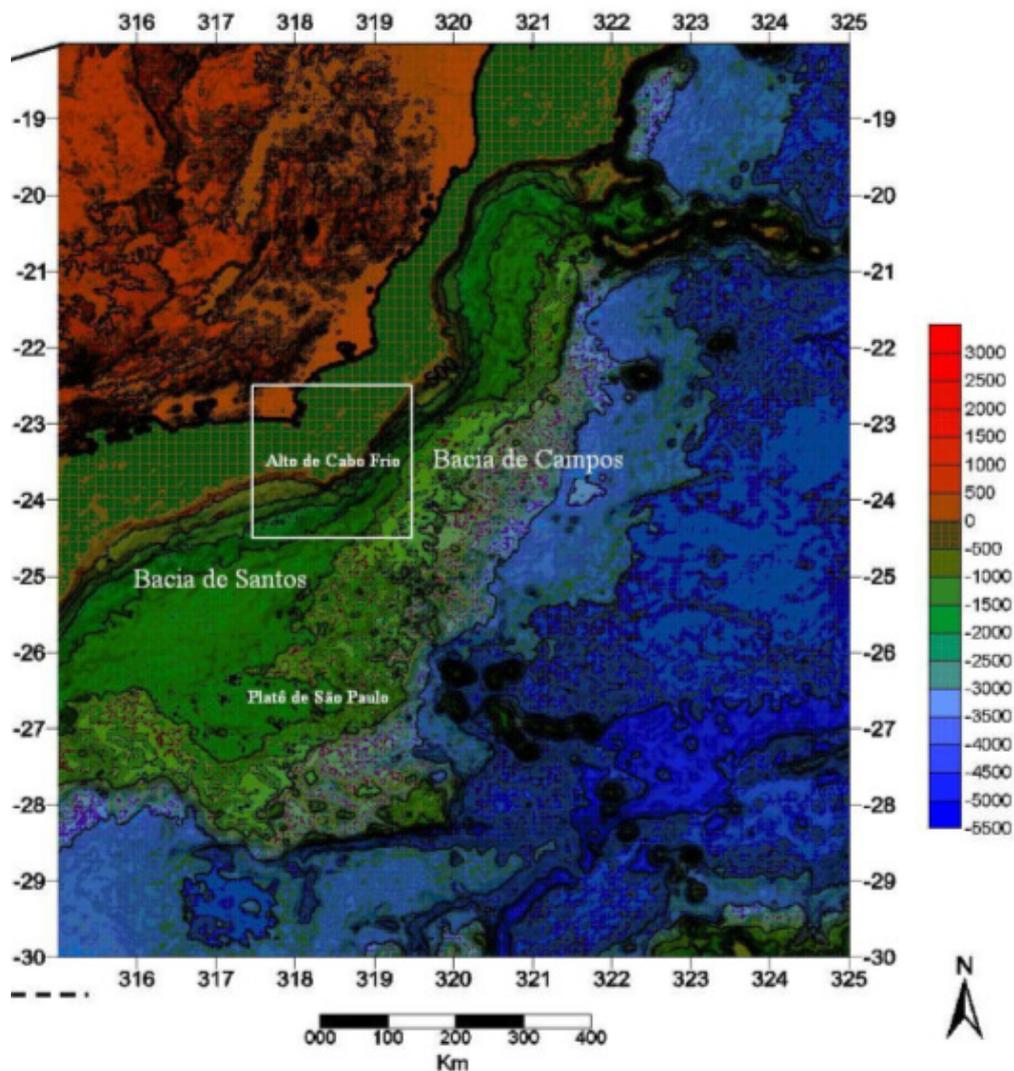


Figura 4: Mapa Batimétrico da margem sudeste brasileira e localização da área do Alto de Cabo Frio (dados topográficos de Smith, W. H. F., and D. T. Sandwel, 1997).

5 - Geologia Regional

5.1 Caracterizações Regional

De acordo com o modelo de Mckenzie (1978), a evolução da margem continental leste brasileira se deu por uma combinação de esforços extencionais e afinamento da crosta continental. Estes fenômenos

propiciaram a ruptura do supercontinente Gondwana, cujo processo perdurou desde o Mesozóico (200 Ma) até o Cretáceo (90 Ma) (Ponte e Asmus, 1976). Este evento foi sucedido por uma subsidência termal causada pela atuação de uma fase de quiescência tectônica.

Nas regiões das bacias de Campos e Santos, a zona de charneira acompanha a linha de costa, seguindo a mudança de direção de NE-SW para E-W que ocorre na região *offshore* à margem de Cabo Frio (Gorini e Carvalho, 1984, Gomes e Rizzo, 1988 *apud* Oreiro, 2006, Cobbold *et.al.*,2001, Mohriak, 2003 e Zalán e Oliveira (2005)) (Figuras. 5 e 6). Segundo Alves *et.al* (2000) e Alves (2002) este deslocamento pode estar associado ao prolongamento da Zona de Fratura de Martim Vaz e coincide com o lineamento Sismo-magmático-alcálico Poços de Caldas – Cabo Frio – Montes Submarinos Almirante Saldanha e São Tomé. A mesma região também é marcada por intensa atividade magmática representada por derrames basálticos e intrusões alcalinas datadas do Cretáceo Superior até o Terciário Inferior (Mizusaki e Mohriak, 1992) (Figura. 6).

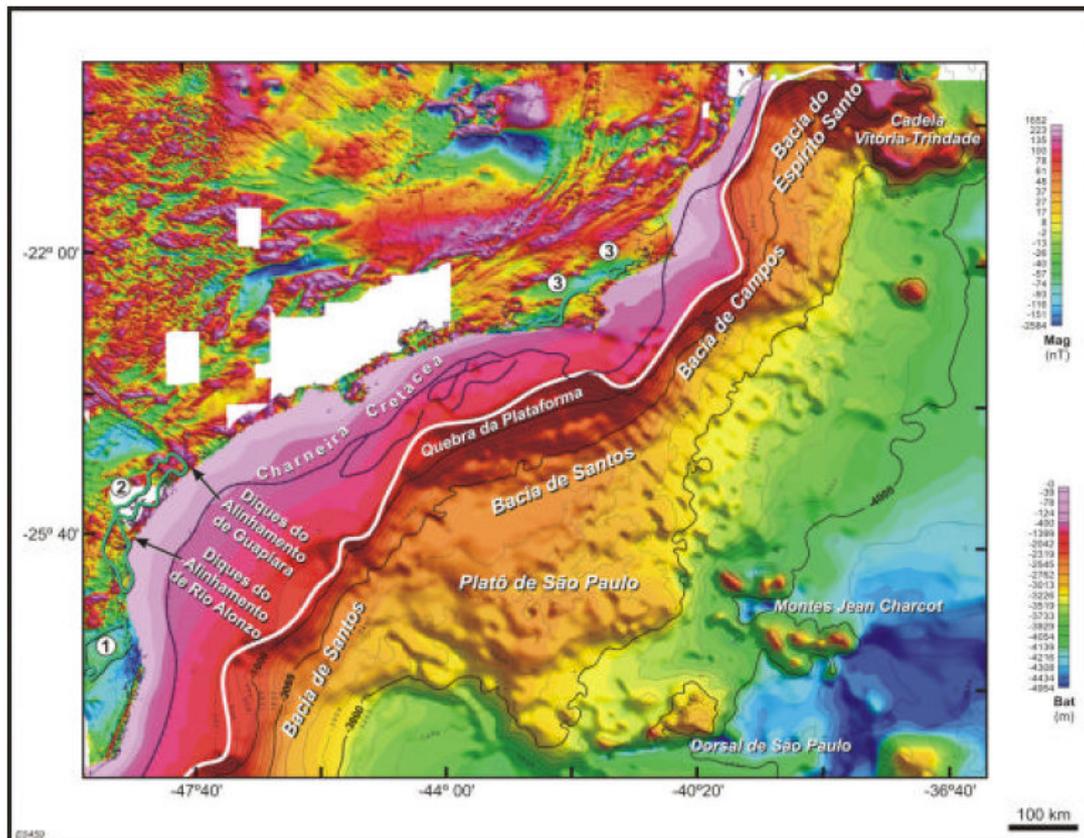


Figura. 5 - Mapa regional da área estudada em detalhes, mostrando as principais feições estruturais. Onde na porção emersa se trata de um mapa magnético e na porção submersa se trata de um mapa batimétrico. (Zalán e Oliveira, 2005).

O Platô de São Paulo é a feição fisiográfica mais evidente na margem continental sudeste brasileira. Como pode ser observado na Figura 5 esta feição estende-se desde o sul da cadeia Vitória – Trindade até a Dorsal de São Paulo, compondo aproximadamente 1000 km de comprimento e larguras de 150 e 550 km em Campos e Santos, respectivamente (Palma, 1984).

5.2 - Bacia de Campos

A Bacia de Campos é a principal província petrolífera do Brasil, localizada na região sudeste do país, na margem leste do Estado do Rio de Janeiro (Silva, 1992). Ocupa uma superfície de aproximadamente 100.000 km², limitada a leste pela cota batimétrica de 3.400 m (limite do Platô de São Paulo; Bender et al., 1989), ao norte pelo Alto de Vitória e ao sul pelo Alto de Cabo Frio (Almeida, 1960 e Asmus, 1978).

Esta bacia apresenta características peculiares, como: um baixo grau de afinamento crustal, reativação das fontes de sedimentos, intensa tectônica adiastrófica e variações do nível do mar. Tais características propiciaram a acumulação de grande volume de hidrocarbonetos. Conferindo a esta área qualidades singulares em termos de potencial para acumulação de hidrocarbonetos (Rangel, 1987).

Como pode ser notado na carta estratigráfica da Bacia de Campos, os sedimentos mais antigos datam do Eocretáceo. O princípio de sua evolução tectono-sedimentar se dá com a separação dos continentes africana e sul-americana (Mizusaki *et.al.* (1988), Winter *et.al.*(2007)). (Figura. 7)

