

I- INTRODUÇÃO

Um pesquisador que realmente deseja apresentar resultados relevantes para a ciência, à qual se dedica, precisa partir dos primórdios e conhecer as principais controvérsias que envolvem o tema que escolheu. Para apresentar conclusões ou interpretações inéditas – o que se torna cada vez mais difícil na era da Internet e da multiplicação dos trabalhos técnicos publicados em todo o mundo – o pesquisador deve ler muito, questionar o que lê (*Dubitandum ad veritatem pervenimus*. Cícero – “levantando dúvidas, chegaremos à verdade”), filtrar esse material com a ótica de sua visão pessoal e, principalmente, apresentar de forma sucinta tal conhecimento prévio.

O estudo do magmatismo em qualquer contexto geotectônico envolve, necessariamente, a tentativa de compreender os processos internos de nosso planeta, ligados à geração, transmissão e dissipação do calor produzido por ele. No quinto capítulo, serão apresentados o paradigma das plumas mantélicas e as teorias, relativamente recentes, que o contestam. Torna-se fundamental enfatizar que o interior da Terra só pode ser conhecido por métodos geofísicos, os quais, por serem indiretos, demandam interpretação, a qual, por sua vez, varia de acordo com o intérprete. Esse fato não diminui o valor dos trabalhos técnicos advindos dessa interpretação, uma vez que a maior parte deles são fruto de intenso e sério esforço intelectual. Como análogo, podemos citar a prospecção de petróleo em bacias sedimentares, onde as interpretações de dados sísmicos são amplamente utilizadas; não obstante as diversas opiniões de diferentes técnicos e os debates acalorados advindos dessas divergências, as companhias de petróleo vêm aumentando cada vez mais seus índices de sucesso, o que se deve à combinação de dois fatores: (a) os melhoramentos contínuos das ferramentas de prospecção e (b) o treinamento cada vez mais aprofundado dos técnicos que lidam com tais ferramentas. Pode-se dizer, sem sombra de dúvida, que o mesmo acontece com o árduo trabalho de se tentar entender os processos que ocorrem no interior de nosso planeta.

Um estudo aprofundado da influência do magmatismo nos elementos e processos que compõem os sistemas petrolíferos de bacias sedimentares foi deliberadamente omitido nesta pesquisa, por se tratar de assunto confidencial que têm despertado interesse crescente da indústria petrolífera.

Este trabalho aborda o magmatismo Pós - Aptiano do Alto de Cabo Frio e das áreas adjacentes das Bacias de Santos e de Campos (fig. 1). O Alto de Cabo Frio é uma feição herdada do Precambriano, a qual permaneceu como um alto durante toda a evolução das citadas bacias, entre as quais constitui o limite. A área que abrange o citado alto é marcada por mudanças nos estilos estratigráficos e estruturais, os quais apresentam características distintas daquelas observadas em outras bacias da margem continental brasileira. Entre as diferenças na evolução tectono-sedimentar em relação às bacias vizinhas de Santos e Campos, pode-se citar a ocorrência conspícua de magmatismo intrusivo e extrusivo no Albiano, no Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e Eoceno. Tal magmatismo pós - Aptiano, que é praticamente ausente na maior parte da Bacia de Campos, ocorre em toda a Bacia de Santos, embora restrito ao Cretáceo Superior. Nesta tese, são comparadas as assinaturas sísmicas de eventos magmáticos e não magmáticos; são também apresentados alguns exemplos de feições geológicas que podem confundir os intérpretes de seções sísmicas da Bacia de Santos. Entre elas, destacamos principalmente os evaporitos, *mounds* turbidíticos, vulcões de lama originados pelo escape de gás, sismofácies de escorregamentos e seções carbonáticas.

Finalmente, propõe-se um modelo alternativo ao de plumas mantélicas como hipótese consistente para explicar a gênese do magmatismo na área de estudo e suas adjacências. Para tanto, apresenta-se um estudo sobre o surgimento e evolução das teorias que tentam explicar a ocorrência de magmatismo em termos geodinâmicos. Objetivou-se tornar tal estudo sucinto o bastante para não cansar o leitor, mas aprofundado o suficiente para poder embasar as interpretações inéditas do conjunto de dados aqui apresentados. A rápida análise de algumas outras regiões do mundo onde ocorre magmatismo em contextos geotectônicos semelhantes ao da área de estudo (com exceção do

Arquipélago do Havaí) fornece análogos bastante úteis para a tarefa acima descrita.

Um estudo intensivo da literatura geológica revelou que há uma grande confusão entre os conceitos de plumas mantélicas e *hotspots* (Anderson, 2004). Sendo assim, torna-se necessário definir, logo de início, tais conceitos:

. **Hotspots** (segundo definição original de Wilson, 1963), são pontos quentes e fixos, situados abaixo da litosfera. Tais pontos ocasionam eventos magmáticos que se tornam progressivamente mais jovens na direção oposta ao movimento de uma placa sobre eles. Tal definição é descritiva e não possui conotação genética. Posteriormente, Morgan (1971, 1972) afirmou que os *hotspots* estão relacionados a movimentos convectivos do manto (plumas);

. **Plumas ascendentes**, segundo a definição original de Morgan (*op. cit.*) são formadas por correntes de convecção que partem da interface manto/núcleo externo, cujo impacto na base da litosfera origina a quebra da mesma e a conseqüente deriva continental. A definição mais correta parece ser a de Anderson (2004):

“feições ascensionais e descensionais mantidas por flutuabilidade termal em um fluido homogêneo”.

Tal definição é proveniente da dinâmica dos fluidos. Entretanto, Anderson (*op. cit.*) menciona que tal definição inclui outros tipos de circulação que podem ocorrer no manto terrestre. Ele frisa que o manto terrestre não constitui o fluido homogêneo ideal do qual trata a definição dada acima. Portanto, geofísicos, geólogos e geoquímicos freqüentemente possuem suas próprias definições de plumas, o que foi constatado na revisão da bibliografia feita na presente tese. Alguns defendem que os termos não são necessariamente excludentes (plumas estacionárias na base da litosfera poderiam originar *hotspots*).

O trabalho é baseado em métodos geofísicos, principalmente a sísmica de reflexão bi - e tridimensional. A sísmica tridimensional possui uma grande capacidade de detecção de rochas magmáticas intrusivas e extrusivas. Também foram utilizados dados de poços (perfis, amostras de calha e testemunhos), com o

intuito de determinar as idades e, quando possível, a composição química de tais rochas. Dados de métodos potenciais (magnéticos e gravimétricos) e amostras de basaltos coletadas no município de Arraial do Cabo completam o material utilizado.

I.1 - Localização da Área de Estudo

A área de estudo compreende as porções nordeste da Bacia de Santos e Sudoeste da Bacia de Campos (Fig. 1). Dentro de tal área, um 3D situado no limite entre as citadas bacias foi detalhadamente interpretado. Regionalmente, foram utilizados dados sísmicos 3D e 2D nas bacias marginais e uma compilação de dados extraídos da literatura na parte emersa.

