



**UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
FACULDADE DE GEOLOGIA**

***INTERPRETAÇÃO SÍSMICA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS
PÓS-APTIANOS NO ALTO DE CABO FRIO, SUDESTE DO
BRASIL, GÊNESE E RELAÇÃO COM OS LINEAMENTOS PRÉ-
SAL***

Sérgio Goulart Oreiro

Orientador: Antônio Thomaz Filho, Dr.Sc.

Co-orientadores: José Antônio Cupertino, Dr.Sc.

Peter Szatmari , Ph.D.

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias

Rio de Janeiro

2006

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.



**UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
FACULDADE DE GEOLOGIA**

***INTERPRETAÇÃO SÍSMICA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS
PÓS-APTIANÓS NO ALTO DE CABO FRIO, SUDESTE DO
BRASIL, GÊNESE E RELAÇÃO COM OS LINEAMENTOS PRÉ-
SAL***

Sérgio Goulart Oreiro

Orientador: Antônio Thomaz Filho, Dr.Sc.

Co-orientadores: José Antônio Cupertino, Dr.Sc.

Peter Szatmari , Ph.D.

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias

Rio de Janeiro

2006



**UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
FACULDADE DE GEOLOGIA**

***INTERPRETAÇÃO SÍSMICA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS
PÓS-APTIANOS NO ALTO DE CABO FRIO, SUDESTE DO
BRASIL, GÊNESE E RELAÇÃO COM OS LINEAMENTOS PRÉ-
SAL***

Sérgio Goulart Oreiro

Tese submetida ao corpo docente da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de doutor.

Aprovada por:

NOME	ASSINATURA
Prof. Dr. Antônio Thomaz Filho	_____
Prof^a. Dr^a. Mônica Heilbron	_____
Prof^a. Dr^a. Marta Mantovani	_____
Prof. Dr. Luís Otávio Aguiar Oliveira	_____
Prof. Dr. Jorge Carlos Della Fávera	_____

Rio de Janeiro
2006

FICHA CATALOGRÁFICA

OREIRO, SÉRGIO GOULART

Interpretação sísmica dos eventos magmáticos pós-Aptianos no Alto de Cabo Frio, Sudeste do Brasil, gênese e relação com os lineamentos pré-sal.

[Rio de Janeiro] 2006

XII, 160 p. 29,7 cm (Faculdade de Geologia – UERJ, DSc, Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2006).

Tese – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, realizada na Faculdade de Geologia.

1. Interpretação sísmica. 2. Magmatismo pós-Aptiano no Alto de Cabo Frio. 3. Gênese do magmatismo.

I – FGEL-UERJ

II – Título (série)

Ó mal que não é mal que docemente me oprime!

Simon Goulart (1543-1628)

Ó mal que não é mal que docemente me oprime!
Temor solitário, ó dor vivificante!
Suspiro risonho, corada palidez!
Coração abatido, sem nenhuma aflição!

Afecções que se fazem mestras
E que tornam meu espírito vencedor!
Razão conciliada, ó infelicidade afortunada
Que me abatendo todo, de súbito me regenera

Ó vida morta! Ó morte tão viva!
Que agora, no porto temido e desejado,
Transforma minha vida em morte, minha morte em vida!
Prende, solta-me, retorna mais para me tirar
Deste combate que me fez suspirar,
Transforma-me em companheiro dos Anjos.

Dedico esta tese a meus pais, Fernando Lema Oreiro (*in memoriam*) e Wanda Goulart Oreiro, pela educação que me deram, pautada pela ética e respeito ao próximo.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos sinceros são devidos à PETROBRAS, especialmente a Paulo Manuel Mendes de Mendonça, pela aprovação deste projeto de pesquisa; a Mário Carminatti, pela presença serena e constante nos momentos de maior dificuldade; e a Edmundo Júlio Jung Marques, por ter sugerido ao Dr. Peter Szatmari que me co-orientasse.

Igualmente fundamental foi o apoio de todos os meus colegas do E&P-EXP, pelas inúmeras e valiosas discussões técnicas. Sou especialmente grato a José Alberto Bucheb, pelo grande incentivo para que eu me decidisse a começar esta empreitada e pelo apoio incondicional durante a mesma; a José Antônio Cupertino e Peter Szatmari, pela co-orientação sempre sábia; a Claudemir Severiano de Vasconcelos, pelas frutíferas discussões sobre a dinâmica do interior da Terra; a João Alberto Bach de Oliveira, Osni de Paula e Benedito Souza Gomes, pelos esclarecimentos sobre métodos potenciais; a Élvio de Matos Bulhões, pelas explicações sobre detalhes da Técnica VA, por ele desenvolvida; a Jorge Carlos Della Fávera, pela leitura crítica e incentivo entusiástico, incentivo esse compartilhado por Luis Otávio Aguiar Oliveira, Luis Antônio Pierantoni Gamboa e Lemuel de Paula; a Roberto Salvador Francisco D'Ávila, pelos conselhos e apoio técnico e psicológico, assim como Raul Dias Damasceno e André Luís Romanelli Rosa; a Ana Lúcia Novaes de Araújo e Lílian Souza da Silveira, pelo auxílio na descrição de lâminas petrográficas; e aos desenhistas do EXP/NA/Desenho Técnico, pelo auxílio na elaboração de algumas das ilustrações.

Sou grato também à Dona Cida e ao Roberto, respectivamente esposa e filho de Peter Szatmari, pela acolhida em sua casa nas muitas vezes em que lá estive para mostrar o andamento de meu trabalho ao Prof. Peter.

No campo acadêmico, gostaria de salientar o bom relacionamento que sempre tive com meus colegas de pós-graduação da UERJ, bem como com todos os membros do corpo docente, sem exceções. Especial gratidão é devida ao Prof. Antônio Thomaz Filho, por sua orientação, boa vontade e valiosas discussões técnicas. Importante também foi o apoio dado por Edna Santuchi e, mais recentemente, por Diogo Ferreira. Sou grato também ao Prof.

Sérgio Valente, da UFRRJ, a Daniela Machado, pelo auxílio na descrição de lâminas petrográficas e a Juan Yañes, pela revisão do *resumen*.

Por fim, gostaria de expressar minha profunda gratidão à Faculdade de Geologia da UERJ e desejar que ela continue aprimorando-se para preparar, como já vem fazendo há muitos anos, profissionais de geociências capacitados para atender às necessidades da economia brasileira e ao progresso de nosso país.

ÍNDICE

I. INTRODUÇÃO	01
I.1 Localização da Área de Estudo	04
II. OBJETIVO DA PESQUISA	06
III DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA	07
III.1 Interpretação sísmica	07
III.2 Técnicas geofísicas essenciais para o desenvolvimento do tema	08
III.3 Métodos potenciais	12
IV. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICA DAS BACIAS DE CAMPOS, SANTOS E DO ALTO DE CABO FRIO	15
IV.1 Fase rifte	15
IV.2 Fase transicional	23
IV.3 Fase drifte	26
V. UMA BREVE HISTÓRIA DO MAGMATISMO E A TEORIA DA TECTÔNICA DE PLACAS: MECANISMOS E CONTROVÉRSIAS	31
V.1. Introdução e objetivos	31
V.2 Os primórdios	31
V.3 A erupção do Vesúvio	33
V.4. O debate entre Netunistas e Plutonistas	34
V.5 A teoria da Tectônica de Placas	35
V.5.1 Primórdios do conceito de deriva continental	35

V.5.2	Tectônica de Placas e deriva continental	36
V.5.3	<i>Hotspots</i> e o mecanismo das Plumas Mantélicas	39
V.5.4	O debate entre os adeptos da teoria das plumas e seus adversários	42
VI. SUPERCONTINENTES E PROCESSOS DE RUPTURA		52
VII. ALGUMAS ÁREAS DE INTERESSE		55
VII.1	Introdução	55
VII.2	O Arquipélago do Havai	55
VII.3	A Islândia	57
VII.4	As Ilhas Canárias	61
VII.5	A Cadeia de Vitória-Trindade e o Arquipélago de Abrolhos	65
VII.6	A margem Vulcânica da Noruega e o Mar do Norte	69
VIII. IDADES DO MAGMATISMO E PEQUENA COMPILAÇÃO DE TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE A ÁREA DE ESTUDO		72
IX. MODELO VULCANO-SEDIMENTAR PARA A ÁREA DE ESTUDO		77
X. CARACTERÍSTICAS DO MAGMATISMO PÓS-APTIANO NA ÁREA ESTUDADA E ADJACÊNCIAS		83
X.1.	Feições estruturais importantes	83
X.2.	Expressão sísmica dos eventos magmáticos na área de Estudo	88
XI. INDICADORES PARA A DISTINÇÃO ENTRE EVENTOS MAGMÁTICOS E NÃO MAGMÁTICOS NA ÁREA DE ESTUDO		101
XI.1	Introdução	101

XI.2	Possível magmatismo eocênico no sul da Bacia de Santos	101
XI.3	Sismofácies de sal e carbonatos em áreas onde ocorreu magmatismo ativo	105
XI.4	Vulcões de lama e feições de escape de gás	108
XI.5	Diápiros: origem magmática ou halocinética?	110
XI.6	Conclusões	114
XII. MODELO GENETICO PROPOSTO PARA O MAGMATISMO PÓS-APTIANO DA ÁREA DE ESTUDO		116
XIII. CONCLUSÕES		142
IXV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		144

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Mapa de localização da área de estudo	04
Figura 2	Esquema representativo da direção de uma frente de ondas	09
Figura 3	Formulário da técnica VA	12
Figura 4	Comparação entre as cartas estratigráficas das bacias de Santos e Campos	16
Figura 5	Mapa combinado de anomalias magnéticas da Área	17
Figura 6	Mapa mostrando a localização das GPV	20
Figura 7	Seção sísmica mostrando a ocorrência de <i>Seaward dipping Reflectors</i> (SDR)	22
Figura 8	Seção sísmica em detalhe com amarração do perfil litológico	25
Figura 9	Mapa de isópacas do pacote evaporítico da Bacia de Santos	26
Figura 10	Diferença entre a evolução das bacias de Santos e Campos, nas cercanias do Alto de Cabo Frio	29
Figura 11	Mapa regional da área estudada	30
Figura 12	Formato atual da Ilha de Santorini	32
Figura 13	Foto de um experimento sobre correntes de convecção	38
Figura 14	Imagem simplificada da deriva continental	38
Figura 15	Diagrama ilustrativo do <i>hotspot</i> do Havaí	40
Figura 16	Mecanismo de formação das plumas	41
Figura 17	Comparação gráfica entre o número de publicações contendo plumas em seus títulos e aquelas que criticam o modelo	42
Figura 18	O paradigma das plumas e sua contestação	48
Figura 19	Reconstrução paleogeográfica do Gondwana	54
Figura 20	Mapa regional da Cadeia do Imperador-Havaí	55

Figura 21	Mapa paleomagnético do Oceano Pacífico	57
Figura 22	Evolução tectônica da Islândia nos últimos 15 Ma	59
Figura 23	Diagrama esquemático do conceito de sistema vulcânico de Gudmundsson (1995)	60
Figura 24	Mapa de localização do Arquipélago das Canárias	62
Figura 25	Estrutura crustal e mantélica abaixo das Ilhas Canárias	63
Figura 26	Composição de um edifício vulcânico típico do Arquipélago das Canárias	64
Figura 27	Mapa de localização da Cadeia de Vitória-Trindade	65
Figura 28	Sumário da interpretação de Thompson <i>et al.</i> (1998)	67
Figura 29	Resumo da história geológica da Pluma de Trindade	69
Figura 30	Seção sísmica em profundidade na Bacia de V f ring	71
Tabela 1	Datações Ar/Ar de basaltos toleíticos de Arraial do Cabo	74
Figura 31	Seção sísmica no extremo NW da Bacia de Santos (Tec VA)	75
Figura 32	Mesma seção da fig. anterior, com processamento normal	76
Figura 33	Mapa de localização das Figuras 34 e 35	78
Figura 34	Seção sísmica 2D no extremo sul da Bacia de Campos (em prof.)	79
Figura 35	Seção geológica baseada na interpretação da fig. 34	80
Figura 36	Taxas de preenchimento sedimentar do poço C	82
Figura 37	Mapa regional da Falha de Transferência de Volta Redonda	84
Figura 38	Mapa de anomalias gravimétricas residuais das bacias de Campos e de Santos	85
Figura 39	Mapa de estimativas 3D de profundidade da Moho	86

Figura 40	Seção sísmica no norte da Bacia de Santos	87
Figura 41	Comparação entre o magmatismo submarino do Havaí e o da Área de Cabo Frio	89
Figura 42	Mapas de amplitudes RMS extraídas do Topo do Cretáceo	90
Figura 43	Seção sísmica <i>strike</i> ao longo da Área de Estudo	91
Figura 44	Foto de um dique máfico no extremo SW da Ilha de Cabo Frio	92
Figura 45	Seção sísmica 3D no norte da Bacia de Santos	93
Figura 46	Mapa estrutural combinado com o de amplitudes RMS	94
Figura 47	Mapa estrutural de um sistema vulcânico do Santoniano	95
Figura 48	Bloco diagrama tridimensional na parte sul da Bacia de Campos	96
Figura 49	Seção sísmica mostrando uma estrutura Vitória Régia	97
Figura 50	Seção sísmica mostrando a assinatura sísmica da seção magmática na área	98
Figura 51	Mesma seção da fig. anterior, processada com a Tec VA	99
Figura 52	Exemplo de um enxame de diques típico da Islandia	100
Figura 53	Seção sísmica 3D na parte sul da Bacia de Santos	102
Figura 54	Seção sísmica situada no extremo SW da Bacia de Santos	103
Figura 55	Seção sísmica mostrando um edifício vulcânico albiano	104
Figura 56	Seção sísmica ilustrando a dificuldade de se distinguir entre feições magmáticas e halocinéticas	105
Figura 57	Seção sísmica na parte sul da Bacia de Santos	106
Figura 58	Seção sísmica mostrando um dique preenchendo plano de falha que corta a seção evaporítica	107
Figura 59	Seção sísmica mostrando um vulcão de lama no Mioceno	109

Figura 60	Seção sísmica na parte central da Bacia de Campos	110
Figura 61	Seção sísmica sobre um diápiro	111
Figura 62	Modelagem gravimétrica da seção sísmica da fig. anterior	112
Figura 63	Idem, fig. 62	113
Figura 64	Mapa das anomalias magnéticas na área das figs. 61, 62 e 63	114
Figura 65	Mapa de amplitudes RMS da isócrona entre o topo do Cretáceo e parte do Campaniano Superior	116
Figura 66	<i>Time slice</i> no extremo NW da Bacia de Santos	117
Figura 67	Mapa de localização da área de estudo em relação ao mapa topográfico global	118
Figura 68	Mapa de amplitudes RMS da isócrona do Santoniano	119
Figura 69 A	Mapa estrutural do topo da seção vulcânica do Eoterciário	120
Figura 69 B e C	Seções sísmicas representativas da área	121
Figura 69 D e E	Idem Figura anterior	121
Figura 70	Modelagem 3D do mapa estrutural sísmico da seção magmática da base do Terciário	122
Figura 71	Modelagens gravimétricas da profundidade de Moho	123
Figura 72	Seção sísmica 2D mostrando a área do 3D interpretado	124
Figura 73	Seção sísmica mostrando as progradações do Cretáceo Superior da Bacia de Santos	126
Figura 74	Seção sísmica na porção SW do Alto de Cabo Frio	127
Figura 75 A	Mapa de isócrona dos evaporitos	128
Figuras 75 B,C e D	Mapa de amplitudes RMS da isócrona dos evaporitos e seção sísmica representativa	128

Figura 76	Mapa de isócronas da seção pré-sal	130
Figura 77	Foto de afloramento de dique básico em Arraial do Cabo	131
Figura 78	Mosaico <i>SRTM</i> de parte da região SE do Brasil	132
Figura 79	Detalhe da fig. 78, mostrando os maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro	133
Figura 80	Diagrama mostrando a evolução da rede de material fundido durante o fraturamento hidráulico	136
Figura 81	Evolução esquemática de um sistema vulcânico	137
Figura 82	Mapa geológico de parte da Área de Cabo Frio	140
Figura 83	Imagem de gravimetria e interpretação de Fairhead e Wilson (2005)	141

Resumo

A plataforma continental da área de Cabo Frio, localizada no extremo SW da Bacia de Campos e extremo NW da Bacia de Santos, possui distintas feições em sua evolução tectono-sedimentar quando comparada com outras áreas das referidas bacias. Entre essas feições, destaca-se a presença de falhas antitéticas no embasamento e nas seções sedimentares sin-rifte e pós-rifte, além de eventos magmáticos marcantes no Neocretácio e Eoterciário, com clímax no Eoceno Médio. O presente trabalho mostra uma perspectiva histórica da percepção humana dos fenômenos magmáticos, desde as primeiras teorias míticas e teológicas da antiguidade, até o atual debate entre os que adotam ou não o modelo de plumas mantélicas. Tais informações são necessárias para um melhor entendimento das conclusões aqui apresentadas. A base de dados do presente estudo consiste de análises detalhadas de dados de sísmica, de satélite, de métodos potenciais (magnéticos e gravimétricos) e de poços. Amostras de diques básicos na península de Arraial do Cabo, situada na porção continental mais próxima do limite entre as Bacias de Santos e de Campos, foram coletadas para estudos geocronológicos. O estudo integrado de todos esses dados confirmou o resultado de pesquisas anteriores, as quais identificaram dois eventos magmáticos principais, um no Santoniano/Campaniano (~ 83 Ma) e outro no Eoceno Médio (~ 50 Ma). Há também evidências, em seções sísmicas, de edifícios vulcânicos formados durante o Albiano, o Maastrichtiano e o Paleoceno. As análises de dados de sísmica de reflexão e de perfis de poços, na área de estudo, revelaram uma série de feições diagnósticas para eventos magmáticos, incluindo a distinção entre eventos intrusivos dos extrusivos, bem como de intercalações entre os mesmos e seqüências sedimentares epiclásticas. Eventos magmáticos extrusivos podem ser identificados, nas seções sísmicas, como sismofácies caóticas com topos bem definidos e bases mal definidas. Tais sismofácies são interpretadas como o resultado da intercalação de derrames submarinos de lavas com sedimentos epiclásticos e vulcanoclásticos, juntamente com feições de escorregamentos e soleiras rasas. A presença de cones bem delimitados também

constitui evidência de magmatismo extrusivo. Diques e derrames de lava são reconhecidos por fortes reflexões positivas com terminações laterais abruptas. Diques mais espessos de diabásio originam zonas com fracas reflexões, delimitadas acima e abaixo por fortes reflexões. Os critérios apresentados nessa tese podem ser aplicados a quaisquer contextos em que haja eventos magmáticos intercalados com seqüências sedimentares. A assinatura sísmica de eventos não-magmáticos é também mostrada; tais eventos correspondem a diferentes feições geológicas que podem ser interpretados por geofísicos e geólogos como sendo de origem magmática. Entre tais eventos, os mais importantes são os evaporitos, os *mounds* turbidíticos, os vulcões de lama originados por escape de gás e depósitos carbonáticos. Serão apresentadas algumas interpretações para a gênese do magmatismo pós-Aptiano na área em epígrafe, interpretações essas que não levam em conta o modelo clássico de plumas mantélicas. O mapeamento dos principais diques alimentadores, em seções sísmicas 2D e 3D, revelou que tais diques têm uma orientação preferencial SE-NW, coincidente com o alinhamento da Zona de deformações Cruzeiro do Sul, a qual inclui os Montes Submarinos Jean Charcot e as construções vulcânicas no Alto de Cabo Frio e suas cercanias. Tal observação é coerente com as características das falhas de rejeito direcional, preexistentes e reativadas nas áreas continentais próximas, e com a orientação do componente transtensional das mesmas. Além disso, comprova-se que os maiores volumes de rochas magmáticas, intercaladas na seção sedimentar, estão localizados nas áreas de interseção entre duas zonas de falhas com direção SE-NW (falhas de rejeito direcional) e SW-NE (falhas normais). O mesmo acontece com os corpos alcalinos do alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio.

Abstract

The continental shelf of the *Cabo Frio* Area, at the southern part of the *Campos* Basin, shows unique features in its tectono-sedimentary evolution when compared to other areas of the *Campos* and *Santos* basins. The presence of a regular pattern of antithetic faults in the basement and in the syn-rift and the post-rift sedimentary sections, along with important magmatic events in the Late Cretaceous and Early Tertiary sequences (whose climax took place in the earlier portion of the Middle Eocene) are some of these features. This work presents a historical perspective of the human perception of the magmatic events, from the ancient mythic and theologic theories to the current debate between *plumers* and *non-plumers*. These informations are needed to allow a better understanding of the conclusions of the present thesis. The present study was based on the analyses of seismic, satellite, magnetic, gravimetric and well data, as well as rock samples collected in dikes cropping out at the *Arraial do Cabo* Peninsula, the nearest onshore position at the boundary between the offshore *Santos* and *Campos* Basins. This thesis has confirmed the results of previous research that had identified two major magmatic pulses, one in the late Cretaceous and the other in the Early Tertiary (~83 and 50 My, respectively). There is also seismic evidence for volcanic edifices formed during the Albian, Maastrichtian and Paleocene times. The analyses of seismic reflection and well log data, in the working area, points to a set of diagnostic features that can lead to the identification of magmatic events and the distinction of intrusive from extrusive rocks, as well as their intercalations with epiclastic sedimentary sequences. Extrusive magmatic events can be recognized in seismic reflection data as chaotic seismofacies with well defined tops and poorly defined bases; these seismofacies are interpreted as a result of interbedding submarine lava flows and epiclastic and volcanoclastic sediments, along with slumps and shallow intrusions (sills). The presence of well shaped conic edifices also points to extrusive magmatism. Dikes and lava flows are recognized by strong positive reflections with abrupt lateral ends. Thicker dolerite sills may be recognized by reflection free zones with strong reflections in their tops and bases.

The criteria proposed by this thesis may be used to identify and classify magmatic events in any context where they are associated with sedimentary sequences. The thesis also shows the seismic signatures of nonmagmatic events, which comprise a different range of geologic features that may induce the geophysicists and geologists to interpret them as magmatic events. Among these features, evaporites, turbiditic mounds, mud volcanoes originated by gas escape, slump seismofacies and carbonate deposits are the most important ones. Some alternative interpretations to explain the genesis of this magmatism are presented, which do not take into account the classic model of mantle plumes. The mapping of the main feeder dikes, in 2D and 3D reflection seismic sections, has revealed that they have a predominant SE-NW direction, coincident with the alignment of the *Cruzeiro do Sul* Deformation Zone, which includes the *Jean Charcot* submarine mounds and the volcanic mounds on and around the *Cabo Frio* High. This observation is coherent with the characteristics of the preexisting and reactivated strike-slip faults on land and the orientation of their transtensional component. Moreover, it is shown that the largest volumes of magmatic rocks, intercalated in the sedimentary section, are located at areas of intersections between fault zones trending SE-NW (strike-slip faults) and SW-NE (normal faults), as are the onshore alkaline bodies of the *Poços de Caldas – Cabo Frio* alignment.

Resumen

La plataforma continental de la Área de Cabo Frio, situada en la parte meridional de la Cuenca de Campos y septentrional de la Cuenca de Santos, demuestra características únicas en su evolución tectono-sedimentaria con respecto a otras áreas de esas cuencas. La presencia de un padrón regular de fallas antitéticas en las secciones sedimentarias de la post-rifte, junto con eventos magmáticos importantes en el Neocretáceo y el Eoterciario, cuyo clímax ocurrió en la parte inferior del Eoceno Medio, son algunas de esas características. Este trabajo presenta una perspectiva histórica del entendimiento humano de los eventos magmáticos, desde las teorías míticas y teológicas antiguas hasta la discusión actual entre los que reafirman la teoría de las plumas y de los que la rechazan. Esas informaciones son necesarias para permitir una mejor comprensión de las conclusiones de esa tesis. El actual estudio fue fundamentado en los análisis de datos sísmicos, de satélites, magnéticos, gravimétricos y también de muestras colectadas en los diques que afloran en la península de Arraial do Cabo, que es la posición terrestre más cercana del límite entre las cuencas de Santos y Campos. Esa tesis ha confirmado los resultados de estudios anteriores que han identificado dos pulsos magmáticos principales, uno en el Neocretáceo y el otro en el Neoterciario (~83 y 50 Ma, respectivamente). Hay también evidencias sísmicas de edificios volcánicos formados durante el Albiano, el Maastrichtiano y el Paleoceno. Los análisis de registros sísmicos de reflexión y de los datos de registro, en la área de trabajo, revelan un conjunto de características que pueden conducir a la identificación de eventos magmáticos y a la distinción de rocas extrusivas e intrusivas, así como sus intercalaciones con secuencias sedimentarias epiclasticas. Los eventos magmáticos extrusivos se pueden reconocer en datos sísmicos de reflexión como las sismofacies caóticas con sus capas bien definidas y bases mal definidas; esas sismofacies se interpretan como resultado de flujos submarinos de lava intercalados con sedimentos epiclasticos y volcanoclasticos, junto con las intrusiones rasas (*sills*). La presencia de conos volcánicos bien formados también señala al magmatismo

extrusivo. Los diques y los flujos de lava son reconocidos por reflexiones positivas fuertes con las terminaciones laterales bruscas. *Sills* más espesos de doleritos se pueden reconocer por zonas con débiles reflexiones en su interior y fuertes reflexiones en sus capas y bases. Los criterios propuestos por esta tesis se pueden utilizar para identificar y clasificar eventos magmáticos en cualquier contexto donde tales eventos se asocian con secuencias sedimentarias. También se demuestra las características sísmicas de eventos no - magmáticos, que abarcan una diversa gama de las características geológicas que pueden conducir a los geofísicos y geólogos a interpretarlos como eventos magmáticos. Entre esas características, los evaporitos, los *mounds* turbidíticos, los volcanes de lama originados por el escape de gas, sismofacies de deslices y los depósitos de carbonato son los más importantes. Algunas interpretaciones alternativas para explicar la génesis de ese magmatismo serán presentadas, las cuales no consideran el modelo clásico de las plumas del manto. Las secciones sísmicas de reflexión 2D y 3D han revelado que los principales diques alimentadores del magmatismo tienen una dirección predominante de SE-NW, coincidente con la alineación de la Zona de Deformación Crucero del Sur, la cual incluye los *mounds* submarinos de Jean Charcot y los *mounds* volcánicos en el Alto de Cabo Frio y sus proximidades. Tal observación es coherente con las características de fallas de desplazamiento horizontal en el continente, preexistentes y reactivadas, así como la orientación de sus componentes transtensionales. Por otra parte, se demuestra que los volúmenes más grandes de rocas magmáticas, intercaladas en la sección sedimentaria, están situados en las áreas de intersección entre las dos zonas de fallas con las direcciones SE-NW (fallas de desplazamiento horizontal) y SW-NE (fallas normales), al igual que los cuerpos alcalinos terrestres de la alineación *Poços de Caldas - Cabo Frio*.

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.

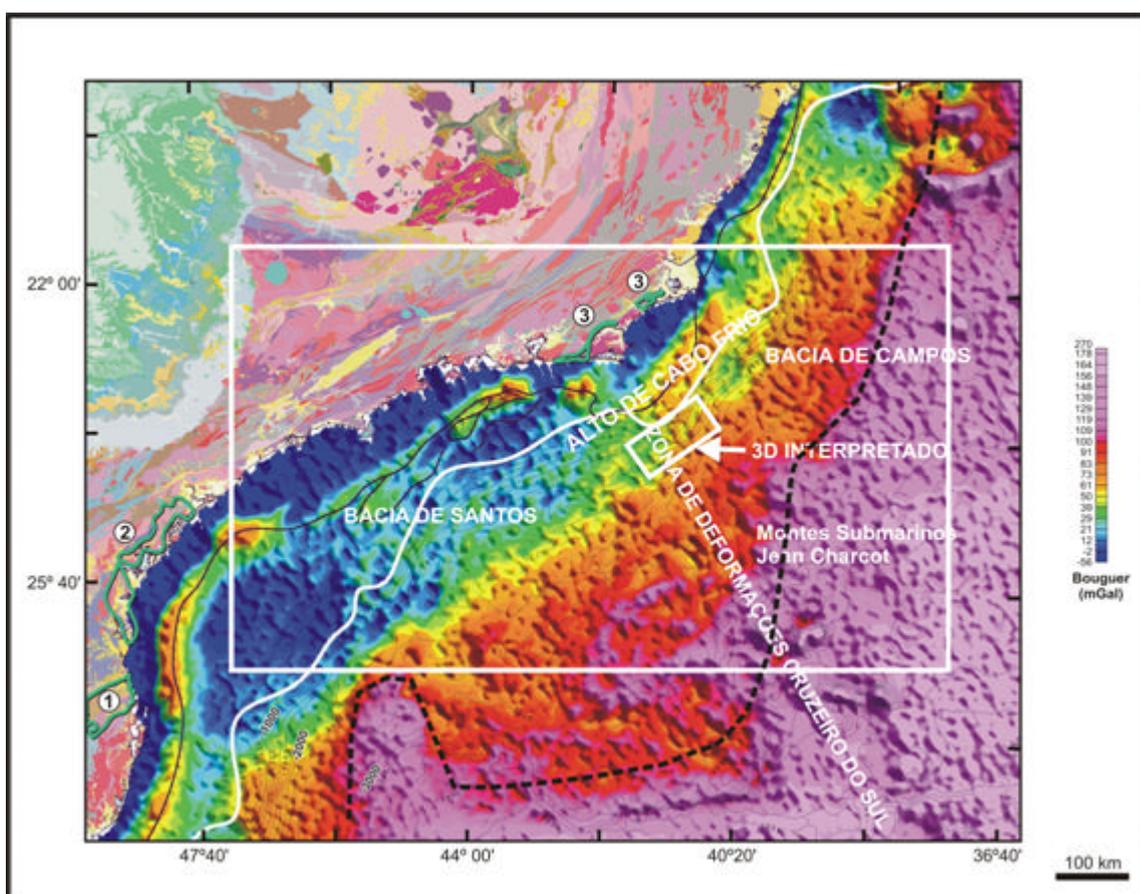


Figura 1 – Mapa de localização da área estudada detalhadamente (retângulo menor) e regionalmente (retângulo maior). A geologia regional é fruto de uma combinação do mapa geológico de parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil (CPRM 2000, CD-ROM), com o mapa

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).

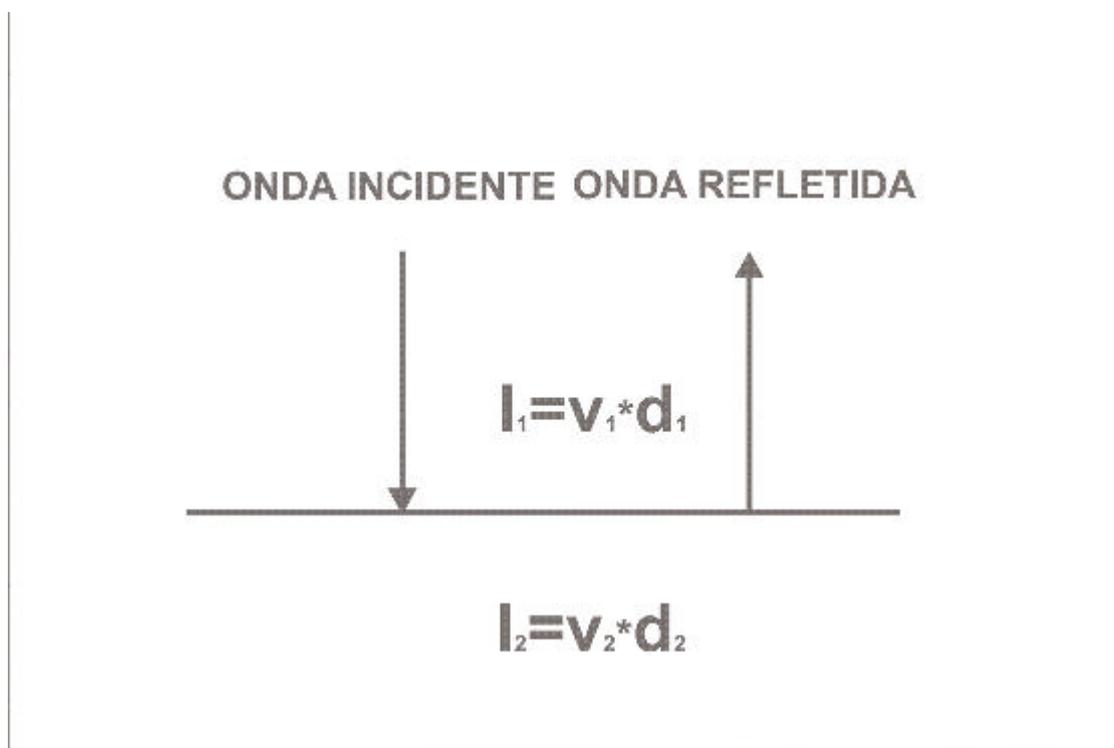


Figura 2 - Esquema representativo da direção de uma frente de onda que atinge uma superfície deposicional (linha de tempo geológico) em ângulo reto.

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.

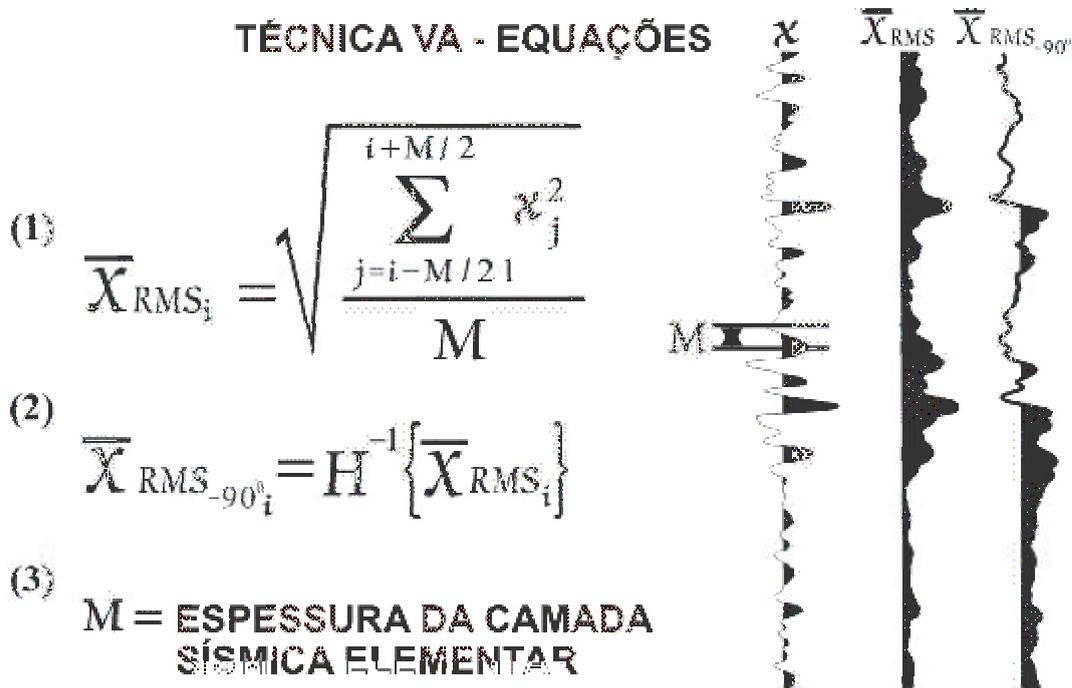


Figura 3 - Formulário da Técnica VA. A camada sísmica elementar corresponde às linhas de tempo propriamente ditas (superfícies deposicionais). De Bulhões e Amorim (2005).

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.

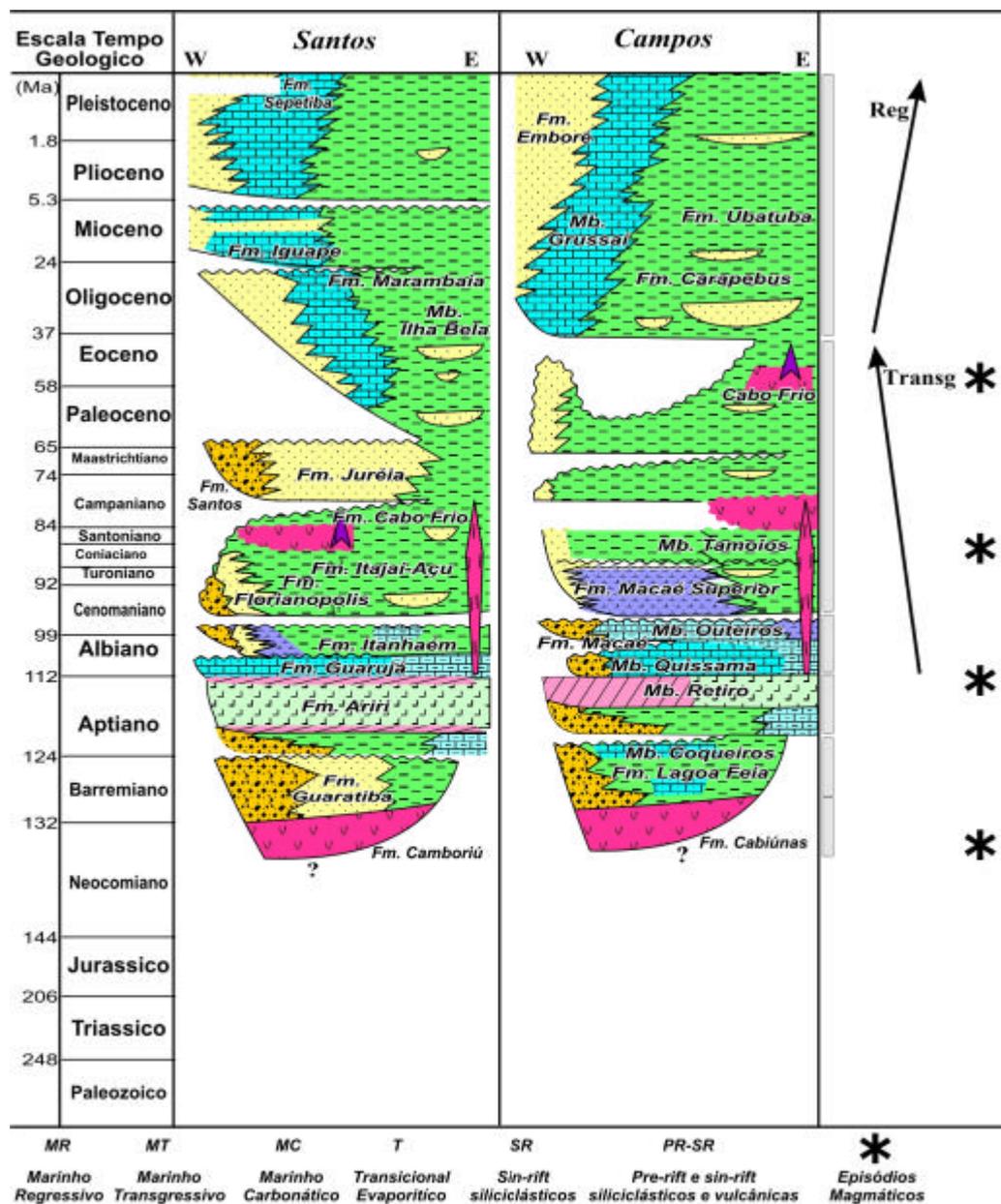
Para este trabalho, foram elaboradas modelagens gravimétricas e magnéticas com o intuito de auxiliar na solução de um problema específico (item XI.5). Mapas regionais, compilados de diversos autores, foram utilizados para auxiliar a interpretação geotectônica do magmatismo na área de estudo e em suas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

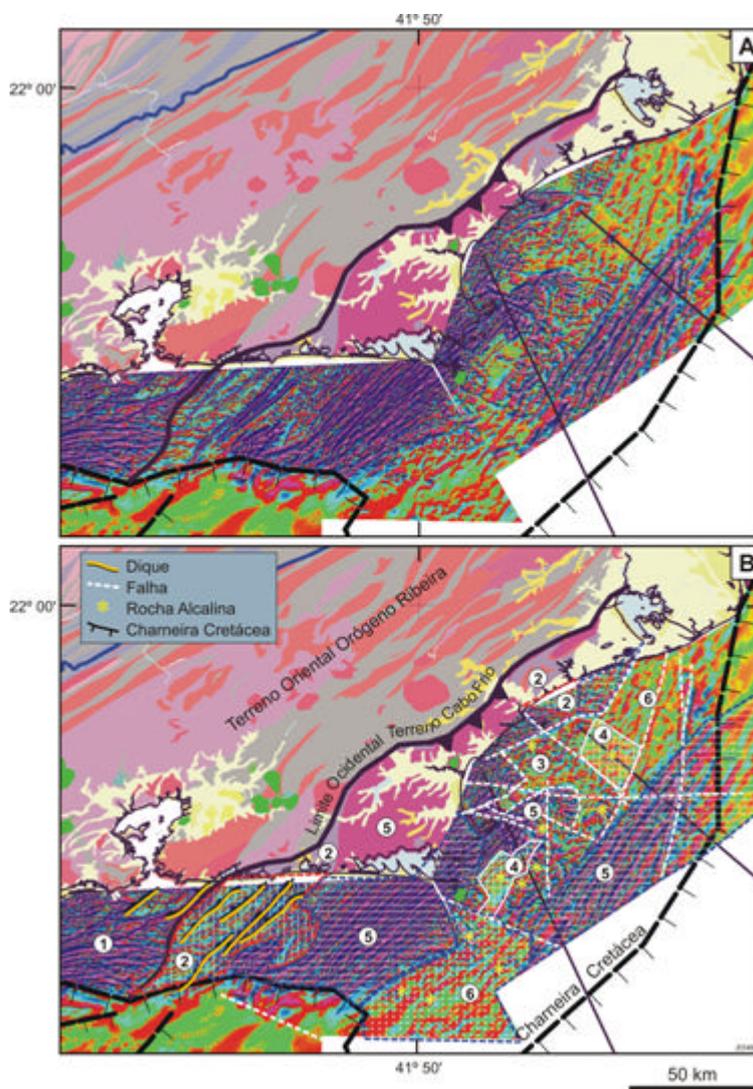


Figura 5 – Mapa combinado da segunda derivada vertical da anomalia magnética reduzida ao pólo (mar) e mapa geológico da Província da Mantiqueira, compilados e interpretados

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.