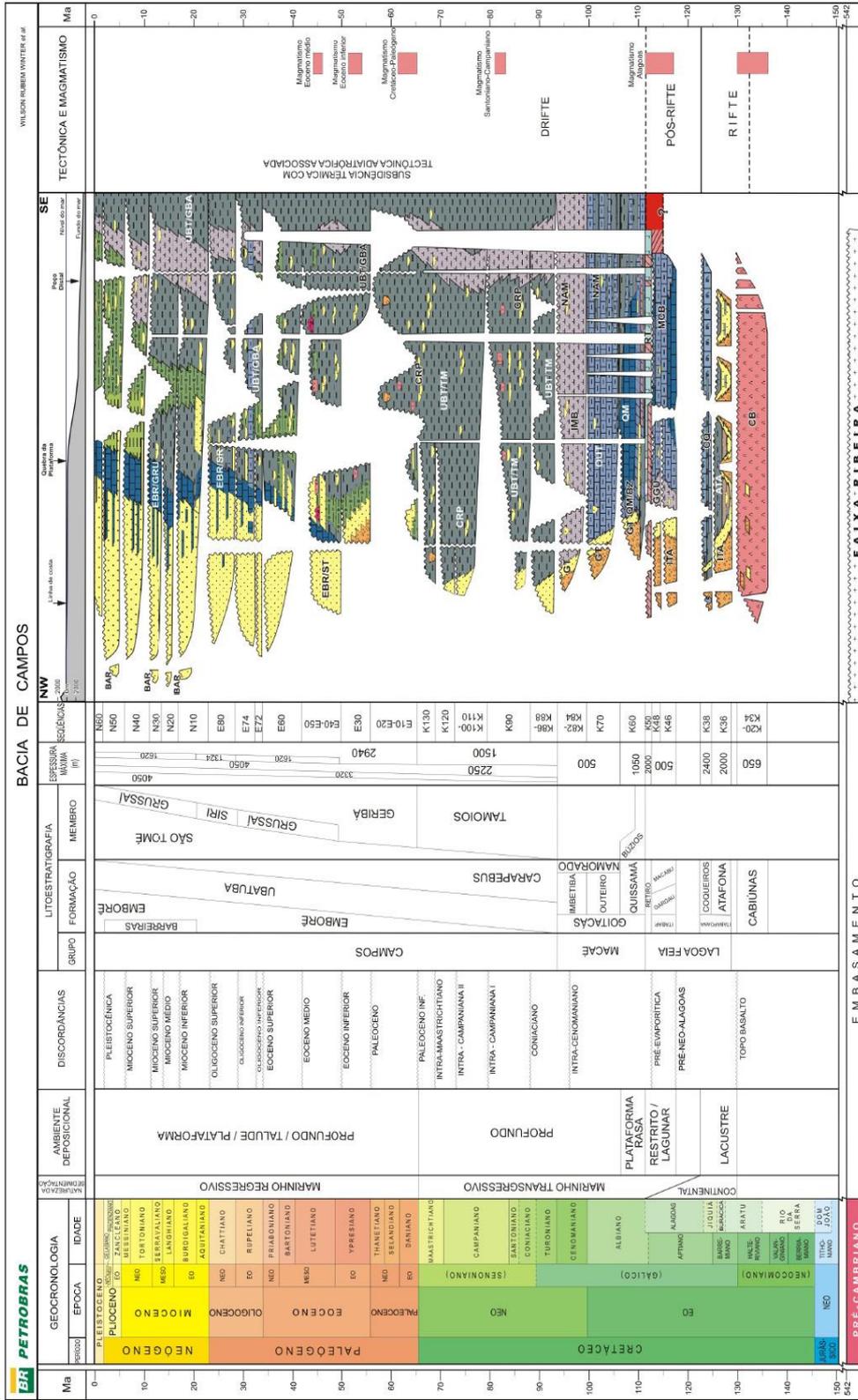


Figura 7 – Carta Estratigráfica da Bacia de Campos (Winter et al., 2007).

Sendo assim, o desenvolvimento das deposições sedimentares na bacia de Campos pode ser agrupado em 3 megassequências bem distintas (Rangel *et al.*,1998) (Figura. 8). São elas:

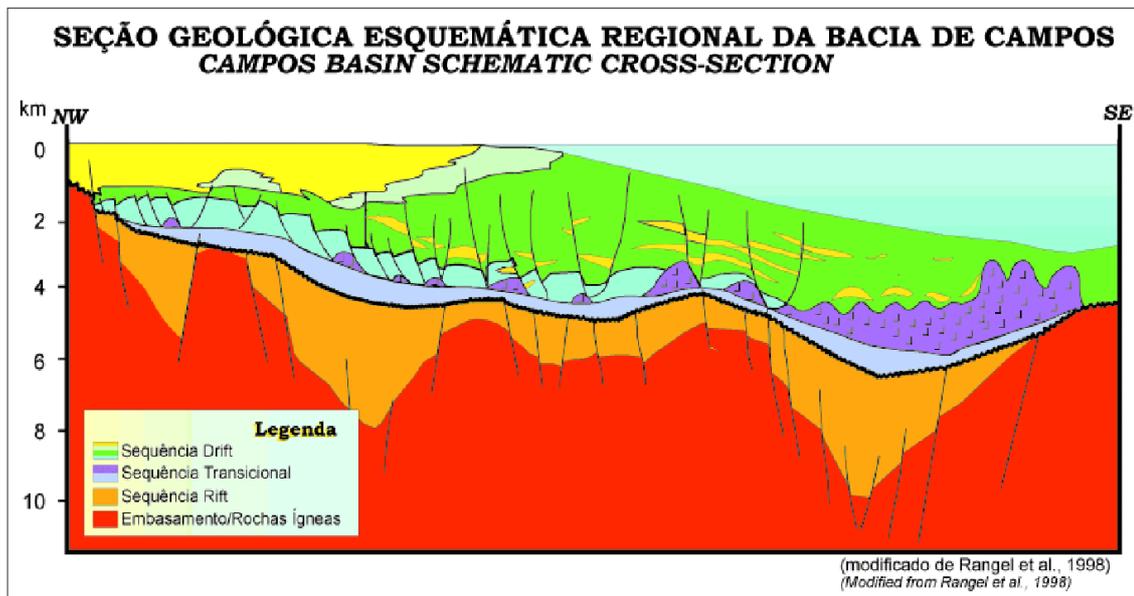


Figura.8 : Seção geológica mostrando as fases tectono-sedimentares da bacia de Campos Rangel *et al* (98) in <http://www.anp.gov.br>.

Megassequência Continental ou Rifte: Esta megassequências foi depositada em ambiente continental (fluvial e lacustrino), durante o rifteamento crustal entre as placas sul-americana e africana, principalmente no Jurássico Superior a Cretáceo Inferior (Cainelli e Mohriak, 1998).

Hamilton *et.al*, 1994 caracterizam esta megassequência por derrames basálticos do Eocretáceo intercalados com rochas sedimentares e vulcanoclásticas (Formação Cabiúnas). Esta formação constitui o assoalho oceânico de toda bacia, caracterizando intenso vulcanismo que de idade Barremiana que marca o início da movimentação tectônica que resultou na separação dos continentes (Mizusaki *et.al*. 1988).

Devido a essa movimentação tectônica esta bacia é caracterizada por falhas normais sintéticas e antitéticas, responsáveis pela formação de

grabens e hemigrábens. Estes foram preenchidos por rochas sedimentares lacustrinas e fluvio-deltaicas continentais, ricas em matéria orgânica (Meisling *et.al*, 2001). Nesta megassequência também são encontrados sedimentos siliciclásticos e carbonáticos Neocomianos que compõem a fase *rift*.

Com a evolução do processo de rifteamento, instalou-se um ambiente de lago restrito onde foram depositados conglomerados polimíticos, arenitos com estratificação cruzada, carbonatos lacutres, coquinas (Membro Coqueiros) e folhelhos negros, (Formação Lagoa Feia) (Schaller, 1973; Castro *et al.* 1981 e Dias *et al.* 1988).

Megassequência Transicional: Foi marcada pelo término da fase de estiramento litosférico e rifteamento da crosta continental, que diminuiu a atividade de grande parte das falhas envolvendo o embasamento. Um período de erosão dos blocos rotacionados da fase rifte prevaleceu, até que as primeiras ingressões marinhas cobrissem os sedimentos depositados no Neocomiano. Essas ingressões causaram eventos erosivos que resultaram na formação de clásticos grossos (arenitos e conglomerados) depositados sobre a discordância erosiva (*break-up unconformity*), nas regiões proximais, e de carbonatos e siliciclásticos finos nas regiões mais distais (Mohriak, 2003).

A sedimentação proveniente do continente é formada por folhelhos e conglomerados oriundos de ambientes aluviais, fan-deltas, e de *sabkhas* (Guardado *et.al.*, 1990). Porém, esta sedimentação vai se modificando gradualmente em suas laterais para uma sedimentação carbonática de águas rasas representada por estromatólitos e carbonatos nodulares (Dias

et.al., 1990). Sua acumulação é acompanhada de um sistema de falhamento sindeposicional. Esta deposição compõe a porção superior da Formação Lagoa Feia. Hamilton *et al.*, 1993 caracterizou esta Formação como sedimentos argilosos a conglomeráticos de grande importância na formação de hidrocarbonetos da Bacia de Campos.

Os depósitos evaporíticos são formados principalmente por anidrita e halita e depositados sobre ambiente lagunar, tectonicamente calmo. São eles que marcam o topo desta Megassequência no Aptiano tardio, (Dias *et.al.*, 1990).

A importância dessa sequência para a Bacia de Campos deve-se ao movimento halocinético que controla alguns dos seus sistemas petrolíferos.

Megassequência Marinha: Inicia-se durante o Albiano médio e tem continuidade até o Holoceno. Esta megassequência pode ser dividida em 3 sequências.

A) *Seqüência Carbonática Nerítica Rasa:*

Ocorre entre o Albiano inicial ao Albiano médio. Esta sequência é formada por depósitos compostos por arenitos e conglomerados associados a carbonatos plataformais. A porção basal da Megassequência corresponde à deposição inferior da Formação Macaé, formada por sedimentos carbonáticos de águas rasas, lamitos e margas. (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1990).

A porção basal é composta por dolomitos que gradativamente diminuem em direção ao topo e por depósitos de leques deltaicos. Sua ocorrência acontece em partes costeiras e são formados por conglomerados

e arenitos (Membro Goitacás) compostos por estruturas canalizadas. Em regiões plataformais ocorrem carbonatos na forma de oolitos, peletes e bioclastos (Guardado *et al.*, 1990).

Depressões na margem da plataforma carbonática rasa foram originadas em resposta as movimentações halocinéticas. Tais mecanismos proporcionaram a formação de diápiros e falhas de crescimento (Guardado *et.al.*, 1990).

B) Sequência Marinha Transgressiva:

É marcada por sedimentação francamente oceânica. Inicia-se no Albiano tardio e se estende até o Terciário inicial.

As litologias predominantes são margas e calcilutitos de idade Cenomaniano–Turoniano (Formação Tamoios), registrando-se também folhelhos pretos, ricos em matérias orgânicas, relacionadas ao evento anóxico mundial do Turoniano (Jenkyns, 1980).

Com a evolução do processo halocinético no Neoalbiano/Eoturoniano, se instala nesta fase uma série de falhas lítricas e estruturas dômicas, em cujos baixos adjacentes se encaixam turbidítos. Isto se dá devido à sobrecarga de sedimentos e o progressivo basculamento da bacia. Durante o Cenomaniano-Eoturaniano obteve-se o fim da fase pré-oceânica, e expressivos corpos turbidíticos aparecem em meio a folhelhos e margas.

Neste período, depositaram-se sedimentos detríticos de fraca energia, com a presença de argilitos, margas, calcilutitos e alguns aportes turbidíticos intercalados entre si. Estes sedimentos se depositaram em baixos adjacentes às estruturas dômicas formadas durante a movimentação halocinética (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1990; Souza Jr., 1997).

C) Sequência Marinha Regressiva

Esta sequência teve seu início no Turoniano Superior tendo sua evolução até o Eoceno Médio. O desenvolvimento sedimentar na bacia, durante o período Terciário foi influenciado pela variação global do nível do mar e pelo soerguimento das Serras do Mar e da Mantiqueira, causando escorregamentos do sal (Dias et al., 1990).

Este período foi marcado por um grande aporte sedimentar que, associado a uma diminuição da taxa de subsidência da bacia, ocasionou a deposição de sequências siliciclásticas progradantes (Grupos Campos) (Rangel *et.al*, 1994).

Segundo esses autores este Grupo é formado por:

Formação Carapebus: é composta por arenitos finos a conglomeráticos, organizados em camadas intercaladas com os pelitos da Formação Ubatuba. Estão presentes desde o Turoniano ao Holoceno, sendo que suas designações informais se dão em função de sua idade ou da presença de hidrocarbonetos em campos produtores.