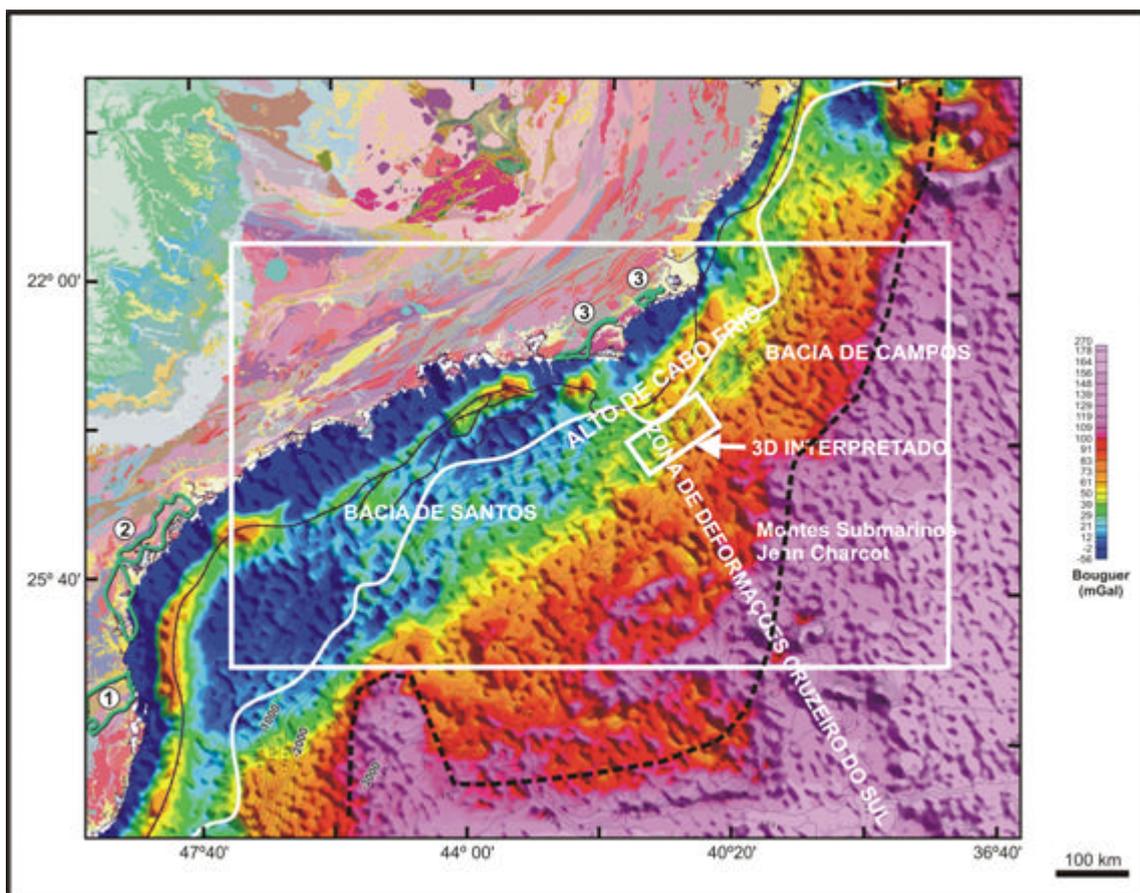


Figura 1 – Mapa de localização da área estudada detalhadamente (retângulo menor) e regionalmente (retângulo maior). A geologia regional é fruto de uma combinação do mapa geológico de parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil (CPRM 2000, CD-ROM), com o mapa

gravimétrico Bouguer (*site* da Universidade da Califórnia). A linhas negra e branca contínuas correspondem à linha de charneira cretácica e a posição atual da quebra de plataforma, respectivamente. (1) é o Grupo Brusque, (2) é o Terreno Paranaguá e (3) são as rochas metassedimentares do terreno Cabo Frio. A linha negra tracejada corresponde ao limite aproximado entre as crostas continental (à esquerda) e oceânica (à direita). (Modificado de Zalán e Oliveira, 2005).

Na presente pesquisa, o termo “área de estudo” fica várias vezes estendido para incorporar a área correspondente ao retângulo maior da fig. 1.

II – OBJETIVO DA PESQUISA

O objetivo desta pesquisa é apresentar um breve resumo do que se conhece até hoje sobre o magmatismo pós-Aptiano na área do Alto de Cabo Frio e suas adjacências, assim como uma nova interpretação para a gênese desse magmatismo. A interpretação tradicional para tal gênese é associá-la a porções residuais da Pluma de Trindade, que teria originado tanto o provável *hotspot* de Poços de Caldas – Cabo Frio (82 – 53 Ma) quanto o magmatismo das bacias imersas adjacentes. Entretanto, o presente estudo constatou que a reativação de antigas falhas do embasamento, com reflexos em toda a coluna sedimentar da Área de Cabo Frio, exerceu um papel importante no posicionamento estratigráfico e estrutural das rochas magmáticas aqui tratadas.

III – DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA

Esse trabalho constitui um estudo integrado que utilizou pesquisa bibliográfica detalhada, dados sísmicos de reflexão (bi e tridimensionais), dados de métodos potenciais (gravimétricos e magnéticos), dados de poços (análise de perfis de poços, testemunhos e amostras de calha) e imagens de satélite obtidas de diferentes fontes. O levantamento sísmico principal é o 3D que abrange parte do extremo NE da Bacia de Santos e do extremo SW da Bacia de Campos, por sua localização estratégica em relação ao Alto de Cabo Frio. Complementando o conjunto, foram usados dados de mapeamentos efetuados pelo autor nas citadas bacias (Oreiro, 1997, 1999; Oreiro e Bulhões, 2004) e dados obtidos da literatura geológica na parte emersa.

III.1 - Interpretação sísmica

A interpretação sísmica é normalmente utilizada com o intuito de se construir um modelo geológico, o qual inclui uma representação geométrica das diversas camadas e as propriedades mais importantes de cada uma delas (Rosa, 1999). No caso específico da área de Cabo Frio, onde ocorrem rochas magmáticas intercaladas com seqüências siliciclásticas, a interpretação foi conduzida com o objetivo de: (a) caracterizar as geometrias externas de tais litologias, incluindo falhas ou fraturas que as afetem ou funcionem como dutos para a ascensão do magma; (b) estimar suas espessuras; (c) no caso das rochas magmáticas, caracterizar o tipo de *emplacement*, ou seja, definir, através de suas relações geométricas com as rochas encaixantes, se são intrusivas ou extrusivas; e (d) no caso de rochas vulcanoclásticas, descrever o modelo vulcano-sedimentar correspondente.

Os dados sísmicos de reflexão devem ser calibrados com dados de perfis de poços, principalmente o perfil sônico, do qual se obtêm as velocidades

intervalares a partir do tempo de trânsito das diversas camadas, bem como os contrastes de impedância acústica entre elas. Idealmente, os poços escolhidos como referência devem ter perfurado camadas que apresentem resolução em escala sísmica.

A fim de minimizar eventuais inconsistências na amarração dos perfis sônicos com as seções sísmicas, foram elaborados sismogramas sintéticos a partir dos perfis de densidade e sônico, correlacionando-os com traços sísmicos registrados nos mesmos locais dos poços.

III.2 – Técnicas geofísicas essenciais para o desenvolvimento do tema

A propriedade física que determina a geração de reflexões chama-se impedância acústica (I), a qual é o produto da densidade (d) de uma determinada camada rochosa pela velocidade sísmica intervalar da mesma (v):

$$I = v * d$$

Uma reflexão (R) é gerada pelo contraste de impedâncias acústicas entre duas camadas diferentes, conforme a equação abaixo (fig. 2):

$$R = (v_2 d_2 - v_1 d_1) \div (v_2 d_2 + v_1 d_1)$$

(para ângulos de incidência normais). Quando a impedância acústica da segunda camada é maior que a da primeira, produz-se uma reflexão positiva que, na convenção de polaridades utilizada pela PETROBRAS, corresponde a um refletor de cor negra (numa escala que varia do negro ao branco).

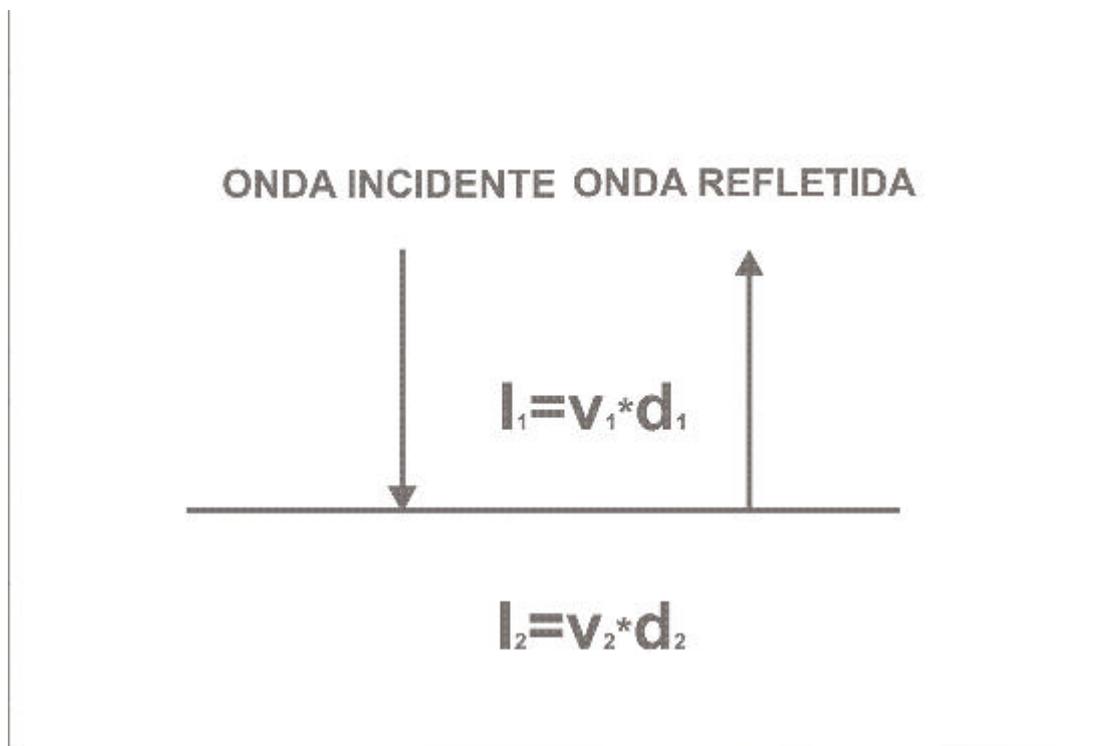


Figura 2 - Esquema representativo da direção de uma frente de onda que atinge uma superfície deposicional (linha de tempo geológico) em ângulo reto.