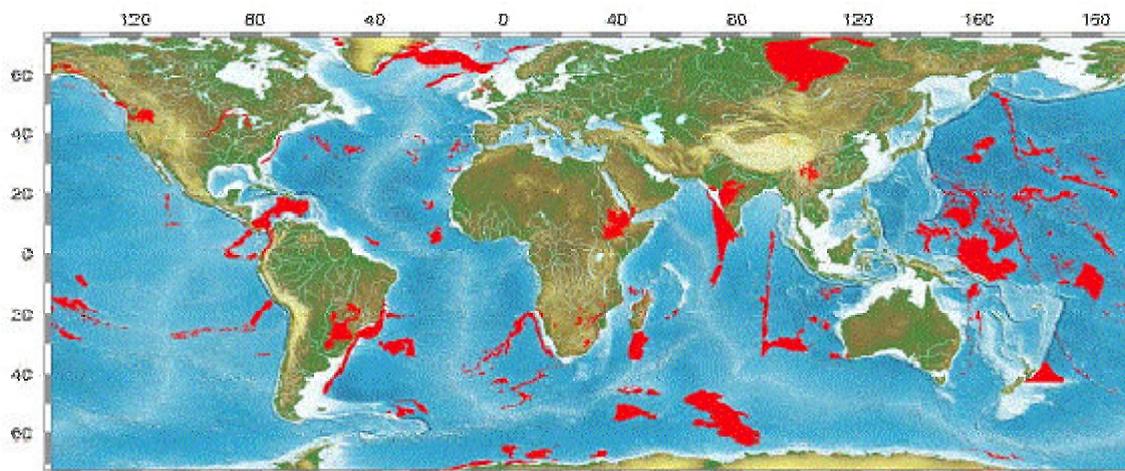


Figura 6 - Mapa mostrando a localização das GPV, em vermelho. Do site www.geolsoc.org.uk.

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.

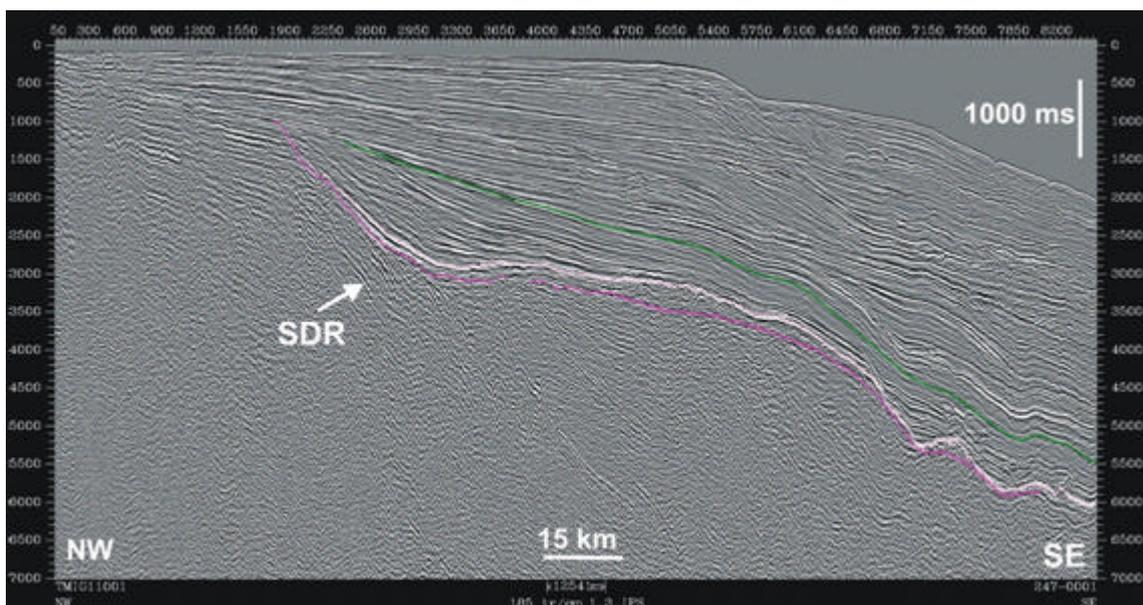


Figura 7 - Seção sísmica no extremo SW da Bacia de Santos, mostrando a ocorrência dos *seaward dipping reflectors* (SDR). O refletor interpretado como vermelho, róseo e verde correspondem, respectivamente, ao embasamento do Cretáceo Inferior, ao topo dos evaporitos e ao topo do Cretáceo. (Oreiro e Bulhões,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

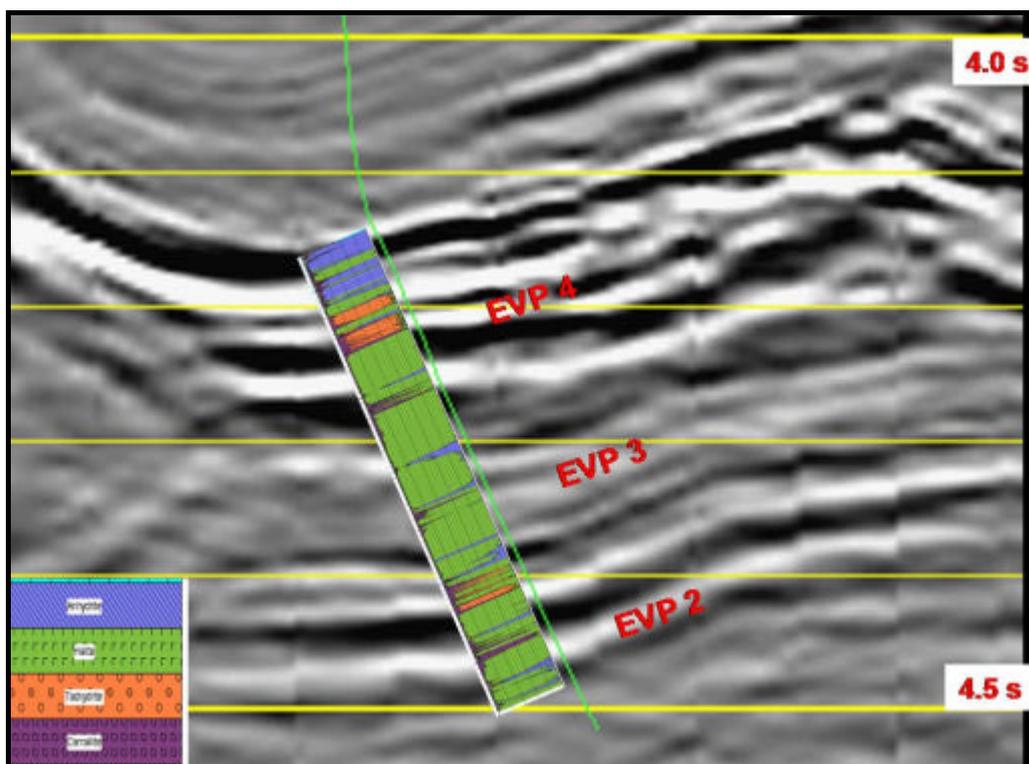


Figura 8 – Seção sísmica em detalhe com amarração do perfil litológico. Observar as altas amplitudes nos contatos entre os diferentes tipos de sal, especialmente entre a anidrita e os sais de Potássio e Magnésio (Freitas, 2006).

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 isópacas 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.

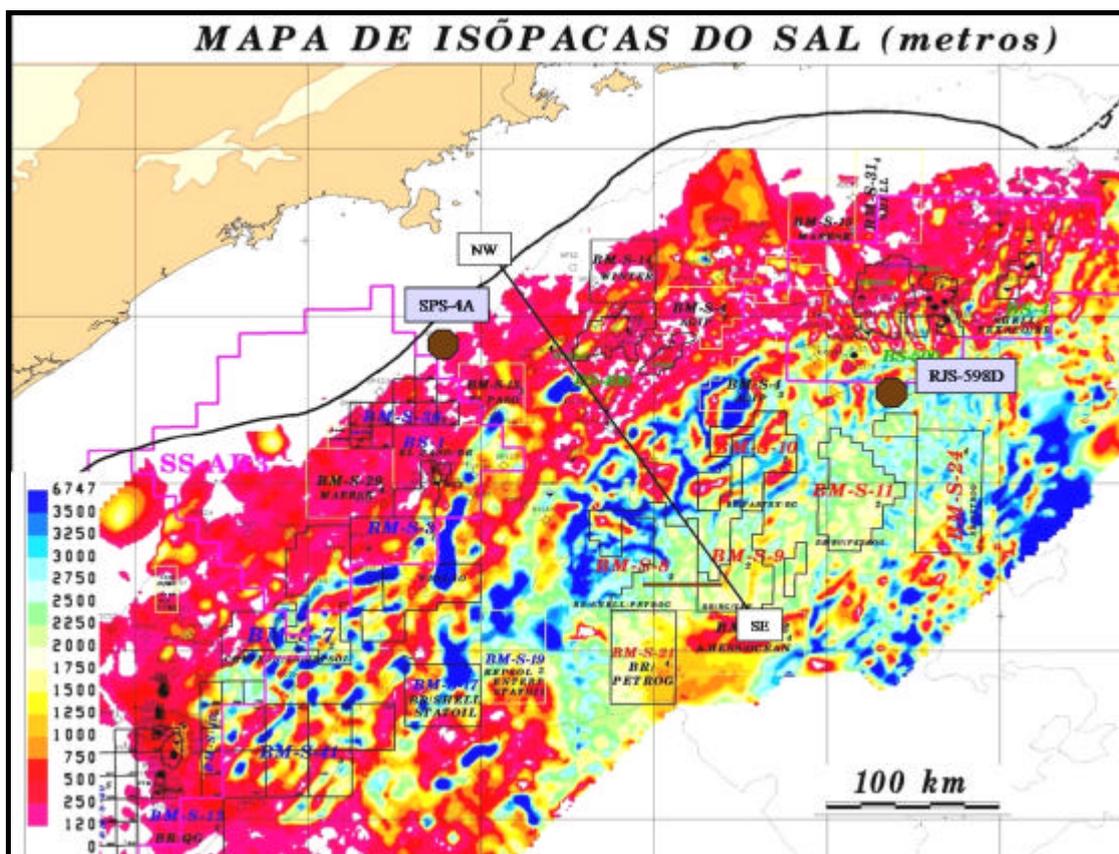


Figura 9 - Mapa de isópacas do pacote evaporítico na Bacia de Santos. Observar zonas com predomínio de domos e muralhas e uma zona com pacote mais homogêneo, coincidindo com o Platô de São Paulo. Próximo à borda a seção evaporítica é menos espessa e normalmente estratificada. Na área do Alto de Cabo 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).

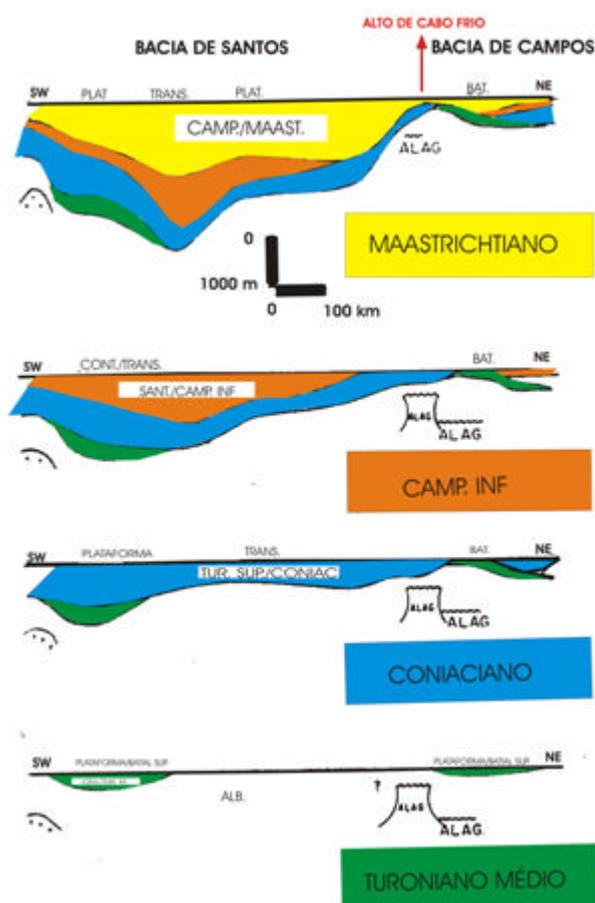


Figura 10 - Diferença entre a evolução das bacias de Santos e Campos, nas cercanias do Alto de Cabo Frio (Viviers & Azevedo, 1988).

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.

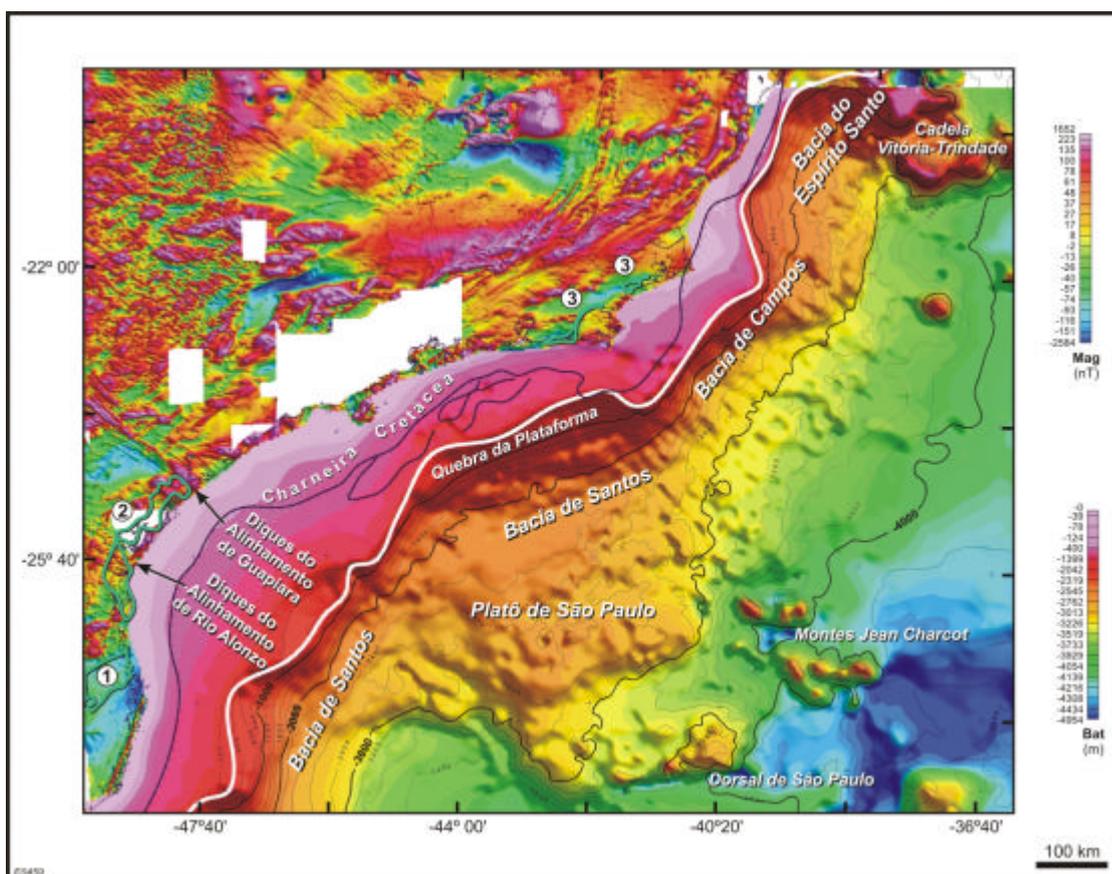


Figura 11 - Mapa regional da área estudada em detalhes, mostrando as principais feições estruturais (Zalán e Oliveira, 2005).

V – UMA BREVE HISTÓRIA DO MAGMATISMO E A TEORIA DA TECTÔNICA DE PLACAS: MECANISMOS E CONTROVÉRSIAS

V.1 Introdução e objetivos

Este capítulo tem como objetivo apresentar uma perspectiva histórica da percepção humana dos fenômenos magmáticos, desde as primeiras teorias míticas e teológicas da antiguidade, até o atual debate entre os que adotam o modelo de plumas mantélicas e os que propõem outras alternativas a tal modelo.

V.2 Os primórdios

Em Gênesis 19,24-25, lê-se:

“Então o SENHOR fez chover enxofre e fogo, do SENHOR desde os céus, sobre Sodoma e Gomorra; e destruiu aquelas cidades e toda aquela campina, e todos os moradores daquelas cidades, e o que nascia da terra”.

Era comum para os povos antigos (monoteístas ou politeístas) atribuírem a uma divindade vários fenômenos de ordem natural que de alguma maneira viessem a favorecê-los ou castigá-los. A passagem bíblica acima citada, interpretada por seu(s) escritor(es) como um castigo de Deus às cidades de Sodoma e Gomorra, parece tratar da erupção de um vulcão ou, o que é mais provável, do efeito de um terremoto sobre bolsões de enxofre associados a evaporitos, terremoto esse que ocasionou a ignição do citado elemento químico.

Na mitologia grega, o deus do fogo era chamado de Hefesto, que havia se tornado o ferreiro divino e instalado suas forjas nos centros dos vulcões. Apresenta semelhanças com Vulcano, um deus da mitologia romana. O culto a Vulcano provavelmente remonta aos etruscos e, posteriormente, já com o Império Romano plenamente estabelecido, foi estendido a outras regiões vulcânicas da Itália como a Sicília e a Campânia.

A erupção do vulcão Thera (Santorini), que deu origem à ilha homônima, ocorreu em 1650 AC e produziu cerca de 30 km³ de magma, formando uma nuvem de rochas e cinzas vulcânicas de cerca de 36 km de altura (fig. 12). Atualmente, esse tipo de erupção é classificado como pliniano, em homenagem aos naturalistas romanos Plínio e seu sobrinho. Essa erupção, que provavelmente causou a extinção da civilização Minóica (que se desenvolveu na ilha de Creta), pode ter originado a lenda da existência da Atlântida e também muitas outras que vieram a enriquecer a mitologia grega.

O filósofo grego Empédocles, segundo Knierim (2005), foi o primeiro a estabelecer que o universo como um todo seria formado pela combinação de quatro elementos primordiais: água, terra, fogo e ar. É digno de nota que esse filósofo não fazia distinção entre matéria e energia, o que condiz com a moderna Teoria da Relatividade. Embora haja controvérsias, o filósofo grego Diógenes Laertius, em sua obra “Vida dos Eminentes Filósofos” (225 DC), relata que Empédocles se suicidou atirando-se no interior da cratera do vulcão Etna, na Sicília.



Figura 12 – Formato atual da Ilha de Santorini (do programa *Google Earth*.)

V.3 A erupção do Vesúvio

A erupção do monte Vesúvio, situado na antiga Campânia romana, teve um forte impacto na história da humanidade, pois causou uma grande destruição numa área próspera que continha as importantes cidades de Herculano e Pompéia. O evento catastrófico ocorrido em 79 AC foi precedido por tremores de terra, aos quais não foi dada a devida importância devido ao fato de que terremotos eram comuns na região. Os romanos nunca haviam presenciado uma erupção do Vesúvio, pois a ciclicidade das erupções desse vulcão é de cerca de 2000 anos, e a cidade de Roma foi fundada no século VIII AC.

A erupção teve início com uma intensa dispersão de púmice proveniente de uma elevada coluna eruptiva; a segunda parte da erupção foi composta por fluxos piroclásticos que causaram grande mortandade, tanto por traumatismo físico oriundo do fluxo propriamente dito e do desabamento de residências, quanto pela asfixia, causada pela inalação de cinzas vulcânicas e gases tóxicos.

As principais fases da erupção foram descritas por Plínio, o jovem, que as observou do cabo de Misenum, antigo porto militar romano, distante cerca de 21 km do vulcão. Seu tio, Plínio, o velho, que já havia escrito um tratado de história natural no qual não havia reconhecido o monte Vesúvio como sendo um vulcão, partiu com sua frota naval em socorro das vítimas que haviam se refugiado no litoral, mas morreu antes de alcançá-las, na baía de Stabia. As descrições de Plínio, o jovem (1975), são plenamente compatíveis com os estudos modernos efetuados na região, segundo Lirer *et al.* (1973), e podem ser consideradas como o nascimento da vulcanologia.

V.4 O debate entre Netunistas e Plutonistas

A partir da segunda metade do século XVIII, ocorreu um grande debate entre os netunistas, capitaneados por Abraham Werner, e os plutonistas, cujo expoente maior foi James Hutton (Holmes, 1978).

James Hutton, considerado por muitos como o pai da moderna geologia (p. ex, Bailey, 1967; Johnson, 2004) era um homem de posses, graduado em medicina, mas logo se interessou por examinar afloramentos de rochas na Escócia e no norte da Inglaterra, apresentando os resultados de seus estudos em um trabalho denominado *Theory of the Earth*, em 1785, na *Royal Society of Edinburgh*. Neste trabalho, ele relatou a importância das discordâncias e as intrusões de rochas magmáticas. Ele reconheceu que essas últimas haviam se originado de material fundido proveniente do interior da Terra, razão pela qual ele e seus seguidores foram denominados “plutonistas” (de Plutão, divindade romana dos infernos e das profundezas da terra).

Segundo Holmes (1978, p. 61), os netunistas cometeram vários erros conceituais, uma vez que admitiam que os cristais somente poderiam se formar por precipitação em meio aquoso. Eles acreditavam que as lavas poderiam se solidificar apenas como material vítreo e que, portanto, os basaltos, sendo rochas cristalinas, não poderiam se originar do resfriamento das lavas; e, finalmente, acreditavam que as erupções se originavam da combustão de carvão sob os condutos vulcânicos. Em suma: para os netunistas, todas as rochas formaram-se originalmente como sedimentos, cristalinos ou não, sendo que aqueles foram quimicamente precipitados de um oceano universal primitivo (daí o nome de sua teoria, proveniente de Netuno, o deus mitológico dos mares).

Werner conseguiu sustentar o netunismo em parte por ser um eminente mineralogista, mas havia estudado em detalhes somente um afloramento em Scheibenberg, na Saxônia, onde havia uma exposição de disjunção colunar de

basaltos, ao passo que plutonistas como Hutton, Jean Guettard e Nicolas Desmarest pesquisaram vários outros locais, tais como o sistema vulcânico de Puys de Auvergne, na França, e a grande erupção do tipo fissural que ocorreu na Islândia em 1783. Nesses locais eles puderam concluir, sem sombra de dúvida, que sua teoria era a correta. Não obstante, Werner, que havia escrito pouco a respeito de suas idéias, sustentou o netunismo até o final de sua vida, e sua eloquência entusiasmou legiões de estudantes que espalharam sua teoria pela Europa. Após a Revolução Francesa de 1789, a qual prejudicou de um modo geral a difusão das idéias, os netunistas tentaram conseguir uma sobrevida para sua teoria debatendo a origem dos granitos; porém, os plutonistas não tardaram a provar definitivamente que estes também são de origem ígnea.

V.5 A teoria da Tectônica de Placas

V.5.1. Primórdios do conceito de deriva continental

O conceito da deriva continental é uma idéia antiga, segundo textos obtidos do site oficial da Universidade de Lisboa, atualizados em 10/2005. (<http://geofisica.fc.ul.pt/informacoes/curiosidades/derivacontinental.htm>).

Desde que se traçaram os primeiros mapas, naturalistas e navegadores notaram que as costas dos continentes, em particular da África e da América do Sul, se ajustavam perfeitamente, como peças de um quebra-cabeças, se pudessem ser movimentadas (por exemplo, Francis Bacon em 1620, segundo a Revista “Ciência Hoje” de abril de 2002. Entretanto, não há uma comprovação formal de que ele realmente tenha constatado esse fato). O francês António Snider-Pelligrini foi o primeiro a estudar esta idéia com alguma profundidade, tendo apresentado no seu livro, *Creation and its Mysteries Revealed* (1848), o aspecto que os continentes teriam antes de terem se separado. Ele apresentou evidências de semelhanças entre fósseis, na Europa e na América do Norte, mas, como era um adepto do

criacionismo, baseou o seu raciocínio em eventos não comprovados cientificamente, como o dilúvio de Noé. A idéia pareceu tão disparatada aos cientistas da época, e ao público em geral, que foi abandonada e esquecida durante 50 anos. A teoria foi, pela primeira vez considerada séria entre 1908 e 1922, quando dois norte-americanos, Frank B. Taylor e Howard B. Backer, independente e quase simultaneamente, publicaram diversos artigos sobre a deriva dos continentes tendo como base a continuidade das cadeias de montanhas modernas nos diversos continentes (de acordo com o site <http://br.geocities.com/geologo98/deriva.html>).

De acordo com Griesemer (1998), o austríaco Eduard Suess, em 1904, sugeriu que a crosta terrestre seria o produto do resfriamento gradual da terra, tendo as montanhas e as bacias oceânicas se formado pelo encolhimento da crosta. Durante o desenvolvimento desse processo, uma grande área continental soerguida foi criada, a qual ele chamou de *Gondwanaland*. Subseqüentemente, algumas porções desse supercontinente subsidiram para formar as bacias oceânicas, também sem movimento relativo.

V.5.2 Tectônica de Placas e deriva continental

A teoria da tectônica de placas, segundo Szatmari (1990), foi consistentemente estabelecida por Alfred Wegener, um meteorologista e astrônomo alemão, ao proferir duas palestras em uma mesma semana de 1912 (“A origem das megaformas da crosta terrestre, continentes e oceanos, com base na geofísica” e “O deslocamento horizontal dos continentes”). Os mecanismos de propagação de calor (convecção, irradiação e condução) já haviam sido descobertos por Count Rumford em 1797. Segundo Holmes (1978, p. 709 e 710), a convecção subcrustal foi sugerida por William Hopkins em 1839, e Osmond Fisher em seu livro *Physics of the Earth's Crust*, de 1881, discutiu as aplicações geológicas de tal mecanismo. Holmes (*op. cit.*) reproduz um significativo trecho do trabalho de Fisher:

“A existência de correntes de convecção abaixo da crosta resfriada da Terra fornece um meio de se obter os incrementos locais de temperatura que, de um ou outro modo, parecem ser necessários para se explicar os fenômenos vulcânicos”. (Capítulo 31, p. 710).

Ele também sugeriu que o encontro de duas correntes convectivas descendentes poderia ocasionar o soerguimento de montanhas pela fricção das mesmas com a crosta terrestre sobrejacente.

Johnson (2004), utilizando a proposta de Kuhn (1962), traçou um paralelo entre o plutonismo de James Hutton e a teoria da tectônica de placas, concluindo que o primeiro representa um estágio de pré-paradigma e crise, ao passo que a segunda constitui um verdadeiro paradigma na geologia. Essa conclusão deve ser tomada com reservas, uma vez que a ciência continua em constante evolução e, como será visto adiante, a teoria das plumas mantélicas, formulada por Morgan (1971, 1972) para explicar o mecanismo da tectônica de placas, logo se tornou um paradigma, mas tem sido atualmente questionada por diversos autores.

Nas placas continentais, o fluxo de calor resultante do decaimento radiogênico é maior do que na litosfera oceânica. Joly (1925) afirma que esse fato que já era motivo de especulação desde que a humanidade começou a penetrar abaixo da superfície da terra, para fins de mineração e, mais tarde, em busca de água e petróleo. Baseado nesse fato Holmes (1926, 1927) elaborou a idéia da deriva continental pela convecção térmica do manto.

Os primeiros experimentos sobre camadas de fluidos aquecidos por baixo foram elaborados por H. Bénard em 1900 (Holmes, 1978). Segundo Anderson (2001a), Bénard aqueceu óleo de baleia em uma panela e observou, na superfície do óleo, um sistema de células hexagonais, as quais foram interpretadas por Rayleigh como sendo uma função da instabilidade de um fluido aquecido por baixo. A física básica aqui envolvida é a divisão vertical de um leito fluido horizontalmente estratificado quando um estado constante é atingido, de modo que o calor proveniente da superfície inferior é carregado para cima pela ascensão de material mais quente e, conseqüentemente, mais leve, sendo que esse movimento é

compensado, de maneira oposta, pela descida de material mais pesado, resfriado na superfície (fig. 13).



Figura 13 - Foto de óleo e folhas de tomilho, aquecidos por velas em uma tigela de vidro. O calor faz com que a mistura ascenda no meio da tigela (acima da chama das velas), depois flua horizontalmente para lados opostos na superfície do sistema e desça próximo às bordas laterais, mais frias, da tigela, para novamente fluir no fundo da mesma em direção ao centro inferior, mantendo assim ativo o sistema convectivo. (Foto obtida no site <http://www.eas.purdue.edu/~braile/edumod/convect/convect.htm>).

Mecanismo semelhante têm sido proposto para o interior da terra (fig. 14).

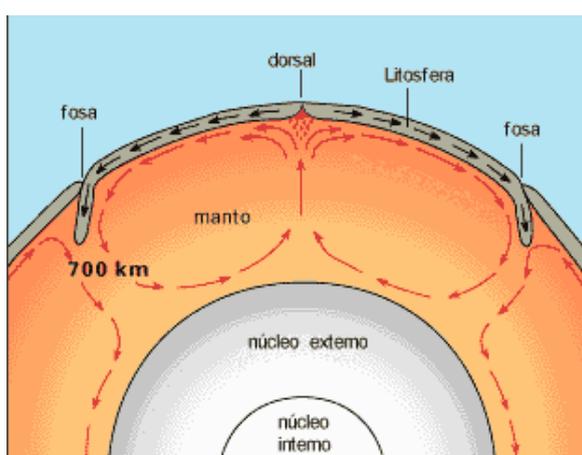


Figura 14 – Imagem simplificada da deriva continental movida por correntes de convecção mantélicas. (Imagem obtida no site <http://www2.geo.uib.no/SEIS-SCHOOL/ariadna/platetectonics.html>).

É importante ressaltar que as células de convecção só começam a se formar quando as diferenças de densidade entre os leitos de fluido, causadas pelo aquecimento, possam superar as forças de resistência (principalmente o atrito) entre tais leitos.

Segundo Anderson (2001a), o mecanismo de convecção de Rayleigh-Bénard tornou-se um clássico exemplo de convecção termal, tendo sido também um protótipo de sistema dissipativo organizado e não-equilibrado; entretanto, Pearson (1958) mostrou, pioneiramente, que esse tipo de sistema, num meio homogêneo, é controlado de cima pela tensão superficial. Esse fenômeno foi, posteriormente, comprovado por numerosos estudos (p. ex, Molenkamp, 1998), abrindo caminho para a contestação do paradigma da deriva continental controlada passivamente pelas correntes de convecção.

Meyerhoff e Meyerhoff (1972 e outros) escreveram inúmeros trabalhos nos quais apontaram inconsistências na teoria de tectônica de placas, baseados em dados geofísicos, topológicos, paleontológicos e paleogeográficos, em grande parte insuficientes na época, argüindo que as semelhanças fósseis entre continentes podem ter sido causadas pelo transporte de larvas e sementes nos pés de pássaros através do oceano. Os artigos dos citados autores suscitaram debates acalorados entre eles e vários geocientistas eminentes, como, por exemplo, David McKenzie. Vale salientar que Meyerhoff participou de discussões na Petrobras, no início dos anos 1980.

V.5.3 *Hotspots* e o mecanismo das Plumas Mantélicas.

O conceito de *hotspots* foi apresentado em 1963, por Tuzo Wilson, um brilhante geofísico canadense que percebeu que em certas regiões do planeta, como no arquipélago do Havaí, o vulcanismo tem estado ativo por um longo intervalo de tempo geológico. Ele então especulou que, sob tais regiões, deveria haver uma anomalia térmica positiva que ele denominou *hotspot* ou ponto quente.

Esse ponto seria fixo e teria originado o referido arquipélago pela lenta passagem do leito do Oceano Pacífico sobre ele, fazendo com que suas ilhas se tornassem progressivamente mais jovens para SE (fig. 15).

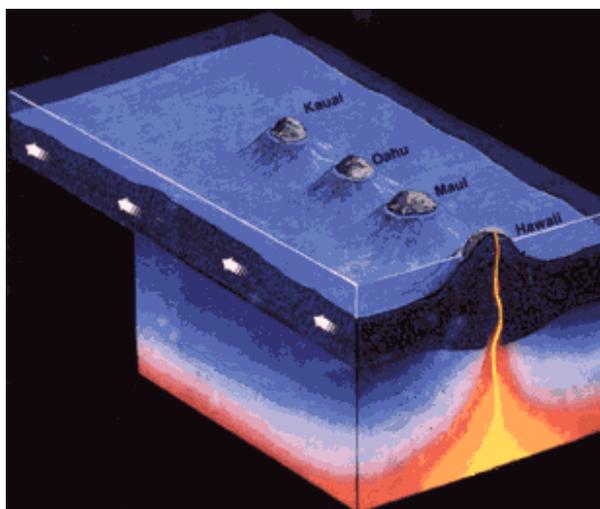


Figura 15 – Diagrama ilustrativo do movimento da Placa do Pacífico sobre o ponto quente fixo do Havaí, mostrando a formação da cadeia de montes submarinos *Hawaiian Ridge-Emperor*. As setas brancas indicam o sentido do movimento das placas (do site <http://pubs.usgs.gov/publications/text/hotspots.html>).

Morgan (1971, 1972) propôs o conceito de plumas de convecção provenientes da base do manto inferior (a camada D'') para explicar a deriva continental, tendo calculado a existência de cerca de vinte plumas mantélicas trazendo calor e material relativamente primordial para a litosfera. Segundo ele, tais plumas causam correntes que se movem horizontalmente em direções opostas na base das placas litosféricas, sendo que o movimento das placas estaria condicionado pelo atrito entre elas e as referidas correntes, em combinação com outros fatores, como as interações entre as placas em seus limites.

Morgan (1971, 1972.) reconhecia que as interações entre as placas são importantes para determinar os esforços atuantes no interior das mesmas, o que não o impediu de afirmar que grandes *hotspots* poderiam evoluir sem causar solução de continuidade dentro de uma placa, tal como o que existe sob o arquipélago do Havaí. Segundo ele, é possível construir um modelo simples de

dinâmica crustal através de premissas sobre o regime de fluxo oriundo de uma determinada pluma e as relações de esforços em altos submarinos, falhas e fossas tectônicas. Seus argumentos para afirmar que as plumas são os fatores determinantes da tectônica de placas são baseados nas premissas que se seguem: (a) quase todas as plumas estão localizadas próximo às cristas submarinas e junções tríplices entre as placas (o que já havia sido notado por Wilson, 1963); (b) há evidências de que algumas plumas têm estado ativas antes da separação dos continentes; e (c) os *hotspots* estão localizados sobre altos topográficos e gravimétricos (nesse caso, seriam plumas e não *hotspots*, segundo a definição formal de ambos apresentada no capítulo I, pág. 3).

O mecanismo de convecção mantélica é nos dias de hoje, universalmente aceito, pois mesmo seus críticos admitem que ela acontece no manto superior. Entretanto, segundo Anderson (2005a), as simulações laboratoriais de convecções não têm sido capazes de explicar as feições tectônicas de primeira ordem das placas. A teoria da tectônica de placas, em seus primórdios, assumiu um caráter cinemático e descritivo, partindo das premissas de que as placas são rígidas ou elásticas, com limites abruptos, movimentos horizontais e situadas sobre um manto isotérmico.

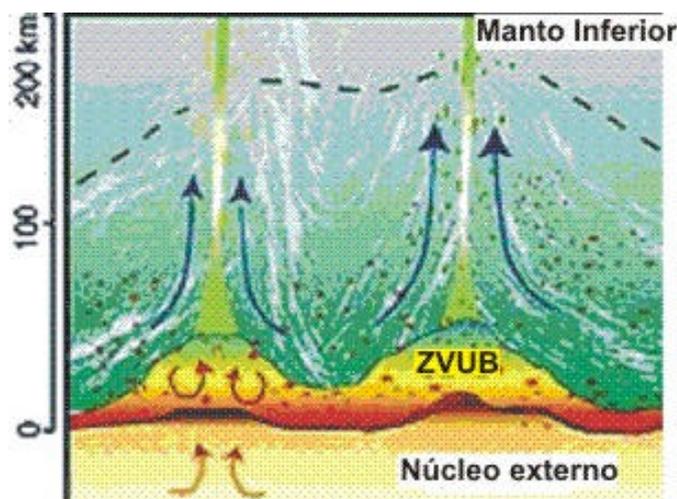


Figura 16 – Mecanismo de formação das plumas numa suposta zona de baixa velocidade existente na interface núcleo externo/manto inferior (do site

<http://www.spacedaily.com/images/earth-outer-mantle-bg.jpg>). ZVUB: zona de velocidades ultra-baixas.

V.5.4 O debate entre os adeptos da teoria das plumas e seus adversários

Desde que foi lançado por Morgan (1971, 1972), o conceito das plumas convectivas do manto foi extremamente bem aceito. Tal conceito é simples, elegante e aparentemente robusto, tornando-se um paradigma da geologia. Entretanto, a teoria das plumas traz em si algumas contradições que não tardaram a serem percebidas por geocientistas mais perspicazes (fig. 17).