Formação Ubatuba: é caracterizada por uma grande camada de pelitos, especialmente de folhelhos cinza-escuros e esverdeados, argilas e margas cinza-claro, calcilutitos cinza/creme e diamictitos cinzentos. A deposição destas camadas se deu em um ambiente de baixa energia.

Formação Emboré: é composta por arenitos e carbonatos impuros, sobrepostos e lateralmente interdigitados com os pelitos da Formação Ubatuba. É subdividida em três membros: (i) Membro São Tomé (compostos por clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia, em ambiente de plataforma interna); (ii) Membro Siri e (iii) Membro

Grussaí, esses dois últimos compostos basicamente por calcarenitos bioclásticos, em ambiente de plataforma externa.

5.3 - Bacia de Santos

A Bacia de Santos está localizada na porção sudeste da margem brasileira, em frente ao litoral sul do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e norte de Santa Catarina. Geologicamente, trata-se de uma depressão limitada a norte pelo alto de Cabo Frio e a sul pelo Alto de Florianópolis. Recobre a área de cerca de 350.000 km², dos quais 200.000 km² encontram-se em lâminas d'água até 400 m e 150.000 km² entre as cotas de 400 e 3.000 m.

A Bacia estende-se até a cota batimétrica de 3000 metros no Platô de São Paulo (Palma, 1984 apud Alves, 2002; Moreira *et.al.* 2007) e a oeste é limitada pelas Serras do Mar e da Mantiqueira restringindo-a ao domínio oceânico (Macedo, 1990).

O desenvolvimento de seu arcabouço tectono-estratigráfico ilustrado nas Figuras. 9 e 10, compreende três megassequências (Pereira *et.al.*, 1969, Pereira e Macedo, 1990; Pereira e Feijó, 1994, Moreira *et.al.*, 2007).

Pereira e Feijó, 1994 também verificaram sedimentos siliciclásticos grosseiros associados a leques aluviais, folhelhos escuros e carbonatos característicos da Formação Guaratiba assentados discordantemente sobre as rochas vulcânicas. Esta Formação representa a principal rocha geradora de hidrocarbonetos da Bacia de Santos.

Megassequência Transicional: Nesse momento a bacia passa por uma fase transicional entre a deposição continental e a marinha-rasa, onde há a deposição de clásticos e uma espessa camada de evaporitos do Aptiano. Estes foram depositados acima da discordância conhecida como discordância Pré-Alagoas. Nela são registrados carbonatos, anidritas e halitas (Formação Ariri em Santos e Formação Lagoa Feia, em Campos). Esta província salífera foi condicionada pelo Platô de São Paulo, causando uma restrição da circulação das águas do oceano. Tal atuação proporcionou a deposição de espessos pacotes de sal devido à alta taxa de evaporação da época.

Megassequência Marinha: Começou no Albiano onde se teve uma rápida transição de plataforma de mar raso para de mar profundo no Cenomaniano. Este período também está associado a altas taxas de subsidência térmica e diminuição do volume sedimentar clástico durante a deriva continental.

Após a sedimentação evaporítica instala-se um sistema deposicional misto, com acumulação de siliciclásticos na borda (Formação Florianópolis) e de carbonatos na porção mais distal (Formação Guarujá) de idade Albiana. Com a deposição destas sequências instala-se um sistema marinho na bacia. Porém, o ambiente hipersalino, com pouca circulação de água

oceânica, proporcionou a deposição de carbonatos e sedimentos clásticos (Formação Itanhaém) do Neo-Albiano ao Eo/Cenomaniano. O subsequente afundamento da bacia resultou na implantação de um ambiente marinho transgressivo até o Meso/Turoniano (Formação Itajaí–Açu), seguido por eventos regressivos a partir do Maastrichtiano (Formações Santos e Juréia). Esta associação resultou em um expressivo avanço da linha de costa na direção do mar (Pereira e Macedo, 1990).

Com as incursões de águas neste período, houve a formação de discordâncias regionais causadas pelas correntes submarinas. É nesta mesma fase que se dá a movimentação halocinética, caracterizada por falhas de crescimento, responsáveis pela formação de minibacias onde se depositaram areias turbidíticas.

Segundo Mohriak (2003) o Terciário da Bacia de Santos é representado pelo sistema Iguape/Marambaia, onde as plataformas carbonáticas localizam-se na porção centro-sul e apresenta forte influência de clásticos grosseiros na porção norte. A sedimentação culmina com a deposição de areias efolhelhos da Formação Sepetiba, de idade pleistocênica.

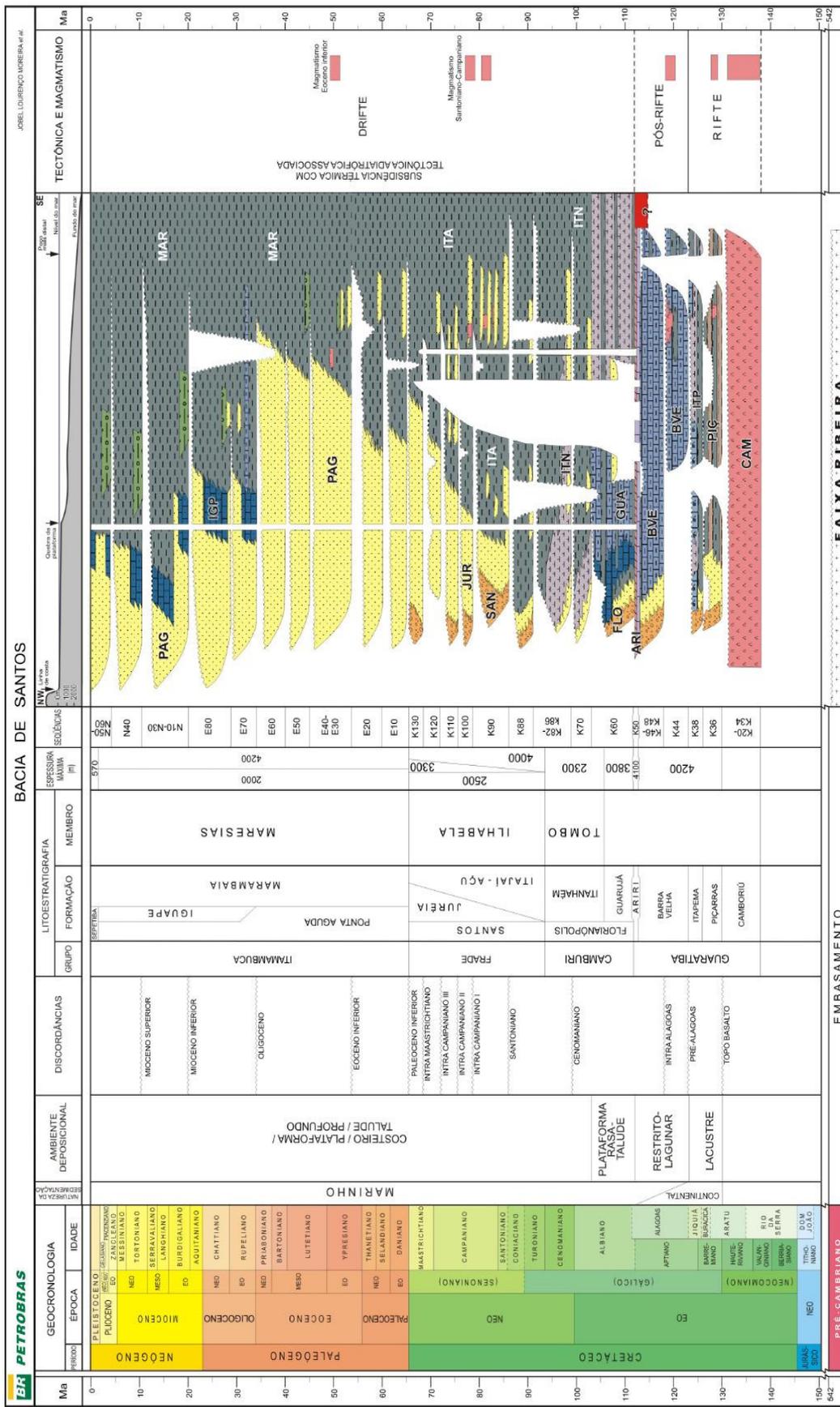


Figura. 10 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007).

5.4 – Alto de Cabo Frio

O Alto de Cabo Frio, localizado as latitudes de 22,5º a 23,5º S, foi caracterizado por Pedro (2005) como uma estrutura elevada do embasamento que separa as bacias de Campos e Santos (Figura 11). Segundo este autor o Alto estende-se por toda a plataforma continental e pelo Platô de São Paulo servindo como barreira a sedimentação entre as bacias de Campos e Santos. Segundo Moriak (2004), esse alto influenciou na sedimentação das bacias de Campos e Santos desde o Neocomiano até o Oligoceno corroborando com o que foi mapeado por Moriak et.al., 1995 e Pedro, 2005 (Figura 12).

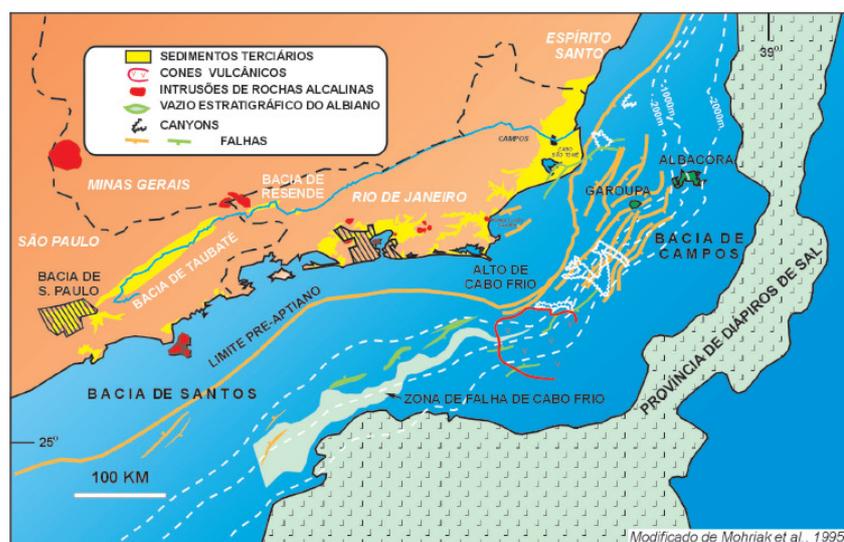


Figura 11 – Localização do Alto de Cabo Frio mostrando a linha de charneira pré-Aptiana, a disposição dos diápiros de sal, a cicatriz Albiana do sal e as ocorrências vulcânicas (Moriak et al, 1995b).

Nesta região são encontradas grandes concentrações magmáticas na região do Alto de Cabo Frio, sendo caracterizados por rochas magmáticas extrusivas e intrusivas em níveis estratigráficos diferentes. (Mizusaki & Moriak, 1992; Oreiro, 2006).

Estes episódios magmáticos pós-rifte formando lineamentos de cones vulcânicos e intrusões ígneas (Moriak *et.al*, 1989). Onde atividades magmáticas de composição alcalina ocorrem no desde a região ao entorno do Alto avançando continente adentro, com idades que variam do Neocretáceo ao Eoterciário, (Figura.10) (Sadowski & Dias-Neto, 1981; Mohriak *et al.*, 1990c; Mohriak & Barros,1990; Almeida, 1991; Misuzaki & Mohriak, 1992; Mizusaki; Thomas Filho, 1993 e Moreira *et.al*,2007).