É importante ressaltar que as reflexões se originam, principalmente, em superfícies deposicionais, as quais constituem linhas de tempo, correspondentes a unidades cronoestratigráficas (síncronas). Elas também podem ser originadas em superfícies que constituem limites de tempo geológico, tais como discordâncias e bases de progradações. Esse fato, demonstrado por Vail *et al.* (1977), foi detalhadamente explicado por Della Fávera (2001, p. 68). As rochas magmáticas possuem densidades e velocidades sensivelmente maiores do que as rochas sedimentares encaixantes, produzindo fortes reflexões.

O método sísmico de reflexão não detecta corretamente eventos com ângulo acima de 45° em relação a um plano horizontal; desta forma, diques subverticais raramente são bem identificados nas seções sísmicas convencionais.

Para possibilitar a visualização dos diques subverticais, que devem ser abundantes nas áreas onde ocorrem manifestações magmáticas, torna-se

necessário processar os dados sísmicos com o uso de técnicas especiais (por exemplo, diferenças observadas na impedância acústica). As diferenças de impedâncias acústicas entre várias camadas podem ser expressas como amplitudes *root mean square* (RMS), as quais são utilizadas para se identificar variações de litologia em dados sísmicos aparentemente uniformes. As amplitudes RMS podem ser extraídas de qualquer janela temporal dos dados sísmicos pela equação

$$X_{rms} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2}$$

onde (x_1, x_2, \dots, x_n) é a seqüência dos valores de amplitude. Na presente pesquisa, todos os dados sísmicos apresentados estão em tempo e, portanto, as amplitudes RMS foram extraídas tanto entre unidades cronoestratigráficas como em janelas temporais que compreendem alguns milissegundos acima e abaixo de um horizonte sísmico mapeado. Os mapas de amplitude RMS podem ser apresentados em escalas coloridas ou em preto e branco, dependendo da feição geológica que se quer ressaltar.

Uma outra técnica utilizada foi a técnica VA (Volume de Amplitudes), desenvolvida por Bulhões (1999) e aperfeiçoada por Bulhões e Amorim (2005), a qual auxilia muito na visualização dos sistemas vulcânicos, bem como das seqüências sedimentares de um modo geral. Esta técnica consiste em gerar imagens que reforçam feições estruturais e estratigráficas de uma área, a partir de qualquer superfície contínua de um volume sísmico tridimensional, sem a interferência de uma interpretação prévia (Bulhões, 1999). Uma escala de cores que varia do branco ao negro coloca as baixas amplitudes como zonas negras, ao

passo que os refletores que aparecem de forma contínua e tons claros constituem verdadeiras linhas de tempo, pois o algoritmo de processamento da técnica VA ressalta os atributos sísmicos coerentes (refletores contínuos). Assim, descontinuidades sísmicas, como falhas, fraturas, sismofácies caóticas, aparecem em cores escuras.

Nessa pesquisa, é muito importante ressaltar que nas figuras correspondentes a seções sísmicas normais a escala de amplitudes varia entre -127 e + 127, correspondente a uma imagem com 8 bits (um bit é a unidade elementar de informação do sistema binário que pode assumir valores de 0 ou 1). Nas figuras onde foi aplicada a técnica VA a escala de cores varia entre 0 e n , onde n varia entre 1 a 100 (nesse caso, deve-se considerar apenas o mostrador direito da escala). Caso tenha sido aplicada a técnica VA com rotação de fase de 90°, utiliza-se a mesma escala de cores das seções com processamento normal (-127 a + 127).

No caso do presente estudo, diques vulcânicos subverticais aparecem como interrupções na continuidade das linhas de tempo horizontais ou de mergulhos relativamente baixos. É interessante ressaltar que, a cada um dos edifícios vulcânicos identificados pelo formato cônico e padrão interno caótico, existe um conjunto de feições negras contínuas e subverticais que podem representar zonas de fraturas ou falhas, preenchidas ou não por rochas magmáticas, que seguramente constituem os diques alimentadores dos episódios vulcânicos e intrusivos na seção sedimentar. A técnica pode ser aplicada também em seções sísmicas bidimensionais e *time slices*, proporcionando uma visão mais acurada dos diques, derrames, soleiras e edifícios vulcânicos. O formulário utilizado no processamento sísmico VA é mostrado na Fig. 3. Um *time slice* é um corte horizontal de um volume sísmico 3D, num determinado tempo de registro.

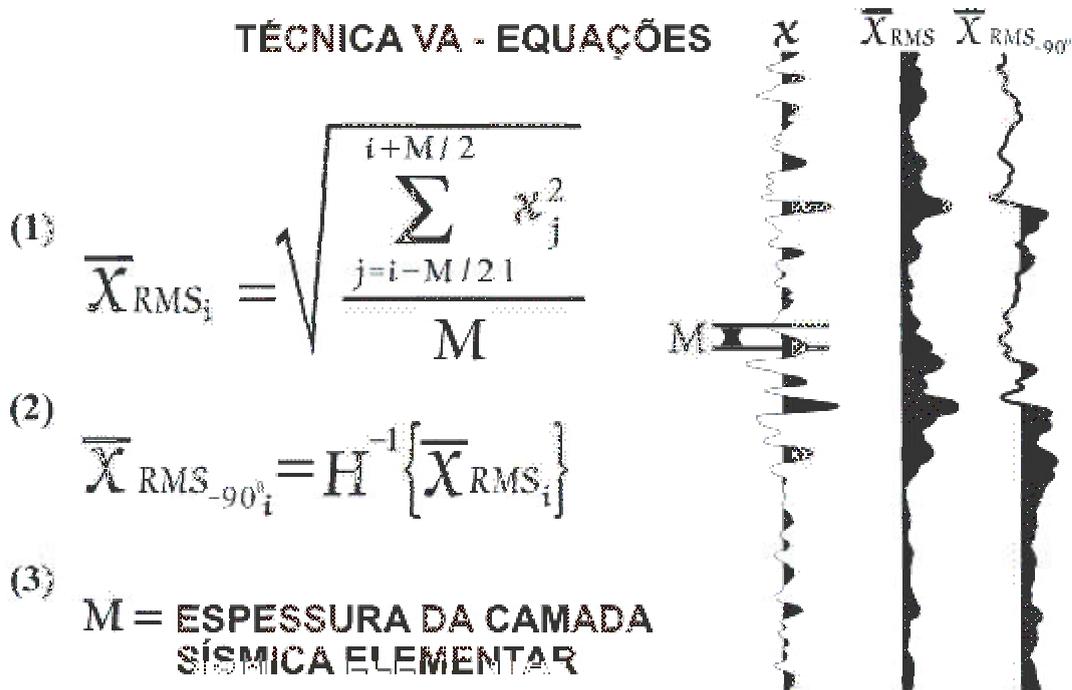


Figura 3 - Formulário da Técnica VA. A camada sísmica elementar corresponde às linhas de tempo propriamente ditas (superfícies deposicionais). De Bulhões e Amorim (2005).

III.3 - Métodos potenciais

No caso das bacias sedimentares, os métodos potenciais (gravimétrico e magnético) podem ser utilizados nos estágios iniciais e avançados de exploração para petróleo e gás. Nos estágios iniciais, utiliza-se o método gravimétrico na determinação da localização, forma e extensão das bacias e feições estruturais regionais, e o método magnético para a detecção de alinhamentos e profundidade do embasamento e também da presença de rochas magmáticas básicas (vide capítulo XI). Nos estágios avançados, utiliza-se principalmente o método gravimétrico na identificação de estruturas locais, refinamento de interpretações e

sugestões de novos problemas para a exploração de hidrocarbonetos (Castro e Latgé, 1987).

O método gravimétrico é utilizado para determinar as variações laterais de densidade, geradoras de anomalias, as quais são definidas como desvios do campo gravitacional medido em relação ao campo regional (Duarte, 2005). A forma de uma anomalia depende da profundidade do corpo causador, do volume do corpo e do contraste de densidade. Como a combinação das variações desses fatores permite uma infinidade de soluções, a interpretação gravimétrica deve ser feita em conjunto com outros métodos diretos ou indiretos de análise de bacias (mapeamento regional, dados de poços e de sísmica de reflexão, etc.), a fim de que se possa escolher, entre as múltiplas alternativas de interpretação, a que mais se ajusta ao caso considerado.

O método magnético baseia-se principalmente na medida de três grandezas físicas – magnetização ou polarização, susceptibilidade magnética e a intensidade do campo magnético – sendo a primeira linearmente dependente das outras duas. As fontes de anomalias magnéticas estão relacionadas ao maior ou menor teor de magnetita das rochas, sendo que as rochas magmáticas básicas e ultrabásicas apresentam susceptibilidade mais elevada que as rochas metamórficas e ígneas ácidas, e essas mais que as rochas sedimentares. Por esse motivo, utiliza-se o método magnético para a detecção de rochas magmáticas básicas intrusivas ou extrusivas na seção sedimentar, como é o caso da área em estudo (ver capítulo XI). A interpretação qualitativa é realizada principalmente utilizando-se os mapas de anomalias.