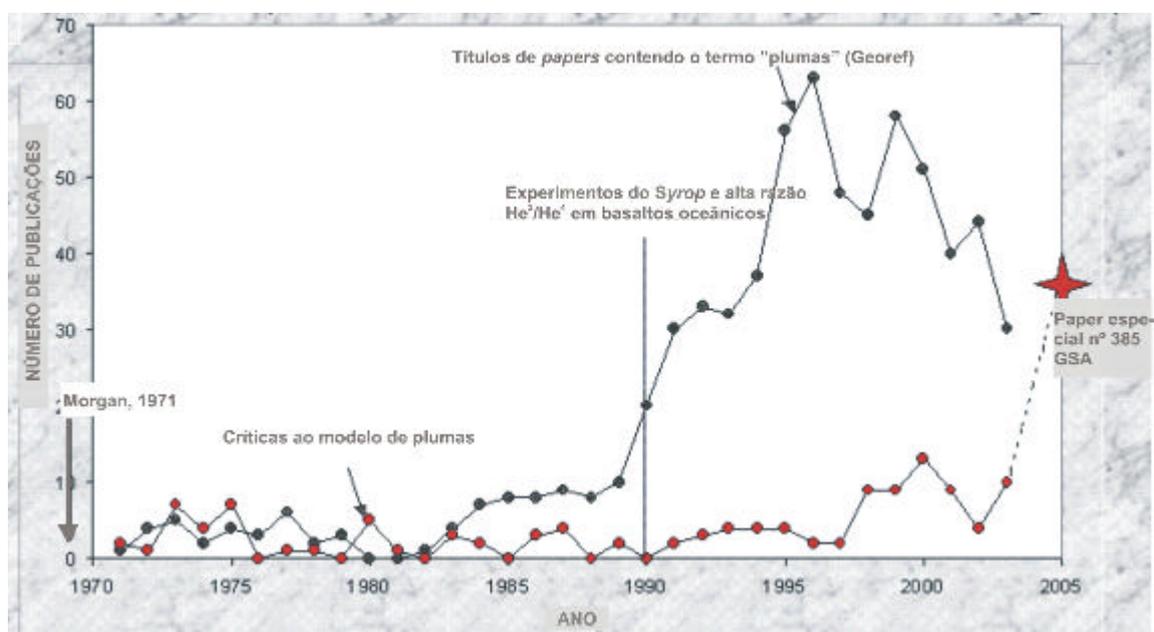


Figura 17 – Comparação gráfica entre o número de publicações contendo plumas em seus títulos (em negro) e aquelas que criticam o modelo (em vermelho). Observa-se que, após atingir seu ápice na segunda metade dos anos de 1990, o gráfico que corresponde às primeiras está atualmente em declínio. O aumento do número de publicações versando sobre modelos alternativos em 2005 deve-se ao lançamento, naquele ano, do livro *Plates, Plumes and Paradigms*, editado por Folger *et al.* (2005), que contém cerca de 40 trabalhos técnicos que questionam o paradigma das plumas mantélicas (*non-plume-related magmatism*). (Do site www.mantleplumes.org).

Saunders (2003), um adepto da teoria das plumas, afirmou que elas são “ardilosas (*elusive*), ocultas, enigmáticas e importantes”. Entre os geocientistas que encontram falhas nessa teoria, o geofísico Don Anderson, do *Californian Institute of Technology* tem sido o mais atuante. Ele lançou a teoria que denominou “*Top-down tectonics*” (Anderson, 2001a). Segundo ele, há dois modelos que competem entre si para explicar a convecção mantélica. O primeiro deles propõe um manto estratificado em duas ou mais regiões convectivas; no segundo, as correntes de convecção percorrem todo o manto. Suas conclusões são derivadas da aplicação de diversas ferramentas geofísicas, entre as quais a análise espectral, filtros casados (*matched filters*), difratores (*scattering*) e anisotropia (as traduções são de Duarte, 2005). Ele sustenta, por exemplo, que variações sutis de velocidades sísmicas e seus gradientes podem ser oriundas de variações composicionais, e que as variações de pressão suprimem os efeitos da temperatura na densidade, tornando mais difícil a convecção profunda do manto, além de suprimirem o efeito da temperatura nas velocidades sísmicas, introduzindo um grau de incerteza nas inferências de temperatura mantélica derivadas da sismologia. Tomando o ponto de vista de Pearson (1958), ele sustenta que as placas são sistemas auto-organizados, que comandam a convecção mantélica de cima, sendo que o principal fator que controla o mecanismo da tectônica de placas é o resfriamento do planeta próximo à superfície. Finalmente, a teoria de Anderson (2001a) pressupõe que um supercontinente estacionário atua como uma barreira para o calor proveniente do manto, produzindo neste uma expansão térmica, a qual por sua vez conduz à fusão parcial e a um arqueamento do geóide, com a conseqüente quebra do supercontinente.

De acordo com Anderson (2001b), a astenosfera não é quimicamente homogênea e suas variações de temperatura de longo comprimento de onda, em relação à sua temperatura média, são de $\pm 200^\circ$ C; isso significa que tais variações incluem os excessos de temperatura que têm sido atribuídos a plumas mantélicas (Anderson, 2005a). Adicionalmente, ele propõe que uma grande parte

do manto superior está muito próxima de seu ponto de fusão; portanto, os critérios para a intrusão de diques são: (a) o *stress* compressional mínimo da litosfera tem de ser horizontal e (b) a fluabilidade do material fundido deve exceder o *stress* ativo no interior da placa. Anderson e Natland (2005) argumentam que os efeitos da pressão nas propriedades dos materiais não são considerados nos experimentos e simulações computacionais das plumas e/ou *hotspots*.

Courtillot *et al.* (2003) examinaram as propriedades de 49 *hotspots*, tendo considerado dentre os sete maiores (Havaí, *Louisville*, *Reunion*, Páscoa, Islândia, Afar and Tristão da Cunha), são os mais prováveis de terem sua origem atribuída a plumas profundas ou “primárias” (“morganianas”), em virtude de todos apresentarem fortes anomalias negativas de velocidades no manto superior, opinião essa compartilhada por Anderson (2004). Courtillot *et al.* (2003) sugerem duas origens adicionais para os *hotspots*: aqueles originados do fundo da zona de transição, no topo dos domos de curta duração que correspondem às grandes intumescências (*superswells*) e os que estão ligados a fraturas da litosfera, causando fusão parcial na astenosfera, sendo, portanto, compatíveis com a teoria de *Top-down tectonics* de Anderson (2001a), ou seja, “andersonianos”. A zona de transição, entre 400 e 1000 km, mostra três rápidos incrementos nas velocidades de ondas sísmicas e apresenta comportamento variável de transmissão das ondas sísmicas perpendiculares (S).

Aqueles que advogam um controle dos processos magmáticos a partir de cima (p. ex., Anderson, 2001a, b) defendem a idéia de que um supercontinente estacionário atua como barreira para o material aquecido proveniente do manto, fazendo com que a litosfera se fracture sobre o arqueamento em zonas de fraqueza da Litosfera; a injeção de magma anorogênico seria responsável pela formação de zonas de rifteamento.

Por outro lado, os adeptos da teoria das plumas, estimulados pelos questionamentos citados, continuam refinando cada vez mais os seus modelos com base em experimentos laboratoriais. Por exemplo, Davaille *et al.* (2002) criaram um mecanismo para explicar por que plumas (como a que supostamente

causa o magmatismo do Havaí, na visão de Morgan, 1971, 1972), que são muito frias para se manterem ativas por um longo intervalo de tempo, conseguiram ascender da interface manto/núcleo, a qual possui um contraste térmico esperado de cerca de 1000° C. Segundo tal mecanismo, as anomalias de temperatura poderiam ser significativamente reduzidas se forem associadas a plumas geradas a partir de uma interface térmica estratificada em camadas de densidade diferente. De seus experimentos, eles concluem que *hotspots* termoquímicos podem se formar no manto, permanecendo ativos por centenas de milhões de anos.

Analisando-se criticamente trabalhos como esse, chegamos à conclusão de que muitos autores atualmente confundem os conceitos de plumas mantélicas (que são essencialmente sistemas convectivos) com o de *hotspot* (ponto quente situado abaixo da litosfera); além disso, o conceito de plumas não é o mesmo para geólogos, geoquímicos e geofísicos.

Embora alguns geólogos considerem que as plumas se formam nas porções inferiores da astenosfera e são oriundas do calor produzido pelo decaimento radioativo de concentrações anômalas de isótopos, a maioria admite que elas são formadas próximo ao limite manto inferior/ núcleo externo (fig. 16). De acordo com Anderson (2004), a definição precisa de uma pluma é obtida da dinâmica dos fluidos, sendo que elas nada mais são que estruturas ascendentes e descendentes em um fluido, as quais são mantidas por flutuabilidade termal (*thermal buoyancy*). Em suas próprias palavras,

“a convecção normal em um fluido com as propriedades do manto ocorre numa escala muito grande, comparável às escalas laterais das placas e às espessuras dos leitos mantélicos. Em geofísica, as plumas constituem uma forma especial de convecção em pequena escala, originadas num leito divisório termal (*thermal boundary layer*), aquecido de baixo.”

Torna-se necessário definir com o maior rigor possível os conceitos de plumas e *hotspots* porque, nos últimos anos, em muitos trabalhos que têm sido publicados, percebe-se alguma confusão entre esses dois termos, fato esse reconhecido por Anderson (2005b). Por exemplo, segundo Kerr (2003), geólogos e geoquímicos têm inferido plumas de traços deixados por *hotspots* como Havaí e Islândia, ao

passo que é mais preciso definir as plumas em termos termodinâmicos, como o fez Anderson (2004). Para alguns autores, é perfeitamente plausível que *hotspots* sejam originados a partir pluma clássica. Por exemplo, um dos expoentes entre os que defendem a teoria das plumas mantélicas é a geocientista Rafaella Montelli, da Universidade de Princeton, por sinal a mesma em que Jason P. Morgan recebeu seu título de PhD em física e lecionou geofísica por mais de 40 anos. A convicção de Montelli na existência das plumas pode ser avaliada pelo título do trabalho apresentado por ela e colaboradores numa conferência da *American Geophysical Union* (AGU): *Plumas ou não? Sim, e muitas!* (Montelli *et al.*, 2004a).

A tomografia, em geofísica, é um termo que engloba todos os métodos sísmicos de imageamento do interior da Terra. Esses métodos podem apresentar, como resultado final, os efeitos da transmissão, absorção, reflexão, refração e difração (Duarte, 2005). O principal problema no imageamento das plumas no manto inferior, segundo um dos adeptos da teoria das plumas (Nataf, 2000) é o diâmetro da zona de Fresnel, que, naquela profundidade, seria de cerca de 400 km para uma onda P de curto período (ou longo comprimento de onda). Como a zona de Fresnel é a área circular que define a resolução dos dados sísmicos, e que corresponde, a cada profundidade, ao diâmetro da calota de frente de onda com a espessura igual a 1/4 do comprimento da onda dominante, Nataf (*op. cit.*) conclui que as plumas com diâmetros daquela ordem de magnitude podem ser totalmente invisíveis na tomografia clássica de tempo de trânsito.

De acordo com Montelli *et al.* (2004b), as plumas podem ser bem evidenciadas pelo método de tomografia sísmica de frequência finita desenvolvido por eles; entretanto, esses autores, que utilizaram a inversão de traço sísmico para ondas P e S, afirmam que todas as plumas por eles amostradas possuem diâmetros de muitas centenas de quilômetros. Eles citam Ascensão, Açores, Ilhas Canárias, Ilha de Páscoa, Samoa e Taiti como exemplos de *hotspots* originados na base do manto. Destes, apenas o de Ilha de Páscoa faz parte da lista elaborada por Courtillot *et al.* (2003). Isso demonstra que diferentes autores possuem diferentes

candidatos para *hotspots* originários da interface manto/núcleo e uma confusão entre os conceitos de plumas e *hotspots*, pois, como exemplos de *hotspots* oriundos de plumas rasas, Montelli *et al.* (2004b) citam *Yellowstone*, Ilhas Salomão, Austrália Oriental, Etna, Galápagos, Islândia e Java Meridional.

É digno de nota que em seu trabalho, bastante criterioso e bem argumentado, Montelli *et al.* (2004b) afirmam terem descoberto várias anomalias de velocidade novas que não estão associadas a *hotspots* bem conhecidos, e que porções da litosfera que sofreram subducção originam frentes de ondas sísmicas fracas ou ausentes. As zonas de subducção são um dos principais argumentos dos geocientistas que não aceitam a teoria das plumas (Anderson, 2001a; Foulger *et al.*, 2005) para explicar a excessiva produção de magma em determinadas regiões. Os modelos de Montelli *et al.* (2004 b), surpreendentemente, revelam que não há uma pluma significativa sob *Yellowstone*, uma região cuja complexidade geológica tem intrigado os geocientistas que a estudam.

Uma comparação entre os modelos de plumas e *Top down tectonics* pode ser vista na figura 18. Nesta figura, vemos uma montagem feita por Anderson (2005c) ilustrando, à esquerda, o modelo de plumas mantélicas (segundo Courtillot *et al.*, 2003) e, à direita, o modelo de *Top-down tectonics* (Anderson, 2001a). O lado esquerdo apresenta três modelos, os quais partem da premissa de que o manto superior é homogêneo em sua composição e tem sua base a 650 km de profundidade: (a) grande plumas mantélicas sustentadas pelo mecanismo de convecção, originadas na interface manto inferior/núcleo; (b) *hotspots* causados por plumas (canais inferidos) estreitas originadas na citada interface e (c) vulcões originados na própria astenosfera. A subducção faz com que placas oceânicas, mais frias, penetrem no manto inferior e causem “avalanches mantélicas”, representadas por correntes de convecção que se movem em direção ao núcleo terrestre. Nesse modelo, o núcleo fornece o calor e o manto superior o material que ascende à superfície e conduz o calor por convecção. As cores azuis são

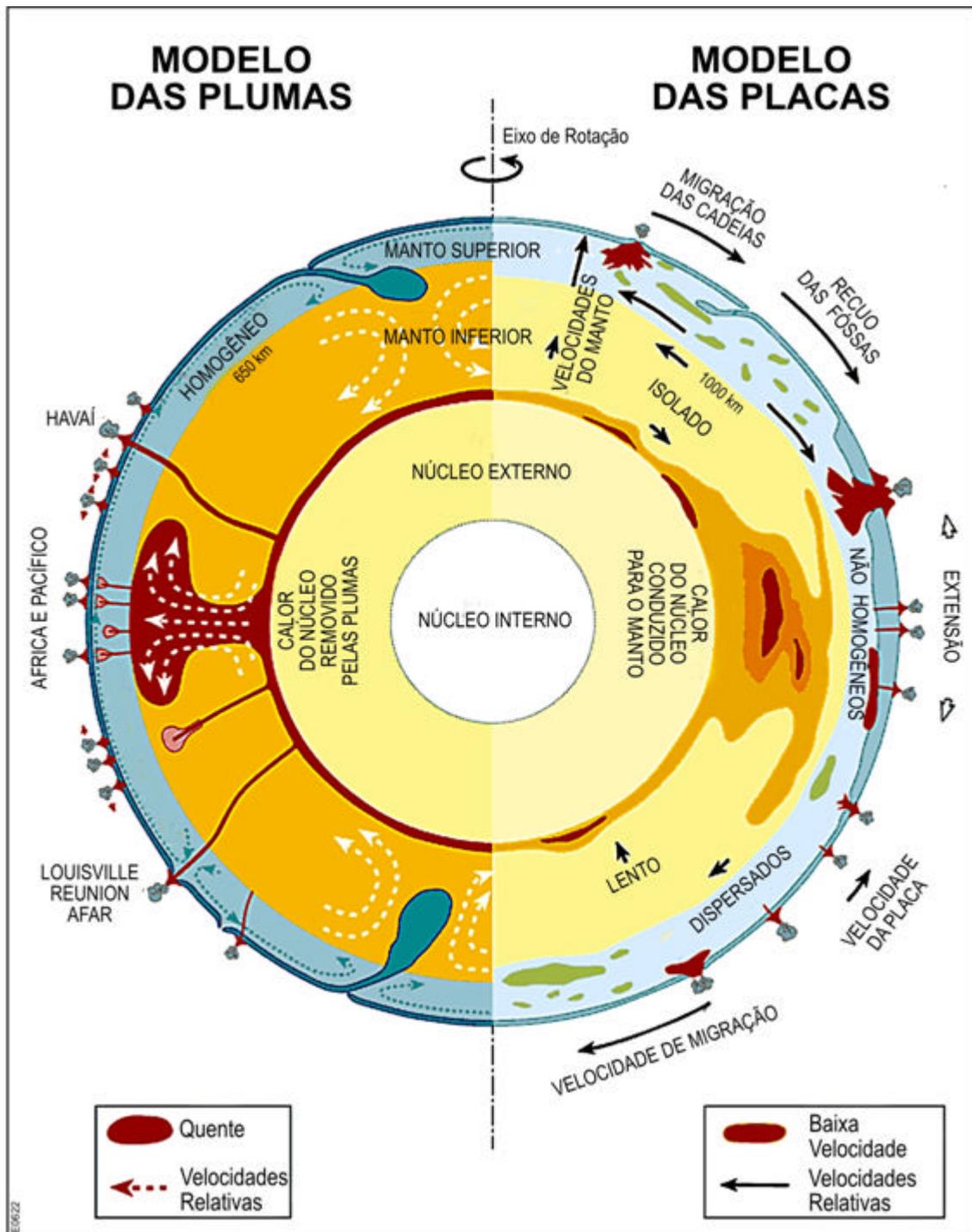


Fig. 18 - Comparação entre os modelos de Courtillot et al. (2003) e Anderson (2001), de Anderson (2005c). Explicações no texto.

regiões mais frias e as vermelhas, regiões mais quentes, ambas estabelecidas a partir da premissa de que as velocidades sísmicas são menores em materiais mais aquecidos (o que nem sempre é verdadeiro).

No lado direito, observa-se que o manto superior é heterogêneo e ativo, ao passo que o manto inferior é isolado e inerte, contendo em seu interior antigas feições alargadas pelas altas pressões. O manto superior, cuja base, nesse modelo, se situa a 1000 km de profundidade (descontinuidade de Repetti), contém material reciclado de diferentes dimensões e idades, que se equilibram em épocas e profundidades diferentes, o que explicaria a heterogeneidade do manto superior.

Regiões de baixa densidade nos mantos raso e profundo causam levantamento e extensão da litosfera, sendo que os componentes geoquímicos do tipo MORB e OIB provêm do manto superior e são formados através de reciclagem de material proveniente da litosfera subductada. Nesse modelo o calor do núcleo é transmitido através do manto por condução. As cores vermelhas e azuis aqui representam respectivamente, regiões de baixas e altas velocidades das ondas sísmicas, e não necessariamente regiões mais frias ou mais quentes, pois fatores como densidade, composição e rigidez dos materiais atravessados por elas, além da temperatura, influenciam suas velocidades.

De acordo com Foulger (2003), em alguns locais, onde a tomografia do manto revelou imagens interpretadas como sendo a expressão física da localização de plumas mantélicas, as anomalias encontradas estão confinadas ao manto superior (ou eventualmente à litosfera), como *Yellowstone*, Tristão da Cunha e os Açores. Entretanto, medidas de fluxo térmico e análises petrológicas não revelam magmas de temperatura muito elevada sob o Havaí e a Islândia, considerados na literatura como exemplos clássicos de *hotspots* originados por plumas (no conceito de Morgan, 1971, 1972). Segundo ela,

(...) “os modelos físicos sugerem que a existência de plumas clássicas pode ser impossível porque as enormes pressões existentes no manto profundo suprimem a flutuabilidade do material aquecido”, e (...) “os eventos vulcânicos requerem somente uma fonte de rocha fundida

(aparentemente sem grandes anomalias térmicas) e extensão crustal para ocorrerem. A reintrodução de basalto no manto raso, nas zonas de subducção, causa heterogeneidades e localmente um aumento da fertilidade sob a forma de eclogitos, dos quais podem ser extraídos, a temperaturas relativamente baixas, volumes excepcionalmente grandes de material fundido. Deformações no interior das placas causam extensão distante dos limites das mesmas". (*sic*).

Atualmente, os geocientistas das principais companhias petrolíferas trabalham com levantamentos sísmicos de reflexão, tridimensionais, de excelente qualidade, com amostragens espaçadas de 25 m e profundidades de até 8 km em bacias sedimentares de margens divergentes. Tais levantamentos, ao mesmo tempo em que aumentam a confiabilidade dos modelos geológicos neles baseados, ainda apresentam incertezas que somente uma amostragem direta (perfuração) pode dirimir. Portanto, os intérpretes de dados sísmicos de qualquer natureza, sejam eles produzidos pelo homem ou de origem natural, devem ser cautelosos na interpretação de seus resultados, uma vez que vários fatores influenciam as velocidades das ondas sísmicas, tais como diferenças de temperatura, de densidade, de pressão, de composição e de rigidez dos materiais.

A origem de todas as incertezas e controvérsias é o fato de que o poço mais profundo perfurado até hoje, ao que consta, atingiu a profundidade de cerca de 12 km, na península de Kola, na Rússia, próximo ao Círculo Polar Ártico. O referido poço amostrou apenas rochas cristalinas ácidas, o que indica que seu término se deu inteiramente no interior da crosta continental. Adicionalmente, os poços mais profundos perfurados até hoje pela indústria petrolífera atingiram espessuras máximas de 7 km de sedimentos. Portanto, toda a estrutura do interior da Terra tem de ser deduzida de métodos geofísicos, que fornecem uma perspectiva indireta, necessitando, portanto, ser interpretados, e também de experimentos laboratoriais que não podem simular o tempo geológico, razão essa muito utilizada pelos críticos de tais experimentos.

Todos os argumentos usados em favor da existência das plumas e contra (mecanismos alternativos) têm sido extensivamente discutidos em toda a literatura geológica. Percebe-se, muitas vezes, que esses argumentos são constantemente repetidos, pois artigos novos citam-nos constantemente de outros mais antigos e assim sucessivamente. Para fazer avançar a ciência, é necessário definir a terminologia com o devido rigor, e fazer uma leitura crítica das interpretações feitas a partir de dados obtidos por métodos geofísicos indiretos, que estão em constante evolução.

VI. SUPERCONTINENTES E PROCESSOS DE RUPTURA

Nosso planeta compreende cerca de 12 placas tectônicas principais que se movem umas em relação às outras, sendo produzidas nos chamados centros de espalhamento (limites construtivos), que são cadeias mesoceânicas onde a crosta oceânica é formada por acréscimo de material do tipo MORB (*Mid Oceanic Ridge Basalts*), de natureza toleítica. As placas, por sua vez, são consumidas nas zonas de subducção (os chamados limites destrutivos), e movem-se lateralmente umas em relação às outras, nos chamados limites transcorrentes.

As informações que se seguem são baseadas no site <http://www.bookrags.com/sciences/earthscience/supercontinents-woes-02.html>, complementadas com outras fontes.

De acordo com a teoria da tectônica de placas, a crosta terrestre é continuamente formada e reciclada (crosta continental) e formada e destruída (crosta oceânica), num processo de equilíbrio relativo. Entretanto, certas porções no interior dos atuais continentes permaneceram estáveis por bilhões de anos (são as chamadas zonas cratônicas). Os supercontinentes são formados pela colisão ocasional das placas que contêm tais regiões estáveis, em períodos globais de orogênese, para formar os chamados supercontinentes; estes, por sua vez, constituem isolantes térmicos para o calor que flui constantemente do interior da terra para a superfície (Anderson, 2001a). Portanto, a intervalos de tempo mais ou menos regulares, as zonas de fraqueza no interior dessas regiões são reativadas quando atingidas por plumas mantélicas (no conceito de Morgan, 1971), ocasionando sua ruptura e a conseqüente subdivisão do supercontinente em vários fragmentos, os quais inicialmente se movem em sentidos opostos para depois colidirem novamente, formando um novo supercontinente. A ruptura se dá porque os supercontinentes atuam como *buffers*, no conceito de Parker (1985), acumulando sob si próprios a energia térmica por milhões de anos, até que eles se rompam sobre as mencionadas zonas de fraqueza. O intervalo de tempo geológico envolvido nos processos acima descritos constitui o chamado “Ciclo de Wilson” (Wilson, 1966). O trabalho de Wilson, embora ainda seja aceito hoje em

sua linhas gerais, enfatizava o conceito dos geossinclinais, os quais seriam formados nas margens passivas recém criadas; Os conceitos de geossinclinal e geoanticlinal caíram em desuso com o passar do tempo.

Reconstruções de placas formadas de ± 200 Ma até o presente podem ser feitas graficamente através da análise das anomalias magnéticas do espalhamento do leito submarino, cujas idades são conhecidas. O advento da altimetria por satélite nos anos de 1990 auxiliou muito nas reconstruções, ajudando a determinar com maior precisão os pólos de rotação (ou pólos de Euler), com a identificação mais acurada das falhas transcorrentes ao longo das quais as placas se movem horizontalmente umas em relação às outras. Todas as reconstruções são baseadas na premissa (contestada por alguns) de que a Terra manteve seu raio constante ao longo de sua evolução.

Reconstruções mais antigas que a idade da quebra do Supercontinente Gondwana somente podem ser feitas por correlação geológica entre crátons que atualmente se encontram muito distantes uns dos outros. Tais correlações incluem antigas anomalias magnéticas, análise de enxames de diques máficos (que supostamente convergem sobre o centro de uma suposta pluma mantélica pretérita), tipos de rochas e assembléias de fósseis comuns a diferentes crátons, com o auxílio de análises de proveniência de metassedimentos através de análises geocronológicas de U/Pb em zircão detrítico e, finalmente, correlações entre grandes províncias magmáticas.

Por extensão do propósito, pode-se, entretanto, citar a possível existência, no Arqueano (há cerca de 3 Ga), de um primitivo supercontinente denominado Vaalbara, identificado pelas semelhanças entre as seqüências sedimentares no cráton de Kaapvaal, na África do Sul, e o de Pilbara, na Austrália ocidental (Strik, 1973). Entretanto, a existência de Vaalbara tem sido questionada, pois evidências paleomagnéticas recentes sugerem que os citados crátons não estavam unidos por volta de 2,8 Ga atrás. Outros supercontinentes propostos, no Paleoproterozóico, são os de Ur e Columbia.

Do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico Superior considera-se a existência do Supercontinente Rodínia, formado pela junção de terrenos Precambrianos da Austrália, Canadá, Índia, Madagascar, Antártica Oriental e América do Sul. Sua fragmentação, ocorrida no Neoproterozóico superior, deu origem aos oceanos Pacífico e Iapetus, que posteriormente constituíram as margens do Supercontinente Gondwana (fig. 19), cuja formação final se deu no Paleozóico Inferior (Cawood, 2005).

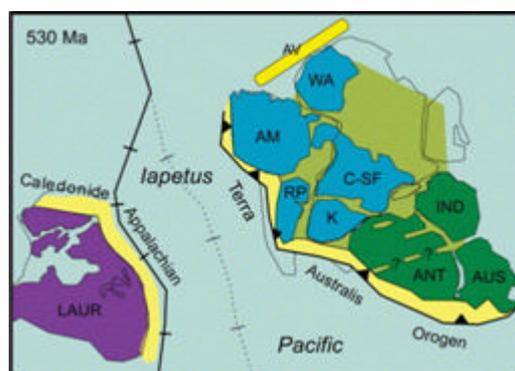


Figura 19 – Reconstrução paleogeográfica do Gondwana (à direita) e de Laurentia (à esquerda) há cerca de 530 Ma, quando já havia ocorrido a amalgamação dos segmentos ocidental (em azul) e oriental (em verde) do Supercontinente Gondwana como resultado das orogenias Brasileira e Pan-Africana. Laur: Laurentia; AM: Amazônia; WA: Oeste da África; C-SF: Congo - São Francisco; AV: Avalon; IND: Índia; ANT: Antártica; AUS: Austrália; K: Kalahari, RP: Rio da Prata. As Orogenias Terra Australis, Avaloniana e Caledoniana-Apalachiana estão em amarelo. (Cawood, 2005).

O Supercontinente Gondwana era separado de outro, denominado Laurásia, pelo oceano de Tethys, do qual o atual mar Mediterrâneo representa o estágio final de evolução. A Laurásia, por sua vez, formou-se pela colisão entre Laurentia (América do Norte), Báltica (Escandinávia) e partes da Europa e da Sibéria, há aproximadamente 400 Ma atrás. A história da margem ocidental do Gondwana é marcada por sua colisão com o Supercontinente Laurentia, que em sua parte norte ocasionou o fechamento do oceano de Iapetus, formando o Supercontinente Pangea, no final do Paleozóico, há cerca de 320 Ma. Este último, por sua vez, fragmentou-se entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, por processos de rifteamento supostamente relacionados à atuação de plumas mantélicas. Tal história pode ser lida com riqueza de detalhes, em Veevers (2004).

VII - ALGUMAS ÁREAS DE INTERESSE

VII.1 - Introdução

Foram escolhidas algumas áreas bastante didáticas para o tema desta tese. Uma delas (o Arquipélago do Havai), pertence a um contexto geotectônico diferente daquele da área de estudo, mas serve para ilustrar mecanismos e processos que nela podem ter ocorrido. Outras, como a Margem Continental da Noruega, o Arquipélago das Canárias, a Islândia e a Cadeia Vitória-Trindade, apresentam análogos úteis para comparação direta.

VII.2 - O Arquipélago do Havai

Esse arquipélago é bastante didático e controverso para o conceito de plumas mantélicas e *hotspots*, pois nele, assim como na cadeia do Imperador, do qual constitui a continuidade para SE após uma inflexão de 60°, a idade das ilhas vulcânicas decresce sistematicamente no mesmo sentido (figura 20).

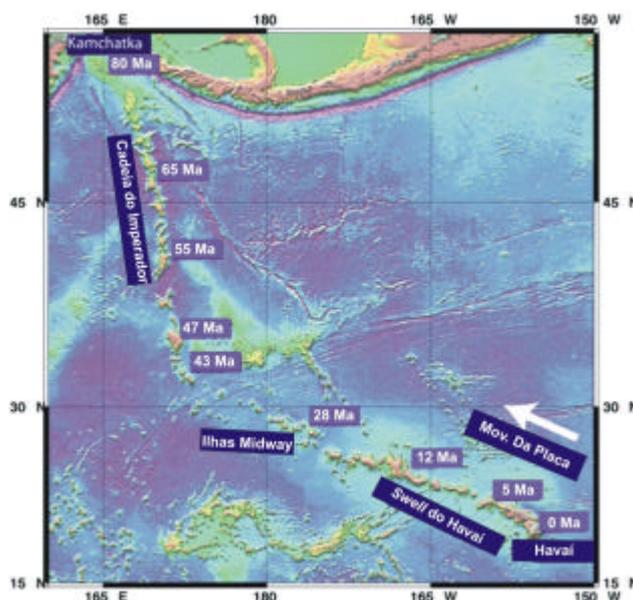


Figura 20 – Mapa regional mostrando que a Cadeia do Imperador-Havai pode ser traçada desde o vulcão Kamchatka até o Arquipélago do Havai, com uma diferença de 80 Ma. A cadeia

apresenta uma abrupta mudança de direção, indicando que, durante o Eoceno, a Placa do Pacífico sofreu uma rotação em sua direção de movimento; as causas dessa rotação são ainda desconhecidas, mas podem estar relacionadas à colisão dos continentes indiano e asiático, a qual ocorreu aproximadamente na mesma época. (Do site <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/plume.html>).

A cadeia Imperador-Havaí tem produzido bons exemplos da controvérsia advinda da aplicação de métodos geofísicos para se compreender a estrutura da terra, como, por exemplo, a comparação entre os trabalhos da prof^a. Gillian Foulger (Universidade de Durham) e do prof^o. Andy Saunders (Universidade de Leicester). Foulger e Anderson (2005) afirmam que um terremoto de magnitude 6.3 ocorrido no arquipélago do Havaí em 1973, com epicentro na ilha maior, gerou ondas S que se refletiram na interface manto/núcleo e logo após foram registradas até a múltipla de sexta ordem, indicando velocidades sísmicas mais elevadas sob a maior ilha do arquipélago do que a média da porção SW do Oceano Pacífico; esses resultados foram confirmados por tomografia telessísmica (Wolfe *et al.*, 2002), que também indicaram anomalias de baixa velocidade sob as ilhas de Maui e Molokai, distantes cerca de 250 km a NW da ilha maior. Por outro lado, Saunders (2003), citando o trabalho de Ji e Nataf (1998) afirma que existe uma anomalia de baixa velocidade profundamente situada no manto, na chamada zona D'' (situada próximo ao núcleo) a 200 km a NW da ilha maior, e conclui que esse fato é uma clara indicação de que o vulcanismo do arquipélago do Havaí é causado por uma pluma mantélica tal como foi preconizado por Morgan (1971). Todavia, uma leitura crítica do trabalho de Ji e Nataf (*op. cit.*) revela que eles não têm certeza de que tal anomalia é real. Finalmente, Foulger e Anderson (2004), baseados no trabalho de (Wolfe *et al.*, 2002), afirmam que os resultados da tomografia telessísmica são confiáveis até cerca de 150 km de profundidade. (Wolfe *et al.*, *op. cit.*) concluem que o resultado de seu trabalho não tem resolução para amostrar uma pluma cilíndrica de baixa velocidade abaixo do Havaí.

Uma informação apresentada no trabalho de Foulger e Anderson (*op. cit.*), é a de que a deflexão de cerca de 60° entre as cadeias do Imperador e do Havaí não resulta de uma súbita mudança de direção da placa do Pacífico, o que contradiz a teoria das plumas mantélicas, pelo menos para essa região (fig. 21).

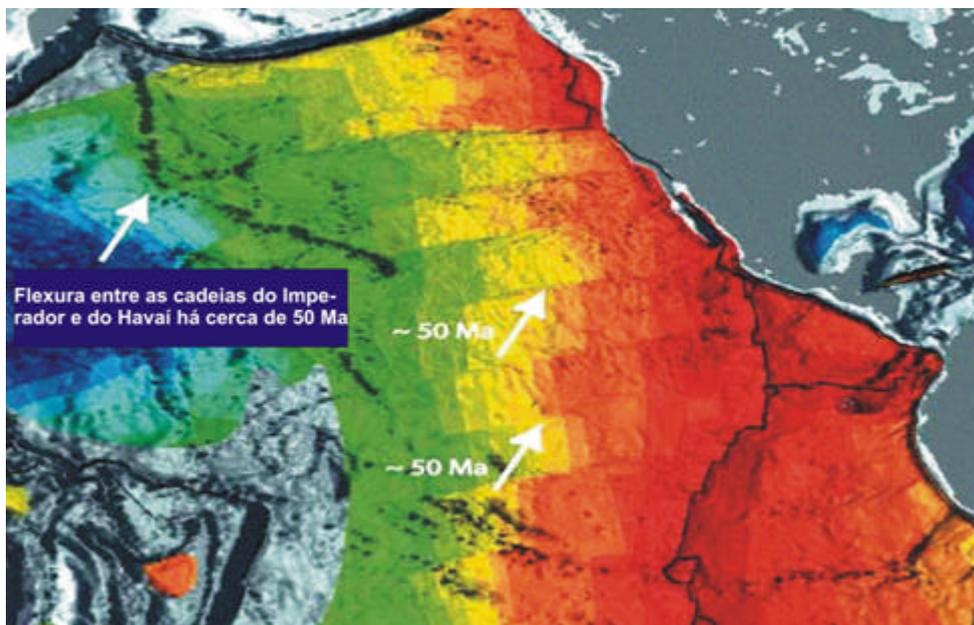


Figura 21 – Mapa do Oceano Pacífico mostrando as idades do leito submarino determinadas por lineamentos magnéticos. Segundo Foulger e Anderson (2004), pode-se ver, pela continuidade das zonas de fratura, que não houve mudança na direção do movimento da placa do Pacífico no momento da flexão entre as cadeias do Imperador e do Havai, há cerca de 50 Ma. (<http://www.mantleplumes.org/Hawaii-2003>)

A essa informação, pode-se contrapor que o movimento de uma placa não coincide necessariamente com a variação de direção das falhas transformantes, lembrando que o Eoceno foi uma época de grandes processos tectônicos que ocorreram em todo o planeta Terra.

VII.3 - A Islândia

Outra região controvertida é a Islândia, uma ilha vulcânica situada no centro da cadeia mesoceânica do Atlântico Norte. Nessa região, onde ocorrem taxas de produção de magma basáltico mais elevadas que a média, a crosta oceânica possui cerca de 35 km de espessura, o que contrasta com sua espessura média de 5-8 km. Segundo Foulger *et al.* (2000), uma imagem tridimensional de tomografia telessísmica revelou uma anomalia de baixa velocidade, de formato

cilíndrico até 250 km e tabular abaixo dessa profundidade, sugerindo que o magmatismo da Islândia é do tipo pluma alimentado por um fluxo ascendente de magma proveniente da zona de transição (a cerca de 650 km de profundidade). Entretanto, Foulger *et al.* (*op. cit.*) alegam que tal anomalia não constitui uma pluma, assumindo rigorosamente a definição de plumas de Morgan (1971); por outro lado, Saunders (2003) afirma que o fato de a anomalia não ser proveniente do manto inferior não constitui argumento suficiente para descartar o conceito de plumas.

Foulger (2002), adepta das teorias alternativas para explicar os fenômenos magmáticos, tais como convecções de caráter local e controle por fraturas, que eventualmente se propagam, sustenta que, por causa dos mapeamentos e amostragens intensivos, datações radiométricas, análises químicas e investigações geofísicas, a Islândia é o melhor local para se testar a hipótese das plumas. Partindo do fato de que as altas temperaturas (200-600° acima das temperaturas mantélicas normais) são fundamentais para se concluir sobre a existência de uma pluma sob determinado local, ela alega que o fluxo térmico da região é semelhante ao encontrado em outras regiões onde o magmatismo está ausente, segundo experimentos de tomografia sísmica tridimensional. Ela então propõe um mecanismo para explicar o enorme volume de magma produzido nesta região de crosta anormalmente espessa para um oceano, baseado no fato de que a região da atual Islândia está situada sobre uma antiga zona de subducção (fig. 22). Esse mecanismo é baseado no fato de que a excessiva produção de magma na província vulcânica da Islândia é devida à alta fertilidade do manto associada a uma antiga zona de subducção (Caledoniana) da crosta oceânica de Iapetus, que intercepta um centro de espalhamento oceânico ativo e atual. Na opinião dessa autora, é possível que eventos magmáticos ocorram sem que haja anomalias térmicas positivas em áreas onde há antigas zonas de subducção. É possível que tal antiga zona de subducção enriqueça o magma basáltico em sílica e voláteis, favorecendo sua ascensão até a superfície em quantidades muito maiores do que nos demais pontos da Cadeia Mesoatlântica.

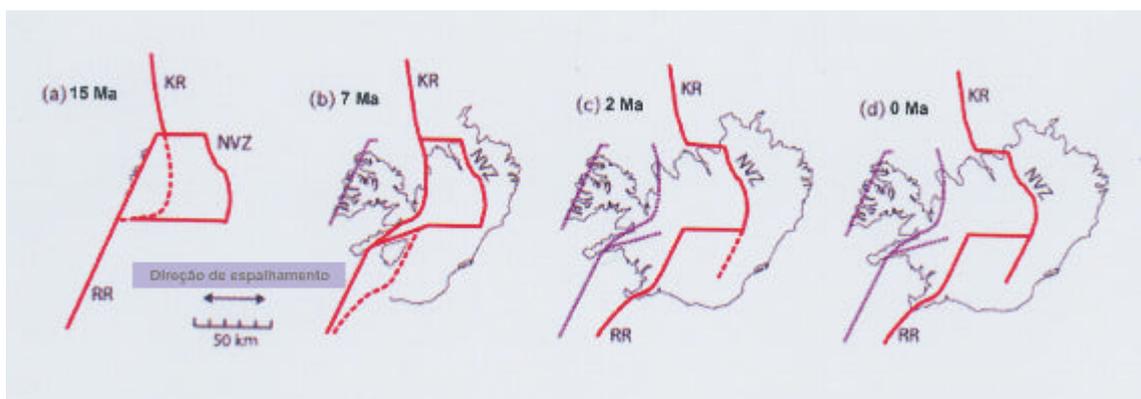


Figura 22: Evolução tectônica da Islândia nos últimos 15 Ma. As linhas vermelhas contínuas representam limites ativos de placas, ao passo que as tracejadas correspondem a limites de placas que devem se formar num futuro próximo. As linhas contínuas de cor violeta representam os antigos limites de placas caledonianos, que foram deslocados pelo movimento em direção ao oeste da atual placa Norte Americana. KR: cadeia de Kolbeinstein; RR: cadeia de Reikjanes e NVZ: Zona vulcânica do Norte (adaptado de Foulger, 2002).