Na região submersa do Alto de Cabo Frio, os edifícios vulcânicos mostram predominância de hialoclastitos em batimetrias rasas (menor que 500 m) e rochas vulcânicas extrusivas e intrusivas em lâmina d'água maior que 500 m, com derrames basálticos, soleiras e/ou diques de diabásio (Misuzaki & Mohriak, 1992; Mohriak *et al.*, 2003).

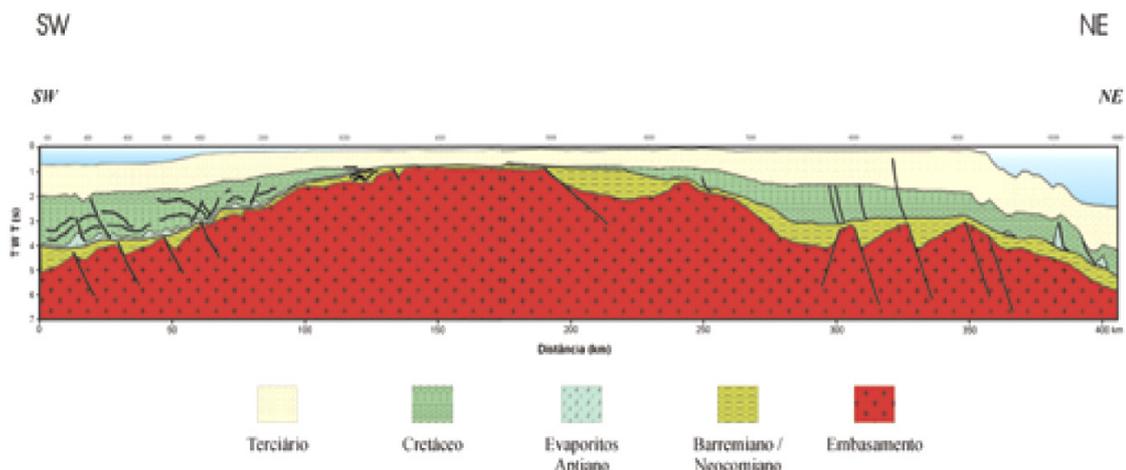


Figura. 12 – Alto estrutural de Cabo Frio, formado por bloco elevado do embasamento cristalino, falhado, separando os depocentros da fase rifte entre as Bacias de Campos (NE) e Santos (SW). As seqüências evaporíticas e os depósitos do Cretáceo se afinam, ou mesmo desaparecem sobre o alto modificado Moriak, 2001

Baseados em dados sísmicos, petrográficos, químicos e radiométricos, Moriak *et.al*, (1989) propuseram a sua subdivisão em três seqüências relativamente bem definidas a saber:

- a) Seqüência I – Corresponde aos basaltos da Formação Cabiúnas com idade Eocretácea Pré-Aptiana (120-130 Ma). Podem ser correlacionados com a Formação Camboriú da Bacia de Santos e com a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.
- b) Seqüência II - Composta predominantemente por basaltos com pouca representatividade de idade Campaniana-Turoniana (80-90 Ma),
- c) Seqüência III – Sequência extrusiva mais comum na região do Alto de Cabo Frio com idades do Paleoceno Superior ao Eoceno (40-50 Ma). Contém basaltos, diabásios e rochas vulcanoclástica (Mizusaki & Mohriak, 1993). Esse importante magmatismo relaciona-se a vulcanismo de conduto central (“Vulcões”) e composição levemente alcalina.

Segundo Thomaz Filho & Rodrigues (1999), este magmatismo alcalino esta associado ao vulcanismo relacionados aos maciços de Poço de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Tanguá, Rio Bonito, Itaúna, Mendanha, Soarinho, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio. Estes vulcanismos apresentam orientação E-W formando Lineamento Sismo Magmático Alcalino de Poços de Caldas – Cabo Frio – Monte submarino Almirante Saldanha (Sichel et al. 2005 apud Alves 2002).

6 - Resultados Obtidos

A seguir serão apresentados as interpretações e o contexto das características sísmicas das seqüências mapeadas, dos mapas estruturais e de isópacas gerados em tempo.

6.1 - Descrição das Sequências

A partir da interpretação das seções sísmicas utilizando os conceitos de sismoestratigrafia, foi possível a identificação de sete domínios cronoestratigráficos: Embasamento (Neocomiano), Base do Sal (Barremiano - Eo-Aptiano), Topo do Sal (Aptiano), Albiano, Paleoceno – Eoceno (vulcânicas), Oligoceno e Mioceno (Figuras 13, 14, 15,16 e 17).

Sequência Pré-rifte: Nesta seqüência apenas foi possível mapear seu topo, caracterizado pelo refletor correspondente a discordância do Neocomiano (representado pelo horizonte vermelho) (Figura 13). Este refletor apresenta-se muito perturbado e com muitas difrações dificultando, em algumas regiões, o seu rastreamento com clareza. Quanto a sua assinatura sísmica apresenta padrão caótico.

Esta seqüência corresponde a derrames basálticos, da Formação Camboriú (Pereira e Feijó, 1994; Moreira et al., 2007), com idade entre 130 e 140 Ma (Ponte & Asmus, 1976; Mizusaki, 1986; Pereira e Feijó, 1994; Moreira et al., 2007).

Pela análise das sísmicas este refletor se apresentou muito falhado, sendo esta uma característica do processo de rifteamento entre os continentes Sul-Americano e Africano.

Sequência Rifte: Esta sequêcia esta delimitada pela discordância da seqüência do Neocomiano (representado pelo horizonte vermelho) na porção inferior e pela discordância do Aptiano (representado pelo horizonte azul) na porção superior. É representada por sedimentos continentais,

lacustrinos, carbonatos e por intenso vulcanismo e falhamentos estensionais durante o estiramento litosférico (Dias *et. al.*, 1990). O refletor correspondente à base do sal é caracterizado por forte amplitude do sinal sísmico e descontínuo identificado como discordância pós-rifte. Também ocorre a presença de falhas normais sintéticas e antitéticas direcionadas aos compartimentos intermediários e distais da área de estudo (Figura 13).

Em alguns trechos este refletor não pode ser reconhecido com muita clareza devido a problemas de difrações, ruídos e reverberações, principalmente em áreas mais profundas que 4s.

Sequência Aptiano (SAL): Esta sequência delimitada na porção inferior pela discordância do Aptiano (representada pelo horizonte azul) e no topo pela discordância do Albiano (representado pelo horizonte verde). Segundo Dias *et.al.*, 1990 esta é caracterizada por sedimentos clásticos e evaporíticos (anidrita e halita) (Figura. 14).

Devido ao comportamento plástico do sal, foram originadas falhas lítricas causados pela movimentação desta camada. Associadas a essas movimentações originaram-se estruturas muito complexas em forma de almofadas de sal, cascos de tartaruga, diápiros de sal e muralhas de sal (Pedro, 2005). Também é possível visualizar a formação de mini-bacias e falhamentos extencionais e compressivas entre diápiros de sal.

Provavelmente, a seção sedimentar sobreposta causou a absorção e dispersão do sinal sísmico neste intervalo e, por este motivo, dificultou o rastreamento do topo da seqüência em alguns trechos das seções sísmicas interpretadas na área de estudo.

Seqüência do Albiano: Esta seqüência é delimitada em sua porção inferior pela discordância do topo do sal (representado pelo horizonte azul) e na porção superior pela discordância do Albiano (representado pelo horizonte verde claro). É representada pela deposição de carbonatos de plataforma rasa (Figura. 15).

O refletor do topo do Albiano é caracterizado por uma refletividade forte e bastante perturbado. Isto é decorrente da tectônica do sal que gerou a formação de falhamentos ou até mesmo a total remoção desta seqüência em áreas de muralhas de sal.

Seqüência do Eoceno (SE): É delimitado pela discordância do Albiano na porção inferior (horizonte verde claro) e pela discordância do Eoceno na porção superior (horizonte rosa). Esta seqüência apenas consiste do derrames vulcânicos que correram neste período.

O refletor que delimita o topo do Eoceno se apresenta contínuo e com alta refletividade nas áreas proximais a intermediárias. Porém, nas porções distais este refletor se torna muito difícil de se mapear devido à ocorrência de grandes falhamentos na área mapeada (Figura 16).

De acordo com Pedro (2005) esta seqüência apresenta refletores internos descontínuos, paralelos e semiparalelos com reflexões de certa forma caóticas, apresentando uma discreta ondulação que sugere possíveis escorregamentos de sedimentos no compartimento intermediário e distal próximo ao Alto de Cabo Frio.

Linha 0239-0364.4

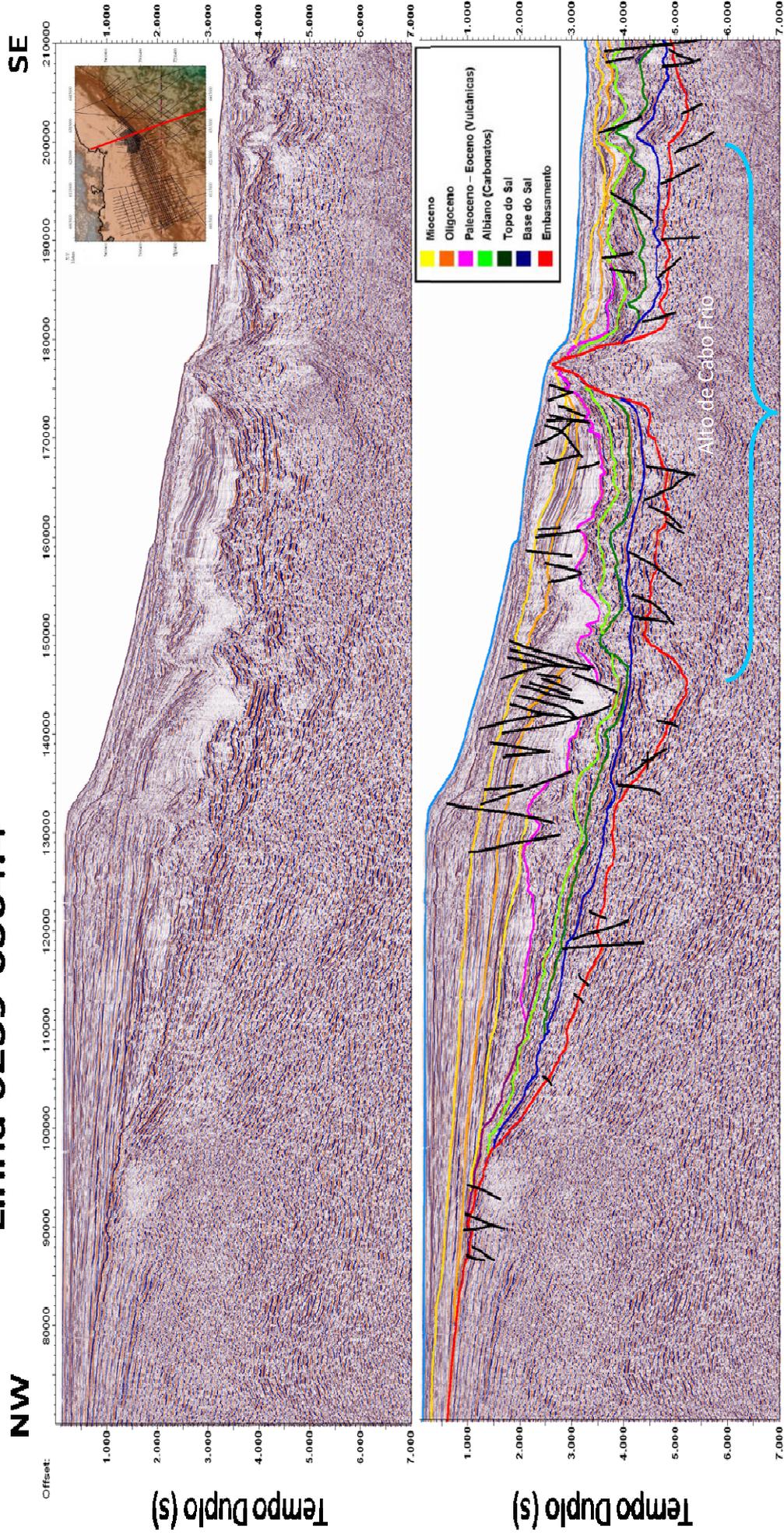


Figura 13 – Linha sísmica 0239-0364.4 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das seqüências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação. Profundidade baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos))