Com o intuito de otimizar as interpretações, uma vez que as anomalias mudam de forma com a inclinação do campo magnético terrestre e podem ter sua polaridade invertida de acordo com o sentido do referido campo na época de formação das rochas, são computados os chamados mapas transformados, reduzidos ao pólo, uma vez que nos pólos magnéticos da Terra todas as anomalias aparecem em posição vertical.

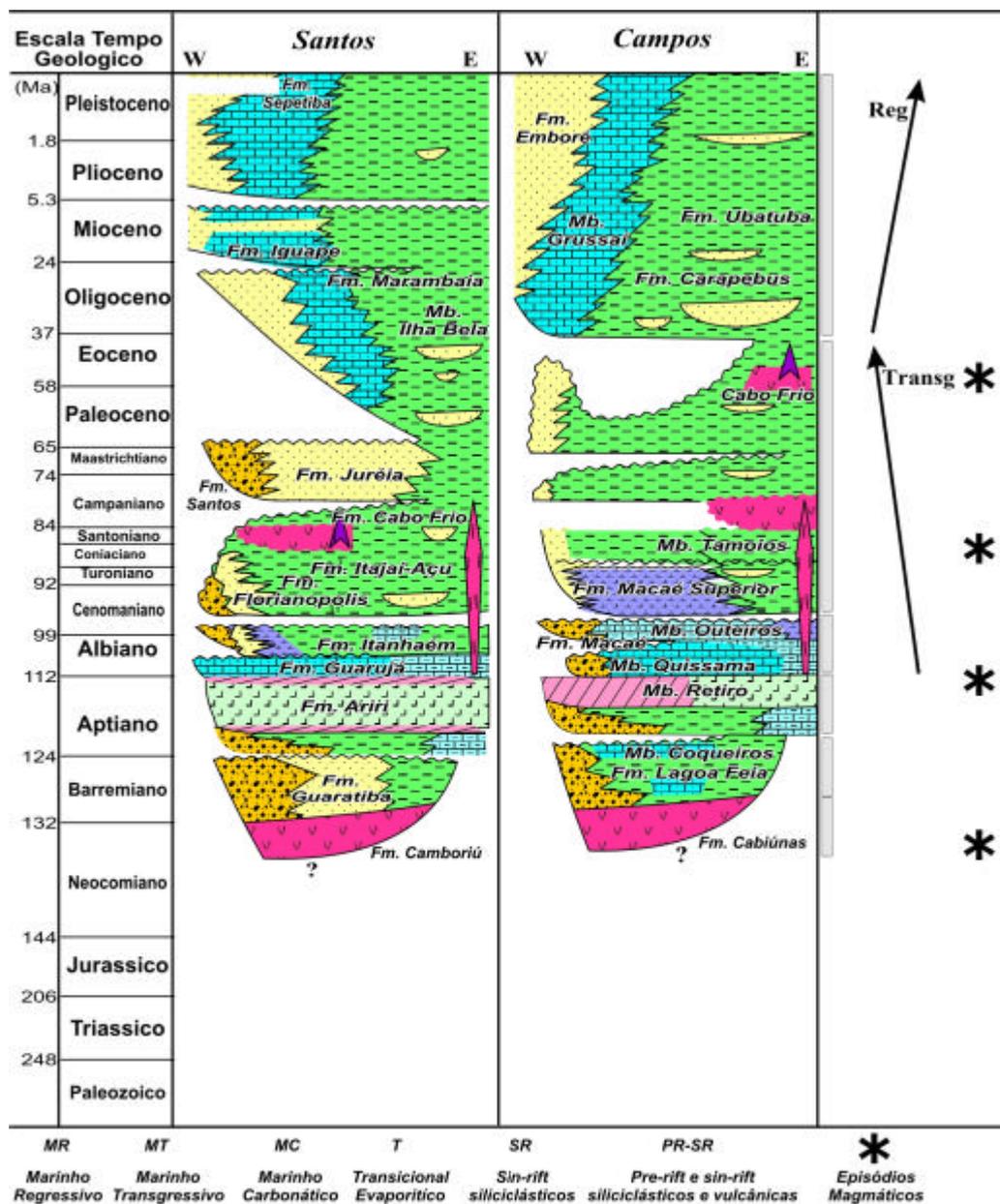
Para este trabalho, foram elaboradas modelagens gravimétricas e magnéticas com o intuito de auxiliar na solução de um problema específico (item XI.5). Mapas regionais, compilados de diversos autores, foram utilizados para auxiliar a interpretação geotectônica do magmatismo na área de estudo e em suas cercanias.

IV – EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICA DAS BACIAS DE SANTOS, DE CAMPOS E DO ALTO DE CABO FRIO

IV. 1 – Fase Rifte

A implantação e a evolução tectônica das Bacias de Santos e de Campos foram determinadas pelo processo de ruptura do Supercontinente Gondwana, formando os continentes Sul-Americano e Africano, cujo afastamento tem ocorrido continuamente desde então. Tal ruptura teve início há cerca de 200 Ma no sul do supercontinente e seu término há cerca de 90 Ma na atual Margem Equatorial Sul-Americana.

A ruptura do Supercontinente Gondwana produziu, na costa Leste, Sudeste e Sul do Brasil, um sistema de *rift valleys* alongado na direção N/NE-S/SW, onde se desenvolveram *grabens*, *horsts* e *meio-grabens*, limitados por falhas sintéticas e antitéticas orientadas de acordo com essa direção (Dias *et al.*, 1990). O rejeito dessas falhas pode atingir 2500 m nos limites dos grandes baixos regionais. Registra-se, também, a ocorrência de falhas de transferência de direção S/SE – N-NW e E-W. Durante esta fase foi depositada uma seqüência continental composta por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos da Fm. Lagoa Feia, na Bacia de Campos e da Formação Guaratiba na Bacia de Santos (ver carta estratigráfica comparada na fig. 4).



Modificado de Mohriak, 2004.

Figura 4 - Cartas estratigráficas comparadas das bacias de Santos e Campos (Mohriak, 2004).

O fraturamento crustal do Eocretáceo, nas citadas bacias, ocorreu preferencialmente ao longo de descontinuidades herdadas, uma vez que o sistema de falhas predominante na fase *rift* da Bacia de Campos mostra paralelismo com os padrões estruturais do embasamento Pré-Cambriano adjacente (Fig. 5). As feições geotectônicas do embasamento da Região Sudeste

do Brasil são derivadas da Orogenia Brasileira/Pan-Africana, que ocorreu no intervalo Eo-Pré-Cambriano – Neo-Paleozóico, entre 680-450 Ma (Trouw *et al.*, 2000) ou entre 620-440 Ma (Schmitt *et al.*, 2004), associada à convergência litosférica e colisão entre a África e a América do Sul. Tal orogenia foi responsável por colisões que consolidaram o Supercontinente Gondwana e pela formação do Cinturão Dobrado Ribeira (Heilbron *et al.*, 1995; Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Schmitt *et al.*, 2004). Essa feição tectônica se estende por cerca de 1400 km ao longo do litoral do sudeste brasileiro, apresentando orientação aproximada NE-SW, acompanhando as serras do Mar e da Mantiqueira.

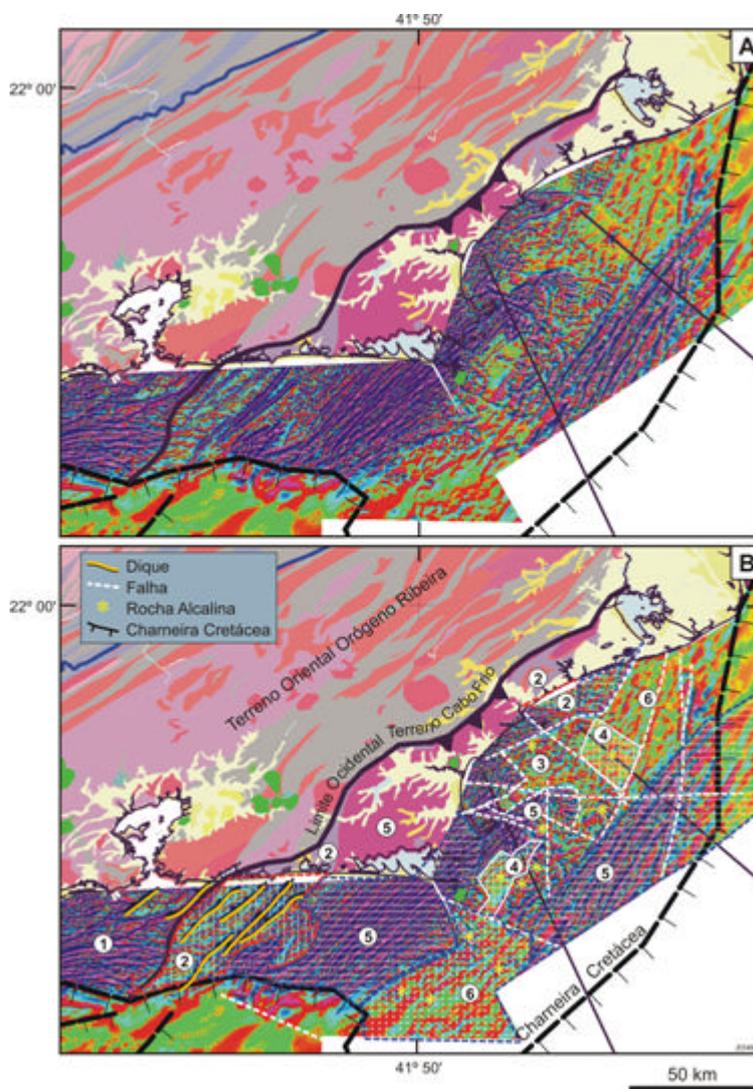


Figura 5 – Mapa combinado da segunda derivada vertical da anomalia magnética reduzida ao pólo (mar) e mapa geológico da Província da Mantiqueira, compilados e interpretados