Saunders (2003), um adepto da teoria das plumas, acha a teoria de Foulger (2002) interessante, mas questiona o fato de que a área ocupada pela atual Islândia é pequena se comparada à extensão da zona de subducção por ela referida. Não obstante, Foulger *et al.* (2005) refinaram seu modelo, com a utilização de dados químicos e isotópicos. Concluíram que a presença de um componente enriquecido nos toleítos primitivos da Islândia, contribui para a diversidade de basaltos encontrados naquela ilha, os quais variam de ferrobasaltos a olivina-toleítos. O vulcanismo bimodal que ocorre sob a forma de riolitos, constitui cerca de 20% do volume total de rochas magmáticas da Islândia, segundo Foulger *et al.* (2005).

Entre os autores que defendem o conceito clássico de plumas mantélicas, destaca-se o geólogo Agust Gudmundsson. Esse autor, trabalhando em margens continentais divergentes do tipo rifte, principalmente na Islândia, idealizou um modelo de sistema vulcânico cuja expressão superficial consiste de fraturas tensionais, falhas normais e fissuras vulcânicas. O início de tal sistema é marcado pela formação de um reservatório de magma de formato dômico no limite crosta/manto superior (Gudmundsson, 1995, fig. 23).

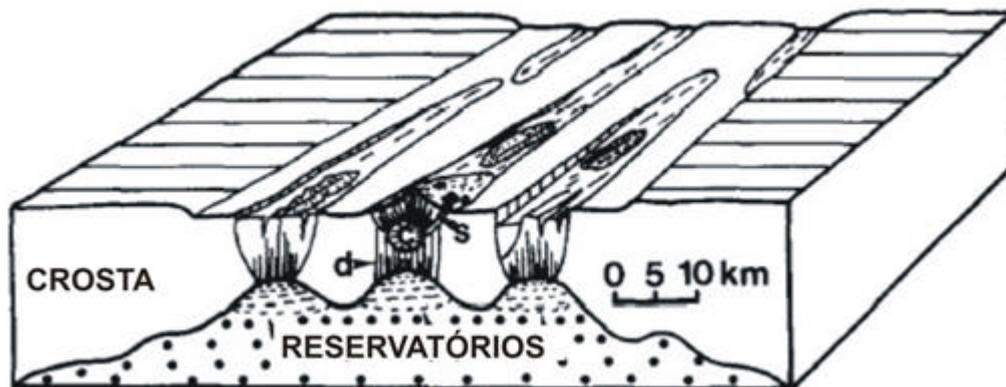


Figura 23 – Diagrama esquemático do conceito de sistema vulcânico de Gudmundsson (1995), proposto para a zona de riftes da Islândia. Os reservatórios têm um formato semi-elipsoidal com topos domóicos e são constituídos de manto parcialmente fundido abaixo da zona de riftes. Tais topos são separados por regiões de crosta mais espessa, podendo originar magmas que se desenvolvem de forma independente para cada reservatório. Na interpretação do citado autor, a infraestrutura do sistema vulcânico central é marcada por diques verticais, diques inclinados e uma câmara magmática crustal derivada de uma pluma mantélica. Adaptado de Gudmundsson (1995).

Ritsema e Allen (2003), utilizando um modelo de tomografia baseado no registro de ondas sísmicas, identificaram baixas velocidades de ondas de cisalhamento abaixo da Islândia. Eles concluem que, com o espaçamento da rede de receptores da ordem de 300-500 km, não é possível obter boa resolução de estruturas a partir de velocidades sísmicas em profundidades maiores que 400 km; nesse caso, torna-se difícil separar as plumas de sistemas convectivos de pequena escala do manto superior e de flutuações termais “normais” que exercem grande influência nas velocidades sísmicas. Os citados autores reconhecem que, embora as plumas mantélicas sejam estruturas geológicas bem estabelecidas em modelos computacionais e experimentos de laboratório, ainda não foi feita uma detecção sísmica indiscutível de alguma delas. Reforçando esse argumento, Pilidou *et al.* (2005) concluíram, baseados num modelo de alta resolução de velocidades de ondas S e anisotropias azimutais, que a anomalia de baixa velocidade situada sob a Islândia é alongada na direção da cadeia mesoatlântica e detectável até a profundidade de 200 km; entretanto, segundo eles, esse fato não significa que tal anomalia não seja causada por uma pluma, pois seu modelo não permite resolução adequada abaixo da citada profundidade.

Fitton *et al.* (1997) concluíram, com o uso de isótopos de Nb, Zr e Y, que a cabeça da pluma ancestral da Islândia era zoneada e circundada por uma espessa camada externa, anormalmente quente, cuja composição seria idêntica à de uma fonte mantélica N-Morb. Eles também definiram como origem dessa pluma uma anomalia térmica na porção inferior do manto superior, o que é praticamente um consenso entre os diferentes autores que estudam o magmatismo da Islândia.

A maioria dos geólogos atualmente concorda que a grande quantidade de magma produzida na região da Islândia, em comparação com o restante da cadeia mesoceânica, deve-se ao fato de uma pluma mantélica ter interceptado uma zona de espalhamento ativa. Entretanto, isso não invalida a hipótese de Gillian Foulger de que tal anomalia magmática seja proveniente da interseção de uma zona de espalhamento ativa atual com uma antiga zona de subducção.

VII.4 As Ilhas Canárias

As ilhas Canárias, segundo Anguita e Hernán (2000), constituem um local muito importante para a Vulcanologia, pelo fato de apresentarem características únicas em relação aos demais grupos de ilhas vulcânicas oceânicas. A anomalia termal que foi definida por tomografia sísmica sob uma ampla região que inclui as citadas ilhas, o norte da África e a Europa Central e Oriental não possui o formato de uma pluma, mas constitui uma superfície larga e plana. Anguita e Hernán (2000) atribuem esse fato a uma pluma que atingiu o Supercontinente Pangea no final do Triássico (há cerca de 200 Ma), tendo contribuído para a abertura do Oceano Atlântico Central (Golonka e Bocharova, 2000). Os sistemas vulcânicos das ilhas Canárias, cujas rochas variam de basaltos a andesitos, foram descritos detalhadamente por Schmincke e Sumita (1998). As ilhas Canárias estão situadas no NW da Placa Africana e distam entre 200 e 500 km do continente (fig. 24).



Figura 24 – Mapa de localização do Arquipélago das Canárias, baseado em altimetria de satélite. Observar que o referido arquipélago está situado na intersecção entre zonas de falhamentos de direções SW-NE (paralelos à linha de costa do continente africano) e E-W (prolongamentos das falhas transformantes da Cadeia Mesoatlântica). Os montes vulcânicos submarinos estão alinhados de acordo com as principais zonas de falhas. O ponto negro mostra a provável localização do epicentro do grande terremoto de Lisboa, ocorrido em 1755, segundo o site http://pt.wikipedia.org/wiki/Terramoto_de_Lisboa. (Mapa de Sandwell e Smith, 1997).

As Ilhas Canárias estão sobre uma placa divergente, em margem continental, e sua origem e evolução estão associadas à atuação de uma pluma mantélica, embora haja controvérsias (Anderson, 1998). Além disso, nas proximidades do citado arquipélago, existem numerosos montes submarinos, o que reforça a semelhança com a área de estudo da presente tese, pois Oreiro (2002) defendeu que a grande maioria dos edifícios vulcânicos eocênicos do sul da Bacia de Campos foram submarinos na época de sua formação. A estrutura dos principais sistemas vulcânicos que compõem o Arquipélago das Canárias é mostrada com riqueza de detalhes na fig. 25;

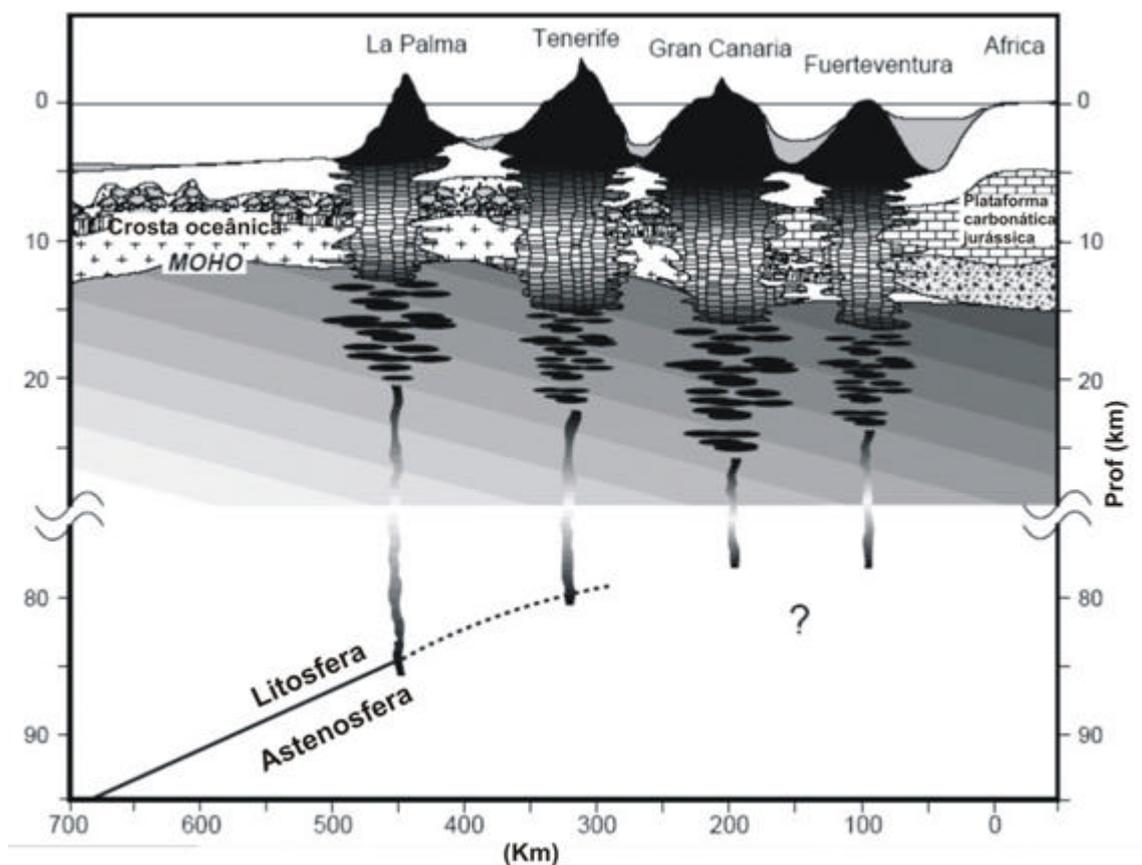


Figura 25 – Estrutura crustal e mantélica abaixo do Arquipélago das Canárias e da Margem Continental Africana, baseada em uma compilação de dados de afloramentos, sísmica e poços feita por Schminke e Sumita (1998). É provável, segundo eles, que as rochas pré-jurássicas e a plataforma continental do Jurássico se estendam para oeste, até o continente. Sobrepostos a essas seqüências estão os sedimentos cretáceos e terciários, sendo que a seção neógena, aqui ressaltada em cinza-escuro (entre as ilhas vulcânicas), é dominada por sedimentos vulcanoclásticos. A crosta oceânica na qual a seção de diques laminados deve ser muito pouco espessa, estende-se para leste até próximo do continente. Observar os diques alimentadores subverticais sob cada uma das construções vulcânicas e o suprimento de magma do topo da astenosfera; esse modelo, que condiz com o apresentado na presente pesquisa, é semelhante ao defendido por Anderson (2001a). Adaptado de Schminke e Sumita (1998).

a estrutura interna típica de um edifício vulcânico daquele arquipélago, juntamente com os tipos de sedimentação a eles associados, são mostrados na fig. 26. O modelo dos citados autores foi elaborado com o uso de dados sísmicos e de poços, além de estudos de afloramentos das ilhas.

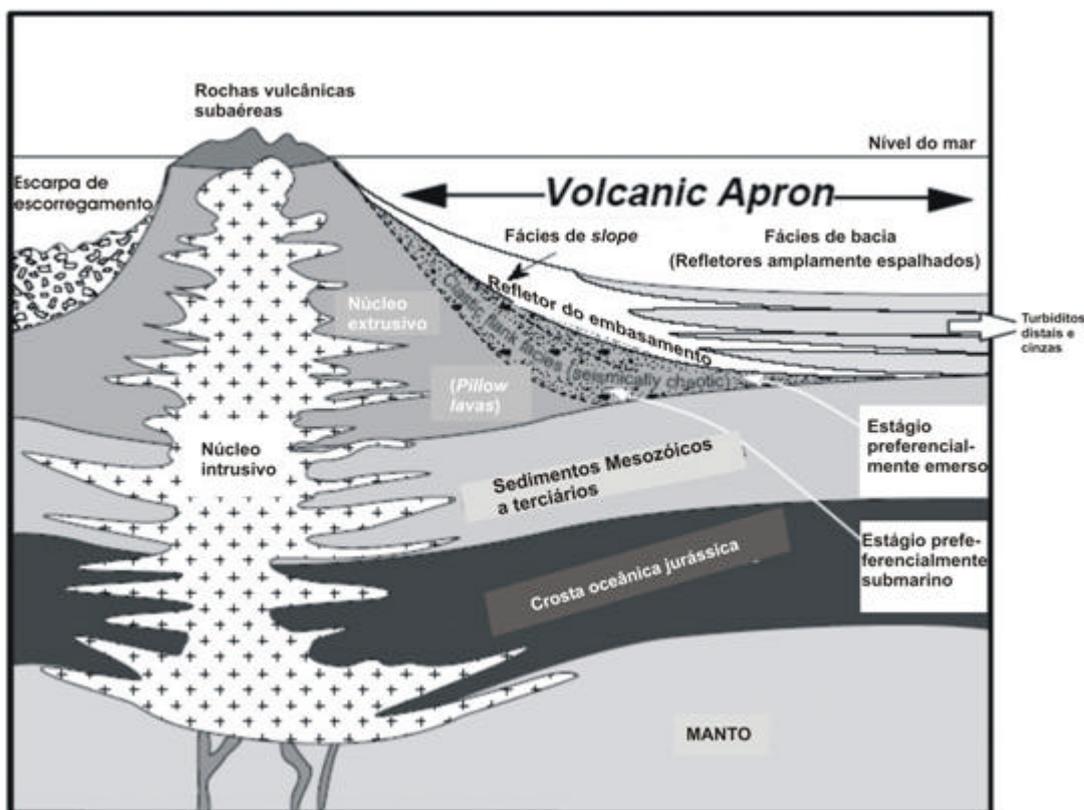


Figura 26 – Modelo de Schminke e Sumita (1998) para explicar a composição de um edifício vulcânico típico do Arquipélago das Canárias. O termo *volcanic apron* é utilizado por eles para descrever tanto o cone como os sedimentos vulcanoclásticos adjacentes ao edifício vulcânico, os quais podem se estender por mais de 100 km de distância do vulcão. As fácies dos flancos do edifício podem ser divididas em duas (separadas por uma linha tracejada), sendo as inferiores compostas principalmente por hialoclastitos e as superiores, constituídas principalmente por turbiditos basálticos e fácies de escorregamentos. Os sedimentos da fácies de *slope* (flancos) também estão subdivididos em duas fácies principais: uma mais proximal, contendo fácies de escorregamentos, camadas descontínuas, fluxos de detritos e canais erosionais; esta primeira grada lateralmente para uma segunda, chamada pelos citados autores de fácies de bacia, caracterizada por refletores mais contínuos, sendo constituída por diversos sedimentos vulcanoclásticos (cinzas vulcânicas, ignimbritos distais, etc). Os depósitos vulcanoclásticos estão intercalados com sedimentos biogênicos e/ou sedimentos siliciclásticos terrigenos. *Clastic flank fácies* (fácies clásticas de flanco) ocorrem no estágio preferencialmente submarino e são sismicamente caóticas (*seismically chaotic*). Adaptado de Schminke e Sumita (1998).

VII.5 - A Cadeia de Vitória-Trindade e o Arquipélago de Abrolhos

A cadeia vulcânica Vitória-Trindade (fig. 27) é constituída de um conjunto de bancos submarinos e Guyots, orientados na direção leste-oeste entre os paralelos de 20° e 21° sul, iniciando-se no nos bancos de Besnard e de Vitória, a oeste e tendo como seu extremo oriental as ilhas de Trindade e Martin Vaz, formadas por produtos vulcânicos alcalinos (Ferrari e Riccomini, 1999).

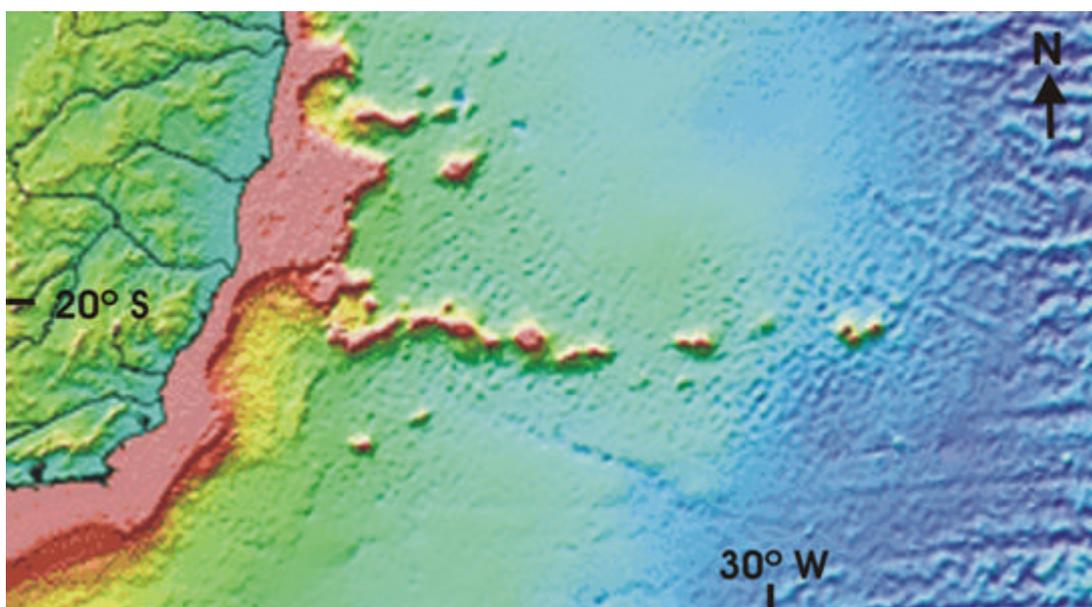


Figura 27 – Mapa topográfico de satélite mostrando a localização da Cadeia de Vitória-Trindade (do site <http://topex.ucsd.edu>).

A Formação Abrolhos é caracterizada por uma associação litológica complexa, composta de basaltos que variam de toleíticos a alcalinos e rochas vulcanoclásticas, intercaladas com rochas sedimentares carbonáticas da Formação Caravelas, folhelhos da Formação Urucutuca e turbiditos, o que faz com que o local onde tal formação ocorre seja excelente para o estudo da associação de reservatórios de petróleo com rochas magmáticas. De acordo com Milani e Thomaz Filho (2000), a acumulação de grandes volumes de magma na porção externa da plataforma continental da Bacia do Espírito Santo-Mucuri influenciou a halocinese no sentido das águas cada vez mais profundas; ao

alcançar a barreira de rochas magmáticas, o fluxo sedimentar descendente construiu um padrão característico de estruturas compressivas junto ao Complexo de Abrolhos.

Segundo Sobreira (1996), Sobreira e Szatmari (2002) e Sobreira *et al.* (2004), o Arquipélago de Abrolhos integra a província conhecida como Complexo Vulcânico de Abrolhos, abrangendo uma área superior a 40000 km². Esse complexo é constituído predominantemente por basaltos que variam de toleíticos a alcalinos, tendo sido formado por dois pulsos magmáticos principais: O primeiro, datado pelo método Ar/Ar como pertencente ao intervalo 64 – 53 Ma, corresponde ao pulso magmático mais intenso na área; o segundo é datado de 47 – 42 Ma. Os citados autores concluem que uma amostra proveniente da Ilha de Siriba, datada de 50 Ma, representa a idade intermediária entre essas duas fases, idade essa que corresponde à do clímax do magmatismo na Área de Estudo da presente tese.

Alves *et al.* (2005) mapearam a Zona de Fraturas Vitória-Trindade utilizando sísmica de reflexão, gravimetria e isócronas magnéticas, concluindo que tal zona continua atuando como conduto ativo para o magmatismo da Pluma de Trindade. A leitura detalhada do trabalho de Alves *et al.* (2005) indica que os resultados encontrados por essas autoras são compatíveis com o conceito de *Top-down tectonics* de Anderson (2001a), embora não haja elementos suficientes para descartar que o magmatismo ao longo da cadeia de Vitória-Trindade seja o resultado da atuação de uma pluma mantélica/*hotspot*.

Thompson *et al.* (1998) argumentaram que a Pluma de Trindade atingiu a região SE do Brasil há cerca de 85 Ma atrás, tendo sido responsável pela formação do *hotspot* de Poços de Caldas-Cabo Frio e, após ser defletida pela espessa crosta continental existente sob o Cráton de S. Francisco, migrou do Alto de Cabo Frio para a cadeia de Vitória-Trindade. Eles concluíram, com base em dados geoquímicos e isotópicos, que as rochas da província da Serra do Mar são provenientes de uma fonte sublitosférica. Um sumário das conclusões desses

autores é mostrada na fig. 28; tal sumário é um bom exemplo de como o modelo de plumas mantélicas complica a interpretação dos eventos magmáticos.

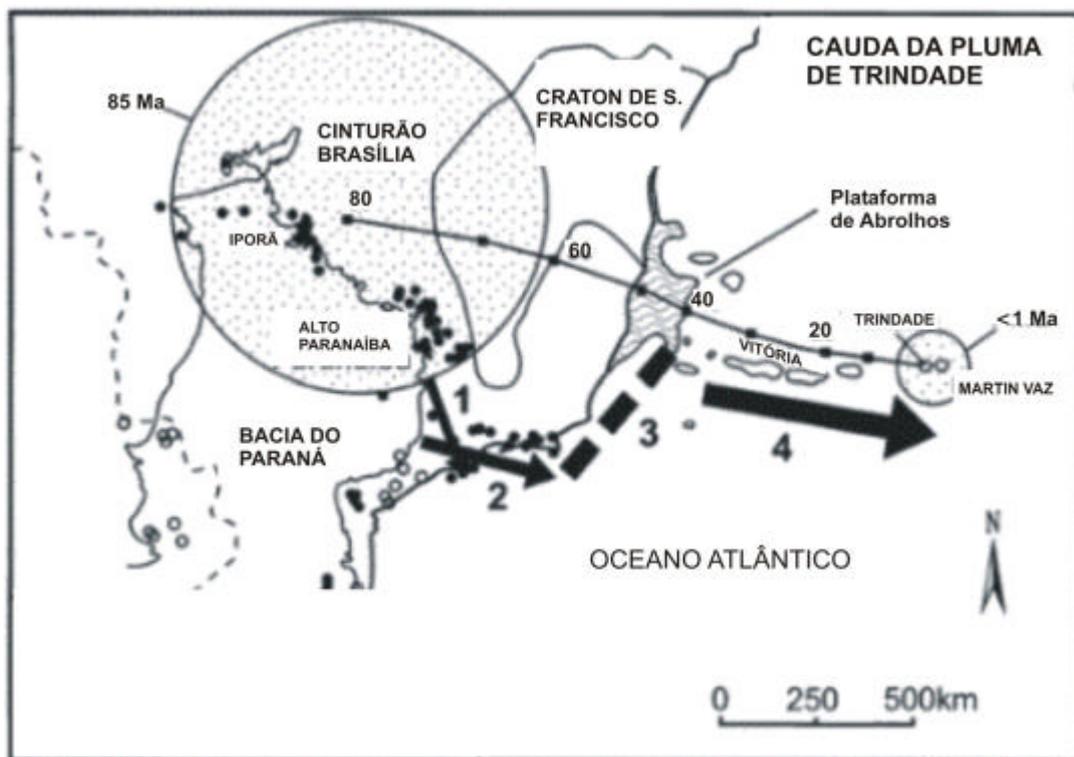


Figura 28 - Sumário da interpretação de Thompson *et al.* (1998) para as manifestações magmáticas do S e SE do Brasil. Círculos brancos e negros representam centros magmáticos do Cretáceo Inferior e Superior, respectivamente; as setas representam o sentido de migração da cabeça da pluma de Vitória-Trindade, e a linha tracejada representa o provável caminho da pluma, onde as manifestações magmáticas são escassas ou ausentes. A linha curva contínua que corta o Cráton de S. Francisco representa o provável caminho da cabeça de Pluma se essa não houvesse sido defletida pelo referido cráton. (1) representa a expansão da cabeça da pluma (85-80 Ma); (2) deslocamento do manto aquecido para o sul, quando a cauda da pluma passa sob o cráton (80-65 Ma); (3) salto para NE da cauda da pluma, quando esta atinge a margem continental (55-52 Ma) e (4) traço da pluma (cadeia de montes submarinos) à medida que o traço da pluma caminha ao longo do Oceano Atlântico (52 Ma – Presente). Modificado de Thompson *et al.* (1998).

Thomaz Filho *et al.* (2005) contestaram as conclusões de Thompson *et al.* (1998), pois as idades mais antigas do magmatismo na cadeia de Vitória-Trindade são contemporâneas às da Área de Cabo Frio, fato que já havia sido apontado por Cordani (1970).

Por outro lado, Fairhead e Wilson (2005) opinaram que o conceito de *hotspots* é muito simplista para ser aplicado a diferentes feições encontradas no oceano Atlântico Sul, e propuseram um modelo no qual o magmatismo responsável pela formação de tais feições seria causado pelo alívio do stress ao longo das falhas transformantes e de zonas de deformações como a Zona de Deformações Cruzeiro do Sul, definida por Souza (1991).

Duas questões a serem aqui levantadas são as seguintes: (a) se a pluma de Trindade existe e possui uma extensão areal tão grande (entre sua “cabeça” e “cauda”), por que suas manifestações magmáticas em superfície estão restritas a zonas nas quais há evidências da presença de falhamentos profundos, de caráter direcional? (b) a escassez de manifestações magmáticas, na parte central da Bacia de Campos, poderia indicar que o magmatismo sobre o Alto de Cabo Frio e adjacências, bem como o da Província Magmática da Serra do Mar, seriam geneticamente desconectados daquele que ocorre na cadeia de Vitória-Trindade, como sugerem Thomaz Filho *et al.* (2005)? Tais questões serão discutidas com mais profundidade no capítulo XII.

Um outro exemplo de interpretação da evolução da provável Pluma de Trindade pode ser visto na fig. 29. Tal interpretação abrange um intervalo temporal e espacial muito grande. Igualmente, revela como os modelos baseados no paradigma das plumas mantélicas tornam-se cada vez mais complexos, à medida que se adquire mais informações geológicas em uma determinada região de nosso planeta.

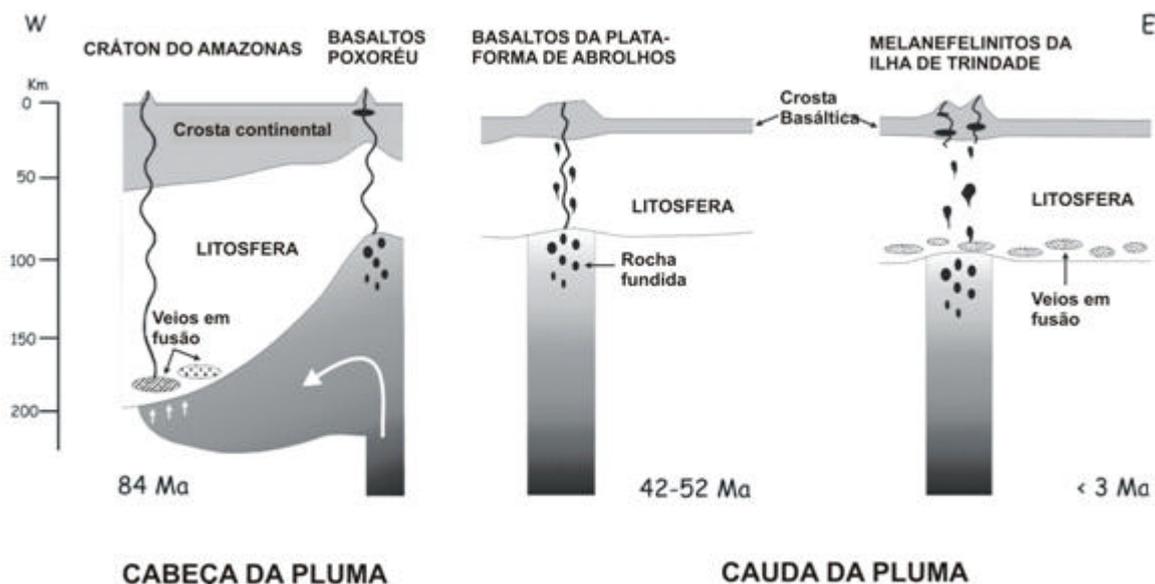


Figura 29 - Desenho esquemático ilustrando um resumo da história geológica da Pluma de Trindade. A cabeça da pluma teria impactado a região norte do Brasil há cerca de 85 Ma, causando magmatismo basáltico. Sob litosfera mais espessa, a transmissão de calor por condução e a fusão de material enriquecido originaram grandes corpos alcalinos. A pluma teria atingido a Margem Continental do SE do Brasil há aproximadamente 52 Ma, ocasionando espessos derrames basálticos na Plataforma de Abrolhos. As Ilhas de Trindade e Martin Vaz marcariam a posição atual da Pluma de Trindade, sendo constituídas por derrames de lava de natureza basáltico-alcalina, denotando contaminação litosférica (Segundo Greenwood, 2001). Nota-se que o modelo dessa autora não leva em conta o magmatismo da Área de Cabo Frio.

VII.6 - A Margem Vulcânica da Noruega e o Mar do Norte

As grandes províncias vulcânicas, de acordo com a definição de White e McKenzie (1989), são caracterizadas por extrusões e intrusões de rochas magmáticas máficas em curtos intervalos de tempo geológico. Segundo Gernigon *et al.* (2006), uma margem vulcânica difere de uma margem passiva clássica por possuir as seguintes características: (a) a formação de grandes volumes de magma ao longo do futuro eixo de espalhamento, originando os chamados *seaward dipping reflectors*; (b) a presença de rochas intrusivas nas seqüências sedimentares; (c) a falta de forte subsidência durante e após a quebra

continental; e (d) a presença de anomalias de alta velocidade de ondas P na crosta inferior (7.1-7.8 km/s). Por essa definição, as margens continentais das regiões Sul e Sudeste do Brasil podem ser classificadas como do tipo ativo.

A margem continental da Noruega (*Vøring Margin*) é particularmente interessante porque nela existem manifestações magmáticas de processos originados tanto no manto profundo quanto na astenosfera, tais como plumas mantélicas e convecções de pequena escala (Gernigon *et al.*, 2006). Tal margem apresenta bons exemplos de relações entre magmatismo e *lower crustal bodies* (corpos crustais inferiores); tais corpos são normalmente interpretados como *underplatings* relacionados a plumas mantélicas e aos processos de ruptura continental. Adicionalmente, a interpretação geológica daquela área é facilitada, pois as seqüências extrusivas são relativamente estreitas e a cobertura sísmica 2D e 3D é bastante detalhada (fig. 30). Gernigon *et al.* (2006), baseando-se em modelagens geofísicas, interpretam o magmatismo da Bacia de *Vøring* como de origem não relacionada a plumas mantélicas, ao contrário da maioria dos autores que estudam a região do Mar do Norte.

Lundin e Doré (2002) sustentam que desde a abertura do mar que separa a Groenlândia da Noruega, as duas margens continentais conjugadas estiveram sujeitas a episódios compressivos, distensivos e magmáticos, além de grandes fases de soerguimento e subsidência. Na Margem Continental da Noruega, os soerguimentos ocorreram no intervalo MesoEoceno – EoOligoceno, ao passo que o mesmo processo desenvolveu-se do NeoPaleoceno ao EoEoceno. Os citados autores atribuem a formação dessas feições ao empurrão relacionado à pluma da Islândia, estando os eventos compressivos relacionados a uma intensificação da atividade dessa pluma. Eles também descartam que os esforços compressivos relacionados à Orogenia Alpina sejam responsáveis pelos eventos compressivos no Mar do Norte, pela distância que separa a citada orogenia de tais eventos.

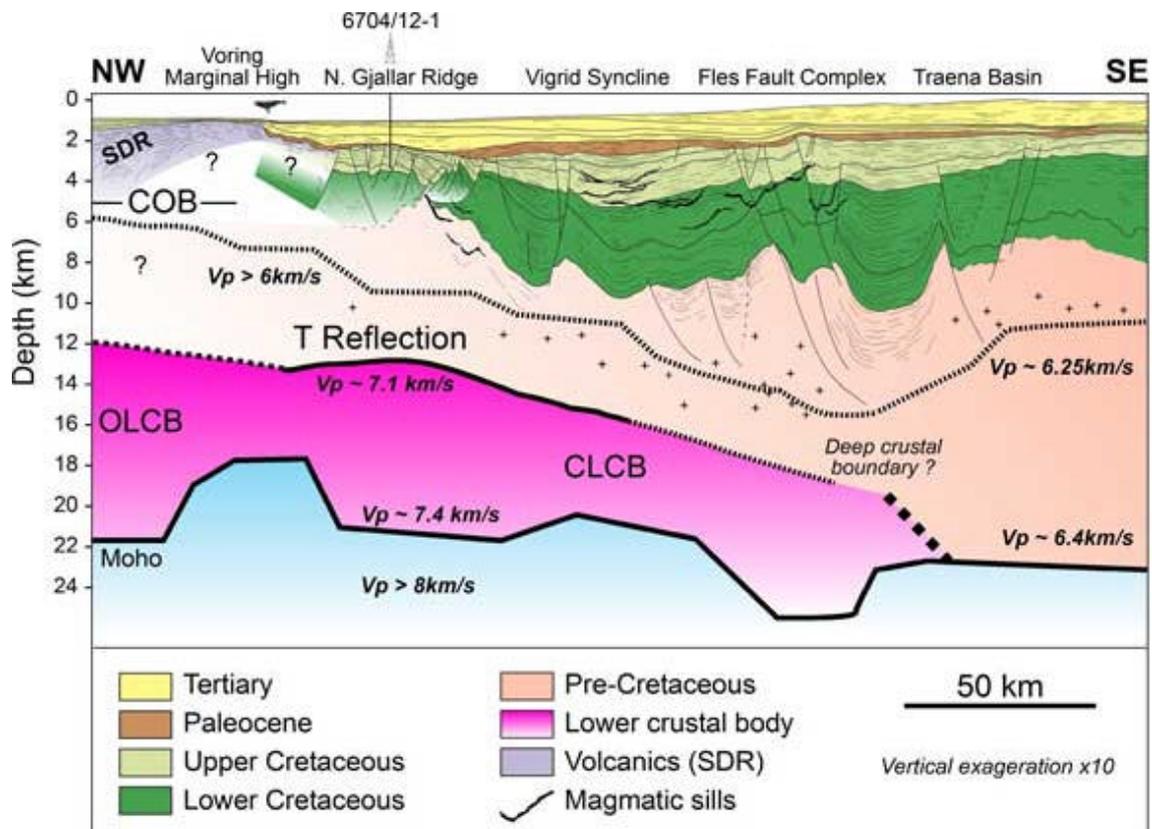


Figura 30 - Seção sísmica em profundidade na porção externa da Bacia de Vøring. O ridge da parte N. de Gjallar (NGR) localiza-se próximo às rochas vulcânicas da época de formação da bacia e estão representadas pelos *seaward dipping reflectors* (SDR) do Alto Marginal da Bacia de Vøring. O refletor T (*T reflection*) observado nessa seção sísmica 2D corresponde ao topo do corpo crustal inferior (LCB). Observar a presença de soleiras nas seções correspondentes ao Cretáceo Inferior e Superior, de modo semelhante ao que ocorre na Área de Estudo da presente tese. CLCB: corpo crustal inferior e continental; OLCB: corpo crustal inferior e oceânico; COB: antigo corpo continental.; *Deep crustal boundary*: Limite crustal profundo; *depth*: profundidade (De Gernigon *et al.*, 2006).

VIII - IDADES DO MAGMATISMO E PEQUENA COMPILAÇÃO DE TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE A ÁREA DE ESTUDO

A ocorrência de rochas magmáticas na costa SE do Brasil tem sido mencionada desde a segunda metade do século XIX. Frederick Hart citava que, durante o Terciário, o planalto do Brasil esteve submetido a uma submersão de extensão continental, e suas idéias a respeito apareceram no capítulo XIII do livro *Journey to Brazil* (Agassiz e Agassiz, 1868), e no livro *Geology and Geography Physical of Brazil* (Hartt, 1870), onde há menção ao magmatismo Cretáceo em Poços de Caldas, também citado por Derby (1877).

Abreu (1957) cita que Orville Derby já havia estudado um centro vulcânico na Serra do Tinguá, RJ. Lamego (1948) refere-se à existência de tufos vulcânicos nas proximidades da represa do rio Guandu e indícios de antigas crateras nas proximidades do pico do Marapicu. Lamego (*op. cit.*) estudou pormenorizadamente vários aspectos da geologia do antigo Distrito Federal e do Estado do Rio de Janeiro; prova disso é que um dos dois centros vulcânicos da Serra do Mendanha é conhecido atualmente como a “Chaminé do Lamego”.

Mais recentemente, foram publicados os estudos dos geólogos Fernando Flávio Marques de Almeida e Umberto Cordani, sendo que o primeiro dedicou-se mais aos aspectos genéticos e tectônicos do magmatismo, e o segundo aos aspectos geocronológicos do magmatismo brasileiro, em particular da porção do Atlântico Sul, próxima à costa brasileira e áreas continentais adjacentes.

Cordani (1970) escreveu um amplo trabalho onde apresentou 80 determinações inéditas de datações radiométricas de ilhas Atlântico Sul, pelo método K/Ar. É digno de nota que, nessa ocasião, o autor levantou a hipótese de haver ocorrências de rochas alcalinas na plataforma continental das regiões Sul e Sudeste, pelo fato de os maciços de São Sebastião, Montão do Trigo, Vitória e Cabo Frio constituírem ilhas. Essa afirmação têm sido corroborada por dados de

métodos potenciais mais recentes (gravimétricos e magnetométricos), conforme interpretação de Zalán e Oliveira (2005).

Valença (1980) efetuou um estudo petrogenético detalhado dos complexos alcalinos situados a leste da Baía de Guanabara. Valente (1997) foi o pioneiro na descrição dos diques cretáceos aflorantes no município do Rio de Janeiro.

Almeida (1991), sugeriu que tanto as ilhas vulcânicas brasileiras como o alinhamento magmático Poços de Caldas – Cabo Frio apareceram em vastas zonas de fratura, tendo a ascensão do magma aproveitado a reativação de falhamentos profundos. Por outro lado, a teoria de que tais alinhamentos seriam devidos a *hotspots* vem sendo sustentada por vários autores (por exemplo, Herz, 1987; Sadowisky e Dias Neto, 1981; Thompson *et al.*, 1998; Thomaz Filho *et al.*, 2005). A controvérsia vem se mantendo ativa no exterior, com os trabalhos de Don Anderson e Gillian Foulger, os quais têm questionado o modelo de *hotspots* e plumas mantélicas.

No Cretáceo Superior, ocorreu um grande influxo terrígeno para a Bacia de Santos, proveniente do soerguimento de uma proto – Serra do Mar, que Almeida e Carneiro (1998) e Zalán (2004) colocam na região onde hoje se situa a atual plataforma continental. Tal influxo originou, na Bacia de Santos, as formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu, ao mesmo tempo em que o citado soerguimento está intimamente relacionado às reativações de feições estruturais herdadas do Pré-Cambriano. Tais reativações foram responsáveis pelas intrusões alcalinas na área continental adjacente e ao magmatismo submarino que será aqui reportado.