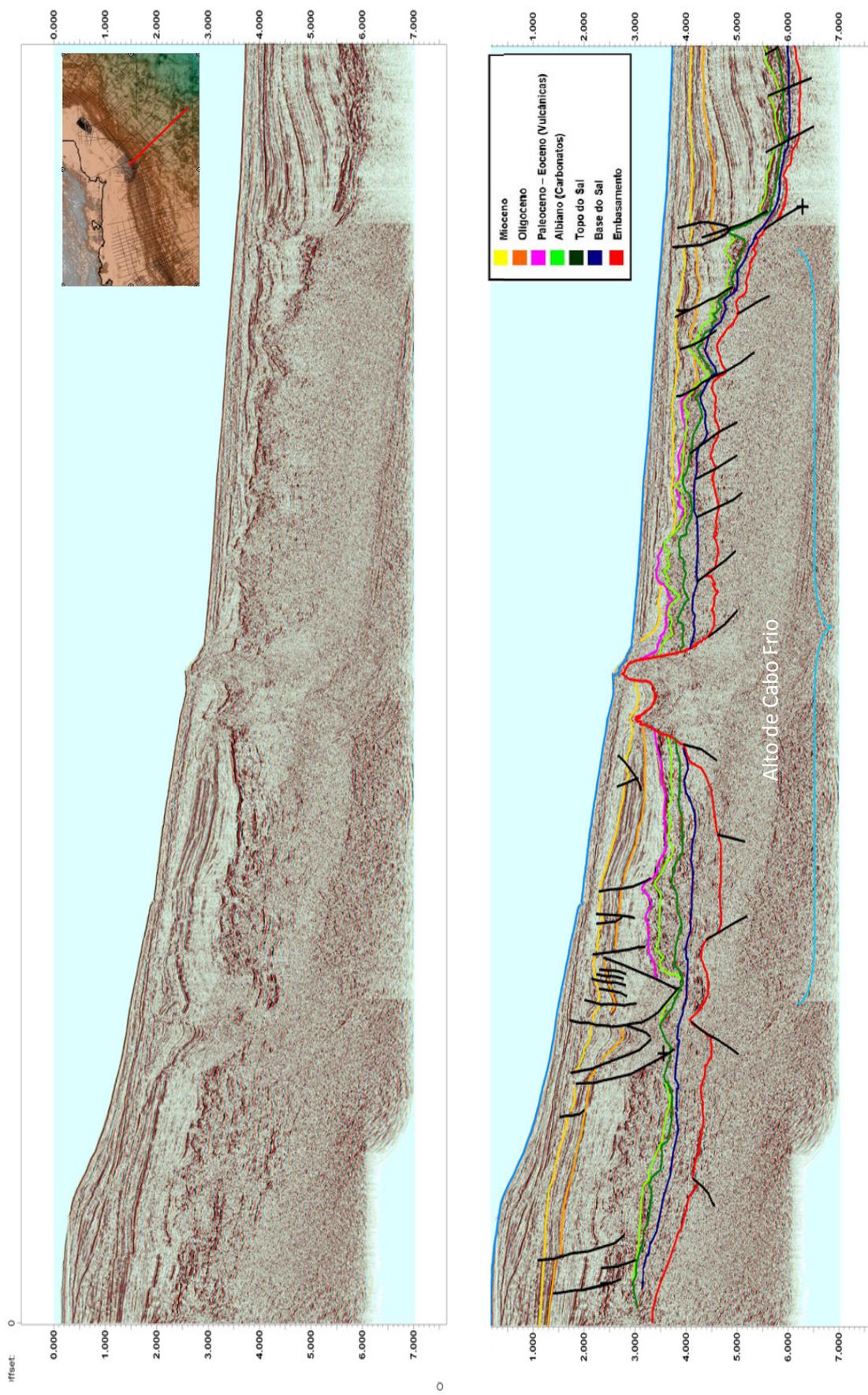


Figura.14- Linha sísmica 0066-0026.19 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das seqüências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação. Profundidade baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos))

Sequência do Oligoceno: É delimitado em sua base pela discordância do Eoceno (representado pelo horizonte rosa) e em seu topo pela discordância do Oligoceno (representado pelo horizonte laranja) (Figura 17). Este horizonte é caracterizado por refletividade forte e facilmente mapeável.

Esta seqüência apresenta reflexões descontínuas semiparalelas que apresentam ondulações em direção ao Alto de Cabo Frio, onde são caóticas e transparentes sugerindo possíveis escorregamentos de sedimentos (Pedro, 2005). Este horizonte não consegue ultrapassar o Alto de Cabo Frio, mostrando que neste período este ainda era uma barreira.

Seqüências do Mioceno: Esta seqüência é delimitada em sua base pela discordância do Oligoceno (representado pelo horizonte laranja) e em seu topo pelo horizonte correspondente a discordância do Mioceno (representado pelo horizonte amarelo) (Figuras 14 e 15).

No compartimento proximal esta apresenta reflexões contínuas, descontínuas e paralelas, interrompidas em alguns trechos por falhas tornando as reflexões irregulares e às vezes inexistentes. O pacote sedimentar é bem preservado apresentando um padrão das reflexões caracterizado por alta amplitude e continuidade sugerindo processos alternantes de alta e baixa energia em ambiente relativamente extenso e uniforme (Pedro, 2005).

Linha 0066-0044.32

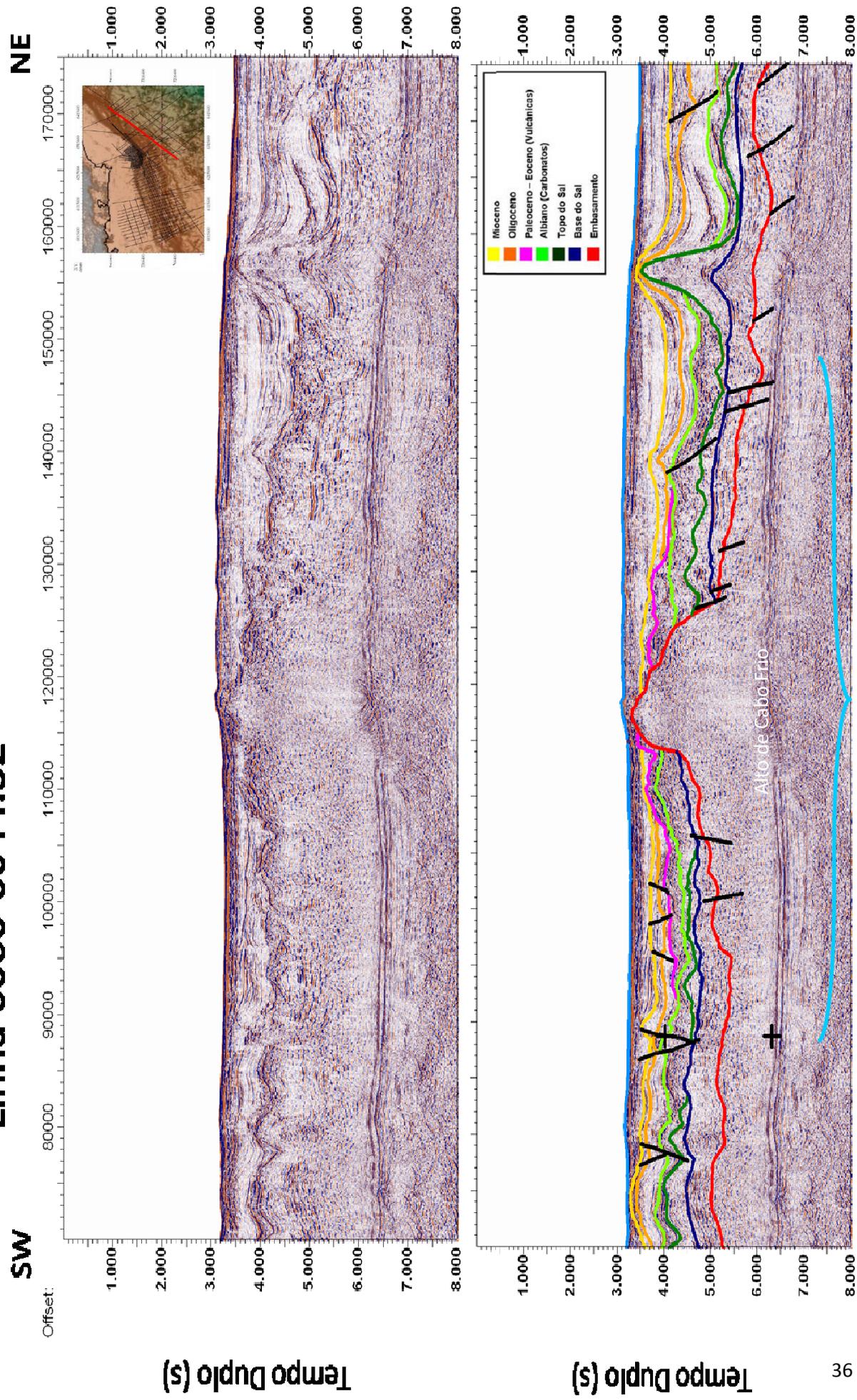


Figura.15– Linha sísmica 0066-044.32 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das seqüências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação, baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos))