por Zalán e Oliveira (2005). Na interpretação deles: (1) é o Terreno Oriental do Orógeno Ribeira; (2) são as rochas supracrustais do Terreno Cabo Frio; (3) são calhas cenozóicas sugeridas pelos referidos autores; (4) é um domínio que apresenta magmatismo com magnetização reversa; (5) é o embasamento do Terreno Cabo Frio; e (6) é um domínio semelhante com rochas sedimentares e/ou magmáticas com anomalias magnéticas. Notar a continuidade e o paralelismo das grandes feições estruturais em terra e no mar. (Zalán e Oliveira, 2005).

Uma característica do Cinturão Ribeira é a presença de profundas zonas de cisalhamento crustal de movimento dextral, atestando a importância de um componente transcorrente em sua evolução tectônica (Trouw *et al.*, 2000).

A Serra da Mantiqueira pode ser, segundo Sperle *et al.* (1997), a expressão topográfica atual do flanco do rifte mesozóico, preservada pela regressão da escarpa marginal e por reequilíbrio isostático desde o início do Cretáceo. Já a Serra do Mar pode representar a mesma topografia de margem do rifte, que foi abandonada durante os processos de regressão da escarpa marginal devido à maior resistência dos granitos e gnaisses que a constituem; a regressão da escarpa marginal, assim como seu nivelamento erosional pela superfície Japi é tratada em detalhes por Almeida & Carneiro (1998), Riccomini *et al.* (2004) e Zalán e Oliveira (2005), entre outros.

Durante o Paleozóico e parte do Mesozóico a área de estudo manteve-se tectonicamente estável. Ao final do Jurássico interrompeu-se o período de quiescência tectônica, iniciando-se o processo de ruptura continental do Supercontinente Gondwana, com sua fragmentação e deriva dos atuais continentes da América do Sul e África. Este período é marcado por intensa tafrogenia, com forte atuação de tectônica vertical e a formação de um extenso sistema de riftes intracontinentais (Rabinowitz & La Brecque, 1979). Estas megafraturas tiveram início na porção meridional do continente onde a atividade de rifteamento remonta ao final do Triássico, tornando-se mais jovem no sentido Norte. O máximo valor de distensão crustal pode ter ocorrido no instante em que a

litosfera foi seccionada em toda a sua extensão vertical, servindo como duto para o fluxo de lavas basálticas até a superfície, formando a maior província vulcânica do Fanerozóico, a Província Paraná – Etendeka. Hawkesworth *et al.* (2000) afirmam que o ápice do vulcanismo ocorreu entre 133 e 125 Ma.

Segundo Mizusaki (1986), na Bacia de Campos (Fm. Cabiúnas), a espessura média dos derrames é de 3 a 4m, podendo eventualmente atingir 10m. Algumas vezes esses derrames individuais estão empilhados e atingem espessuras de até 40m. Os derrames individuais são delimitados pelas zonas vesiculares situadas no topo e na base. Na bacia do Paraná, as lavas formaram derrames cuja espessura individual varia segundo a topografia, de poucos metros nos altos topográficos até um máximo de 50 m nos paleovales, segundo Roisenberg e Viero (2000), com espessuras médias em geral não superiores a 20 m.

Os extensos derrames da Bacia do Paraná, bem como as formações Camboriú e Cabiúnas, constituem uma Grande Província Vulcânica (Hawkesworth *et al.* (2000). As grandes províncias vulcânicas (GPV ou LIP, em inglês) caracterizam-se pelo enorme volume de rochas vulcânicas provenientes de um único derrame, que pode atingir mais de 2000 km³. O vulcão Kilauea (Havaí) produziu cerca de 1,5 km³ de lavas em 16 anos (dados obtidos no site www.geolsoc.org.uk). Coffin e Eldholm (1994) definiram as GPV nos seguintes termos:

“(…) formação crustal intensiva de rochas intrusivas e extrusivas de características predominantemente máficas, que se originam de processos diferentes do espalhamento oceânico normal (...). Elas abrangem grandes derrames basálticos continentais, margens vulcânicas passivas, platôs oceânicos, cadeias submarinas, grupos de montes submarinos e derrames de basaltos em bacias oceânicas.”

Tais províncias têm tido sua origem atribuída ao impacto inicial de grandes plumas mantélicas, que causam extensão da litosfera com conseqüente fraturamento da mesma, o que propiciaria a formação de magma por descompressão do manto superior (White e McKenzie, 1989). Segundo Sengör e

Burke (1978), essa é a definição de um rifte ativo, onde haveria a formação de grandes volumes de magma basáltico durante a formação desse rifte. A fig. 6 mostra a distribuição das grandes províncias vulcânicas da Terra.

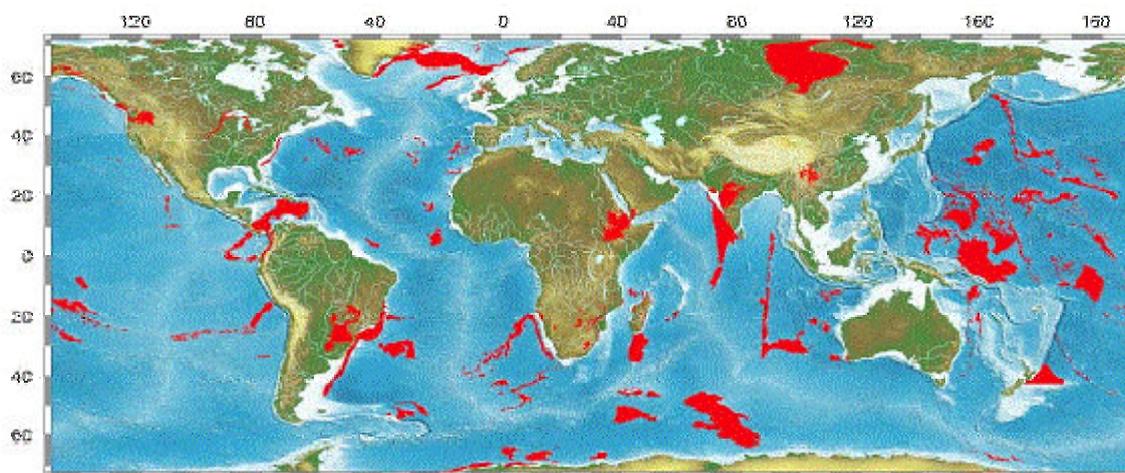


Figura 6 - Mapa mostrando a localização das GPV, em vermelho. Do site www.geolsoc.org.uk.

As datações Ar/Ar de idades mais jovens, na área de estudo e adjacências, foram obtidas em diques toleíticos paralelos à atual linha de costa, ou seja, paralelos à direção das principais falhas que controlaram os riftes hoje sotopostos às bacias marginais de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo. Portanto, é válido afirmar que tais riftes contêm rochas básicas com idade semelhante em sua base e, ainda, que foi esta a época de maior subsidência mecânica na região. Um estudo pioneiro e detalhado das rochas ígneo-básicas dessa fase, na Bacia de Campos, foi apresentado por Mizusaki (1986).

Falhas de transferência ortogonais à direção de propagação dos riftes foram responsáveis por saltos em seus posicionamentos geográficos, segmentando-os em compartimentos com padrões de preenchimento peculiares a cada um e interrompendo a continuidade física.

Na evolução estrutural da Área de Cabo Frio, é possível observar um sistema de falhas antitéticas desenvolvido no embasamento, constituído pelos

basaltos da Formação Cabiúnas, extrudidos entre 134 – 120 Ma. Esse sistema apresenta maior desenvolvimento na Área de Cabo Frio, em relação às porções centrais das bacias de Santos e Campos (Mohriak *et al.*, 1995).