Um outro evento de grande importância tectônica ocorreu no Eoterciário (Almeida e Carneiro, *op. cit.*), responsável pela formação da atual Serra do Mar e correspondente a um novo pulso de magmatismo, com derrames ankaramíticos nas bacias de Volta Redonda (Riccomini *et al.*, 1983; Riccomini *et al.*, 2004) e Itaboraí (Klein e Valença, 1984), datados de cerca de 48 e 44 Ma,

respectivamente; tais ocorrências são penecontemporâneas a um intenso magmatismo submarino intrusivo e, principalmente, extrusivo nas cercanias do Alto de Cabo Frio, principalmente na porção SW da Bacia de Campos, cujo ápice se deu há cerca de 50 Ma (Rangel *et al.*, 1990). O autor da presente pesquisa recolheu uma amostra de ankaramito em Volta Redonda e efetuou sua datação pelo método Ar/Ar, cujo resultado confirmou o de Riccomini *et al.* (2004).

Bennio *et al.* (2003) dataram três amostras de basaltos toleíticos recolhidas no Município de Arraial do Cabo (RJ), tendo encontrado valores de aproximadamente 55 Ma, ou seja, tais basaltos seriam penecontemporâneos às rochas alcalinas da Ilha de Cabo Frio e aos basaltos toleíticos e alcalinos do Eoceno Inferior/Médio da área do Alto de Cabo Frio. Araújo (1995) e Ferrari (2001) partiram da premissa de que todas as rochas de natureza toleítica, aflorantes no município de Arraial do Cabo, são de idade Eocretácea; entretanto, tais autores não realizaram datações radiométricas dessas rochas.

Uma amostragem intensiva de diques de diabásio toleíticos foi realizada na Península de Arraial do Cabo, que é o ponto do continente mais próximo da área de estudo. Quatro amostras foram selecionadas para datação radiométrica (tabela 1):

Litologia	Tipo de datação	Idade (Ar/Ar)	Latitude	Longitude
Basalto toleítico	Rocha total	62,7 ± 1,3 Ma	22° 58' 47,34" S	42°01'44,03" W
Idem	Rocha total	63,7 ± 1,0 Ma	22° 59' 46,89" S	42°00'48,71" W
Idem	Rocha total/plagioclásio	58,1 ± 0,4 Ma	22° 57' 03,61" S	42°01'04,55" W
idem	Rocha total	65,2 ± 1,2 Ma	22° 01' 15,17" S	42°57'42,34" W

Tabela 1 – Idades Ar/Ar obtidas em basaltos toleíticos da Península de Arraial do Cabo.

Tais idades são um pouco mais antigas que as reportadas por Bennio *et al.* (2003). Entretanto, as idades obtidas por esses autores, juntamente com as

apresentadas na tabela 1, são coerentes com o posicionamento cronoestratigráfico de edifícios vulcânicos nas seções eocênica e paleocênica do extremo NW da Bacia de Santos (figs. 31 e 32). Tais edifícios distam cerca de 100 km da península de Arraial do Cabo numa linha reta de direção N30W. Pode-se concluir, com bastante segurança, que o evento magmático básico que ocorreu na referida península é penecontemporâneo àquele que originou os cones vulcânicos das figs. 31 e 32.

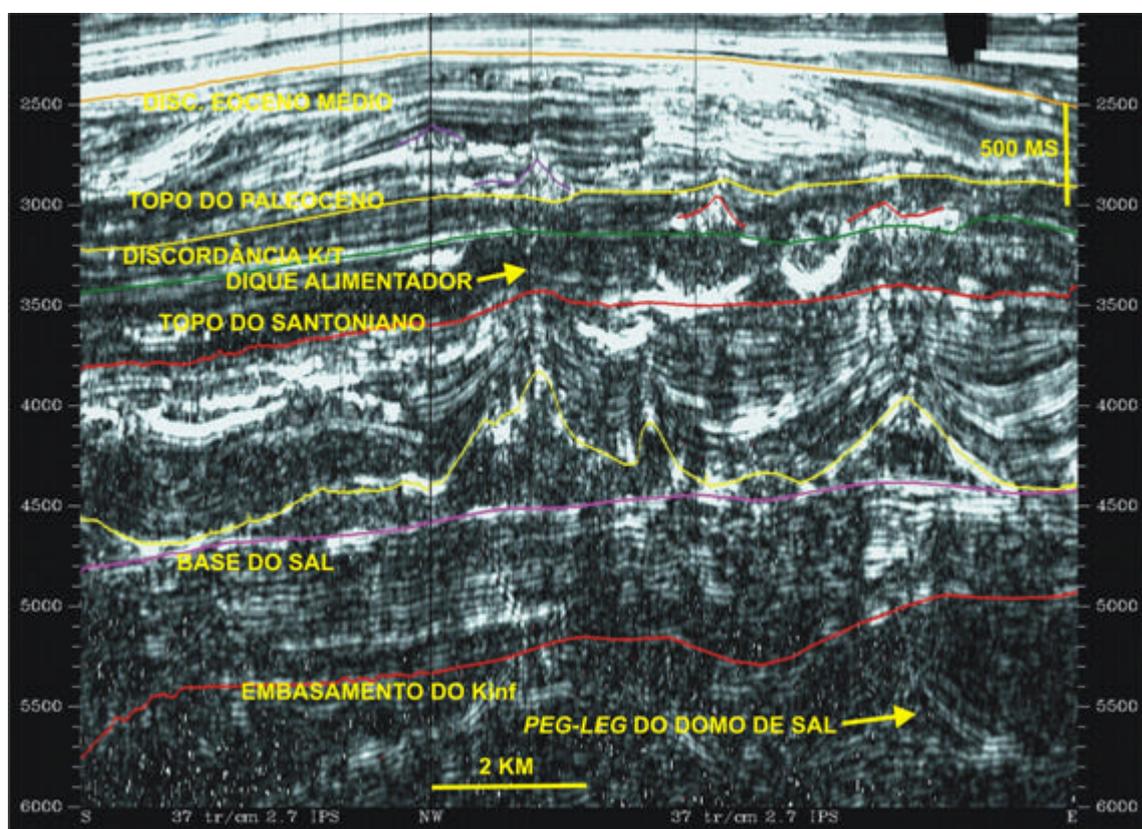


Figura 31. Seção sísmica 3D arbitrária no extremo NW da Bacia de Santos, de direção aproximada E-W e processada com a técnica VA. Os dois edifícios vulcânicos a oeste (interpretados em cor violeta) estão situados no Eoceno Inferior e são penecontemporâneos aos diques datados de 55 Ma por Bennio *et al.* (2003). Os dois edifícios a leste (interpretados em vermelho) têm a mesma idade das datações Ar/Ar em diques toleíticos coletados no município de Arraial do Cabo pelo autor da presente pesquisa, datados entre o Paleoceno Médio e Inferior. Observar que o vulcão mais a leste tem sua base exatamente sobre a discordância K/T, muito

próximo da idade de $65,2 \pm 1,2$ Ma obtida em um dos diques amostrados. Digno de nota é o fato de que, para cada um dos edifícios vulcânicos, há enxames de diques alimentadores subverticais (em negro) que cortam toda a seção estratigráfica preexistente. As épocas geológicas aqui interpretadas estão de acordo com a Carta Estratigráfica Internacional do IUGS (*International Commission on Stratigraphy*).

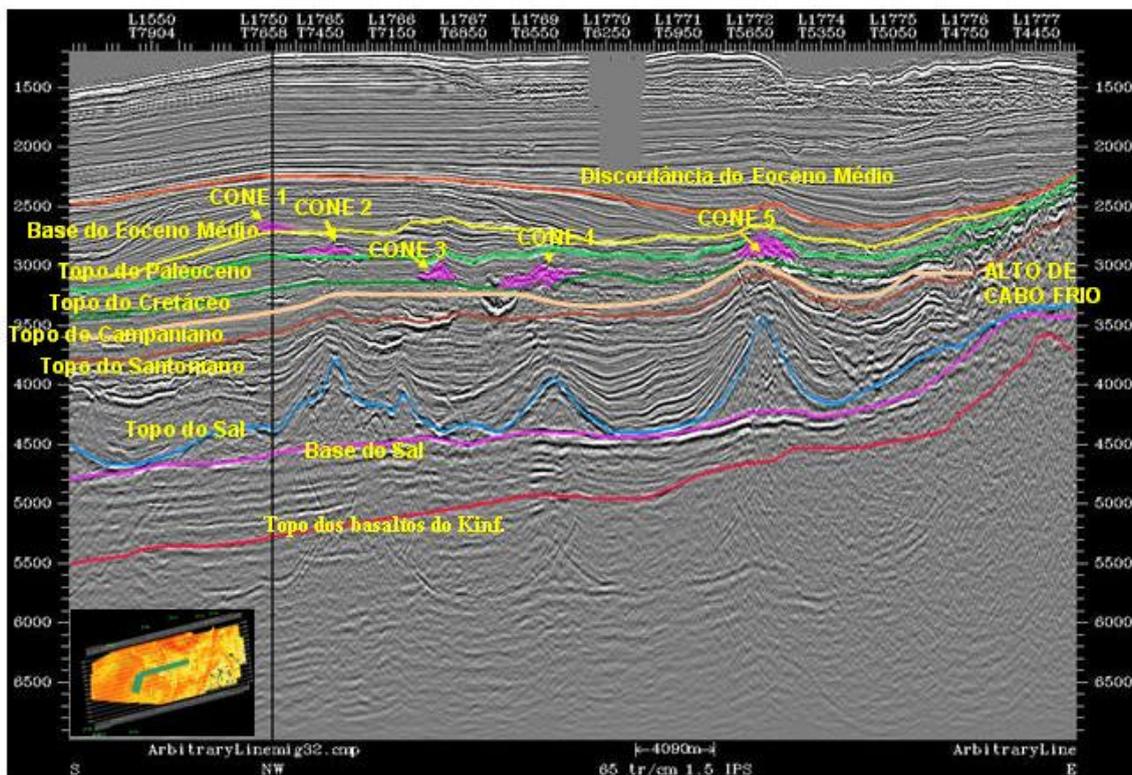


Figura 32 - Seção sísmica anterior, com processamento normal e maior extensão lateral e temporal. Observar cinco edifícios vulcânicos de idades diferentes, todos eles na seção paleógena.

Como resultado do presente trabalho, foram identificados eventos magmáticos pós-Aptianos nas seguintes épocas: Albiano, Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e Eoceno.

IX - MODELO VULCANO-SEDIMENTAR PARA A ÁREA DE ESTUDO

A interpretação sísmica da linha 1 (Figs. 33 e 34), cujos resultados são mostrados na Fig. 35, revela a presença de uma sismofácies caótica, a qual é explicada como sendo o produto de três processos:

1. A intercalação de derrames submarinos com sedimentos depositados nos períodos de quiescência vulcânica;
2. A ocorrência de escorregamentos (“slumps”) nos flancos dos cones vulcânicos previamente formados, soterrando e deformando as seqüências originadas pelo processo anterior;
3. A injeção de material magmático nos sedimentos/vulcânicas adjacentes aos cones, formando intrusões rasas (soleiras).

A estimativa de paleobatimetria foi feita levando-se em consideração que o edifício vulcânico situado próximo à extremidade SW da seção da Fig. 34 tem cerca de 700 m de altitude referenciada ao fundo do mar da época, foi exposto e parcialmente erodido (Fig. 35), conforme indicam seu topo abaulado e a formação de falhas de crescimento, as quais atravessam a seção sedimentar sobreposta e têm sua origem no interior do edifício. Há também uma forte indicação de que essas falhas estejam associadas a processos de formação de caldeiras, com colapso inicial e reativações posteriores devidas ao peso dos sedimentos sobrepostos. Os demais edifícios, que aparecem na seção, possuem menores dimensões e formato cônico bem preservado, indicando ausência de erosão subaérea. Ressalte-se, entretanto, que os processos de formação de caldeiras podem ocorrer em edifícios vulcânicos submarinos, como é o caso do vulcão Loihi no Havaí, muitas vezes relacionados a atividades hidrotermais.

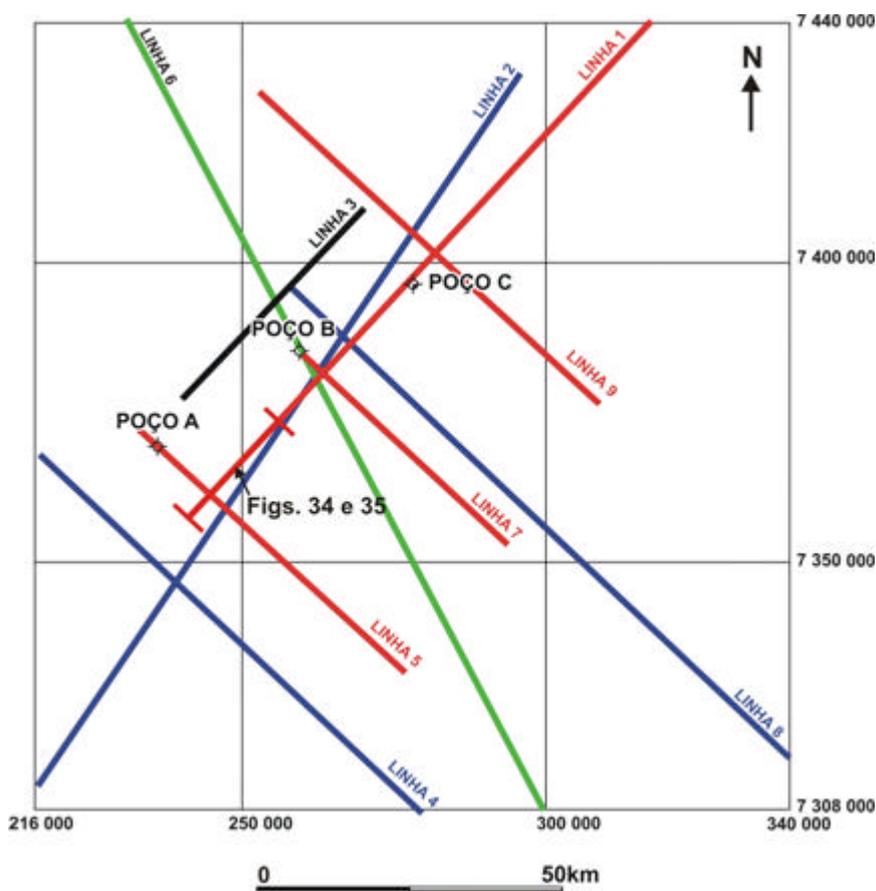


Figura 33 - Mapa de localização das figuras 34 e 35 (extremo SW da Bacia de Campos). Segundo Oreiro, 2002. Os poços não estão projetados em tais figuras em virtude da distância de mais de 10 km.

A ocorrência de escorregamentos nos flancos dos edifícios vulcânicos subaéreos e submarinos tem sido amplamente relatada na literatura especializada (por exemplo, Wolfe *et al.*, 1994; Capra *et al.*, 2002; Leslie *et al.*, 2002). Merece especial destaque esse último trabalho, por apresentar uma classificação das diferentes sismofácies associadas ao processo de vulcanismo no Arquipélago do Havaí. Ressalte-se, entretanto, a diferença dos contextos geotectônicos entre o Arquipélago do Havaí (intraplaca oceânica) e os cones vulcânicos do Eoceno da Área de Cabo Frio (margem continental passiva), responsáveis por diferenças de detalhes dos dois modelos vulcano - sedimentares comparados. Por exemplo, no Havaí ocorre uma sismofácies plano-paralela na porção distal da depressão que circunda o arquipélago, que corresponde a turbiditos vulcanoclásticos, e

essa sismofácia está ausente na Área de Cabo Frio. Turbiditos vulcanoclásticos que originam sismofácies plano-paralelas têm sido descritos em outras regiões (Rothwell *et al.*, 1998; Wolfe *et al.*, 1994). Em contrapartida, dentro da sismofácies caótica presente em Cabo Frio ocorrem turbiditos arenosos.

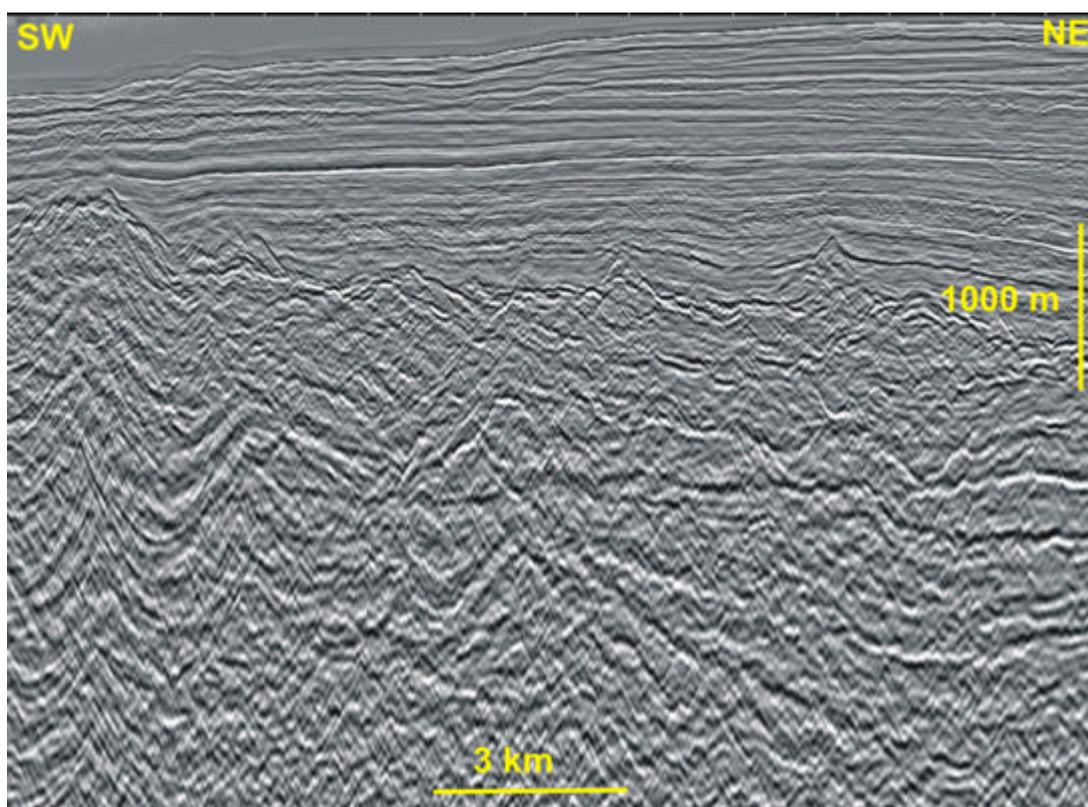


Figura 34 - Seção sísmica n° 1, convertida para profundidade. Localização, fig. 33.

Na seção geológica da Fig. 35 pode-se observar que arenitos turbidíticos foram depositados em depressões situadas entre os edifícios vulcânicos, indicando que o magmatismo exerceu influência na sedimentação turbidítica posterior, por controle paleogeomórfico.

Os cones vulcânicos são formados por superposição de derrames de magmas mais viscosos, como atesta a presença de fenocistais de plagioclásio em vários dos fragmentos de hialoclastitos descritos na seção vulcano-sedimentar do poço C. A lâmina d'água em que esses cones se desenvolveram (Fig. 35) é

plenamente compatível com a presença de hialoclastitos vesiculares, em virtude do maior conteúdo de voláteis dos magmas basáltico-alcálicos e da pressão hidrostática não ser elevada o suficiente para inibir a expansão desses voláteis e, conseqüentemente, a formação das vesículas.

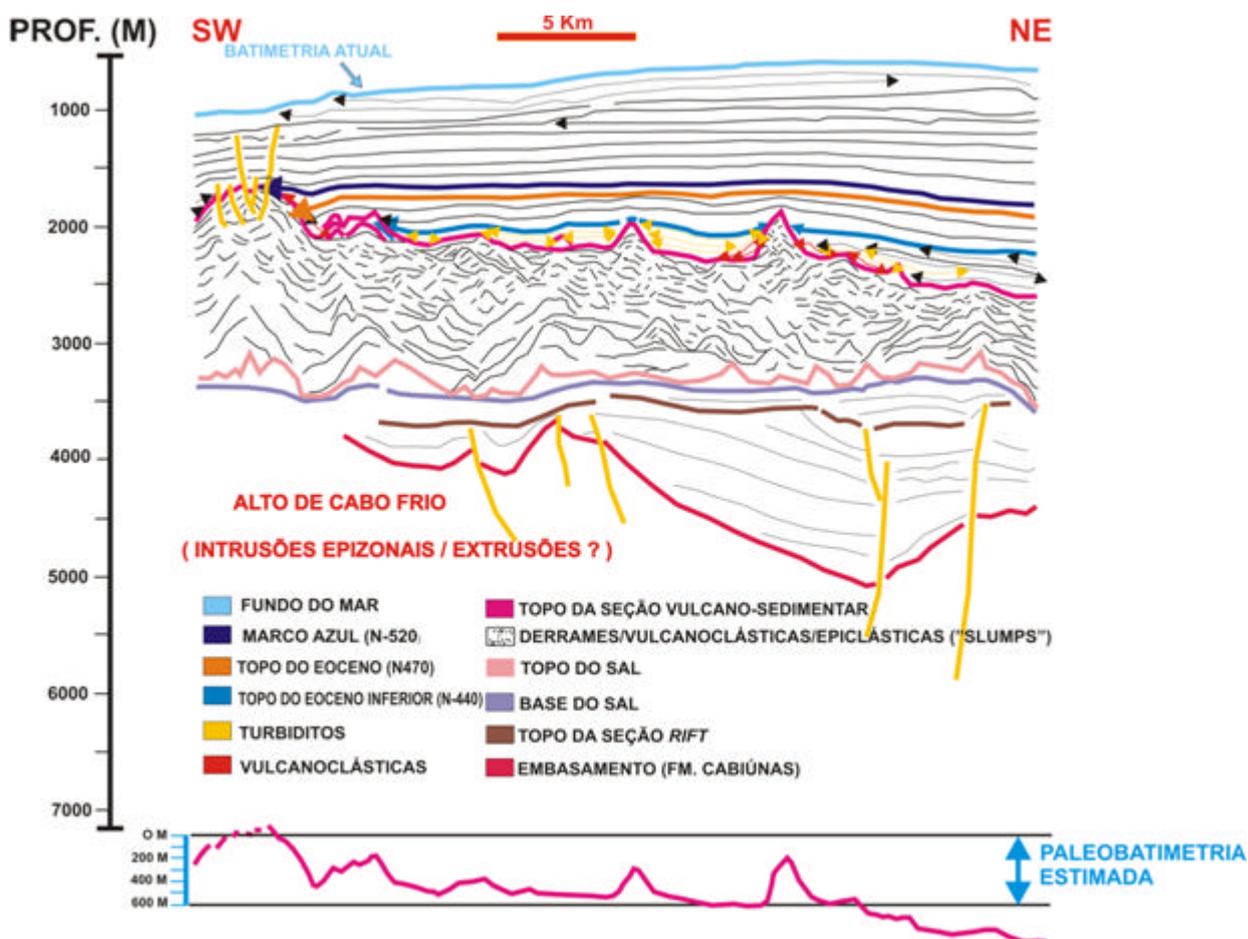


Figura 35 - Seção geológica baseada na interpretação da seção sísmica da figura anterior, ilustrando o modelo vulcano-sedimentar proposto para a área de Cabo Frio.

A análise das amostras de calha e testemunhos do poço C permite afirmar que o turbidito que ocorre no intervalo 2995-3095 m não está relacionado aos pulsos de magmatismo (Oreiro, 2002, 2006). Na seção vulcano-sedimentar desse poço, que ocorre no intervalo 2125-3240 m, as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estão intercaladas com folhelhos negros, margas e secundariamente grãos de quartzo bem arredondados, indicando longa distância

entre a área fonte dos mesmos e o local de deposição. O fato de tais grãos ocorrerem em número reduzido pode indicar que são desabados de intervalos superiores.

O preenchimento sedimentar posterior aos episódios magmáticos do Eoceno na Área de Cabo Frio está relacionado à subsidência termal, ao aporte de sedimentos proveniente do continente e às variações eustáticas. A paleobatimetria inferida pelo formato dos edifícios vulcânicos (600 m) estaria situada próximo ao limite superior do batial médio, segundo os limites de profundidade estabelecidos por Culver (1988). Dados de paleobatimetria obtidos através de bioestratigrafia de foraminíferos bentônicos no poço B (fig. 33) indicam ambiente Batial Superior a Médio num intervalo de cerca de 600 m acima da sismofácies de cone vulcânico, o que confirma a estimativa feita com base em reconstituição paleogeomórfica (Oreiro, 2002, 2006).

Gráficos obtidos pela colocação das profundidades dos poços no eixo vertical *versus* tempo geológico no eixo horizontal (diagrama de soterramento) constituem uma maneira simples e rápida de se estimar as taxas de preenchimento sedimentar de uma área, através da inclinação da reta determinada (fig. 36). No caso da área de estudo, tal estimativa foi feita para os três poços disponíveis, com respostas bastante semelhantes. Em todos os casos, as taxas mais elevadas da seção pós-*rift* são encontradas acima do Marco Azul (N-520, Oligoceno Inferior), pois este constitui uma superfície de inundação máxima sobre a qual se desenvolveu um trato de sistema de mar alto, composto por uma espessa seção progradante. As taxas de preenchimento mais elevadas de toda a coluna sedimentar são encontradas na seção *rift* do poço C (figs. 33 e 36), em função das altas taxas de subsidência e do aporte sedimentar abundante, característicos dessa fase na Bacia de Campos.

POÇO C

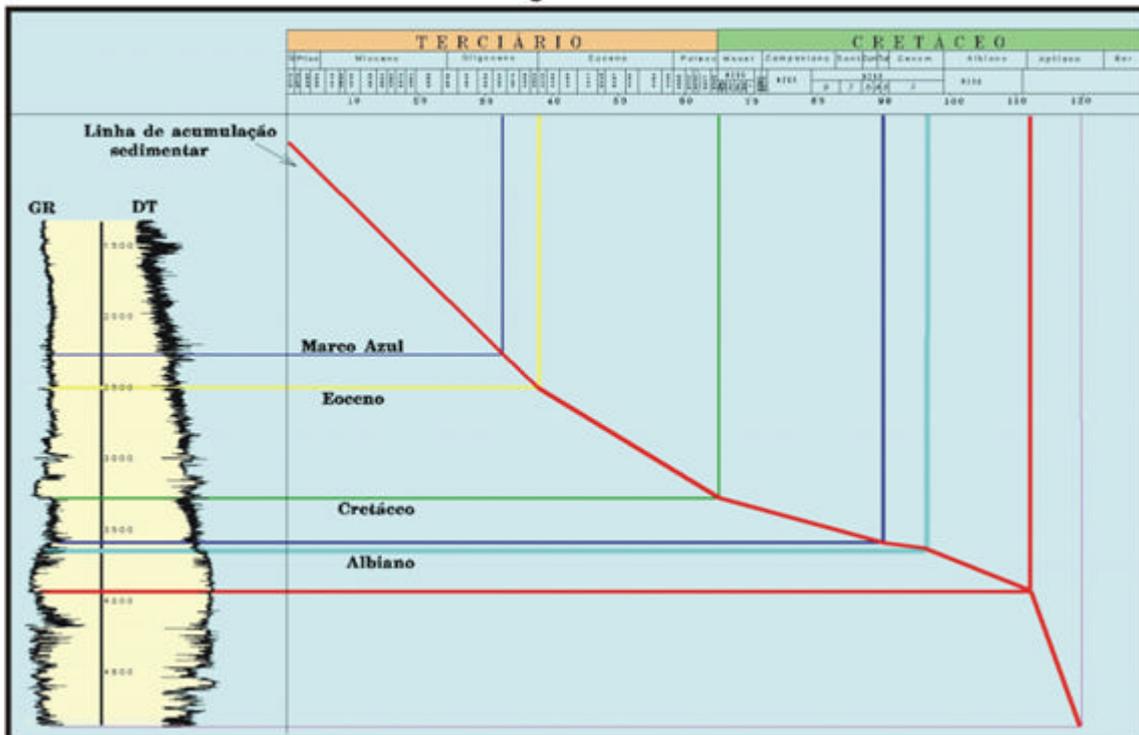


Figura 36 - Taxas de preenchimento sedimentar do poço C. Localização, fig. 33.

X - CARACTERÍSTICAS DO MAGMATISMO PÓS-APTIANO NA ÁREA ESTUDADA E ADJACÊNCIAS

X.1 - Feições estruturais importantes

Mapeamentos regionais preliminares efetuados pelo autor na Bacia de Santos (Oreiro e Bulhões, 2004) indicam que a zona de transferência identificada no continente por Valeriano e Heilbron (1993) prolonga-se, mantendo a mesma direção, no interior da referida bacia, manifestando-se através de estruturas em flor identificadas em seções sísmicas de direção SW – NE.

As bacias do Sistema de Riftes Continentais do sul e do sudeste brasileiros foram todas formadas, de acordo com Almeida e Carneiro (1998) e Zalán (2004) por um evento tectônico marcante que se iniciou no Paleoceno. Esse evento foi responsável pela reativação das principais zonas de cisalhamento précambrianas do Sudeste do Brasil. Esse sistema de riftes continentais compreendem, de SW para NE, as bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (Amador e Castro, 1976; Almeida, 1976; Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004), e o graben de São João (Mohriak e Barros, 1990). As bacias de Itaboraí (Leinz, 1938; Beurlen e Sommer, 1954) e Macacu (Meis e Amador, 1977; Ferrari e Silva, 1997) estão incluídas no *Graben* da Guanabara (Ruellan, 1944; Almeida, 1976; Ferrari, 2001).

Mais recentemente, Zalán (2004) e Zalán e Oliveira (2005) descrevem o *Graben* da Guanabara utilizando principalmente imagens de satélite, fotos aéreas e perfis morfo-estruturais obtidos a partir de modelos de elevação de terreno, mostrando os grandes falhamentos de direção SW – NE que marcam os limites do *graben*, bem como suas zonas de transferência de direção SE – NW. Uma dessas zonas de transferência acompanha o traçado da margem leste da Baía de Sepetiba e foi mapeada e interpretada por Valeriano e Heilbron (1993) como uma zona de transtensão, que possivelmente conecta o extremo SE da Bacia de Volta Redonda com o extremo NW do *Graben* da Guanabara, apresentando um rejeito direcional (dextral) de cerca de 15 km (fig. 37). As falhas de transferência, observadas já há muitos anos pelos geólogos e geofísicos brasileiros que

prospectam petróleo e gás natural nas bacias de Santos e de Campos, foram publicadas por Cobbold *et al.* (2001). Na presente tese, tais falhas foram reposicionadas, com o auxílio de dados sísmicos regionais (fig. 38).

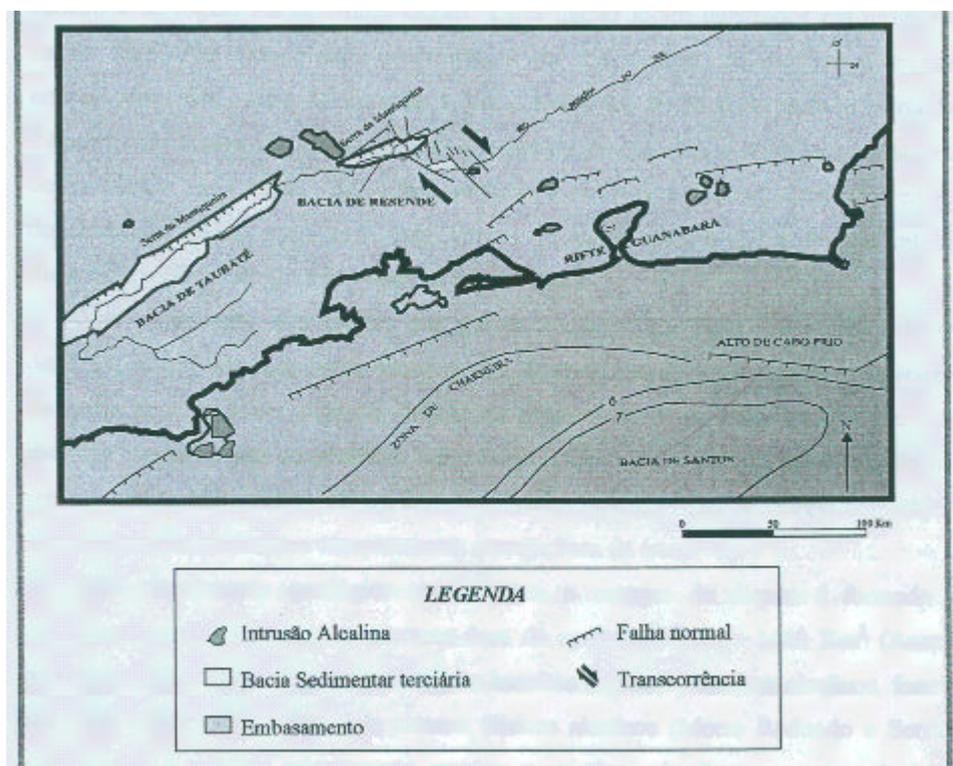


Figura 37 – Mapa esquemático mostrando a falha de transferência ligando os grabens de Volta Redonda e Guanabara, mapeada por Valeriano e Heilbron (1993).

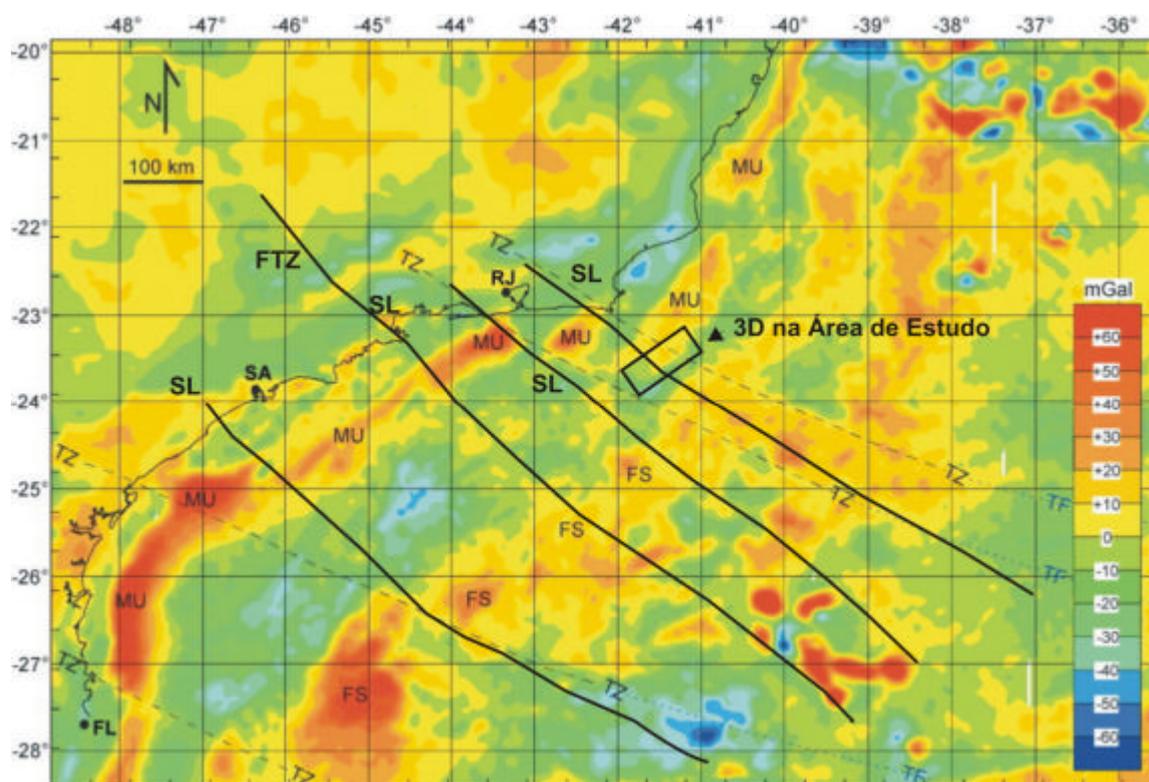


Fig. 38 – Mapa de anomalias gravimétricas residuais das Bacias de Santos e de Campos, obtido pela aplicação de um filtro de 5ª ordem num mapa Bouguer do *Lamont-Doherty Geological Observatory*. Algumas cidades litorâneas são mostradas: Florianópolis (FL), Santos (SA), e Rio de Janeiro (RJ). As principais anomalias interpretadas pelos citados autores são MU (soerguimento da descontinuidade de Mohorovicic); FS (centro de espalhamento abortado). As linhas tracejadas são zonas de transferência inferidas por eles (TZ), ao passo que SL são as falhas de rejeito direcional interpretadas nessa pesquisa, com o auxílio de dados sísmicos e imagens de satélite. TF são falhas transformantes fósseis inferidas por Cobbold *et al.* (*op. cit.*). FTZ é a Falha de Transferência do Funil definida por Almeida (2001). Na presente pesquisa, o centro de espalhamento abortado está, provavelmente, no baixo gravimétrico (cores azuis e verdes) a NW da posição interpretada pelos citados autores. Modificado de Cobbold *et al.*, 2001.

Segundo Gomes e Rizzo (1988), o soerguimento da descontinuidade de Mohorovicic, interpretado por Cobbold *et al.* (2001), está posicionado entre a linha de charneira que marca o limite de ocorrência de sedimentos cretáceos nas bacias de Santos e de Campos e a atual linha de costa, tendo sido originado devido à flexura crustal. Zalán e Oliveira (2005) interpretam tal soerguimento (MU na fig. 38) como sendo o efeito da presença de corpos mais densos no embasamento pré-cambriano. Paula e Vidotti (2001) elaboraram uma estimativa tridimensional da

profundidade de Moho, utilizando dados gravimétricos obtidos de satélite (na parte imersa das bacias sedimentares do leste brasileiro) e de mapas gravimétricos pré-existentes na parte emersa. Eles também utilizaram mapas de isópacas de sedimentos das referidas bacias sedimentares e dados sísmicos de reflexão do projeto LEPLAC. O resultado do trabalho de Paula e Vidotti (*op. cit.*) pode ser visto na fig. 39.

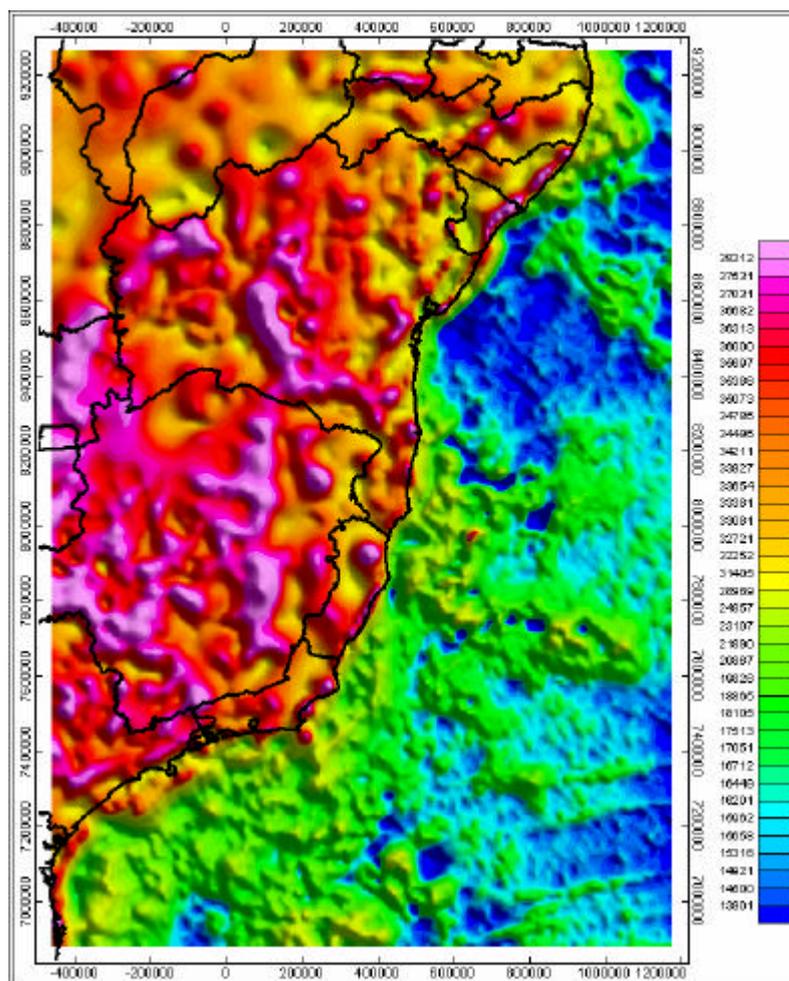


Fig. 39 - Mapa de estimativas 3D da profundidade de Moho (escala colorida em metros). Observar que a interpretação de soerguimento da Moho vista na fig. 38 está ausente nesse modelo. Esse fato pode ser resultante dos valores utilizados para a modelagem (mapa elaborado por Paula e Vidotti, 2001).