Linha 0066-0042.31

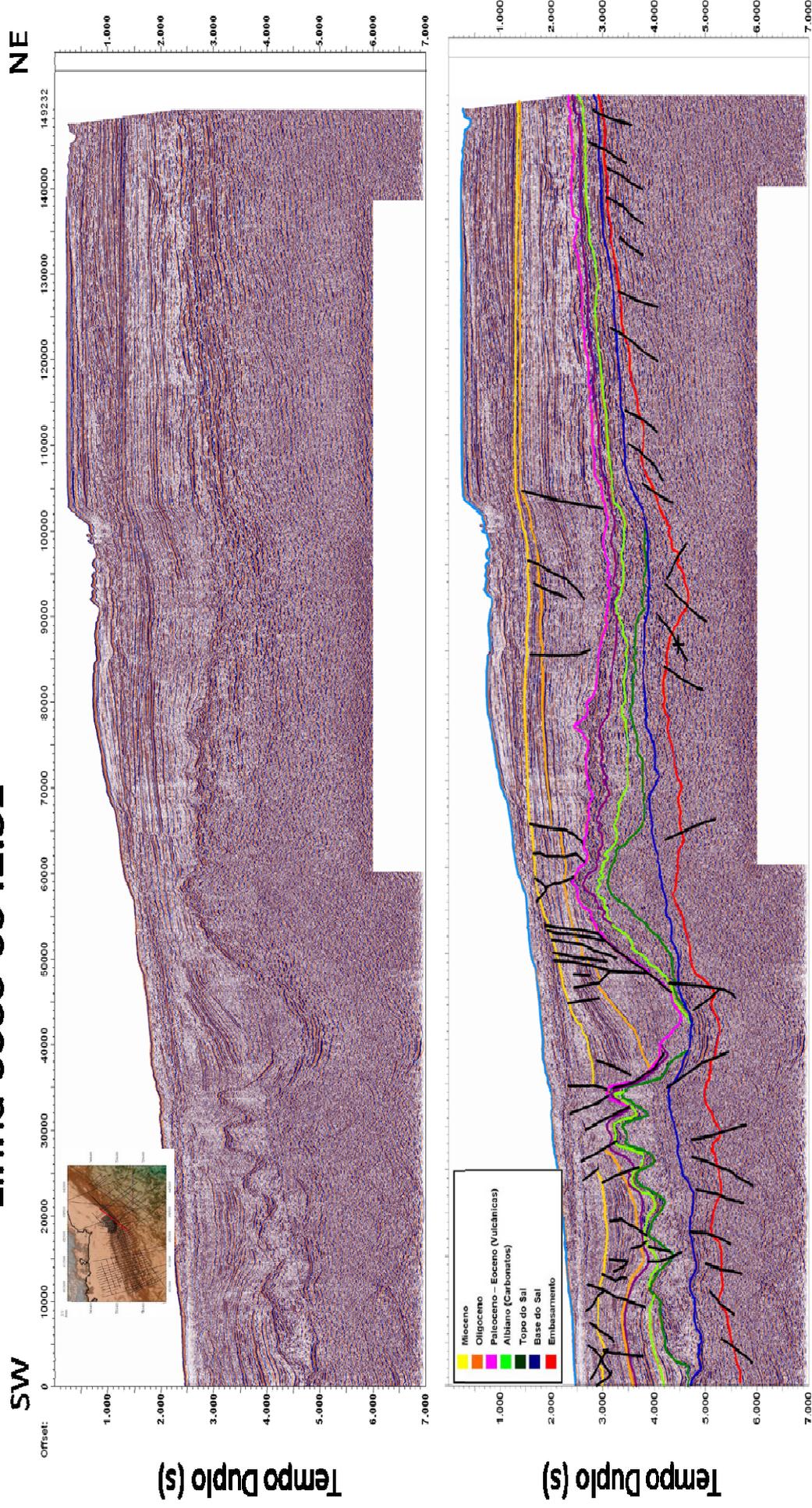


Figura.16- Linha sísmica 0066-042.31 onde se observa a elevação do embasamento e o truncamento das seqüências mais jovens. Área interpretada em vermelho. (Superior: sem interpretação, Inferior: com interpretação, baseada em tempo duplo de penetração (milissegundos))

6.2- Interpretações

Os conceitos de sismoestratigrafia foram utilizados como ferramentas de análise da área de estudo, tendo como referências geocronológicas informações bibliográficas e dados geológicos de poços.

Abaixo foram descritas as interpretações das linhas disponíveis para este trabalho:

Linha 0239.0364-4 (dip): Esta linha sísmica está localizada a norte da bacia de Santos e sob uma direção NW-SE (Figura 13). Nessa figura pode-se identificar uma elevação anômala do embasamento, entre os offsets de 150000 à 200000, caracterizado como um platô irregular associado a um plug vulcânico correspondente a discordância do Neocomiado. Analisando-se cuidadosamente as seqüências desta sísmica pode-se notar que as mesmas apresentavam terminações na forma de pinch-outs. Este tipo de terminação de refletores indica um processo de soerguimento posterior a sedimentação encontrada na região. Porém não se pode garantir que esta estrutura tenha sido conseqüência de reativações tectônicas mais recentes.

Ainda analisando o embasamento, pode-se identificar a linha de charneira Pré-Aptiana. Esta zona resulta de processos de subsidência e afinamento crustal. Também pode-se observar nesta região que os refletores correspondentes a base do sal, topo do sal e carbonatos se acunham na linha de charneira mostrando que esta região sofreu instabilidade isostáticas durante o período de sedimentação destas sequências.

Já a seqüência Aptiana é caracterizada por pequena espessura de sedimentos e pontuada por pequenos diápiros de sal nas áreas mais proximais. Porém, nas áreas mais profundas posteriores ao plug vulcânico

esta sequência apresenta um relativo aumento do pacote sedimentar, apresentando complexas geometrias como diápiros de sal, muralhas e estruturas em formato de casco de tartaruga.

Acima da sequência Aptiana se encontram os depósitos carbonáticos do Albiano. Na região próxima ao Alto do embasamento, estes carbonatos são pouco afetados por falhamentos decorrentes da movimentação do sal.

A sequência do Eoceno, situada acima dos carbonatos albianos, é representada por derrames magmáticos de idade Paleoceno Inferior a Eoceno (40 – 50 Ma, Mizusaki & Mohriak, 1993). Acredita-se que os condutos destes extravasamentos foram reativados na formação desta nova feição mapeada.

As seqüências do Oligoceno e do Mioceno apresentam maior espessura de sedimentos e encontram-se fortemente deformados por atividade rúptil decorrente ao grande aporte sedimentar da área. Nesta linha sísmica o plug vulcânico mapeado atuou como barreira deposicional até praticamente a superfície que caracteriza assoalho oceânico.

Linha 0066-0042.31 (strike) Se localiza na porção norte da Bacia de Santos e a Sul de Campos. Nesta linha foi possível caracterizar o embasamento como uma estrutura bastante deformada por falhamentos extencionais provenientes da fase rifte. No entanto, devido ao grande aporte sedimentar de origem continental e ao resfriamento da crosta oceânica esses blocos sofreram basculamento, acarretando falhamentos nas camadas sedimentares sobrepostas ao embasamento ate a sequência do Aptiano (Figura 16).

Outra feição bastante marcante nesta sísmica é a Falha de Cabo Frio, facilmente identificada por seu grande rejeito e por causar o truncamento de várias seqüências sedimentares (do Albiano até o Mioceno). Esta falha foi gerada pela tectônica salífera devido à intensa progradação de sedimentos continentais depositados a cima do sal.

Já carbonatos da seqüência do Albiano apresentam refletividades com pouca continuidade e bastante perturbadas. Esta característica é causada pela tectônica do sal no qual acarretou o fraturamentos e a remoção total dos carbonatos que o cobriam gerando um hiato deposicional do Albiano.(Albian Gap, Mohriak *et.al.*, 1995). Este padrão não é muito observado na região da bacia de Campos, uma vez que o embasamento se encontra relativamente mais elevado, não possibilitando uma grande acumulação salina e assim permitindo a permanência dos carbonatos.

A discordância do Eoceno identificada pelo refletor rosa, representada por uma seqüência vulcanoclástica onde derrames basálticos se intercalam com outras rochas vulcânicas e sedimentares de idade Paleoceno Superior a Eoceno (40 - 50 Ma, Mizusaki & Mohriak, 1993). Ainda nessa sísmica é possível identificar os intervalos do Oligoceno Inferior e o Mioceno. Estes pacotes sedimentares apresentam grande espessura na porção norte de Santos em contraste com a porção sul da bacia de Campos onde estes pacotes apresentam espessuras menores. Isto é identificado na sísmica apenas pela posição da linha. Por se localiza mais próxima do depocentro da bacia de Santos e pela intensa tectônica salina, os pacotes do Oligoceno e do Mioceno se encontram bastante fraturados e deformados. Em Campos,

devido ao posicionamento sobre a plataforma e à menor concentração salina, estas deposições estão preservadas.

Linha 0066.0044.32 (strike): Esta linha esta localizada na porção norte da bacia de Santos se estendendo até a porção sul da bacia de campos sob uma direção NE-SW, passando pela região onde foi mapeada elevação anômala do embasamento, localizada entre os Offsets de 850000 à 1450000 (Figura 15).

Assim como todas as outras linhas sísmicas mapeadas, o embasamento encontra-se bastante deformado pelo rifteamento do Gondwana. Nesta seção sísmica também foi vista a mesma feição elevada do embasamento associada a um plug vulcânico bastante expressivo. Esta estrutura se apresentou localmente influente na sedimentação desde o Neocomiano até o Neógeno.

A sequência Aptiana é caracterizada por camadas pouco espessas, pontuadas com pequenos diápiros, entre a linha de charneira e o pico vulcânico. A partir do cone vulcânico em direção ao depocentro da bacia o pacote salino aumento visivelmente sua espessura. Os carbonatos Albianos apresentam dobras e falhas relativas à acomodação sobre o sal simultânea à sua deposição. As demais sequências apresentam comportamento similar às outras linhas interpretadas. Nesta mesma região existe mais uma linha a 0066-0026.19 que cruza exatamente esta mesma região. Porém apresenta apenas uma única diferença na geometria do corpo vulcânico como pode ser visto na Figura 14.

Linha 0239-036.51 (dip): Esta linha se estende desde a plataforma continental a sul da bacia de Campos até ao Sopé a norte da bacia de Santos sob uma direção NNE-SSW (Figura 17). Esta linha passa tangenciando o Alto de Cabo Frio, localizado entre os offsets 1450000 à 280000, dando uma idéia sobre sua distribuição espacial na direção da bacia de Campos.

Assim como em todas as linhas mapeadas o embasamento é caracterizado por uma deformação rúptil da fase rifte onde apresenta uma porção mais elevada que as áreas adjacentes.

A sequência transicional, devido à elevação do embasamento, não é muito expressiva nesta região. Está representada por finas camadas lineares pontuadas com pequenos diápiros de sal. Os sedimentos carbonáticos do Albiano se encontram falhados pela movimentação do sal. Já a sequência vulcanoclástica é formada por intercalações de derrames basálticos com rochas sedimentares e vulcânicas do Paleoceno Inferior a Eoceno (40 – 50 Ma, Mizusaki & Mohriak, 1993). A Sequência do Oligoceno apresenta reflexões descontínuas semiparalelas que se tornam mais onduladas em direção a barreira formada pelas vulcânicas, onde são caóticas e transparentes sugerindo possíveis escorregamentos de sedimentos. O intervalo correspondente ao Mioceno possui perfil na forma de cunha com refletores paralelos-subparalelos na sua maior parte. Apresenta caráter progradante com clinofomas levemente sigmoidais na porção distal em direção ao Alto de Cabo Frio.

6.3 – Caracterização do Alto de Cabo Frio

A partir das interpretações das linhas 0239.0364-4, 0066.0042-31, 0066.0044.32, 0239.03651 e 0066-0026.19 possibilitou a caracterização morfológica e delimitação espacial do Alto de Cabo Frio.

O Alto de Cabo Frio foi caracterizado por uma elevação do embasamento onde ocorreram reativações vulcânicas na forma de cones distribuídos irregularmente nesta área estudada. Os plugs mais elevados mapeados na sísmica funcionaram como barreira sedimentar do Neocomiano até o Neógeno. No entanto, essa feição apresenta influencia na sedimentação até o Mioceno nas regiões distais do alto, como mostrado por Pedro (2005). Esta influência foi observada pelo *mapa estrutural do Embasamento* (Figura 18) e também pelos *mapas de Isópacas da Sequência Rifte e Sequência Marinha Aberta* (Figura 19 e 20).