A presença de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do intervalo Cretáceo Superior – Terciário, na seção drifte, prejudica sensivelmente a qualidade sísmica das seções sedimentares sotopostas a elas, bem como do embasamento. Essa queda na qualidade é visível na parte sul da Bacia de Campos e aumenta progressivamente na direção do Alto de Cabo Frio, região em que o mapeamento do embasamento do Cretáceo Inferior e a definição da seqüência sedimentar da Fase Rife torna-se por vezes muito difícil. Entretanto, na porção NE da Bacia de Santos, tal queda de qualidade não é tão problemática, facilitando o mapeamento do embasamento basáltico. Esse fato é decorrente do menor volume de rochas magmáticas nessa área em comparação com a porção SW da Bacia de Campos.

Na interface final entre as fases rife e drifte, freqüentemente ocorrem, em seções sísmicas de reflexão, os chamados *seaward dipping reflectors* (SDR). Os SDR correspondem, segundo Talvani e Abreu (2000), à crosta oceânica inicial implantada num intervalo de aproximadamente 2 Ma. Portanto, os SDR são um pouco mais jovens que os basaltos continentais da Província Paraná-Etendeka (Bueno, 2004). Na Bacia de Pelotas, os SDR foram pioneiramente descritos por Fontana (1987, 1996). No sul da Bacia de Santos, tais feições foram reconhecidas por Oreiro e Bulhões (2004), fig. 7.

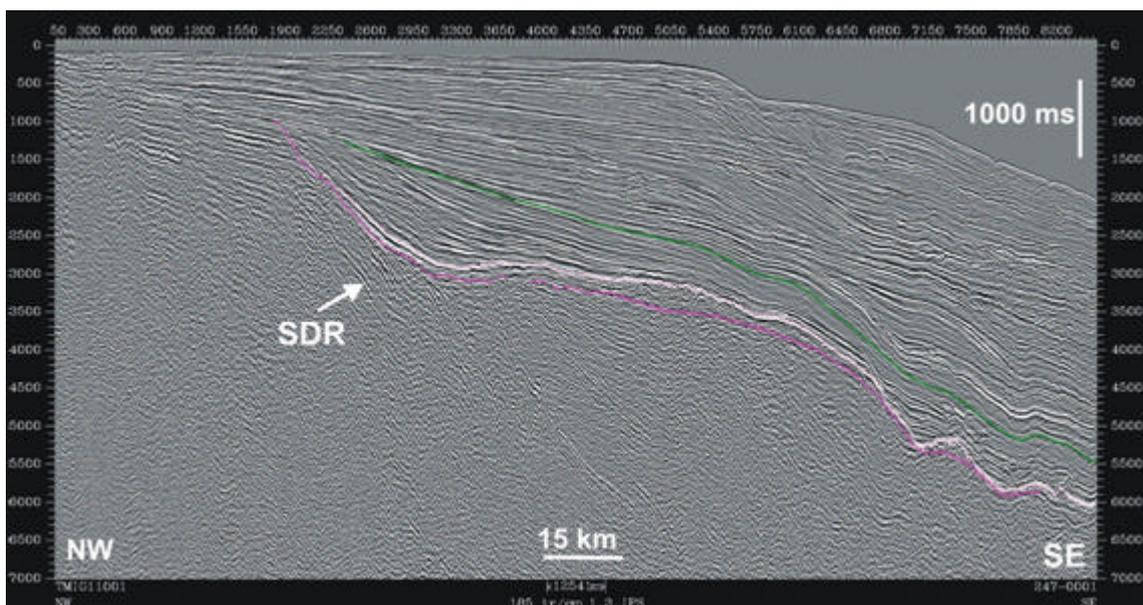


Figura 7 - Seção sísmica no extremo SW da Bacia de Santos, mostrando a ocorrência dos *seaward dipping reflectors* (SDR). O refletor interpretado como vermelho, róseo e verde correspondem, respectivamente, ao embasamento do Cretáceo Inferior, ao topo dos evaporitos e ao topo do Cretáceo. (Oreiro e Bulhões, 2004).

Em alguns casos, a baixa qualidade das linhas disponíveis para o presente estudo dificulta a distinção entre o magmatismo do Cretáceo Inferior (Formação Cabiúnas), o magmatismo terciário e os domos de sal, uma vez que todos são constituídos por litologias relativamente homogêneas e de alta velocidade intervalar. Nesses casos, é necessário se recorrer aos métodos potenciais (gravimétricos e magnéticos) para tentar individualizar cada uma dessas feições. Tal dificuldade é acentuada pelo fato de muitos domos de sal se desenvolverem sobre altos do embasamento. A aquisição de levantamentos sísmicos tridimensionais melhorou sensivelmente a definição das seqüências sedimentares e do embasamento (Formações Cabiúnas e Camboriú).

Segundo Macedo (1989), as bacias de Campos e Santos foram formadas simultaneamente, sendo que a propagação do rifte em Santos evoluiu para o rifte de Campos pela Zona de Transferência do Rio de Janeiro (SE-NW), ao sul de Cabo Frio. Pereira (1994) afirmou que tal zona de transferência era apenas

especulativa, não tendo ainda se manifestado como verdadeira falha transcorrente dentro da bacia. Entretanto, estudos baseados em dados mais recentes de métodos potenciais e sísmica de reflexão (Cobbold *et al.*, 2001; Zalán e Oliveira, 2005; Oreiro *et al.*, 2005) têm demonstrado que tal zona de transferência realmente existe, fazendo com que as montanhas submarinas que cercam o Alto de Cabo Frio, bem como os eventos magmáticos pós-Aptianos que ocorrem sobre ele, sejam uma continuidade dos montes Jean Charcot e da Zona de Deformação Cruzeiro do Sul, definida por Souza (1991).

IV. 2 – Fase Transicional

Antecedendo a fase transicional, o relevo formado na fase rifte foi nivelado por um importante evento erosivo de caráter regional, que antecedeu a deposição dos sedimentos da fase de subsidência térmica, formando uma bacia do tipo *sag* onde se depositaram as rochas geradoras de hidrocarbonetos (Dias *et al.*, 1990, Dias, 2006).

Durante essa fase, houve a formação de uma grande bacia evaporítica no Aptiano (aproximadamente 115Ma), constituída por um golfo alongado que se estendeu da Bacia de Santos à de Sergipe-Alagoas (Asmus & Ponte, 1973). O limite oeste dessa bacia, na região de Campos, coincide com a chamada Linha de Carneira Pré-Aptiana. O limite da bacia evaporítica, em direção ao oceano, mostra uma coincidência aproximada com a provável interface entre as crostas continental e oceânica (Mohriak *et al.*, 1995).

Segundo Quintaes (2006), tal bacia evaporítica foi preenchida por águas marinhas que se tornaram hipersalinas. Tais águas, provenientes do sul, transpuseram o Alto Vulcânico de Florianópolis. A bacia evaporítica nas bacias de Santos e de Campos foi provavelmente rasa e estreita, nos moldes do Golfo de Aden no Eoceno (Bosworth *et al.*, 2005) e no Mioceno do Mar Vermelho (Bayer *et al.*, 1988).

O pacote evaporítico associado à fase transicional é composto basicamente por halita com anidrita, tendo sido depositado em ambiente marinho restrito sob relativa quiescência tectônica. Entretanto, sua movimentação posterior foi de grande importância na formação de estruturas e na distribuição faciológica dos sedimentos marinhos sobrepostos a ele (Dias, 1990; Rizzo *et al.*, 1990; Szatmari *et al.*, 1996).

Nessa fase foi depositada a seção evaporítica das formações Lagoa Feia (Bacia de Campos) e Ariri (Bacia de Santos). Perfurações recentes, em águas ultraprofundas da Bacia de Santos, constataram que a seção evaporítica é composta por intercalações de anidrita, halita, taquidrita e carnalita. Tais intercalações, segundo Gamboa *et al.* (2005), ocorrem na porção central do ambiente marinho restrito do Atlântico Sul. Esse padrão deposicional apresenta-se como uma espessa camada de refletores fortes e contínuos (fig. 8). Freitas (2006) identificou cinco ciclos completos de deposição de evaporitos (seqüência anidrita – halita – sais complexos – halita – anidrita). Essa seqüência de acumulação é considerada clássica para este tipo de depósito (*brining-upward-downward*), caracterizando-se pelo crescente aumento da concentração da salmoura, devido à evaporação e secagem da bacia, até a precipitação dos sais complexos e, após uma recarga de água de fora da bacia, uma diminuição desta concentração até que a anidrita novamente se deposite, recomeçando assim um novo ciclo. Segundo Gamboa *et al.* (*op. cit.*), tal padrão de deposição de evaporitos sugere sucessivas oscilações eustáticas dentro de um enorme golfo, até que, no Albiano, houve a inundação definitiva da bacia.