A presença de sedimentos de idade quaternária em muitas das bacias do Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil indica que as reativações tectônicas continuam até o Holoceno; tais reativações também parecem condicionar feições canalizadas nas bacias marginais adjacentes. Moreira e Carminatti (2004) mostraram, em área adjacente à aqui estudada (fig. 40), um sistema deposicional completo talude – bacia, no qual os canais têm a mesma direção NW – SE dos lineamentos observados pelo autor na parte norte da Bacia de Santos. Durante uma fase de mar alto, ocorre, segundo Moreira e Carminatti (*op cit.*), um sistema lamoso cuja porção distal contém uma ampla sismofácies caótica, a qual, possivelmente, foi originada por sismos que caracterizaram o ápice de intensidade do evento tectônico ocorrido no Eoceno Inferior/Médio. Aqui se propõe que esse fenômeno está seguramente relacionado a atividades sismológicas penecontemporâneas e/ou posteriores ao magmatismo intrusivo e principalmente extrusivo que ocorreu do Paleoceno ao Eoceno Médio, nas cercanias do Alto de Cabo Frio.

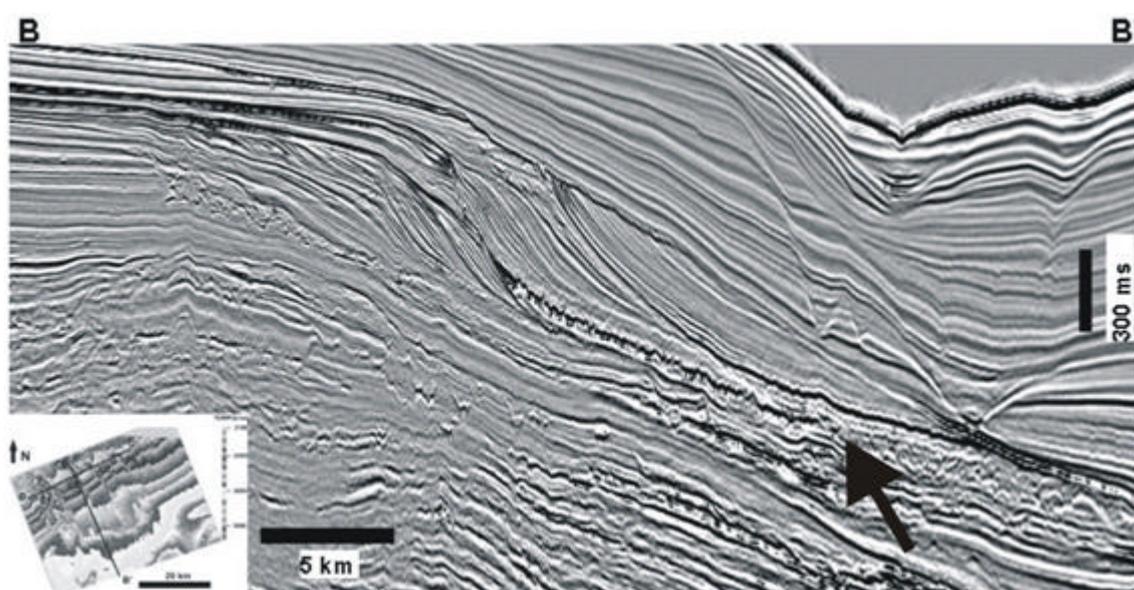


Figura 40 – Seção sísmica no norte da Bacia de Santos. A seta negra aponta para uma sismofácies que é aqui interpretada como oriunda de escorregamentos causados por terremotos. Ver texto para maiores explicações.

Recentemente, Riccomini *et al.* (2004) reconheceram, na Bacia de Macacu, a existência de um derrame de natureza alcalina datado de cerca de 65 Ma pelo

método Ar/Ar. O derrame está posicionado sobre o embasamento pré-cambriano da referida bacia, a cerca de 50 km a E da Baía de Guanabara. De acordo com os citados autores, a superfície de aplainamento Japi, definida por Almeida (1958), e datada ora como Neocretácica, ora como de idade eocênica, na verdade é de idade maastrichtiana, pelo fato das rochas extrusivas identificadas na Bacia de Macacu, as quais ocorrem diretamente sobre o embasamento pré-cambriano, haverem sido preservadas da erosão. Tal superfície de erosão é responsável pelo nivelamento de todo o relevo das serras do Mar e da Mantiqueira e áreas adjacentes.

X.2 – Expressão sísmica dos eventos magmáticos na Área de Estudo.

As rochas magmáticas extrusivas da base do Terciário (Paleoceno e Eoceno) constituem principalmente estratovulcões de formato cônico, que contêm uma sismofácies caótica no seu interior (fig. 41). A base desses vulcões é constituída normalmente por um refletor de forte amplitude positiva, o qual foi interpretado por Oreiro (2002, 2006) como o paleofundo do mar da época em que os edifícios se formaram. Todos os poços que até o momento perfuraram esses edifícios, nas bacias de Santos e Campos, constataram serem eles constituídos principalmente de hialoclastitos e rochas vulcanoclásticas. Os hialoclastitos são rochas de cor esverdeada, formadas pelo súbito resfriamento da lava em contato com a água do mar. O termo “vulcanoclástico” inclui todas as partículas vulcânicas, independentemente de suas origens, que podem estar relacionadas a múltiplos processos.

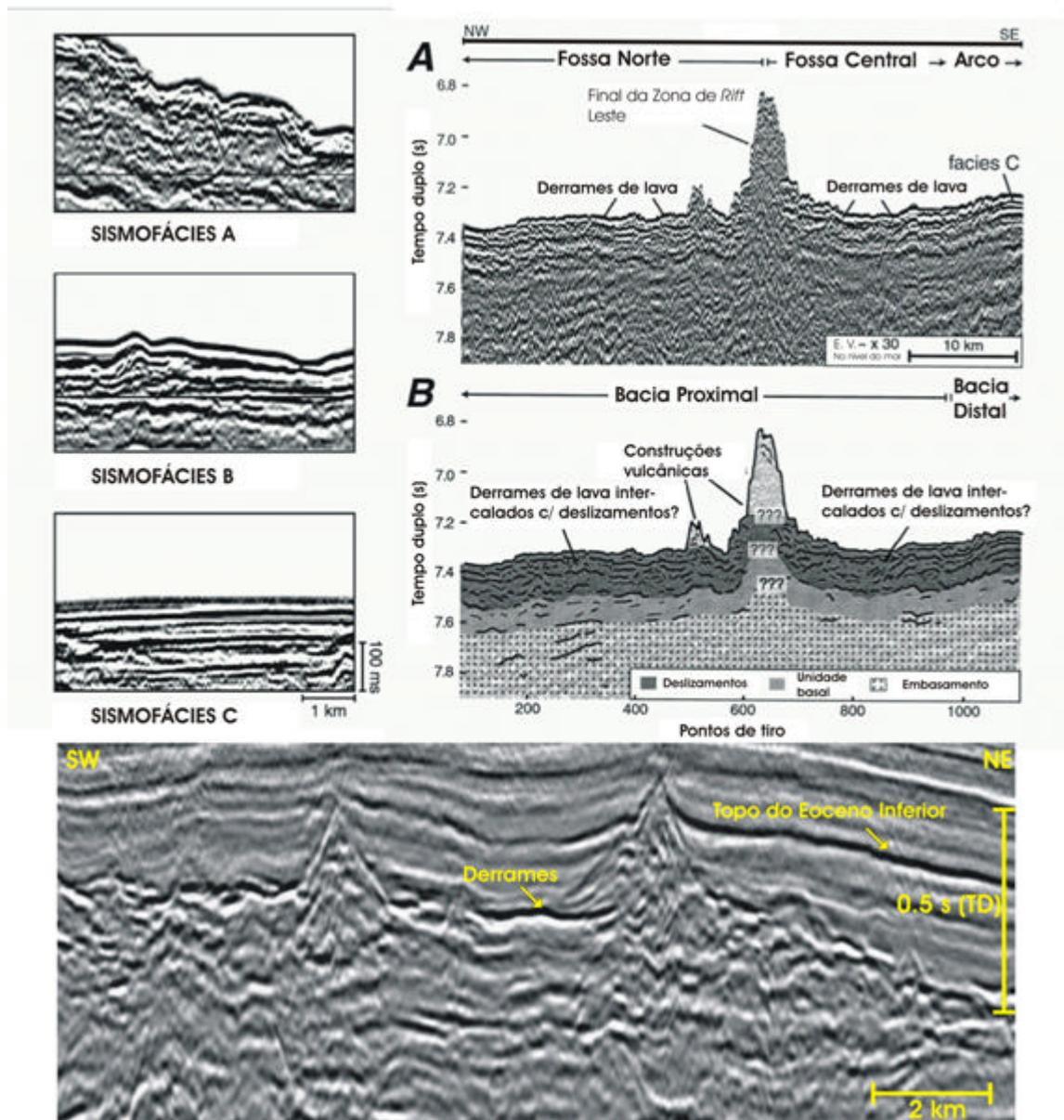


Figura 41 - Comparação entre as sismofácies definidas por Leslie *et al.* (2002) na fossa que circunda o Arquipélago do Haváí e o carácter sismoestratigráfico da seção vulcano-sedimentar na Área de Cabo Frio. Acima, à esquerda, a sismofácies A é interpretada como originada por deslizamentos proximais (em relação aos edifícios vulcânicos), a sismofácies B, por deslizamentos distais; a sismofácies C é a mais distal de todas e corresponde a turbiditos vulcanoclásticos. Acima, à direita, uma seção sísmica sobre a referida fossa e sua interpretação. Notar que o fundo atual do mar é constituído por derrames de lava e que a sismofácies caótica (proximal em relação às construções vulcânicas) é constituída por intercalações de derrames mais antigos com detritos escorregados das referidas construções. Abaixo, seção sísmica de Cabo Frio (linha 1, fig 33), onde

se vê que a sismofácies adjacente aos cones é muito semelhante à sismofácies A, definida acima, tendo ambas se originado pelos mesmos processos. Notar as fortes reflexões positivas nas laterais dos dois cones, as quais correspondem a derrames de lavas sobre o fundo do mar da época de formação desses cones. A sismofácies plano-paralela sobreposta à seção vulcano-sedimentar, na área de Cabo Frio, é constituída por sedimentos epiclásticos que não estão relacionados aos pulsos de magmatismo. Para localização da seção sísmica e sua interpretação, ver retângulo na fig. 34 e fig. 35, págs. 79 e 80. (Oreiro, 2002).

Os derrames de lava normalmente são reconhecidos por fortes refletores positivos e perfeitamente concordantes com os estratos sedimentares sobre os quais se formaram (fig. 42). Provavelmente, os derrames são formados por lavas almofadadas (*pillow lavas*) ou então são constituídos por fluxos piroclásticos, e podem estar ou não conectados a um edifício vulcânico. Não se descarta aqui a hipótese de serem oriundos de um magmatismo do tipo fissural. No caso acima descrito, o derrame preenche um paleocanal esculpido pela discordância erosiva situada no limite K/T, sendo, portanto, datado do início do Paleoceno.

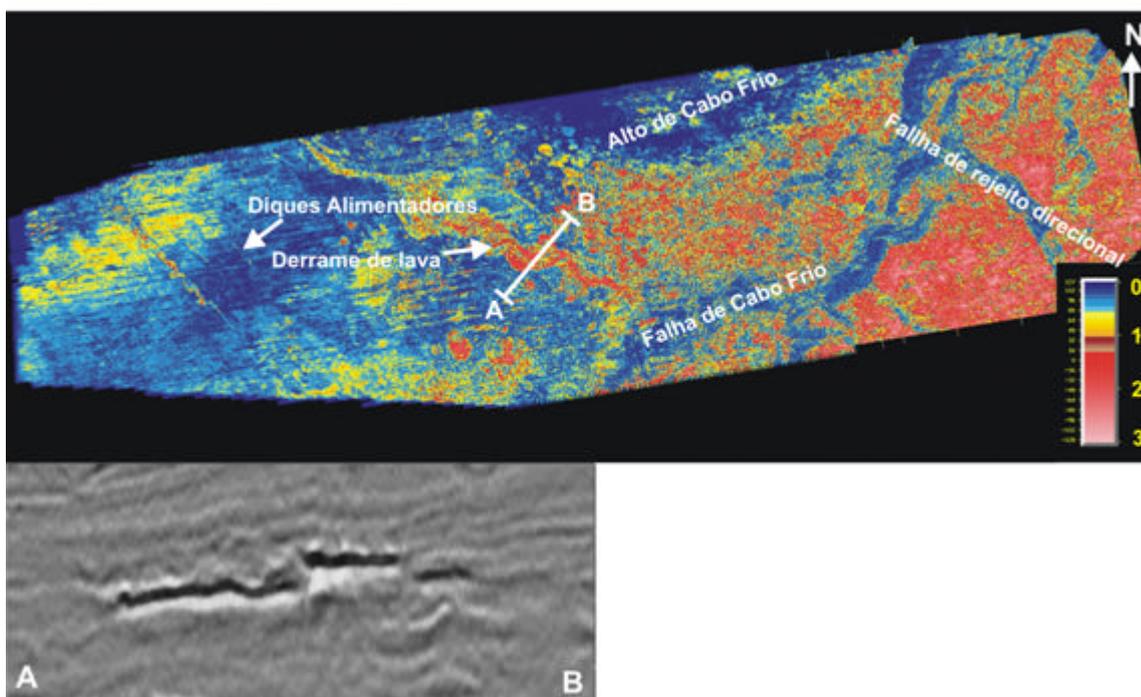


Figura 42 - Mapa de amplitude RMS extraída de um cubo sísmico compreendendo ± 12 ms do topo do Cretáceo (acima), mostrando a assinatura sísmica de um derrame de lava canalizado (abaixo).

Os diques são facilmente identificados nas seções sísmicas, onde também constituem fortes refletores positivos com terminações laterais abruptas, os quais cortam discordantemente os estratos sedimentares nos quais eles intrudiram, em ângulos variados. Os dique alimentadores subverticais são melhor visualizados com a aplicação da Técnica VA (fig. 43 e item III.1)

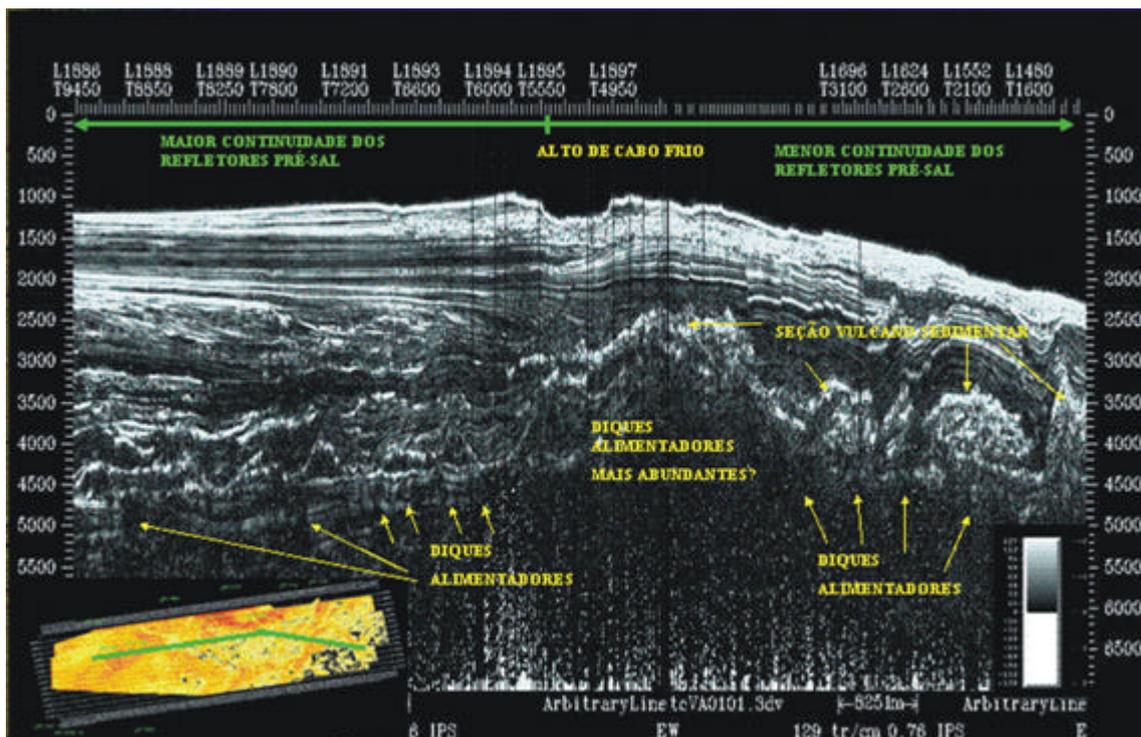


Figura 43 - Seção sísmica *strike* ao longo da área de estudo, mostrando a capacidade da Técnica VA de possibilitar a visualização de feições verticais a subverticais. A assinatura sísmica dos diques alimentadores subverticais são interrupções dos refletores contínuos, aqui representados por linhas de tempo de tonalidades que variam do cinza-claro ao branco. Para uma explicação sobre as escalas de cores aplicadas nesta e nas demais seções sísmicas apresentadas na presente pesquisa, vide capítulo III, página 11, parágrafo 2.

A figura 44 mostra um dique de rocha básica que intrudiu unidades pré-cambrianas da Ilha de Cabo frio, bem como rochas félsicas da base do Terciário.



Figura 44 - Foto mostrando um dique máfico vertical cortando a foliação dos gnaisses pré-cambrianos do extremo SW da Ilha de Cabo Frio. A linha amarela marca o contato entre o embasamento pré-cambriano (abaixo) e a intrusão alcalina da Ilha de Cabo Frio. Observar que o dique está encaixado numa fratura e penetra um pouco na intrusão, sendo, entretanto, cortado por diques alcalinos mais jovens. Embora as escalas sejam diferentes da figura anterior, nota-se a semelhança geológica entre as duas situações (foto do autor).

Alguns dos diques alimentadores são inclinados e podem ser visíveis nas seções sísmicas convencionais, principalmente no caso de levantamentos 3D, sendo facilmente identificados pelos intérpretes de tais levantamentos em zonas onde houve um ativo magmatismo pós-sal; isso já vem ocorrendo há vários anos, em diferentes bacias. Por exemplo, Esteves e Rodrigues (2003) descreveram com detalhes o magmatismo intrusivo e extrusivo em parte da Bacia de Santos, mostrando vários edifícios vulcânicos com seus respectivos diques alimentadores (fig. 45). Posteriormente, Oreiro *et al.* (2004) mostraram um exemplo em 3

dimensões (figs. 46 e 47) de um sistema vulcânico completo, na parte sul da referida bacia.

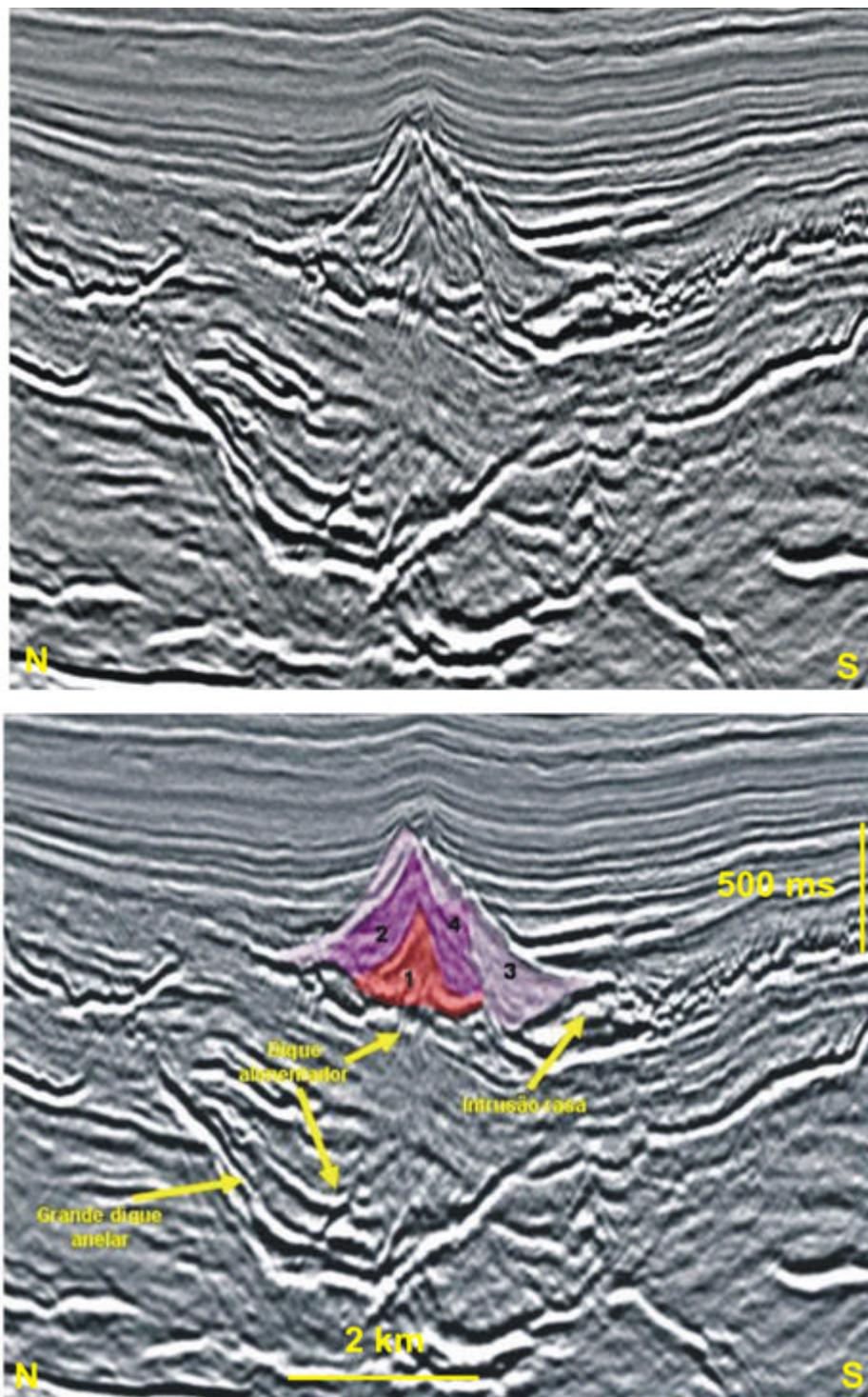


Figura 45 - Seção sísmica 3D em tempo duplo da parte norte da Bacia de Santos, mostrando um estratovulcão (poligenético), com um mínimo de 3 fases de formação detectáveis pela

resolução sísmica: 1, 2 e 3 são, respectivamente, fases progressivamente mais jovens, ao passo que 4 é um cone parasítico formado durante a fase 2. (Modificado de Esteves e Joaquim, 2002). Esse vulcão pertence à seção do Santoniano/Campaniano Inferior.

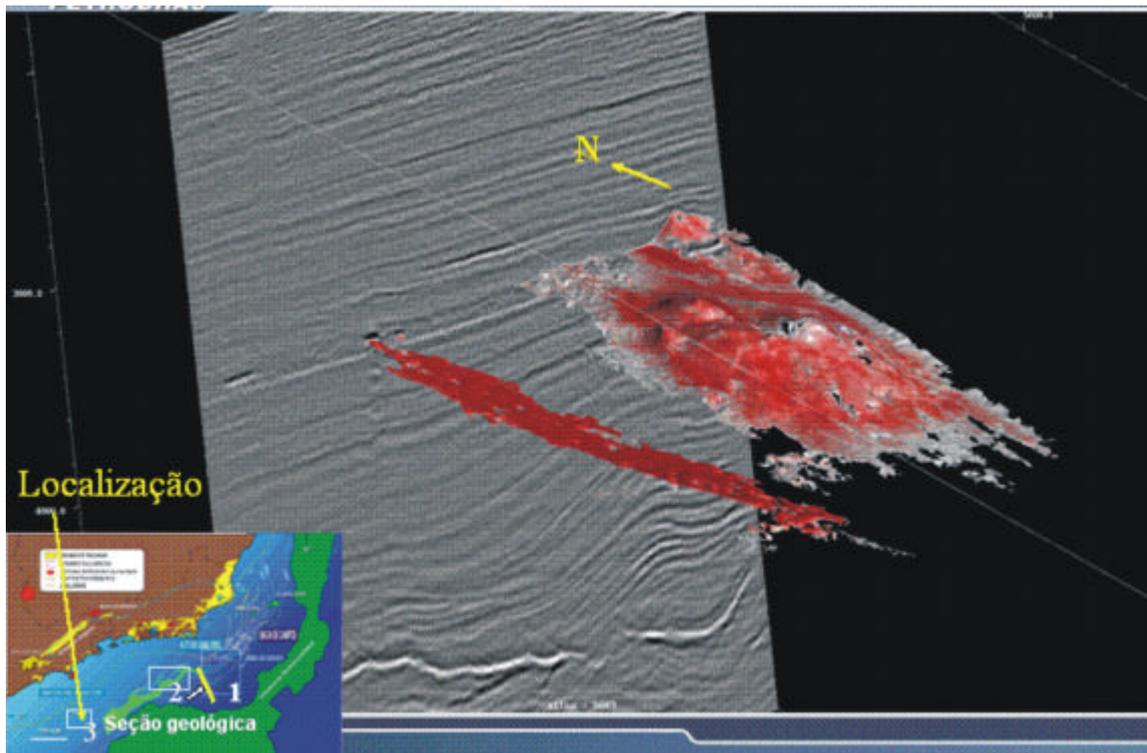


Figura 46 – Mapa estrutural combinado com o mapa de amplitudes RMS do sistema vulcânico do Santoniano (à direita) e derrame de lava (à esquerda), provavelmente do tipo fissural. Observar vários derrames de lava nos flancos dos edifícios vulcânicos e nos baixos estruturais adjacentes a eles, representados por fortes tons de vermelho no mapa de amplitudes. Tais amplitudes foram extraídas de um volume sísmico, sendo que a seção sísmica ao fundo representa uma visualização bidimensional do referido volume, no final da área interpretada. (Oreiro *et al.* (2004), com colaboração dos geofísicos Raul Damasceno e Gustavo Correia

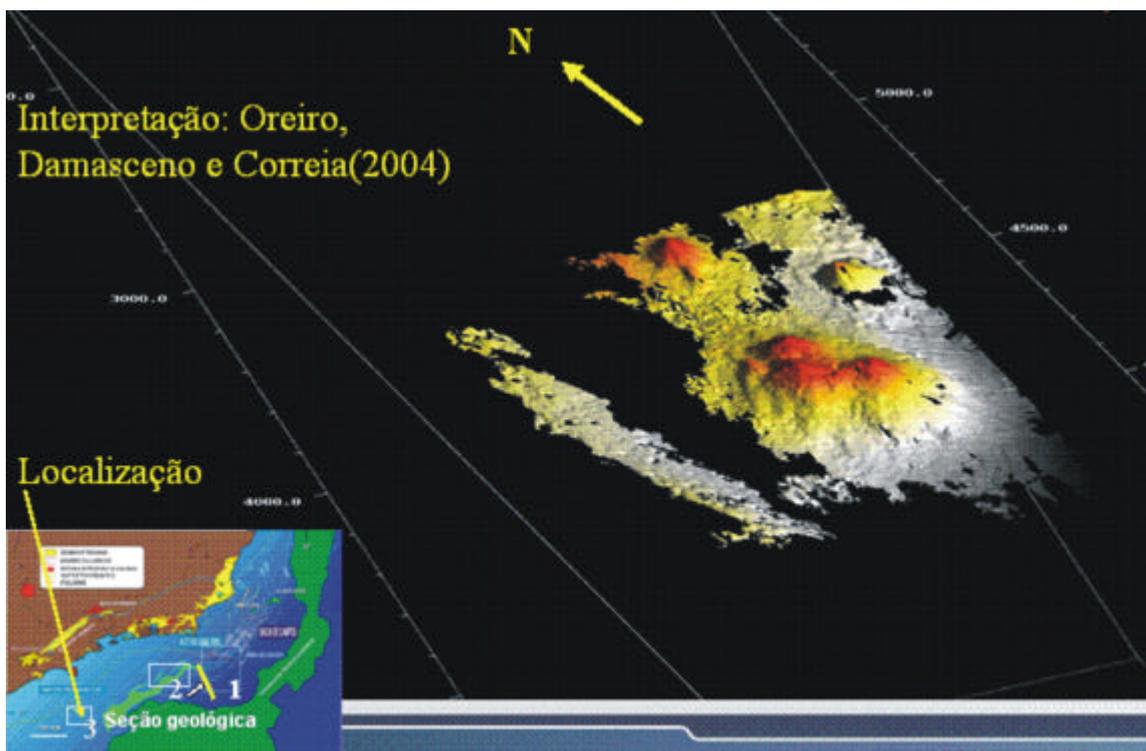


Figura 47 – Mapa estrutural de um sistema vulcânico do Santoniano (à direita) e do derrame individual de lava, mostrando a capacidade do método de sísmica de reflexão tridimensional de detectar um sistema vulcânico com a mesma precisão de uma imagem de satélite. (Oreiro *et al.* 2004).

França e Oliveira (2004) efetuaram uma interpretação detalhada do magmatismo na parte sul da Bacia de Campos, utilizando dados recentes de sísmica tridimensional. A fig. 48 mostra um exemplo de sistema magmático com edifícios vulcânicos e derrames de lavas. Os citados autores concluíram que a área da fig. 48 constituiu um sítio deposicional com barreiras topográficas, como vulcões, domos de sal e intrusões, os quais controlaram, além da geometria dos corpos arenosos, os processos sedimentares e, como consequência, a distribuição das fácies arenosas. Oreiro (2002, 2006) chegou a uma conclusão semelhante, tendo elaborado um modelo vulcano-sedimentar para a porção sul da Bacia de Campos, incluindo uma estimativa da paleobatimetria no momento da formação dos cones vulcânicos do Eoceno, com base no formato dos mesmos (capítulo IX).

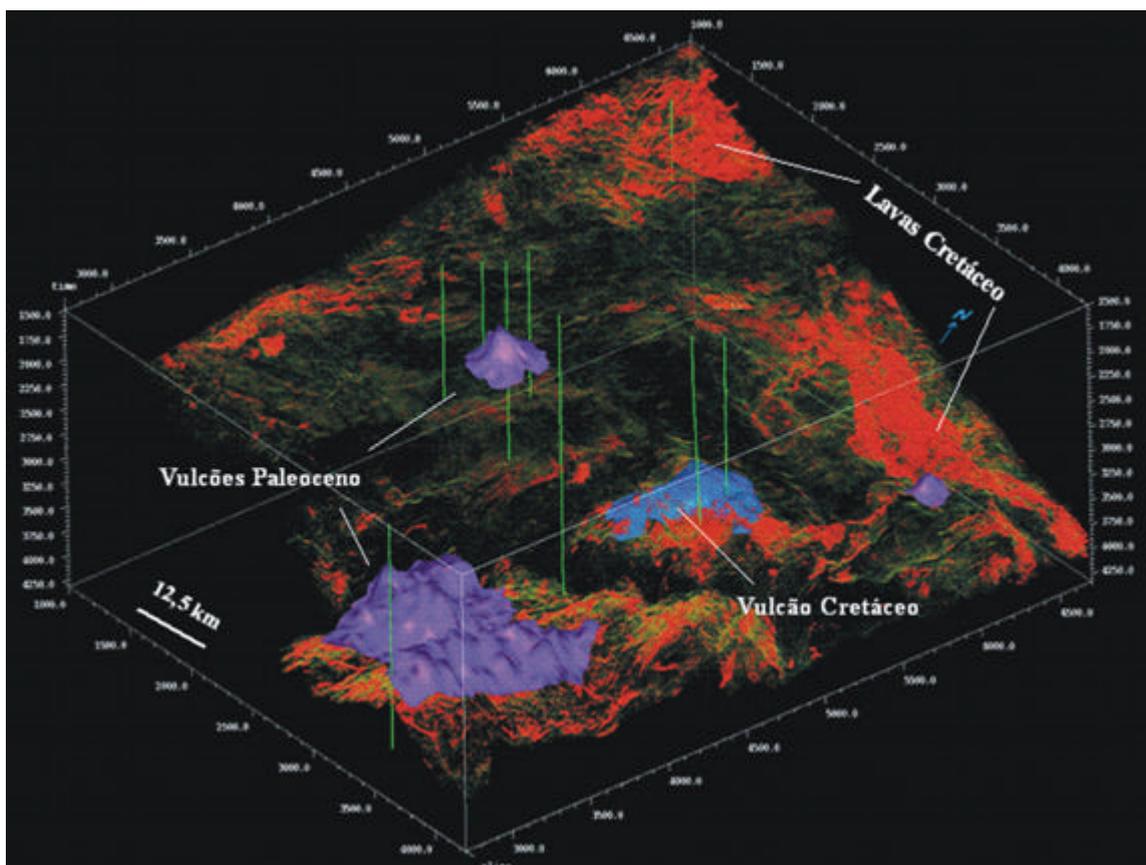


Figura 48 - Bloco - diagrama tridimensional em profundidade (amplitudes e relevo estrutural) na parte sul da Bacia de Campos, baseado em sísmica de reflexão, mostrando os sistemas vulcânicos do Cretáceo Superior e do Paleógeno nas cercanias do Alto de Cabo Frio (França e Oliveira 2004). Notar a semelhança do derrame identificado por eles (amplitudes elevadas representadas por forte tom de vermelho) com aqueles mapeados pelo autor da presente pesquisa (figuras 46 e 47).

As soleiras são de visualização mais difícil; segundo idéia tentativa de Pedro Victor Zalán (comunicação escrita, 2005), feições como a que aparece na fig. 49 foram por ele informalmente denominadas “estruturas vitória-régia”, observadas primeiramente em afloramentos de diques anelares da Fm. Pirambóia, na rodovia Castelo Branco, SP, Bacia do Paraná. Tais feições constituiriam soleiras intrudidas em sedimentos ainda inconsolidados e próximos ao fundo do mar da época da intrusão; os sedimentos saturados de água causariam o resfriamento e a contração da porção central do corpo magmático, segundo a geometria clássica grosseiramente circular a hexagonal de uma greta de ressecamento, formando assim a estrutura.

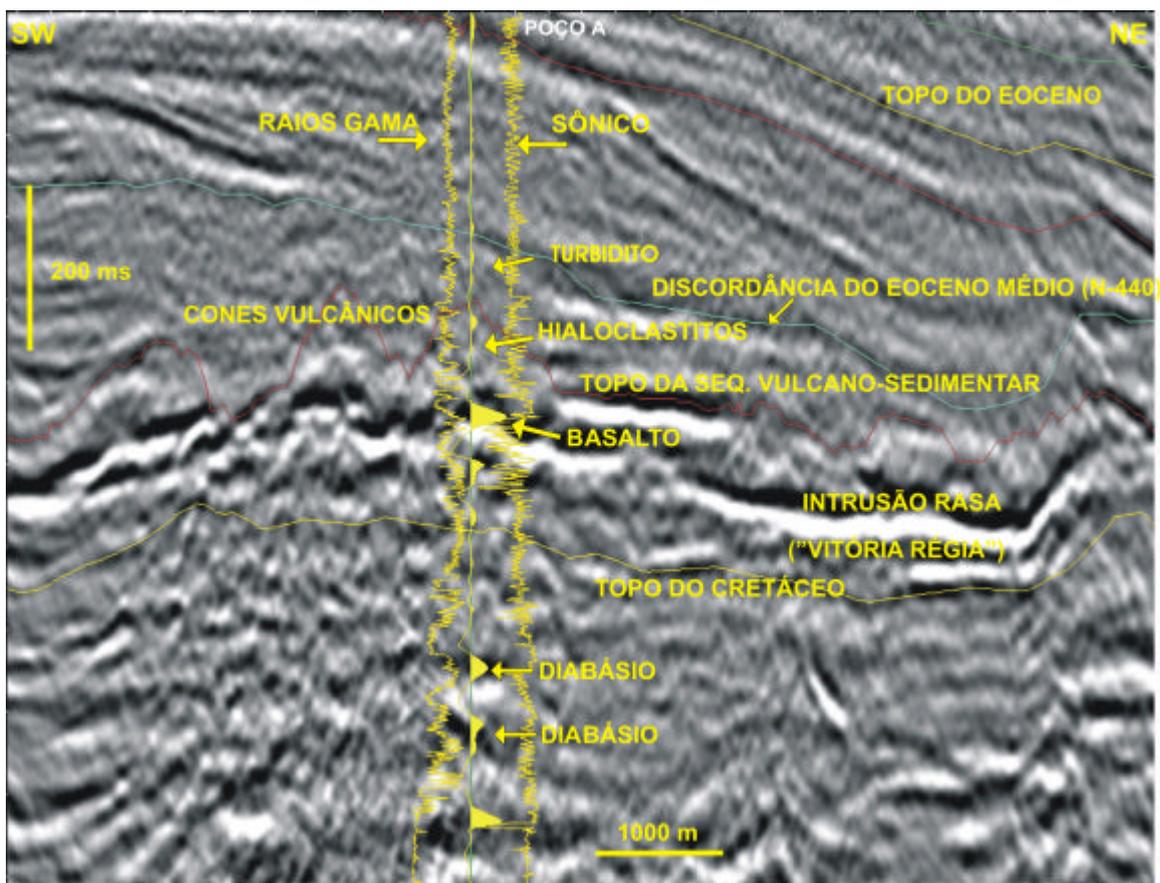


Figura 49 - Seção sísmica mostrando uma estrutura vitória régia (ver texto para maiores explicações).

O poço A (fig. 49) perfurou um turbidito imediatamente sobreposto à sismofácies de cone (sendo que as descrições de amostras de calha do intervalo correspondente a essa última sugerem a presença de hialoclastitos), e também diabásios e arenitos no interior da sismofácies caótica que ocorre no Terciário Inferior e no Cretáceo Superior.

Corpos magmáticos mais espessos podem originar, em seções sísmicas, pacotes com topo e base bem definidos e baixas amplitudes em seu interior. No caso do poço 1-HESS-2-RJS em seus últimos 300 m, foi constatada a presença de um corpo homogêneo de diabásio holocristalino (Souza *et al.*, 2001). Esse corpo tanto pode ser uma intrusão rasa, a qual constituiu o reservatório magmático do vulcão situado a 2km ao norte do poço, como pode corresponder a um conjunto

de derrames submarinos que se sucederam num intervalo de tempo muito curto, o que explicaria a ausência de intercalações de sedimentos siliciclásticos. As figuras 50 e 51 mostram o vulcão em relação ao poço, respectivamente, em seções sísmicas normais e processadas de acordo com a Técnica VA (fase rotacionada de 90°); notar, nesta última, que no centro do vulcão há um dique subvertical que deve corresponder ao conduto do magma entre seu reservatório, de profundidade indeterminada, até o fundo do mar da época. Na seção sísmica normal, os diques alimentadores subverticais são invisíveis; no entanto, nela se nota que o topo e a base do corpo magmático estão bem marcados por fortes refletos positivos, delimitando uma zona de amplitudes relativamente homogêneas e baixas.