O mapa estrutural do embasamento, referente ao horizonte do Neocomiano, possibilitou a visualização do comportamento da morfologia da fase rifte. E assim visualizar a distribuição espacial do Alto de Cabo Frio na região de divisa entre as bacias. Este mapa confirma a hipótese de que este alto esteve presente desde o início da fase rifte.

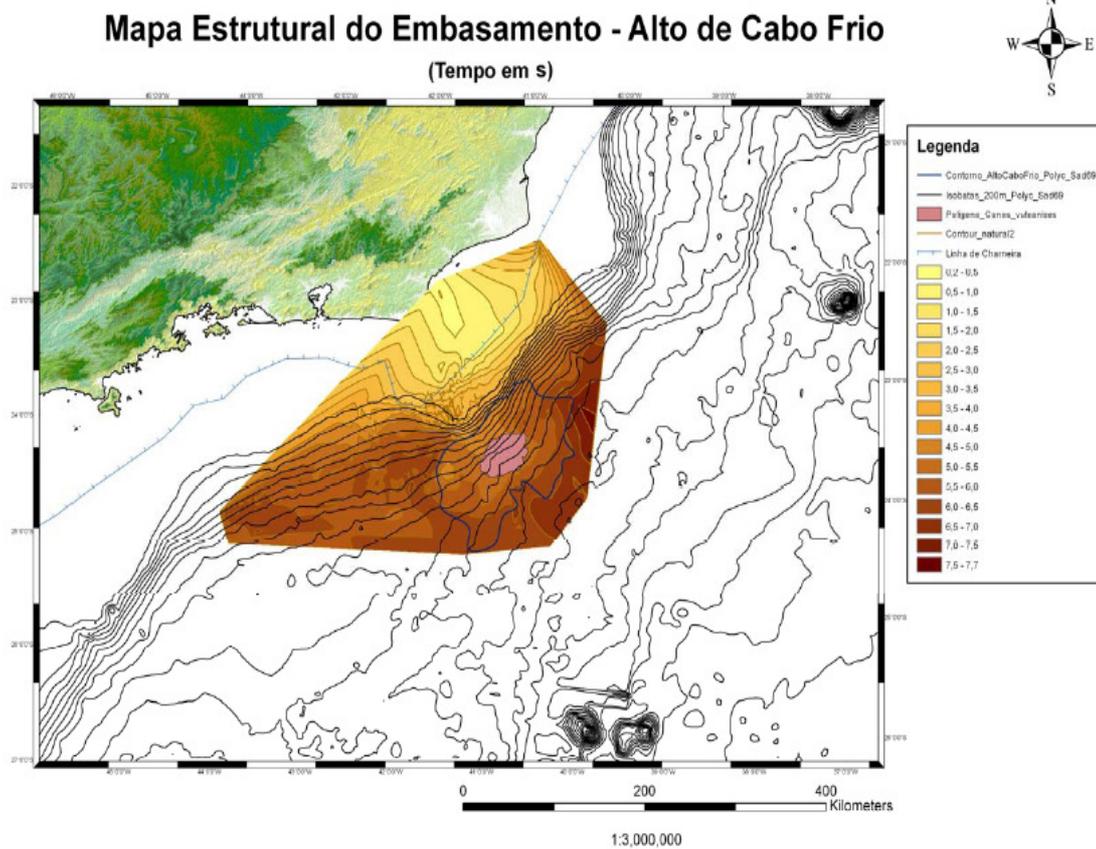


Figura 18. Mapa Estrutural do Embasamento da região do Alto de Cabo frio marcando a profundidade em segundos do embasamento, caracterizando seu contorno morfológico.

Analisando o Mapa isópaca da Fase Rifte pode-se visualizar os depocentros das bacias de Santos e Campos correspondentes à fase rifte (Figura 19). O depocentro da bacia de Santos se encontra na porção central, em contra partida, na Bacia de Campos se encontra na porção sul. Porém em ambas as bacias apresentam o adelgaçamento das sequências sedimentares na região delimitada como Alto de Cabo Frio.

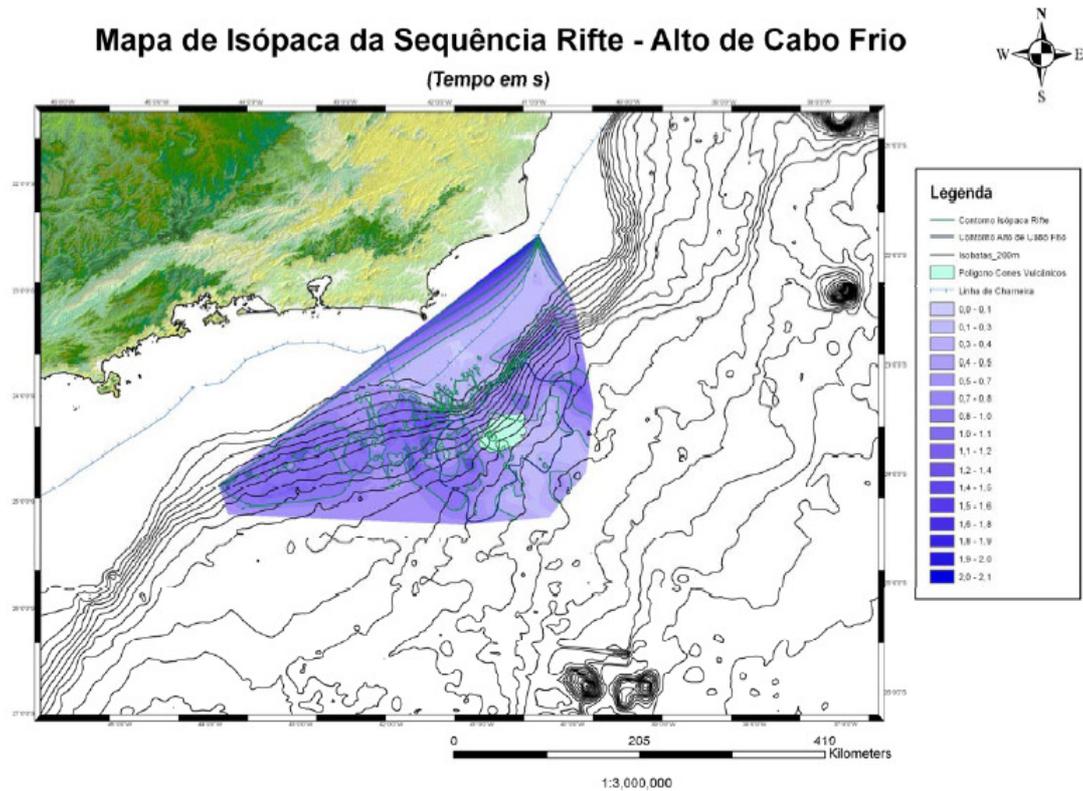


Figura.19 Mapa de Isópaca da Seqüência Rifte. Espessuras em segundos, correspondendo o pacote sedimentar entre o embasamento e a base do Sal.

Pela interpretação da seqüência Albiana pode-se garantir pelo mapa de isópaca da Sequência Marinha que o Alto de Cabo Frio se manteve como barreira topográfica, influenciando na sedimentação das bacias. Porém essa influência somente existiu nas áreas mais elevadas caracterizada como plugs vulcânicos. Em determinadas regiões observa-se que o mesmo influenciou a deposição sedimentar até o Neógeno impedindo sua livre circulação entre as bacias.

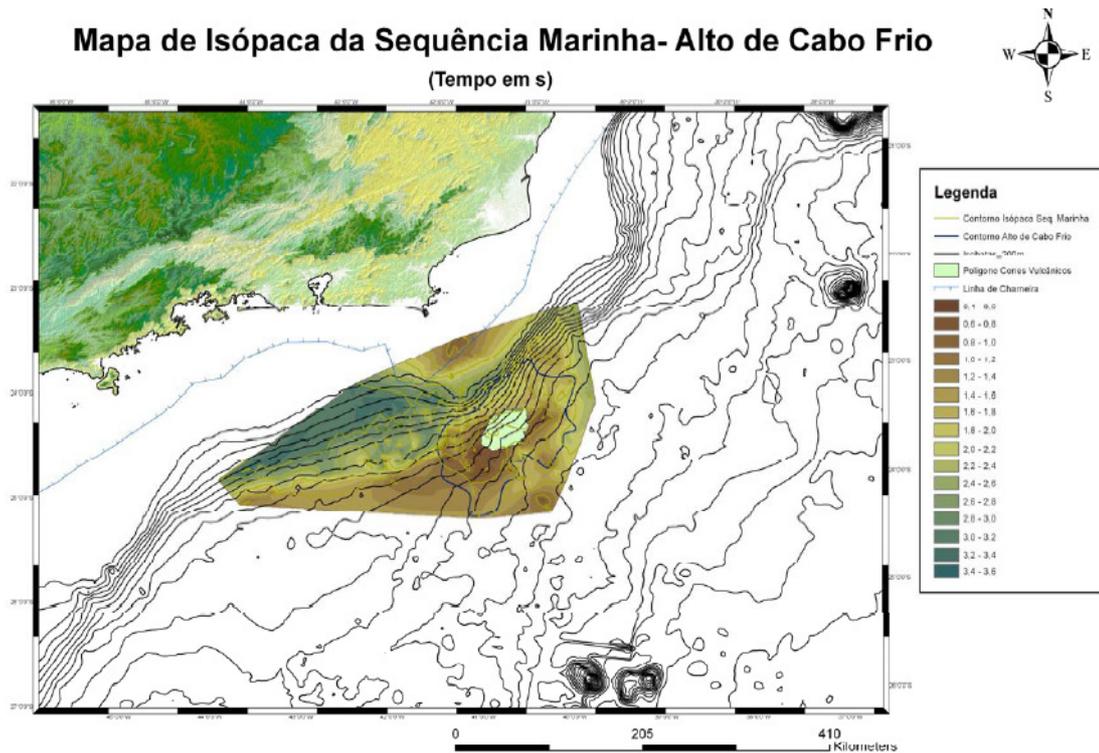


Figura 20. Mapa de Isópaca da Sequência Marinha Aberta em segundos, correspondendo na espessura de sedimentos desde o topo da seqüência carbonática (Albiano) até o assoalho oceânico.

A partir das interpretações das linhas sísmicas pode-se concluir que nas áreas mais distais ao Alto de Cabo Frio não apresentam diferenciações quanto à sedimentação entre as bacias anteriormente citadas. Nesta região é vista a presença de amplas camadas bem desenvolvidas e bastante deformadas pela tectônica do sal nas bacias de Santos e Campos.

Na região proximal as diferenças da sedimentação entre as bacias anteriormente citadas se encontram apenas na região dos plugs vulcânicos mapeados (Figuras 13, 14,15 e 16).

7 - Conclusão

De acordo com Alves *et.al.*,(2010) foi possível, a partir da análise das linhas sísmicas disponíveis para este trabalho, caracterizar o Alto de Cabo Frio como um porção elevada do embasamento onde se encontram “*plugs*” vulcânicos associados na região externa. Localmente esses *plugs* vulcânicos funcionaram como barreiras topográficas entre as bacias de Santos e Campos. Esta influência perdurou desde o Neocomiano até o Neógeno nas porções mais elevadas correspondentes aos *plugs* vulcânicos e até o Mioceno nas regiões menos elevadas.

Pela geometria encontrada nas interpretações das linhas sísmicas os *plugs* vulcânicos apresentaram caráter evolutivo marcado por reativações tectônicas, devido à presença de refletores com terminações na forma de *pinch-outs*.