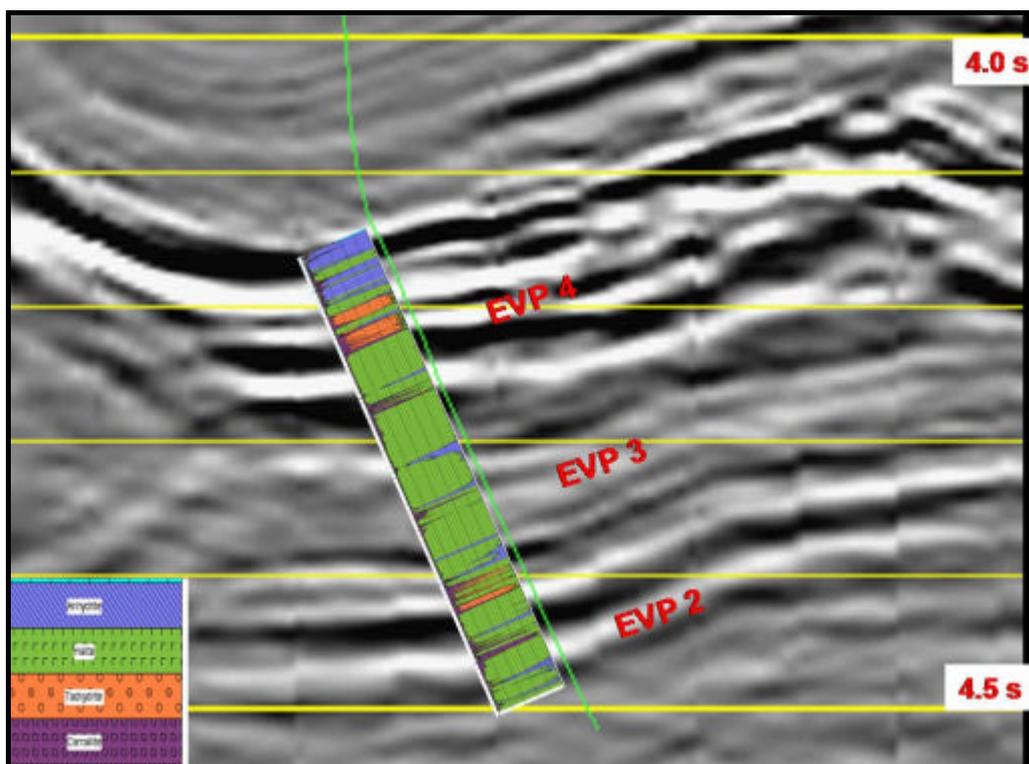


Figura 8 – Seção sísmica em detalhe com amarração do perfil litológico. Observar as altas amplitudes nos contatos entre os diferentes tipos de sal, especialmente entre a anidrita e os sais de Potássio e Magnésio (Freitas, 2006).

A movimentação posterior da seção evaporítica deu origem a uma província de diápiros salíferos que apresenta grande extensão areal na porção NE da Bacia de Santos, sofrendo um estreitamento abrupto nas cercanias do Alto de Cabo Frio, e assim se prolongando em direção à parte central da Bacia de Campos. Esse estreitamento coincide com uma mudança na direção regional da província de diápiros, de SW-NE para SSW-NNE. O mapa de isópacos dos evaporitos mostra a ocorrência de numerosos diápiros e paredes de sal na Área de Cabo Frio, particularmente em lâminas d' água superiores a 2000 m (Fig. 9). Na parte proximal de ambas as bacias, o escape de halita para a região de águas profundas deu origem a uma camada residual de anidrita.

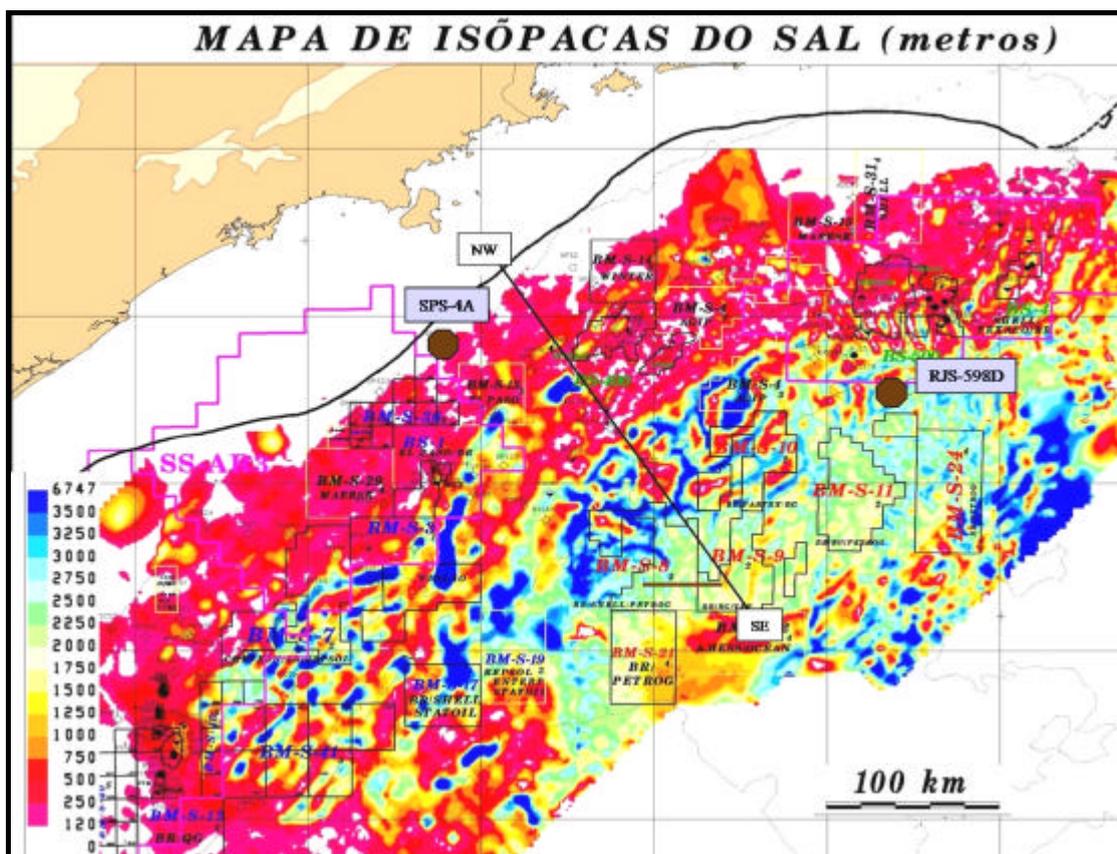


Figura 9 - Mapa de isópacas do pacote evaporítico na Bacia de Santos. Observar zonas com predomínio de domos e muralhas e uma zona com pacote mais homogêneo, coincidindo com o Platô de São Paulo. Próximo à borda a seção evaporítica é menos espessa e normalmente estratificada. Na área do Alto de Cabo Frio (extremo superior direito), as maiores espessuras de sal aproximam-se da quebra atual de plataforma (Freitas, 2006).

IV.3 – Fase Drifte

Caracteriza-se pela implantação definitiva da fase oceânica, com a formação de uma extensa plataforma carbonática, devido à contínua separação dos recém-formados continentes Sul-Americano e Africano. A implantação da rampa carbonática ocorreu a partir do Eoalbio (Mohriak, 1988).

A tectônica adiastrófica relacionada à movimentação de sal (halocinese) teve início na transição Eoalbio/Mesoalbio (Dias *et al.*, 1990). Diversos

mecanismos têm sido sugeridos para explicar a halocinese, com base no estudo do comportamento mecânico dos evaporitos, sendo que os principais são a sobrecarga diferencial e o deslizamento gravitacional (Rizzo, 1987; Cobbold e Szatmari, 1991). Esse último parece ser o mais provável no caso da Bacia de Campos, de acordo com modelagens e balanceamentos de seções sísmicas efetuados por Demercian *et al.* (1993).

No intervalo compreendido entre o Cretáceo Superior (~ 90 Ma) e o Terciário Inferior, ocorreu o aprofundamento dos sistemas deposicionais, com altas taxas de subsidência e pequeno volume de sedimentação clástica (Mohriak, 1988). Nesse intervalo, houve a formação de discordâncias regionais, resultantes de eventos erosionais ou de *by-pass* associados a correntes submarinas. Concomitantemente à movimentação salífera, falhas de crescimento propiciaram a formação de minibacias onde se depositaram arenitos turbidíticos.

Do Paleoceno ao Recente, a intensa atividade halocinética foi mais pronunciada em lâminas d'água mais profundas, a qual, juntamente com o soerguimento tectônico da Serra do Mar e a variação eustática global, controlou o desenvolvimento das bacias de Santos e de Campos nesse intervalo, com a progradação regional de fácies marinhas de água rasa sobre sedimentos de águas profundas. A sedimentação turbidítica atingiu grande desenvolvimento no Eoceno e no Oligoceno, na Bacia de Campos. Os turbiditos eocênicos foram formados pela remobilização de sedimentos siliciclásticos plataformais por fluxos gravitacionais devidos a reativações tectônicas e halocinéticas, ao passo que os turbiditos do Oligoceno são correlacionáveis às variações globais do nível do mar, já que nesse período ocorreu um relativo abrandamento da tectônica salífera (Dias *et al.*, 1990). A halocinese exerceu um papel importantíssimo nos sistemas petrolíferos das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, ao criar estruturas que propiciaram a acumulação de grandes volumes de hidrocarbonetos.