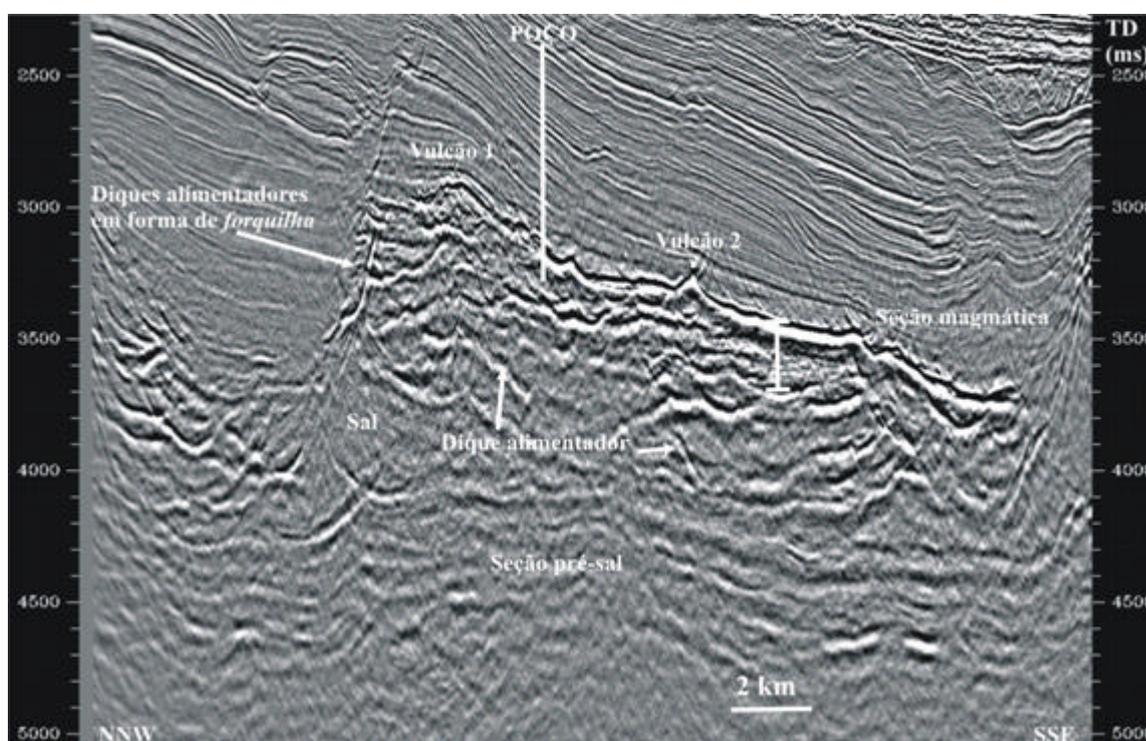


Figure 50 – Linha sísmica mostrando a assinatura sísmica da seção magmática na área. Notar que o edifício vulcânico nº 1 possui um dique alimentador em formato de um “Y” rotacionado para a direita. O poço perfurou, em seus últimos 300 m, uma seção de diabásios holocristalinos (Souza *et al.*, 2001). A discordância K/T, cuja interpretação se baseia na Paleontologia, é constituída de derrames de lavas mais antigos sobre os quais se formaram os edifícios vulcânicos (Oreiro *et al.*, 2005, 2006).

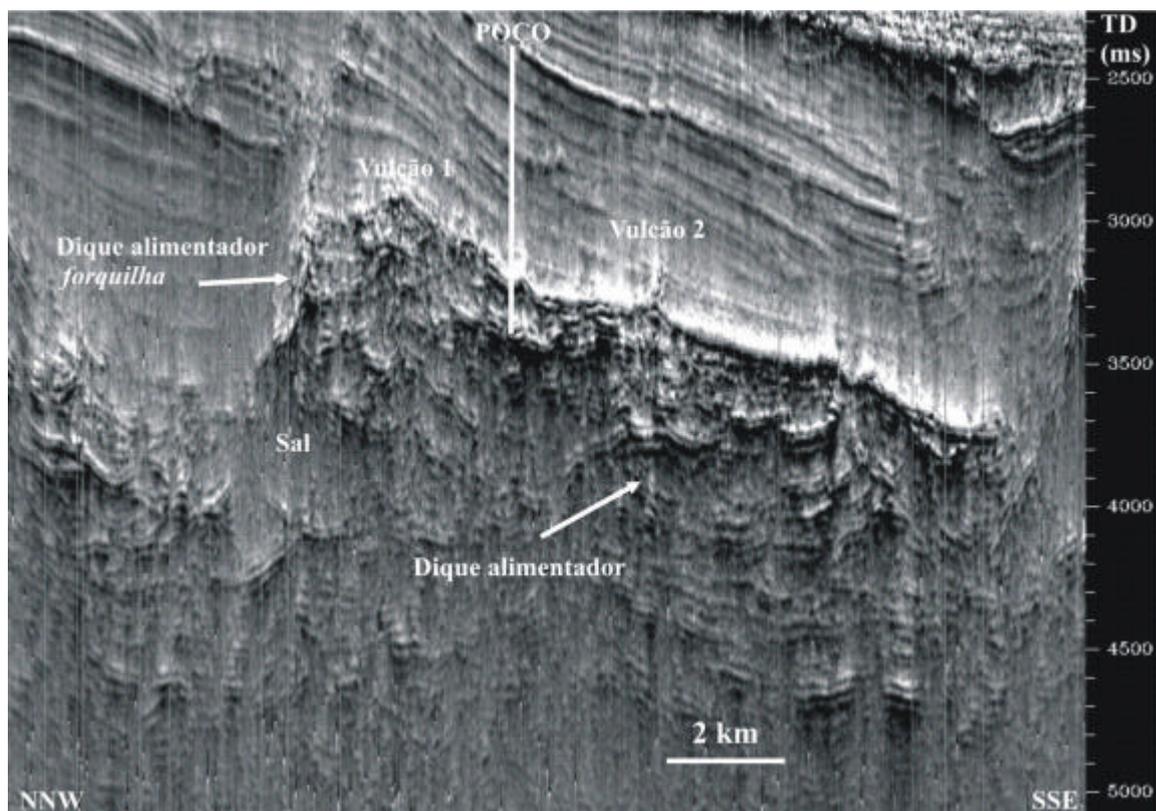


Figura 51 - A mesma linha sísmica da figura 50, processada com a técnica VA com rotação de fase de 90° (Bulhões e Amorim, 2005). Esse tipo de processamento tem a vantagem de fazer com que as seções sísmicas fiquem semelhantes a um plano de afloramento rochoso, enfatizando as litologias mais resistentes (p. ex., rochas vulcânicas, arenitos) em relação às menos resistentes (p. ex., folhelhos). Pode-se ver que o edifício vulcânico nº 2 possui um dique alimentador vertical, o qual pode ser facilmente traçado além do limite de resolução inferior da seção sísmica. Notar que o plano de falha de origem halocinética, no canto superior esquerdo, está parcialmente preenchido com rochas magmáticas que estão geneticamente relacionadas ao edifício vulcânico nº 1. (Oreiro *et al.*, 2005, 2006).

A figura 52 mostra um exemplo de diques alimentadores da seqüência magmática da Islândia, cortando derrames mais antigos e ressaltando-se na superfície do afloramento.



Figura 52 – Afloramento de uma zona paleorifte no sudeste da Islândia, a qual foi erodida a uma profundidade de 2 km abaixo da superfície original. As linhas de cor verde-limão mostram que os mergulhos dos derrames de lavas e fluxos piroclásticos aumentam em cerca de 3° com a profundidade. Destacando-se na topografia, observa-se um enxame de diques subverticais que cortam as camadas de rochas magmáticas e são, localmente, deslocados no contato entre as mesmas. (Gudmundsson, 2006).

XI - INDICADORES PARA A DISTINÇÃO ENTRE EVENTOS MAGMÁTICOS E NÃO MAGMÁTICOS NA ÁREA DE ESTUDO

XI.1 - Introdução

Neste capítulo serão mostradas as assinaturas sísmicas de eventos magmáticos e não-magmáticos, assim como uma diferente gama de feições geológicas que podem confundir os geofísicos e geólogos que interpretam tais feições. Entre elas, destacamos principalmente os evaporitos, *mounds* turbidíticos, vulcões de lama originados pelo escape de gás, sismofácies de escorregamentos e seções carbonáticas. A determinação de eventos magmáticos em seções sísmicas é atualmente bem conhecida, graças a trabalhos publicados, tanto no Brasil (Oreiro, 2002, Oreiro *et al.*, 2003), quanto no exterior. O objetivo deste capítulo é apresentar uma discussão sobre os fatores que podem confundir os intérpretes de seções sísmicas, uma vez que algumas feições geológicas podem ser confundidas com intrusões e principalmente extrusões magmáticas (Oreiro e Guerra, 2005).

XI.2 Possível magmatismo eocênico no sul da Bacia de Santos

A análise detalhada das seções sísmicas tridimensionais da porção sul da Bacia de Santos revelou possíveis edifícios vulcânicos no Eoceno Médio e Superior, normalmente isolados e de pequena magnitude (fig. 53), não excedendo 100 m de altura por 1 km de diâmetro.

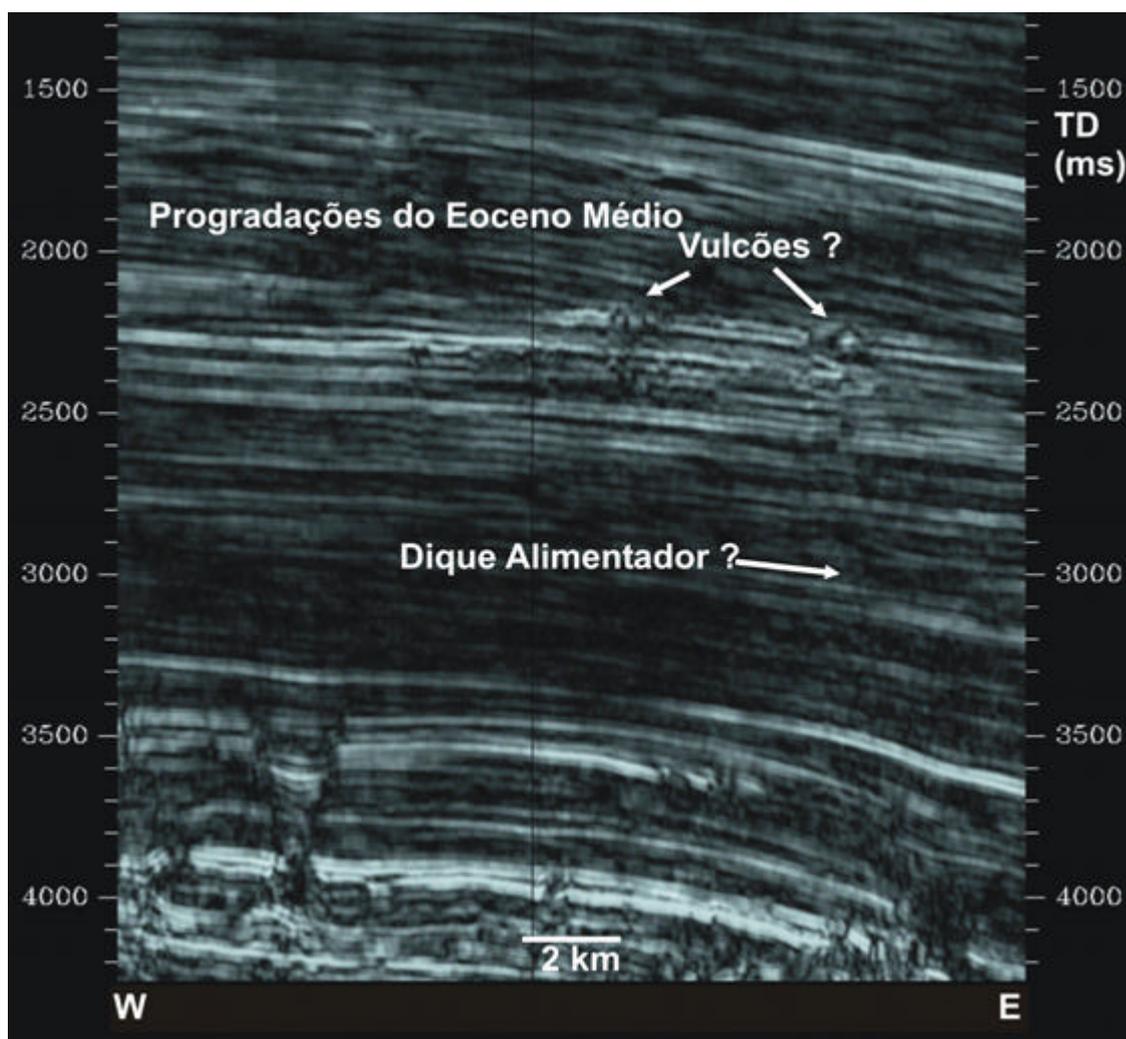


Figura 53 - Seção sísmica 3D na parte sul da Bacia de Santos, processada com a Técnica VA de Bulhões e Amorim (2005). Nesta imagem a interpretação mais provável é a de que as feições com formato de cones vulcânicos sejam, na verdade, *mounds* turbidíticos de base de progradação. O “dique alimentador” pode ser simplesmente um plano de falha.

A raridade de feições intrusivas associadas (foi observado apenas um possível dique), a pequena magnitude dos cones e o fato de que só foi detectado um único cone em seção sísmica 2 D, situado em águas mais profundas (fig. 54) denotam a pequena expressão deste provável magmatismo, em contraste com a abundância de feições extrusivas e intrusivas no Santoniano e no Campaniano Inferior. Adjacente aos cones, ocorre uma sismofácies caótica, a qual tanto pode corresponder ao magmatismo extrusivo quanto a feições de turbiditos, pois sabemos que a assinatura sísmica desses eventos muitas vezes é semelhante e

que ambos ocorrem no Eoceno da Bacia de Santos. No caso da área onde se situa a fig. 53, a interpretação mais provável é a de que os *mounds* correspondam a turbiditos posicionados na base das progradações do Eoceno Médio.

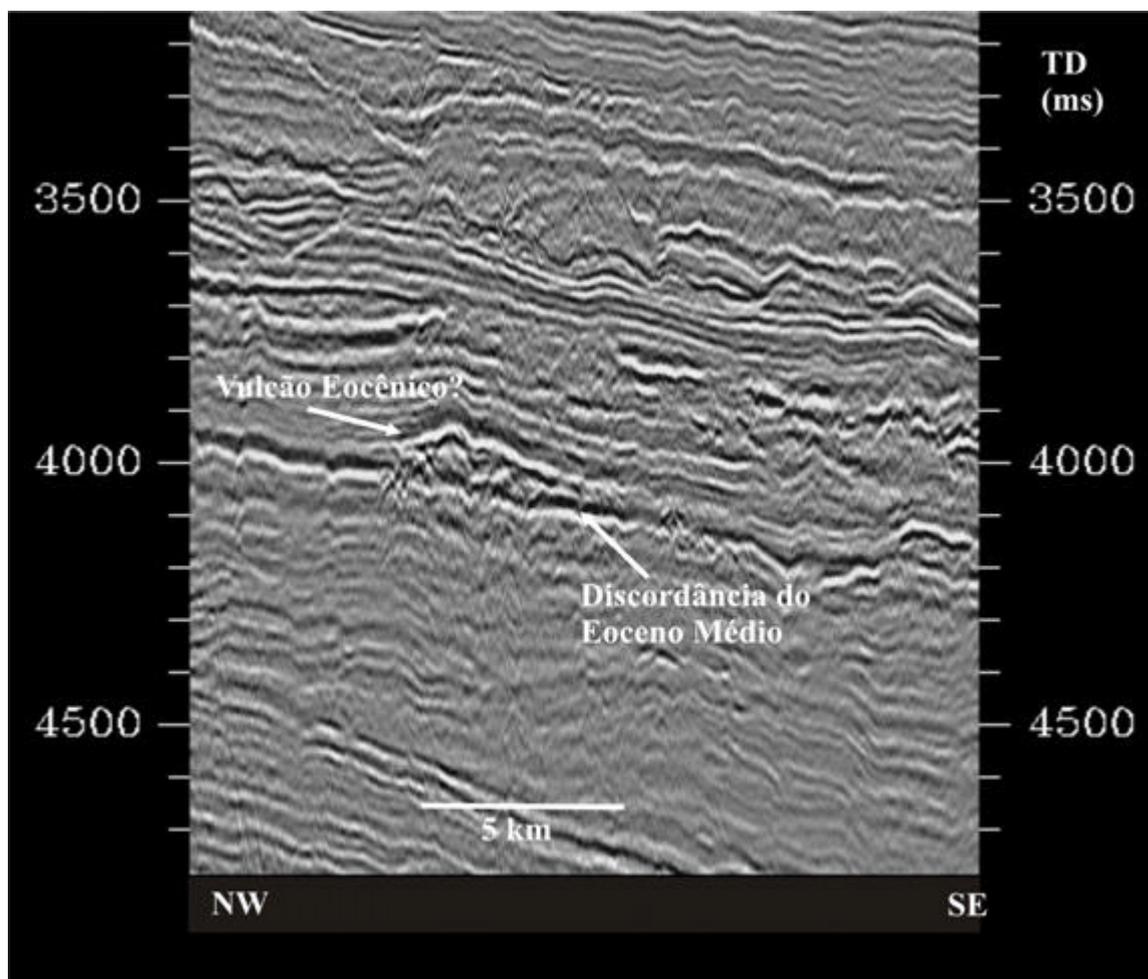


Figura 54 - Seção sísmica situada no extremo SW da Bacia de Santos, mostrando uma possível feição vulcânica no Eoceno Médio, numa área onde a cobertura sísmica atual é insuficiente para se avaliar a extensão deste provável magmatismo. Como interpretações alternativas, pode-se associar essa sismofácies a um *mound* turbidítico (embora não esteja situada em base de progradações) ou a sismofácies de escorregamento.

Aparentemente, na área de onde foram obtidas as figs. 53 e 54, as prováveis feições magmáticas estão associadas à interseção de um sistema de falhas NE com outro de direção NW. Entretanto, não há um controle tectônico

evidente desse possível magmatismo, ao contrário daquele do Cretáceo Superior, o qual está indubitavelmente relacionado a reativações de falhas do embasamento, cortando a base dos evaporitos. Se houve tal magmatismo cenozóico na parte sul da Bacia de Santos, seu mecanismo de formação deve estar relacionado a reativações tectônicas terciárias, responsáveis pela formação da Serra do Mar (Almeida e Carneiro, 1998) e correlatas a importantes discordâncias regionais nas bacias de Santos e Campos, bem como sismofácies de *slumps* na parte NE da Bacia de Santos. A fig. 55 mostra um edifício vulcânico no Albiano na parte NE da Bacia de Santos

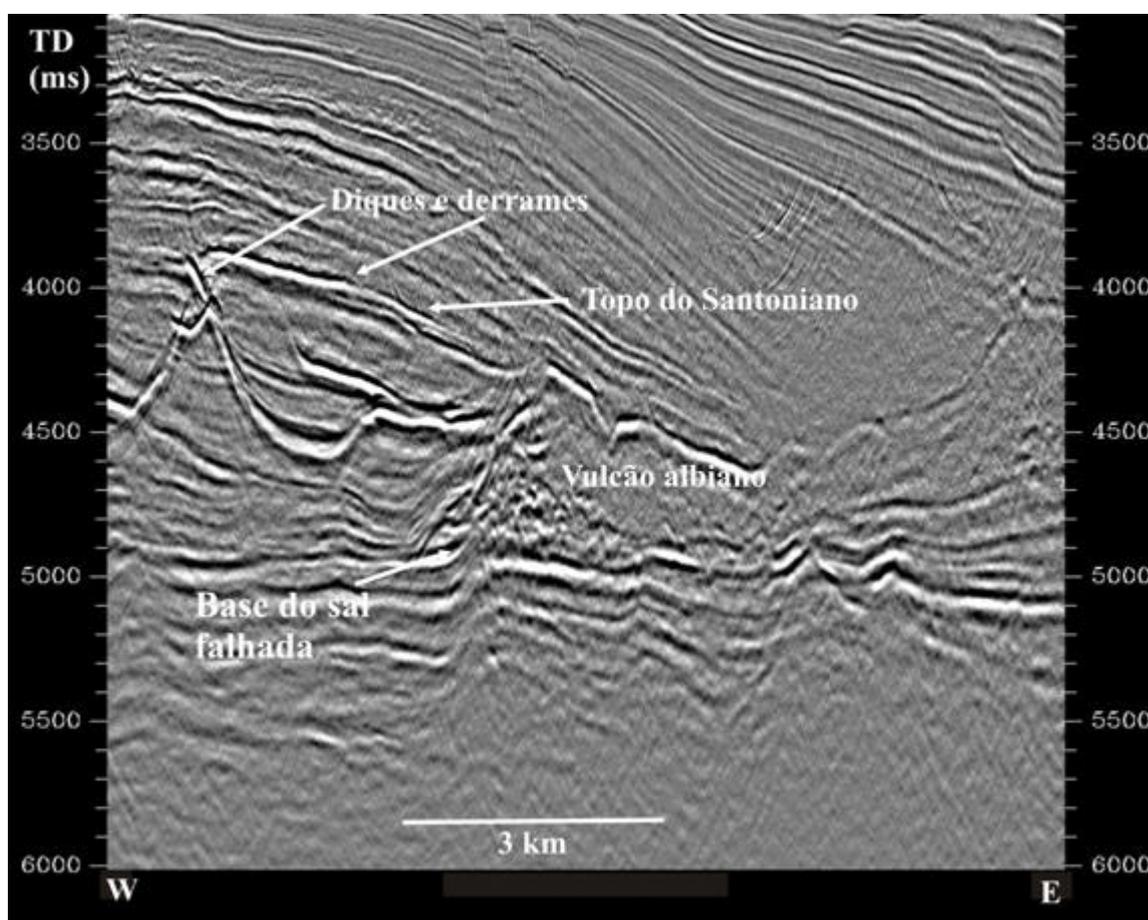


Figura 55 – Seção sísmica mostrando um edifício vulcânico de idade albiana na parte NE da Bacia de Santos.

O provável magmatismo eocênico da parte sul da Bacia de Santos, aqui descrito pela primeira vez, manifesta-se principalmente por pequenos edifícios

vulcânicos. Tal evento de magmatismo fraco ocorre numa região pouco tectonizada, embora todos os cones estejam posicionados sobre falhas de pequeno rejeito ou adjacentes a elas (fig. 53).

XI.3 Sismofácies de sal e carbonatos em áreas onde ocorreu magmatismo ativo

Em muitas partes da Bacia de Santos, ocorrem feições halocinéticas que podem ser confundidas com eventos magmáticos. Moreira *et al.* (2003) citam a presença de cones vulcânicos no Albiano na porção NE da referida bacia, o que também vem sendo observado há um certo tempo pelo autor da presente pesquisa (fig. 55). Muitas vezes torna-se difícil fazer a distinção entre almofadas ou pequenos diápiros de sal de cones vulcânicos (fig. 56), ou então entre os fortes refletores que caracterizam topo e base dos evaporitos com aqueles correspondentes a intrusões magmáticas, como diques de baixo ângulo (fig. 57).

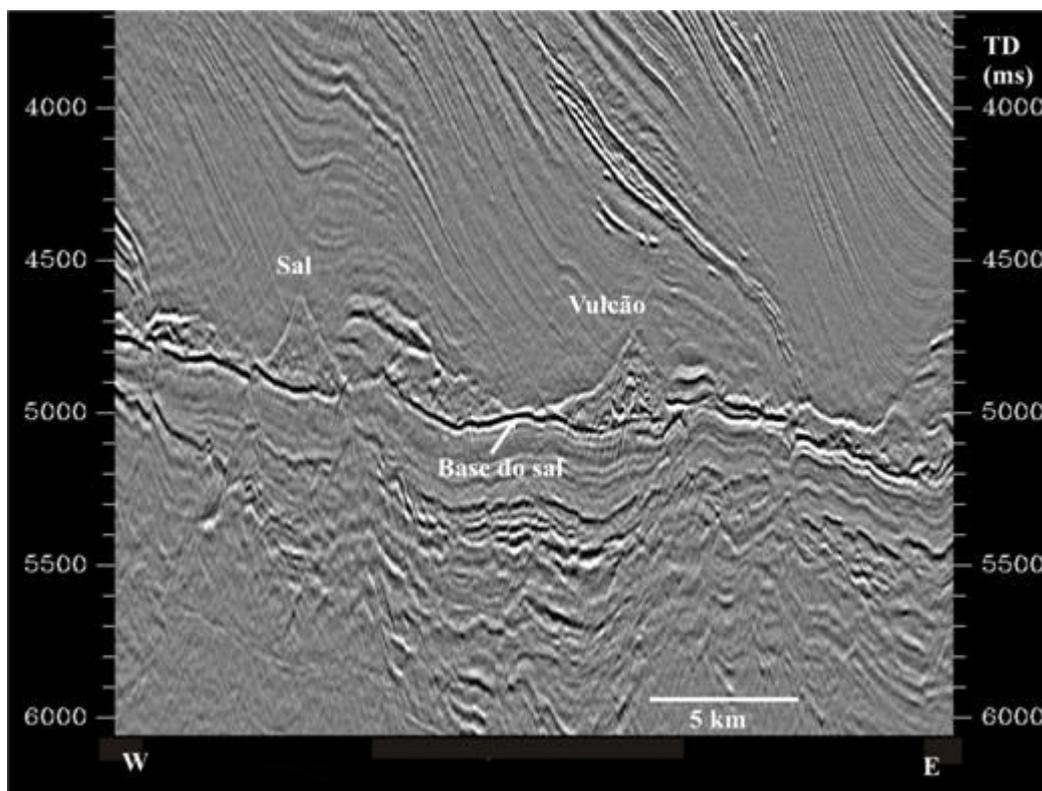


Figura 56 – Seção sísmica exemplificando a dificuldade de se distinguir entre feições magmáticas e halocinéticas. Aqui, há uma possibilidade de que o cone da esquerda seja constituído por sal e, o

da direita, por rochas magmáticas; o mais provável, entretanto, é que ambos constituam pequenos diápiros de sal.

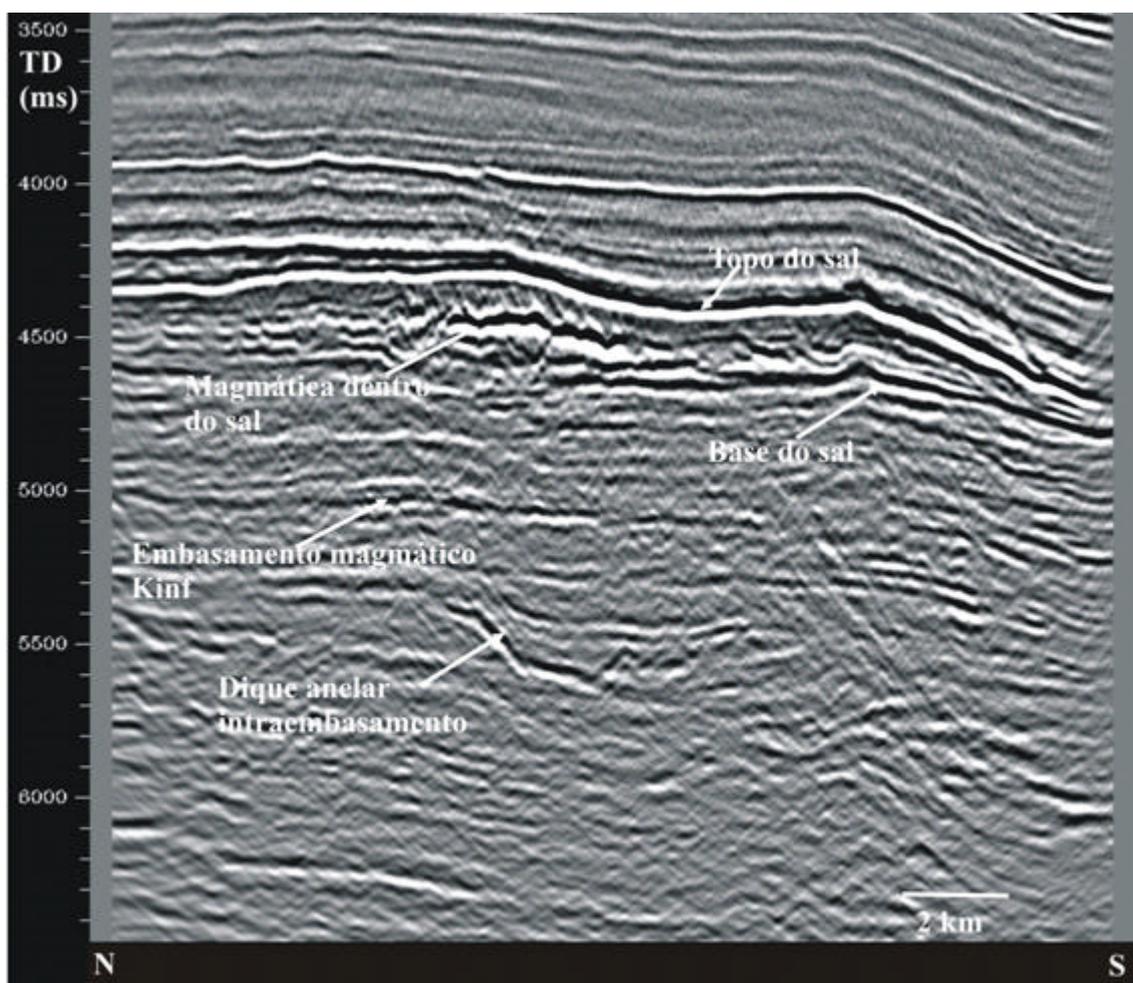


Figura 57 – Seção sísmica na parte sul da Bacia de Santos. A forte reflexão dentro da seção evaporítica deve-se a uma intrusão magmática, provavelmente de idade santoniana. Notar um exemplo de dique anelar dentro do embasamento econômico. O fato de o dique anelar aparecer nitidamente na seção sísmica denota elevado contraste de impedância acústica entre o mesmo e as rochas encaixantes, levando a crer que o embasamento, nesse ponto, é constituído por rochas cristalinas pré-cambrianas e não por basaltos do Cretáceo Inferior. Uma interpretação alternativa seria a possível presença de uma bacia paleozóica sob a Bacia de Santos, à semelhança do que foi proposto por Fontana (1996) para a Bacia de Pelotas, ou então a ocorrências de sedimentos correspondentes a uma fase pré-rifte. Em ambas as situações, o dique anelar teria cortado

sedimentos paleozóicos ou mesozóicos. A interpretação acima foi feita em conjunto com o geofísico José Joaquim Gonçalves Rodrigues. Também é possível que o dique anelar seja uma soleira (ver capítulo X, página 97, fig. 49).

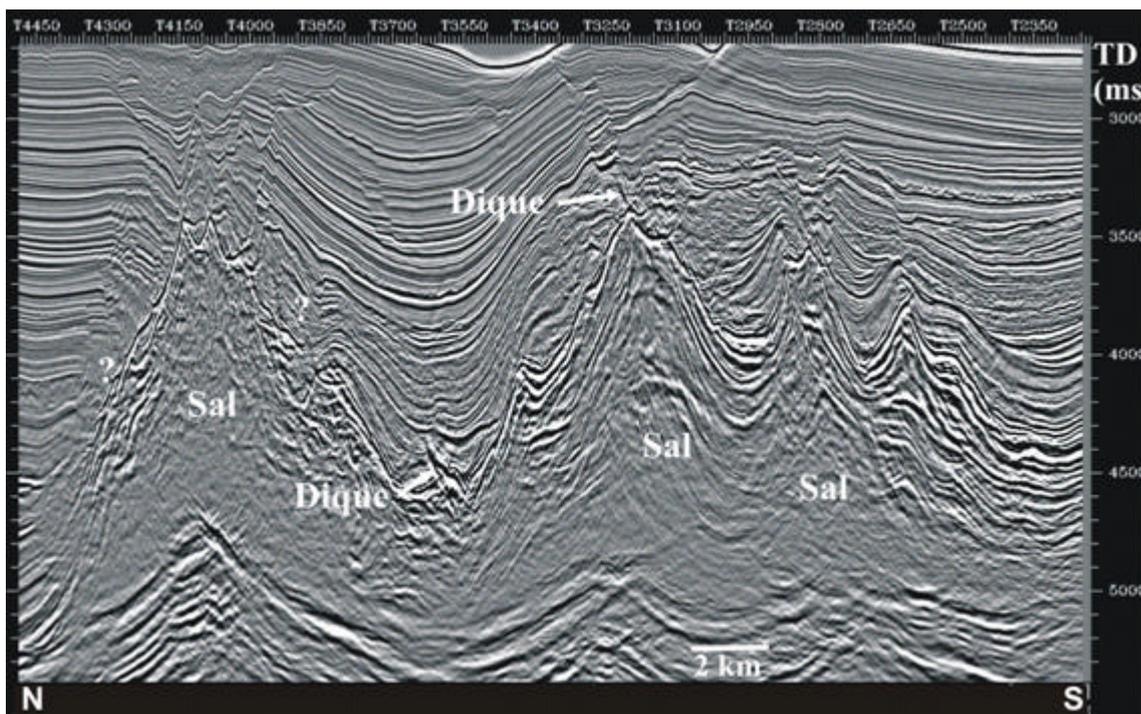


Figura 58 – Seção sísmica mostrando diques preenchendo planos de falha que cortam a seção evaporítica. Os pontos de interrogação marcam sismofácies que tanto podem corresponder a evaporitos quanto a seções magmáticas.

O fato é que, muitas vezes, diques de alto ângulo cortam a seção halocinética (fig. 58). A coexistência espacial de estruturas halocinéticas com rochas magmáticas ocorre em diversas regiões da Bacia de Santos, principalmente próximo ao Alto de Cabo Frio. O contato entre a camada de sal e rochas vulcânicas pode originar um aumento da fluidez do sal e conseqüente aceleração da halocinese.

As seqüências carbonáticas também apresentam fortes refletores, devido ao alto contraste de impedância acústica entre calcarenitos e calcilutitos e entre ambos com eventuais intercalações de rochas siliciclásticas.

XI.4 Vulcões de lama e feições de escape de gás

Na área de Cabo Frio, foi descoberto um cone de pequenas dimensões na seção sedimentar neógena (Mioceno), o qual, em virtude do elevado contraste de impedância acústica em relação às suas rochas encaixantes, causa um efeito de “sombra” (arrefecimento do sinal sísmico) nas seções sedimentares subjacentes. Como resultado desse efeito, são apenas visíveis as seções sedimentares cujos contatos constituem fortes reflexões (fig. 59). Essa feição pode ser interpretada como uma chaminé de gás, encimada por uma forte reflexão negativa, ou mesmo como um vulcão de lama. Tais vulcões estão associados à geração de gás, em condições de pressão e temperatura elevadas o suficiente para forçar a mistura água/gás/sedimentos em direção à superfície (Shakirov *et al.*, 2004). Essa superfície, no caso aqui mostrado, seria constituída pelo topo dos sedimentos pelíticos ainda pouco consolidados, que foram depositados sobre o fundo do mar da época. Kholodov (2001) concluiu, após ter estudado as ocorrências de vulcões de lama na região do Mar Cáspio, que eles estão intimamente relacionados a súbitas reativações estruturais.

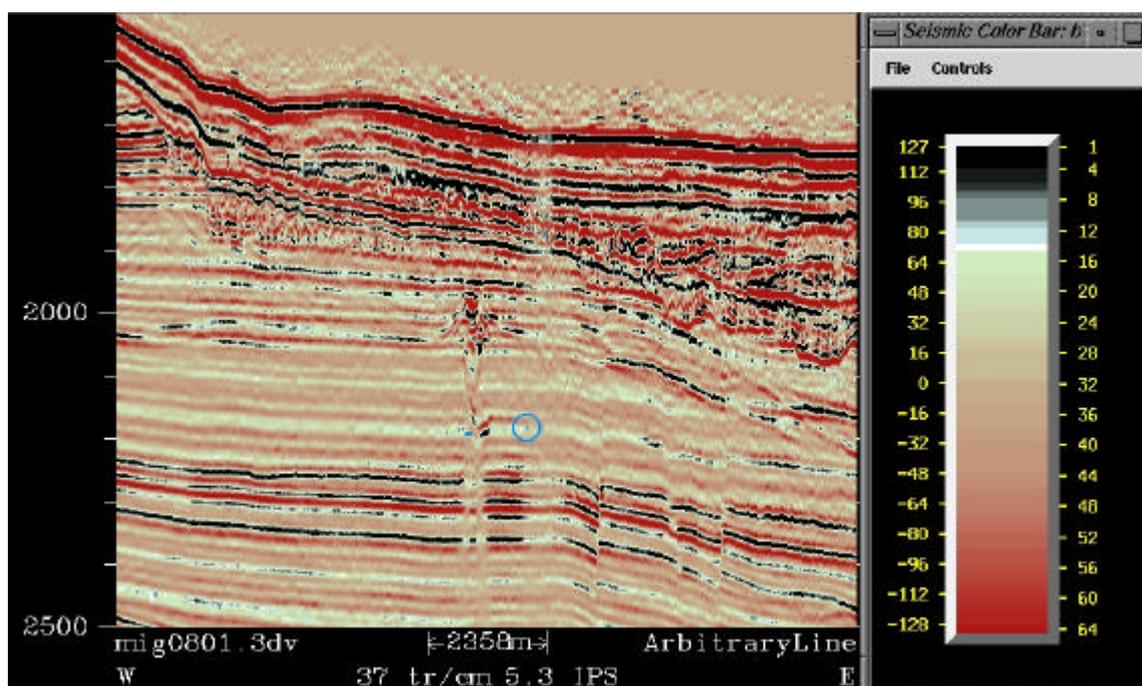


Figura 59 – Seção sísmica mostrando um exemplo de vulcão de lama no Mioceno, nas cercanias do Alto de Cabo Frio, Bacia de Santos. Caso este cone seja de origem magmática, o que é menos provável, ficará pela primeira vez comprovado o magmatismo correspondente àquele período na Região Sudeste do Brasil. O círculo azul marca o topo do Mioceno Inferior.

Assim, os intérpretes que trabalham em áreas sujeitas à presença dessas feições devem estar atentos para diferenciar os eventos magmáticos daqueles relacionados aos escapes de gás. Essa tarefa é dificultada quando tais eventos ocorrem intimamente associados. Um exemplo de dois edifícios vulcânicos erroneamente interpretados como vulcões de lama, na Bacia de Santos, pode ser encontrado na fig. 60.