A existência de derrames vulcânicos nas proximidades dos *plugs* vulcânicos também corrobora esta teoria. Acredita-se que os condutos de extravasamento destes derrames vulcânicos tenham sofrido reativações atuando como conduto central de vulcanismo pós-rifte. Mizusaki & Mohriak, (1993) classificaram estes derrames como sequências vulcano-sedimentares de idade Paleoceno Inferior a Eoceno (40 – 50 Ma).

Pelo mapa estrutural foi possível caracterizar espacialmente a geometria do Alto de Cabo Frio. Este mapa evidenciou as porções elevadas do embasamento assim como a distribuição dos *plugs* vulcânicos mapeados na divisa das bacias de Santos e Campos. Este mapa também possibilitou visualizar os depocentros a norte da bacia de Santos e a sul da bacia de

Campos evidenciando claramente a influência do Alto de Cabo Frio como barreira topográfica.

O Mapa de isópacas da Fase Rifte mostrou que o alto estrutural mapeado neste trabalho mostrou-se muito influente como barreira topográfica entre as bacias de Santos e Campos desde o início do processo de rifteamento destas. Em contrapartida, pela análise do mapa de isópacas da Sequência Marinha Aberta foi observado que o Alto externo funcionou apenas como barreira deposicional nas áreas restritas aos Plugs vulcânicos. Onde em algumas seções sísmicas mostram influencia até o Neógeno acarretando a segmentação das bacias.

A partir das análises das linhas sísmicas “*dip*” (0066.0044-32 e 0066.0026-19) foi possível observar que nas áreas distais ao alto externo, a sedimentação entre as bacias se mostra de uma forma bastante homogênea, não mostrando descontinuidades entre as camadas sedimentares. Essas camadas foram caracterizadas como camadas bem desenvolvidas e deformadas apenas pela tectônica salina, exibindo características sismoestratigráficas muito similares nas duas bacias. Essas características garantem que o Alto de Cabo Frio não exerce/exerceu nenhum tipo de influência nesta região.

8- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrahão, D., Warme, J.E. 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Fm., Campos Basin, Offshore Brazil. In: Katz, B.J. Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs. AAPG, Memoir 50, p. 287-305.

Almeida, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, 1991. Atas... São Paulo: SBG/ NSP-RJ. p. 423.428.

Almeida, F.F.M. de; Carneiro, C. R.; Mizusaki, A. M. – 1996 - Correlação do magmatismo das bacias da margem continental Brasileira com a das áreas emersas adjacentes. Revista Bras.Geoc. 26(3): 125:138, Junho de 1996.

Alves, D. B. (2005). Sedimentação Vulcanoclástica do Cretáceo Superior da Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio, RJ: 1 - 5.

Alves, E.C.; Sichel, S.E.; Maia, M. 2000b. Martins Vaz Fracture Zone and their evolution through Time. 31rd Congresso Internacional de Geologia, Rio de Janeiro, CD ROM.

Asmus, H.E. 1982. Significado geotectônico das feições estruturais das bacias marginais brasileiras e áreas adjacentes. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador–BA, Anais 4:1547-1557.

Asmus, M. E. – 1984 – Geologia da margem continental Brasileira. In: Schobbenhaus, C. coord. Geologia do Brasil, Brasília, DNPM, 1984. p(443- 472), 1984.

Asmus, H.E., Ponte, F.C. 1973. The Brazilian Marginal Basins. In: Nairn, A.E.M., Stehili, F.G. (eds.). The Ocean Basins and Margins, The South Atlantic, Plenum Press, Nova York, 1:87-133.

Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67p. + figures.

CATUNEANU, O., 2002. “Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls”. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, n.1, pp.1–43.

CATUNEANU, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*, Oxford, Elsevier. 376 p.

CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, M.D., et al., 2008. “Toward the standardization of sequence stratigraphy”, *Earth Science Reviews*, 92, p. 1–33.

Castro. P. J. M.: Rosa. A.L.R.: Cruz, C.E.S.: Luclesi. C.F.:Meister. F.:
Aquino. G.S.: Campos. J.V.: Tsubone. K. :Morales, R.G. 1979.
Compilação dos dados gravimétricos da Bacia de Caiipos. Rio de Janeiro, Petrobras/depex. 4 p. (rei.int;).

Cobbold, P. R., P. Szatmari, L. S. Demercian, D. Coelho, and E. A. Rossello, 1995, Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-

water Santos Basin, Brazil, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir 65, this volume.

Dias, J. L.; Scarton, J. C.; Esteves, F. R.; Carminatti, M.; Guardado, L. R. – 1990 – Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia; L. R.; Milani, E. J. (Eds.) Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras. Petrobrás, Rio de Janeiro, p(330 – 360), 1990.

Ferrari, A.L.; Silva, A. & Alves, E. 1991. Evolução tectônica da serra do Mar: Integração de dados das bacias marginais e do continente. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos...São Paulo, SBG. v.1, p.465-466.

Figueiredo, A.M.F., Mohriak, W.U. 1984. A Tectônica Salífera e as Acumulações de Petróleo da Bacia de Campos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, Rio de Janeiro, 1380-1394.

Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. Luchesi, C.F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J. D., Santogrossi, P.A. (eds.). Divergent/Passive Margin Basins. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 48:3-79.

Jackson, M.P.A., Cramez, C., Mohriak, W.U. 1998. Salt tectonics provinces across the continental – oceanic boundary in the Lower Congo and Campos Basins on the South Atlantic Margins. AAPG International Conference and Exhibition, Rio Janeiro, Brazil, Extended Abstract, 40-41.

Koutsoukos, E.A.M. 1984. Evolução Paleoecológica do Albiano ao Maestrichtiano na Área Noroeste da Bacia de Campos, Brasil, com base em Foraminíferos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 2:685.

Leyden, R.; Ludwig, W.; Ewing, M. 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil, Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 55:2.161-2.173.

Macedo, J.M.; Bacocoli, G.; Gamboa, L.P. – 1991. O Tectonismo Meso- Cenozóico da Região Sudeste. Atas – 2º Simp. Geol. Sudeste – SBG/SP-RJ, São Paulo, p(429- 431), 1991.

McKenzie, D. 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. Earth and Planetary Science Letters, 40:25-32.

Meisling, K.E., Cobbold, P.R., Mount, V.S. 2001. Segmentation of na obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bull, 85(11):1903- 1924.

Mello, M.R., Mohriak, W.U., Koutsoukos, E.A.M., Bacocoli, G. 1994. Selected Petroleum Systems in Brazil. In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.). The Petroleum System – from Source to Trap, AAPG Memoir 60:499-512.

MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B., 1977b. “Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences”. In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to*

hydrocarbon exploration – Memoir 26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 6, p. 117-133.

MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R., THOMPSON III, S. 1977a. “Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 2, p. 53-62.

Mizusaki, A.M.P., Mohriak, W.U. 1992. Seqüências vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SP, Resumos Expandidos, 2:468-469.

Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A. Valença, J.G. 1988. Volcano-Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 18:247-251.

Mohriak, W. U. (2003). Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. C. S. L. A. Bizzi, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves. Brasília, DF, Brasil, CPRM. 1: 82.

Mohriak, W.U – 2004. Recursos Energéticos Associados à alteração Tectônica Mesozóico-Senozoico da América do Sul. In: *Geologia do Continente Sul- Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. XLXII Congresso Brasileiro de Geologia, Axará, p(270-296), 2004.

Mohriak, W. U., Barros, A.Z. 1990. Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil: O Gráben de Barra de São João na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:187-196.

Mohriak, W.U.; Karner, G.D.; Dewey, J.F. 1987. Subsidence history and tectonic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. *AAPG Bull.*, 71(5):594 (Abstract).

Mohriak, W.U.; Macedo, J.M.; Castellani, R.T.; Rangel, H.D.; Barros, A.Z.N.; Latgé, M.A.L.; Rozzi, J.A.; Mizusaki, A.M.P.; Szatmari, P.; Rizzo, J.G. & Aires, J.R. – 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In *Salt tectonics: a global perspective*, eds. Jackson, M.P.A.; Roberts, D.G., and Nelson, S., p(273-304). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, Tulsa, USA, 1985.

Mohriak, W.E., Mello, M.R., Dewey, J.F., Maxwell, J.R. 1990a. Petroleum Geology of the Campos Basin, offshore Brazil. In: Brooks, J. (eds.). *Classic Petroleum Provinces*, Geological Society Special Publication 50:119-141.

Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G. 1997. Digital isochrons of the world 's ocean floor: *Journal of Geophysical Research*, 102(B2):3211–3214.

Oreiro, S. G. 2006. Interpretação sísmica dos eventos magmáticos pós-apertianos no alto de Cabo Frio, sudeste do Brasil, gênese e relação com

os lineamentos pré-sal. Tese (doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. 160p.:il.

Palma, J. J. C. 1984. Fisiografia da área oceânica. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E. (eds.). Geologia do Brasil, MME/DPNPM, Brasília, pp 429 - 440.

Pedro, A. J. (2005). Utilização da sismoestratigrafia no estudo da atuação do alto de Cabo Frio sobre a sedimentação na porção sul da Bacia DE Campos. Lagemar. Niterói, RJ, Brasil, UFF. Masters: 97.

Pereira, M.J., Barbosa, C.M., Agra, J., Gomes, J.B., Aranha, L.G.F., Saito, M., Ramos, M.A., Carvalho, M.D., Stamato, M., Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais, 1:65-79.

Pereira, M.J., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8(1):219-234.

Pereira, M.J., Macedo, J.M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 4(1):3-11.

Pereira, M.J., Trindade, L.A.F., Gaglianone, P.C. 1984. Origem e evolução das acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 10:4763- 4777.

Ponte, F.C. & Asmus, H.E. – 1976. Brazilian marginal basins: current state of knowledge. Academia Brasileira de Ciências, Anais nº 48 (suplemento) p(515- 239), 1986.

Rangel, H. D., Martins, F. A. L., Esteves, F. R., Feijó, F. J. 1994. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da PETROBRAS, **8**(1), pp 203-218.

Rizzo, J. G. 1987. Falhas das seqüências rift e pós-rift na bacia de campos, Rio de Janeiro, Brasil. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 74p.

Smith, W.H.F. & Sandwell, D.T. 1994. Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. Journal Geophysical Research, 99:21.803-21.824.

Szatmari, P., Demercian, L.S. 1993. Tectônica de sal na margem sudeste brasileira. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Anais, 1347- 1351.

VAIL, P.R, MITCHUM, R.M., THOMPSON, S., 1977. “Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal *onlap*”. In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hidrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 3. p. 63–81.

VAIL, P.R., 1987. “Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy”.In: BALLY. A.W. (Ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology (27), p. 1-10.

VEEKEN, P.C.H., 2007. “Seismic Stratigraphy Techniques” (Capítulo 3).
In: HELBIG, K., TREITEL, S. (Ed.) *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis
and Reservoir Characterisation*, Capítulo 3, Oxford, U.K , ELSEVIER, p.
111-234.

Viviers M. C. & Azevedo R. L. M. 1988. The southeastern área of the
Brazilian continental margin: its evolution during the Middle and Late
Cretaceous, as indicated by paleoecological data. *Revista Bras. de
Geociências*, 18:291- 298.

Zalán, P. V.; Oliveira, J. A. B.; 2005. Origem e Evolução Estrutural dos
Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil, *Boletim de Geociências da
Petrobras*. 13, (2), p. 269-300.