A evolução geológica das bacias de Campos e Santos é marcada por contrastes estratigráficos e estruturais durante o Cretáceo Superior (Mohriak *et al.*, 1995). Na Bacia de Campos ocorreu uma fase transgressiva do Albiano Inferior ao Paleoceno, devida à subida relativa do nível do mar e a uma rápida subsidência termal. Posteriormente, no Terciário, houve uma fase regressiva responsável pela formação de um espesso pacote siliciclástico, variando de deltáico em sua porção proximal a turbidítico na parte distal. Já na Bacia de Santos, a contínua reativação do soerguimento da Serra do Mar resultou na formação de uma expressiva seção siliciclástica progradante a partir do Cretáceo Médio até o Cretáceo Superior, originou, assim, uma seqüência regressiva, que é particular da referida bacia, tendo em vista a tendência global de elevação do nível do mar identificada por Vail *et al.* (1977) no intervalo Albiano – Cretáceo Superior. Por ser uma região de transição, o Alto de Cabo Frio é caracterizado pelo afinamento da espessa seção sedimentar do Cretáceo que é típica da Bacia de Santos, e pelo espessamento da seção terciária na Bacia de Campos.

Segundo Mohriak *et al.* (1995), as isópacas dos tipos predominantes de sedimentos, que ocorrem sobre a discordância da base do sal (pré-aptiana), indicam que ao sul do Alto de Cabo Frio houve um grande influxo sedimentar no período Cretáceo, ao passo que na Bacia de Campos o aporte sedimentar máximo na plataforma atual ocorreu no Terciário Superior, indicando uma migração dos depocentros diácronos da Bacia de Santos para a Bacia de Campos. Tal migração provavelmente influenciou a evolução termal contrastante dos sedimentos previamente depositados em ambas as bacias e controlou os estilos de tectônica salífera (Mohriak *et al.*, 1995).

Viviers & Azevedo (1988) concluíram, com base na análise de mapas paleobatimétricos, que o Alto de Cabo Frio foi submetido a um forte soerguimento durante o Turoniano. A observação dos mapas referentes aos períodos subseqüentes, nos quais as curvas paleobatimétricas tendem a contornar o Alto de Cabo Frio, indica que este fazia parte da fisiografia do fundo do mar regional no Cretáceo (fig. 10).

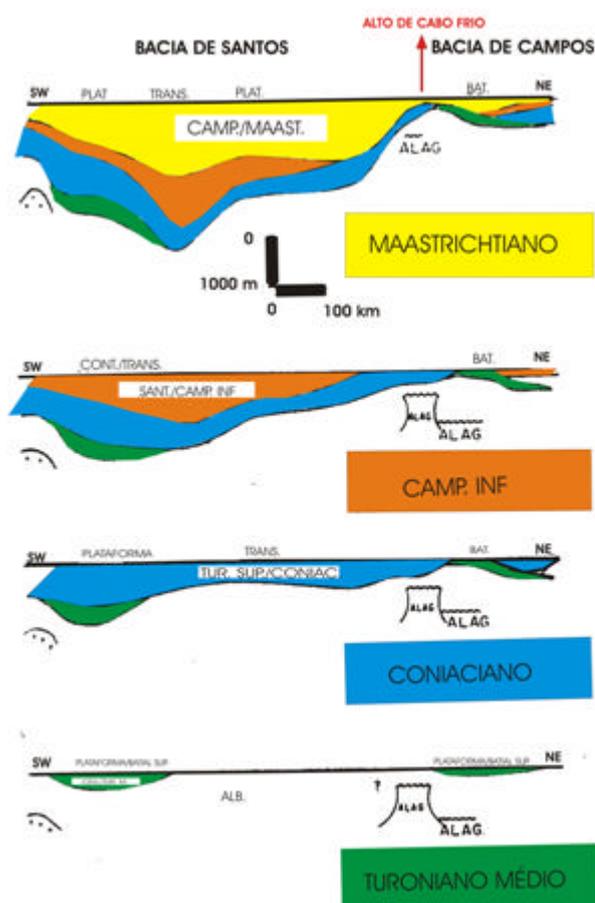


Figura 10 - Diferença entre a evolução das bacias de Santos e Campos, nas cercanias do Alto de Cabo Frio (Viviers & Azevedo, 1988).

Outra característica marcante da região do Alto de Cabo Frio é a presença do magmatismo, observado, em pulsos, na seção correspondente ao intervalo Cretáceo Superior – Terciário. Este magmatismo ocorre sob a forma de derrames, diques e soleiras, além de cones vulcânicos visíveis em seções sísmicas. O referido magmatismo, que produziu rochas com forte contraste de impedância acústica em relação às suas encaixantes, foi também responsável pela formação de uma espessa seqüência vulcano-sedimentar. Na área de estudo, o episódio magmático mais importante teve início no Albiano (Oreiro e Guerra, 2005) e atingiu seu clímax no Eoceno (Mizusaki & Mohriak, 1992). Tal episódio é

relacionado a um soerguimento considerável da crosta continental e está associado a um lineamento de direção NW -SE que se estende da crosta oceânica, na região adjacente aos montes submarinos Jean Charcot, até o Alto de Cabo Frio. Tal lineamento é observável em seções sísmicas regionais, mapas gravimétricos e batimétricos (Fig. 11). Segundo Mohriak *et al.* (1995), os deslocamentos horizontais da base do sal, ao longo desse lineamento, provavelmente controlam a tectônica salífera em águas profundas.

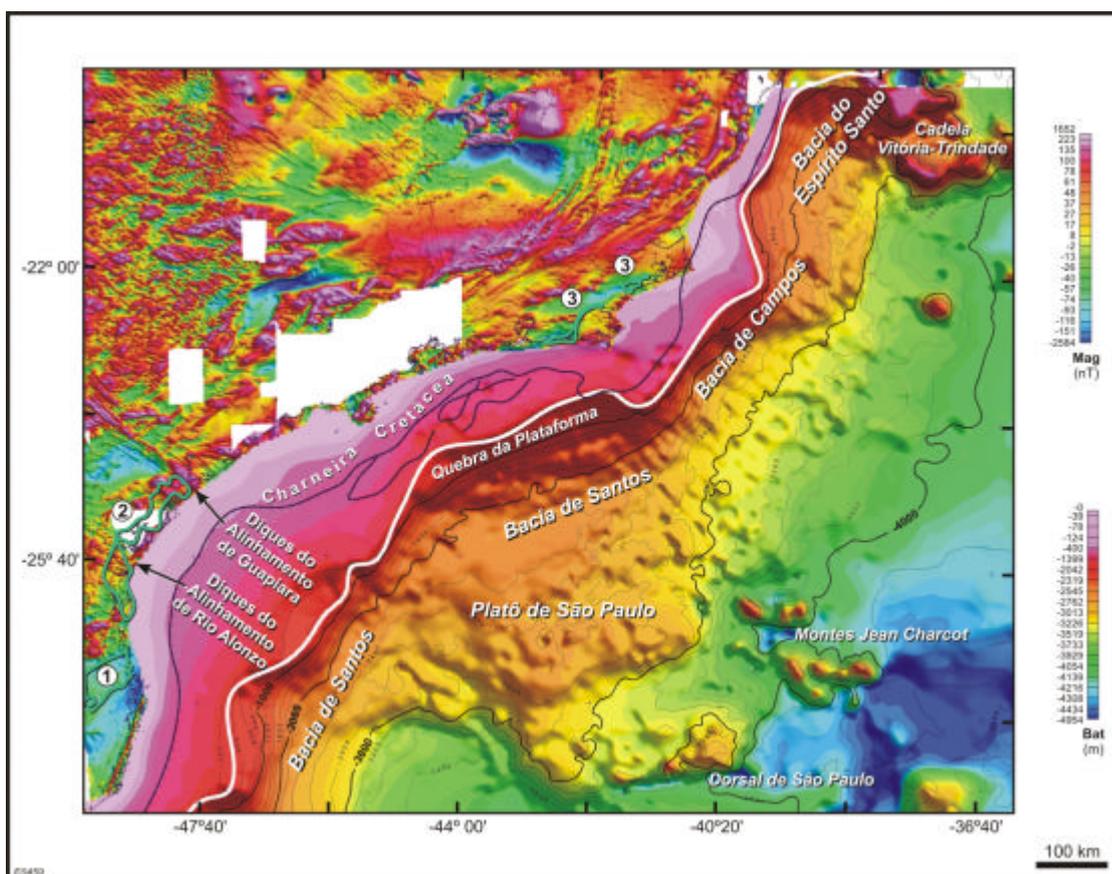


Figura 11 - Mapa regional da área estudada em detalhes, mostrando as principais feições estruturais (Zalán e Oliveira, 2005).