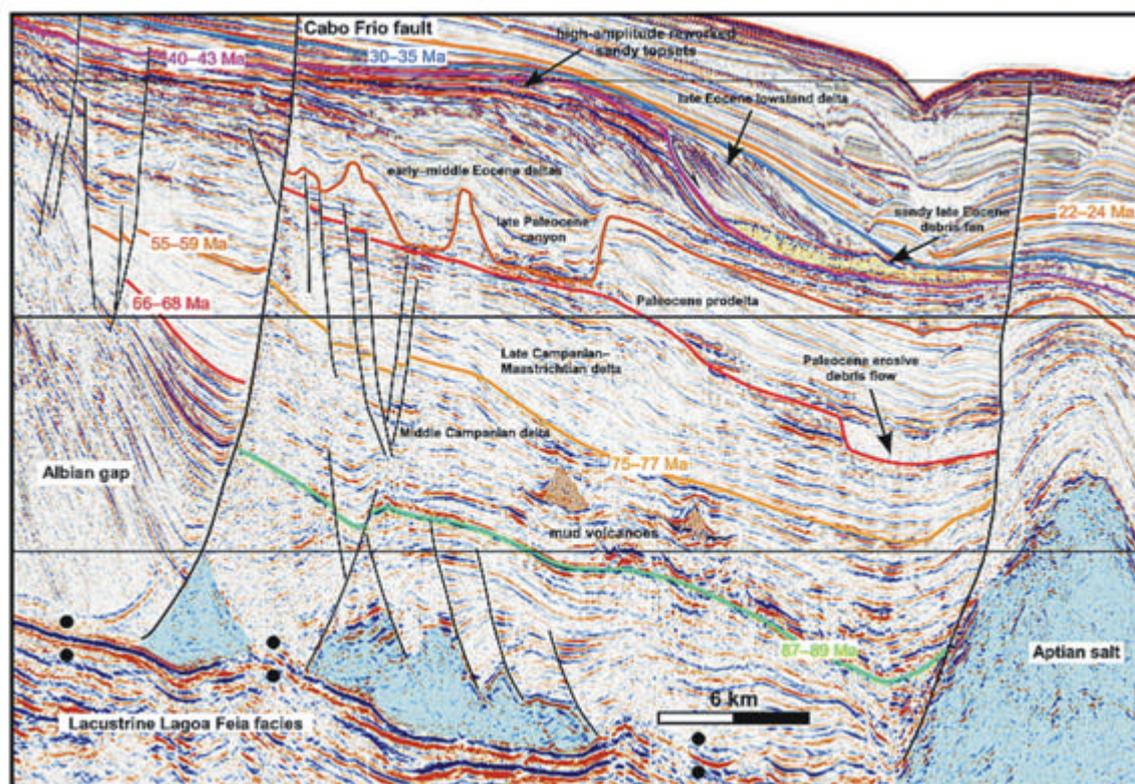


Figura 60 – Seção sísmica na parte central da Bacia de Santos. Os dois edifícios vulcânicos (em laranja), erroneamente interpretados por Modica e Brush (2004) como *mud volcanoes* (vulcões de lama), são na verdade de origem magmática, datados de aproximadamente 83 Ma. A ausência de uma “zona cega” estreita sob tais cones, tal como ocorre sob o cone da figura 57, e a similaridade de posicionamento estratigráfico dessas feições com inúmeras outras comprovadamente de origem magmática, em toda a Bacia de Santos, reforça a interpretação aqui feita. Modificado de Modica e Brush (*op cit.*).

XI.5. Diápiros: origem magmática ou halocinética?

Nas áreas onde diápiros de sal e *mounds* vulcânicos coexistem, como é o caso do Alto de Cabo Frio e adjacências, muitas vezes torna-se necessário recorrer aos métodos potenciais, uma vez que a expressão sísmica de ambas as feições pode ser semelhante. Por tal motivo, Oreiro (2002, 2006) realizou modelagens gravimétricas e magnéticas de uma linha regional 2D (figs. 61 a 64), com o objetivo de investigar se um diápiro situado próximo à extremidade SE da área de estudo é de origem magmática ou halocinética. Os resultados dessas

modelagens, combinada com o posicionamento geográfico desse diápiro (alinhado com os Montes Submarinos Jean Charcot) indicam que a origem magmática é a mais provável.

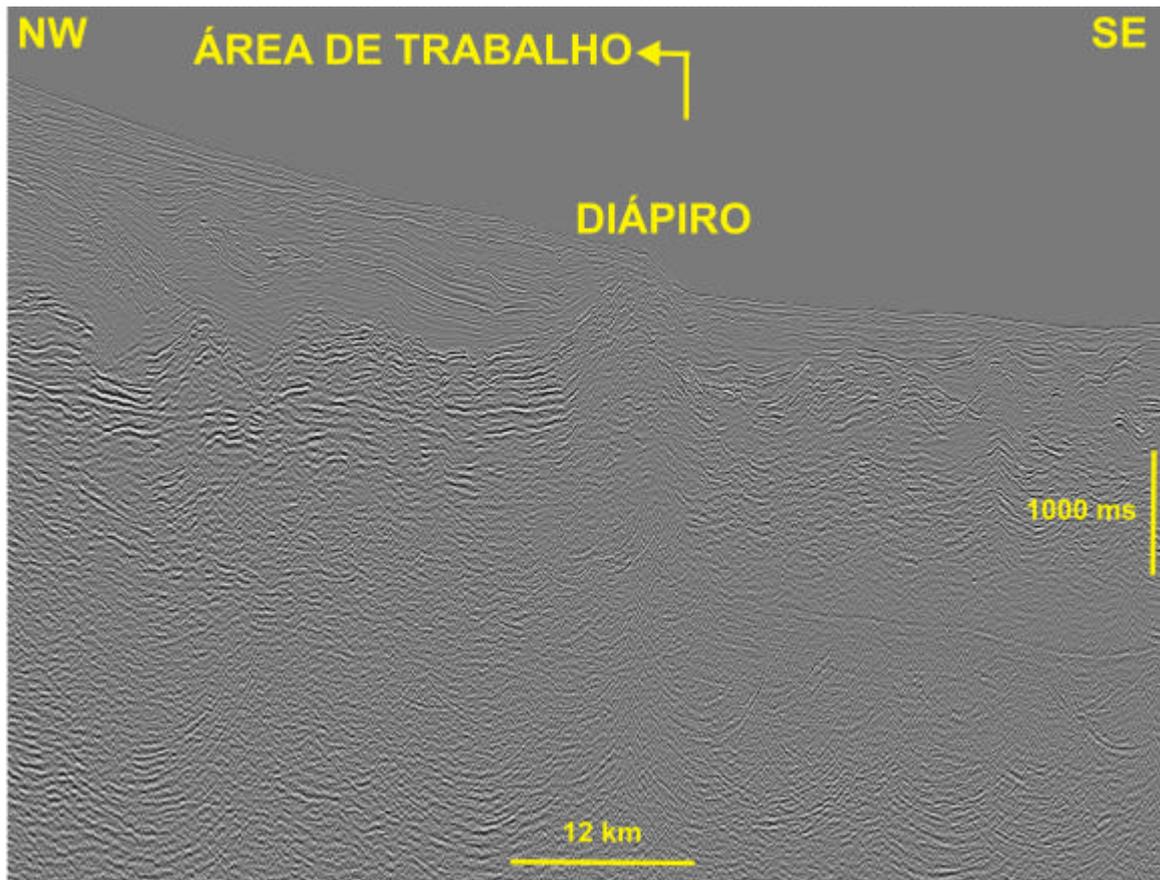


Figura 61 - Seção sísmica (linha 6) sobre um diápiro, situada no extremo SW da Bacia de Campos (localização, fig. 33, pág. 78). As modelagens gravimétricas e magnética mostradas nas três figuras seguintes são baseadas na interpretação desta seção (Oreiro, 2002, 2006).

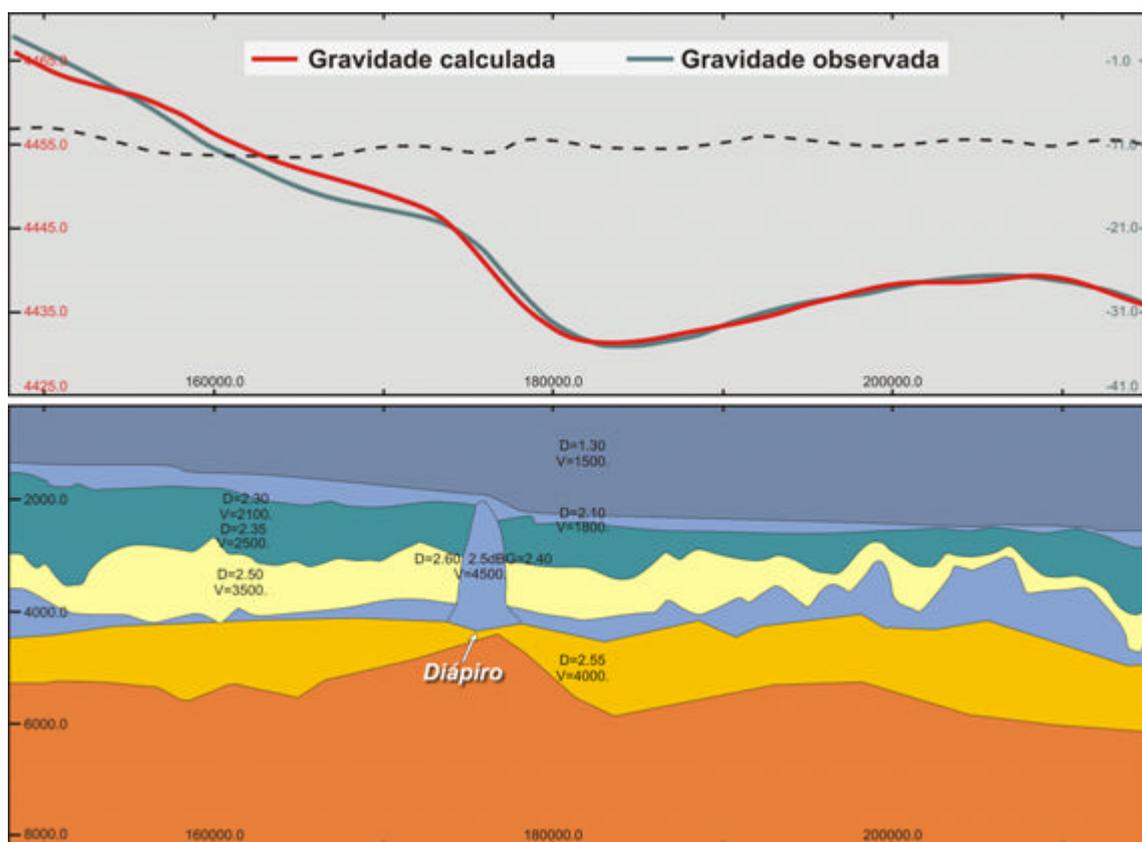


Figura 62 - Modelagem gravimétrica da seção sísmica da figura anterior, considerando a hipótese de o diápiro ser composto por halita. A curva calculada afasta-se da medida sobre o diápiro, sendo que a diferença entre ambas (linha pontilhada) apresenta um máximo sobre ele. Os valores de gravidade estão expressos em miligals, sendo que as diferenças entre eles, em valores absolutos, se devem ao fato de que a gravidade modelada é referente ao contexto local, e a medida, ao centro da terra. Tais valores estão na mesma escala para facilitar a comparação. No gráfico inferior, as densidades estão em g/cm^3 e as profundidades e distâncias, em metros (Oreiro, 2002, 2006).

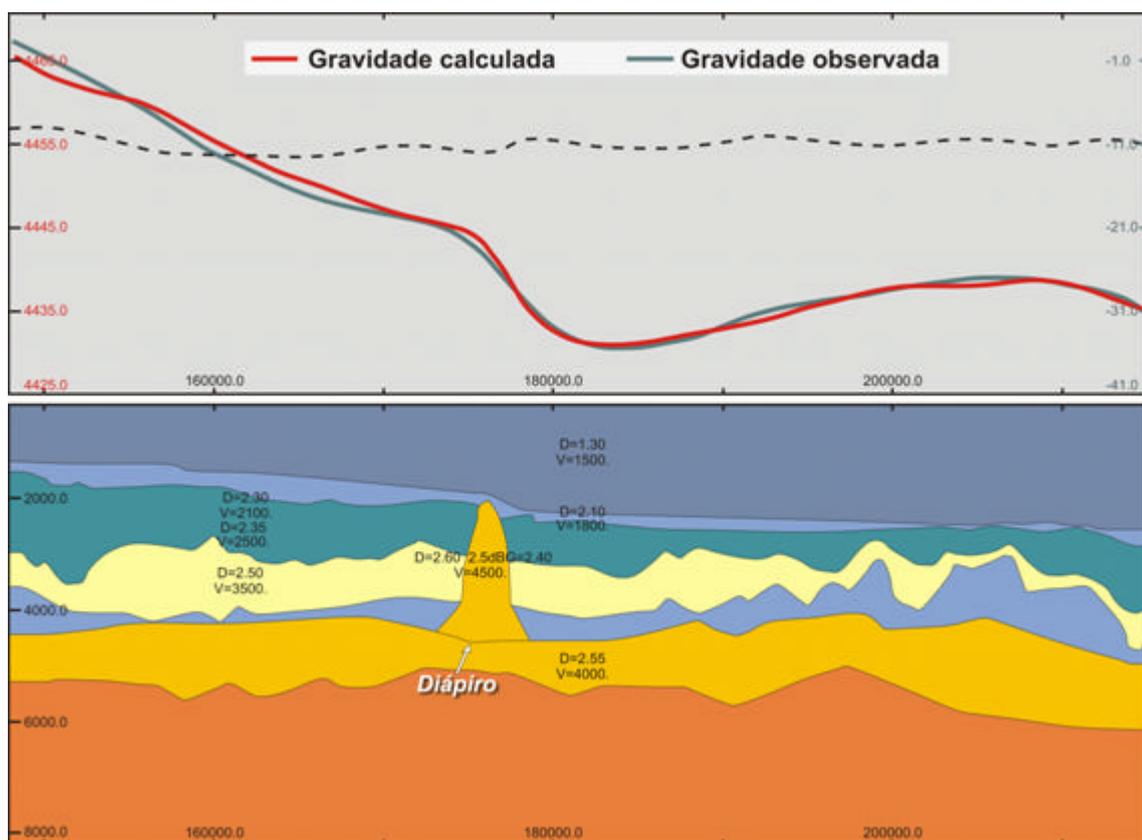


Figura 63 - Modelagem gravimétrica semelhante à mostrada na figura anterior, considerando a hipótese de o diápiro ser composto por rochas magmáticas. Há uma concordância quase perfeita entre a gravidade medida e a calculada, indicando que, por esse método, a origem magmática é mais plausível (Oreiro, 2002, 2006).

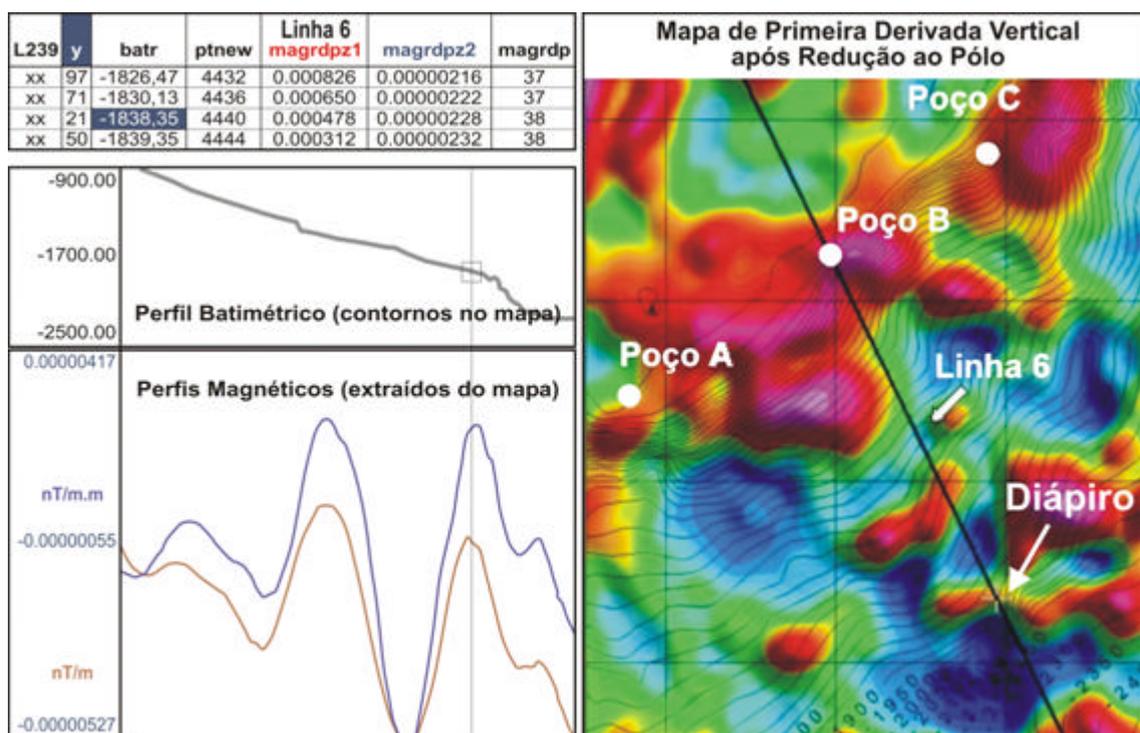


Figura 64 - Mapa de primeira derivada vertical em relação ao pólo, mostrando as anomalias magnéticas correspondentes à seção vulcano-sedimentar na área de estudo (as cores quentes correspondem a anomalias positivas). O diápiro da figura 3 está posicionado sobre elevados valores positivos (em vermelho, nas cercanias do PT 4440 da Linha 6, cuja localização é mostrada na fig. 33, pág. 78). Tal resultado reforça a hipótese de que o diápiro é composto por rochas magmáticas (Oreiro, 2002, 2006).

XI.6 Conclusões

Edifícios vulcânicos têm sido confundidos com *mounds* turbidíticos e vice-versa, o que às vezes causa desagradáveis surpresas aos que interpretam seções sísmicas para prospecção de petróleo e gás. A associação da halocinese com o magmatismo é um tema que vem sendo cada vez mais abordado pelos geocientistas que estudam a Bacia de Santos, pela íntima associação que ambos os eventos têm entre si, particularmente nas áreas de batimetria média da referida bacia.

Os vulcões de lama são interessantes para os geocientistas que trabalham na prospecção de hidrocarbonetos, pelo fato de sua presença indicar que, na

área, o sistema petrolífero está ativo. Entretanto, a identificação de tais vulcões pode confundir intérpretes pouco experientes no estudo de áreas onde eles ocorrem juntamente com cones de origem magmática.

XII. MODELO GENÉTICO PROPOSTO PARA O MAGMATISMO PÓS-APTIANO DA ÁREA DE ESTUDO

O mapeamento detalhado de um levantamento sísmico tridimensional, situado entre as bacias de Santos e Campos, revelou a presença de diques, soleiras, derrames e edifícios vulcânicos em vários níveis estratigráficos, do Albiano ao Eoceno Médio. Tais feições estão claramente alinhadas com falhas e fraturas de direção NW – SE, aqui interpretadas como dutos ou diques alimentadores subverticais. Por exemplo, a figura 65 mostra uma coincidência quase perfeita entre um lineamento NW observado em *time slice* obtido no nível estratigráfico dos sedimentos da fase *rift* (provavelmente do Andar Jiquiá) com dique anelares do Santoniano.

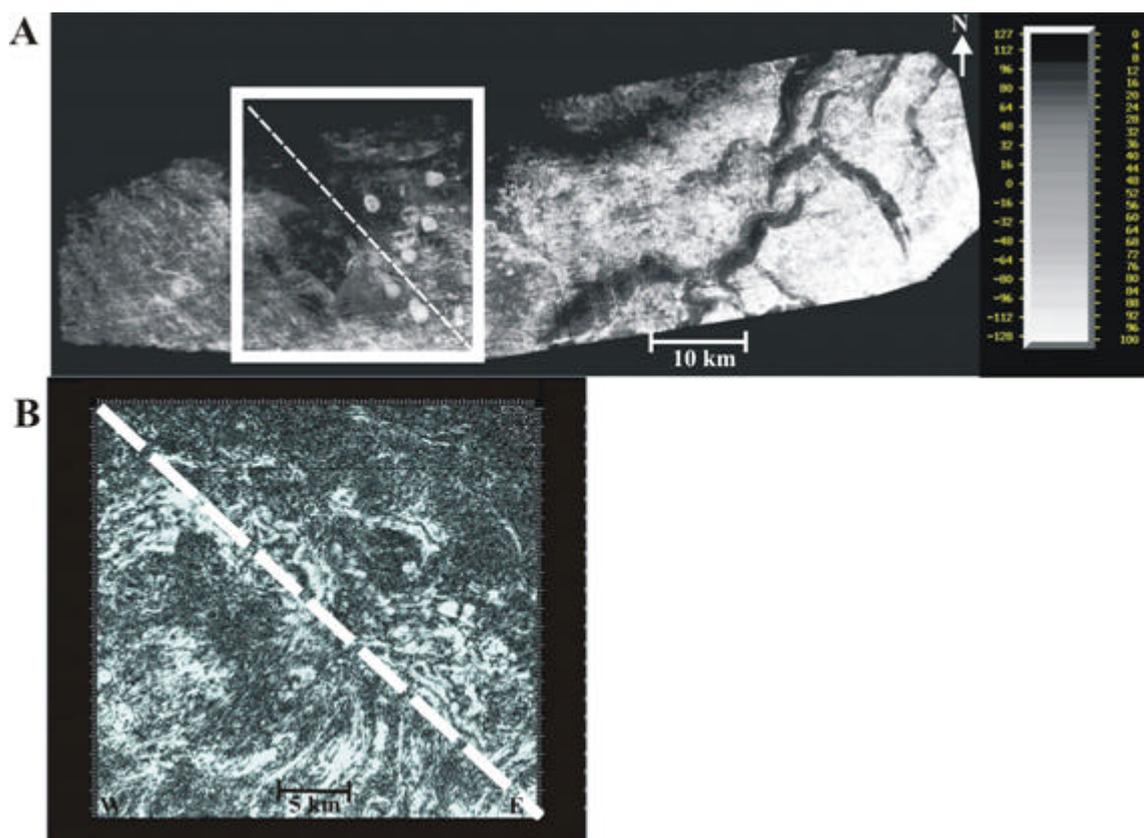


Figura 65 – Mapa de amplitudes RMS extraídas de uma isócrona compreendendo + 12 ms/ -200 ms do topo do Cretáceo (A). Alguns dos diques anelares (ou soleiras) são paralelos ao alinhamento pré-rifte, que é uma pequena porção de uma das grandes falhas de rejeito direcional que ocorrem nas bacias de Santos e Campos. (B) é um *time slice* ao nível da seqüência pré-sal,

(4484 ms), mostrando um forte lineamento N30°W correlacionado à zona de concentração de diques anelares na seção muito superior mostrada em (A).

O controle estrutural do magmatismo, na área, torna-se marcante quando observamos *times slices* do levantamento 3 D utilizado. A figura 66 mostra um exemplo de tal controle.

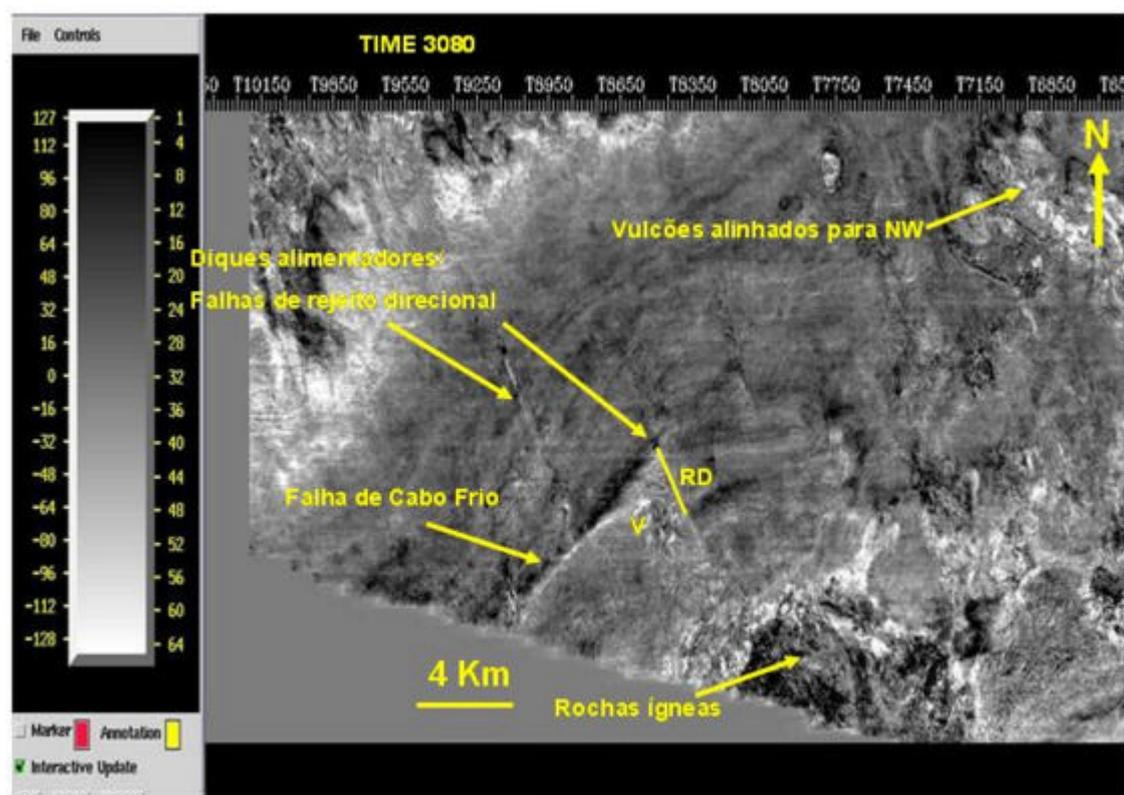


Figura 66 – *Time slice* a 3080 ms, mostrando o extremo NW da Bacia de Santos. O plano horizontal está inteiramente contido na seção do Paleógeno (bases do Eoceno e Paleoceno). Nota-se o alinhamento de edifícios vulcânicos na direção aproximada N40W, nas cercanias do Alto de Cabo Frio. Também é nítido que as falhas de transferência SE-NW deslocam a Falha de Cabo Frio, e que rochas ígneas ocorrem nas interseções entre as falhas de direção NE e NW. (RD) marca um deslocamento de cerca de 4 km da Falha de Cabo Frio, ao lado do qual há um edifício vulcânico (V).

Uma composição de imagens de gravimetria de satélite com mapas de amplitude RMS mostra como é marcante o controle das zonas de falhas com direção aproximada N30W (fig. 67).

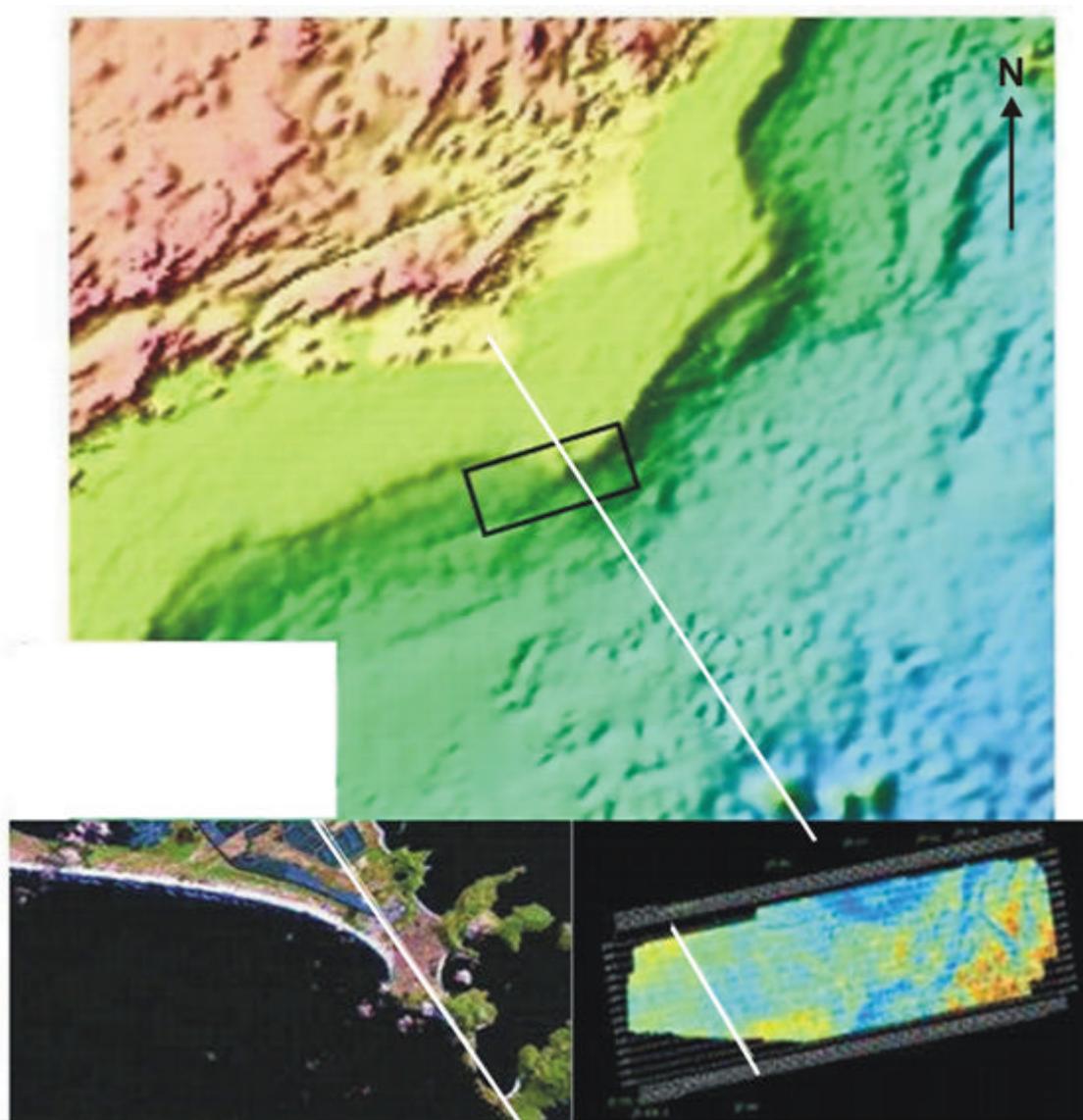


Figura 67 - Mapa de localização da área de estudo em relação ao mapa topográfico global obtido no *site* do USGS (EROS GEOTOPO). Observa-se, no canto inferior direito da imagem superior, os montes submarinos Jean Charcot, constituídos por material magmático. O último monte, o anticlinal erodido em seu topo no Alto de Cabo Frio (dentro do 3D) e a região de Búzios/Arraial do Cabo podem ser unidos por uma linha reta, a qual constitui um lineamento de direção N30W claramente visível na imagem, unindo os montes submarinos e a quebra de plataforma; coincidentemente, esta é a direção principal do promontório do município de Arraial do Cabo e a dos lineamentos NW que constituem os diques alimentadores do magmatismo pós-Aptiano da área de estudo (observar o perfeito paralelismo entre as três linhas retas). Os diques alimentadores mapeados na presente tese possuem direção média NB0W.

Alguns dos diques observados no Santoniano possuem formato de “bumerangue” quando vistas em seções sísmicas. Nesse caso, podem corresponder a soleiras (capítulo X, pág. 97, fig. 49). Em planta, no mapa de amplitudes RMS extraídos da isócrona dos sedimentos correspondentes a essa idade, formam feições anelares, correspondentes a um forte tom vermelho na escala de cores utilizada (fig. 68).

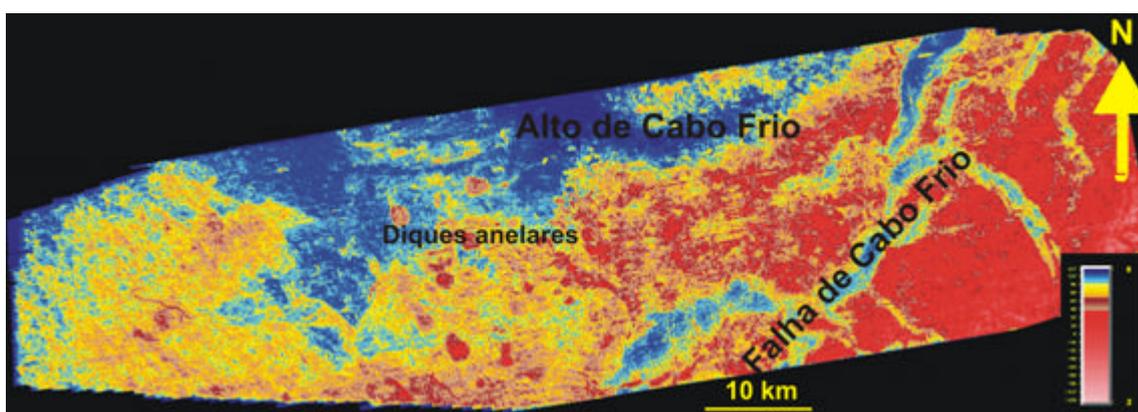


Figura 68 – Mapa de amplitudes RMS da isócrona do Santoniano, mostrando a expressão em planta dos diques anelares (ou soleiras). Observar a intensificação das feições magmáticas, representadas pelos fortes tons de vermelho, nas cercanias do Alto de Cabo Frio.

Zonas de falhas e fraturas de direção NW – SE têm sido observadas em praticamente toda a área das bacias de Campos e Santos, bem como das regiões continentais adjacentes, funcionando como zonas de transferência de esforços atuantes desde a formação das citadas bacias. Tais zonas de transferência podem ter sido reativadas em períodos geológicos de grande tectonismo global, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário Inferior. Szatmari e Mohriak (1995) mostraram uma correlação entre pulsos tectônicos de intensificação da orogenia andina com as principais idades do magmatismo nas citadas bacias.

Na porção do 3D situada no extremo SW da Bacia de Campos, o magmatismo é generalizado nas seções do Cretáceo Superior e do Eoceno, como se pode deduzir dos mapas de amplitude RMS e de VA extraídos dos horizontes correspondentes aos topos do Cretáceo e do Santoniano. É importante ressaltar que, nesta última área, o magmatismo não tem como centro de espalhamento o

Alto de Cabo Frio, uma vez que praticamente todos os edifícios vulcânicos e corpos intrusivos possuem seus diques subverticais alimentadores, claramente visíveis nas seções sísmicas processadas com a técnica VA. Aparentemente, a maior espessura de rochas magmáticas, nessa região, coincide com interseções de zonas de falhas de direção NE com as de direção NW (figs. 69 A, B, C, D e E e fig. 70).

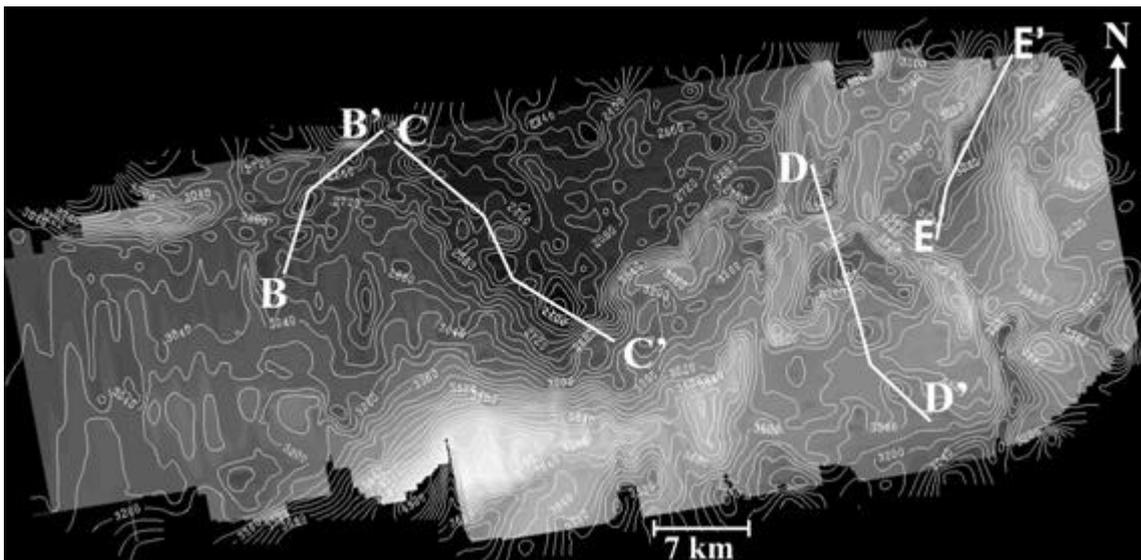


Figura 69 A – Mapa estrutural do topo da seção vulcânica do Eoterciário na área de estudo. Os vulcões são facilmente reconhecíveis no mapa por suas estruturas fechadas (as cores escuras indicam estruturas mais rasas). Notar que os citados vulcões estão alinhados de acordo com as principais direções de falhas na área (SW-NE e NW-SW).

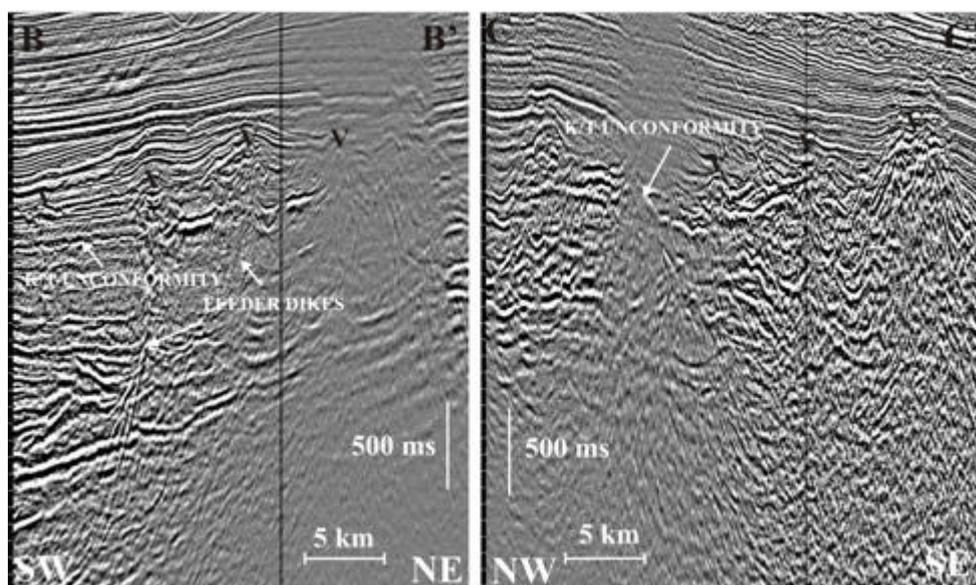


Figura 69 B e C – Seções sísmicas representativas da área (localização, fig. 69 A). Em ambas as seções, os edifícios vulcânicos (V) estão situados sobre a discordância K/T, definida pela bioestratigrafia. Na seção da esquerda, há um exemplo de dique alimentador que pode ser traçado até abaixo do embasamento sísmico (basaltos do Cretáceo Inferior).

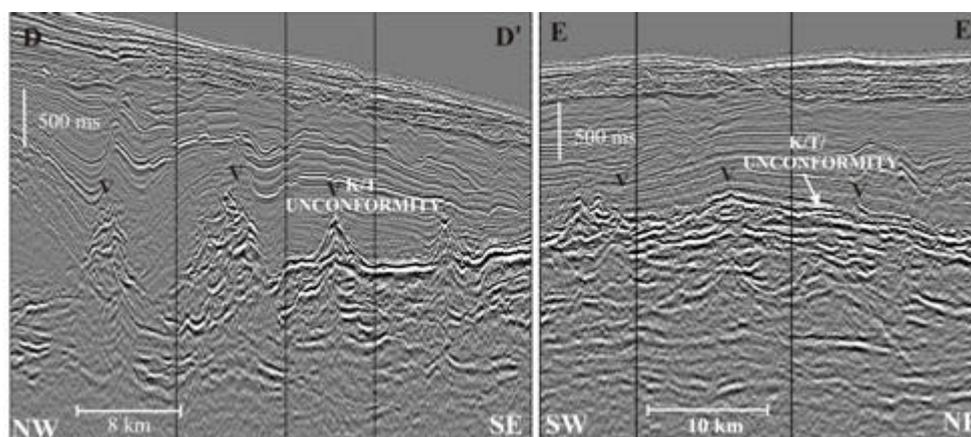


Figura 69 D e E – Seções sísmicas cuja localização é mostrada na fig. 69 A. (V) são os edifícios vulcânicos.

A fig. 70 mostra uma modelagem tridimensional (em tempo) do mesmo horizonte sísmico mapeado para a confecção da fig. 69 A. Nessa modelagem percebe-se, de modo inequívoco, o controle estrutural do magmatismo pós-Aptiano na Área de Estudo.

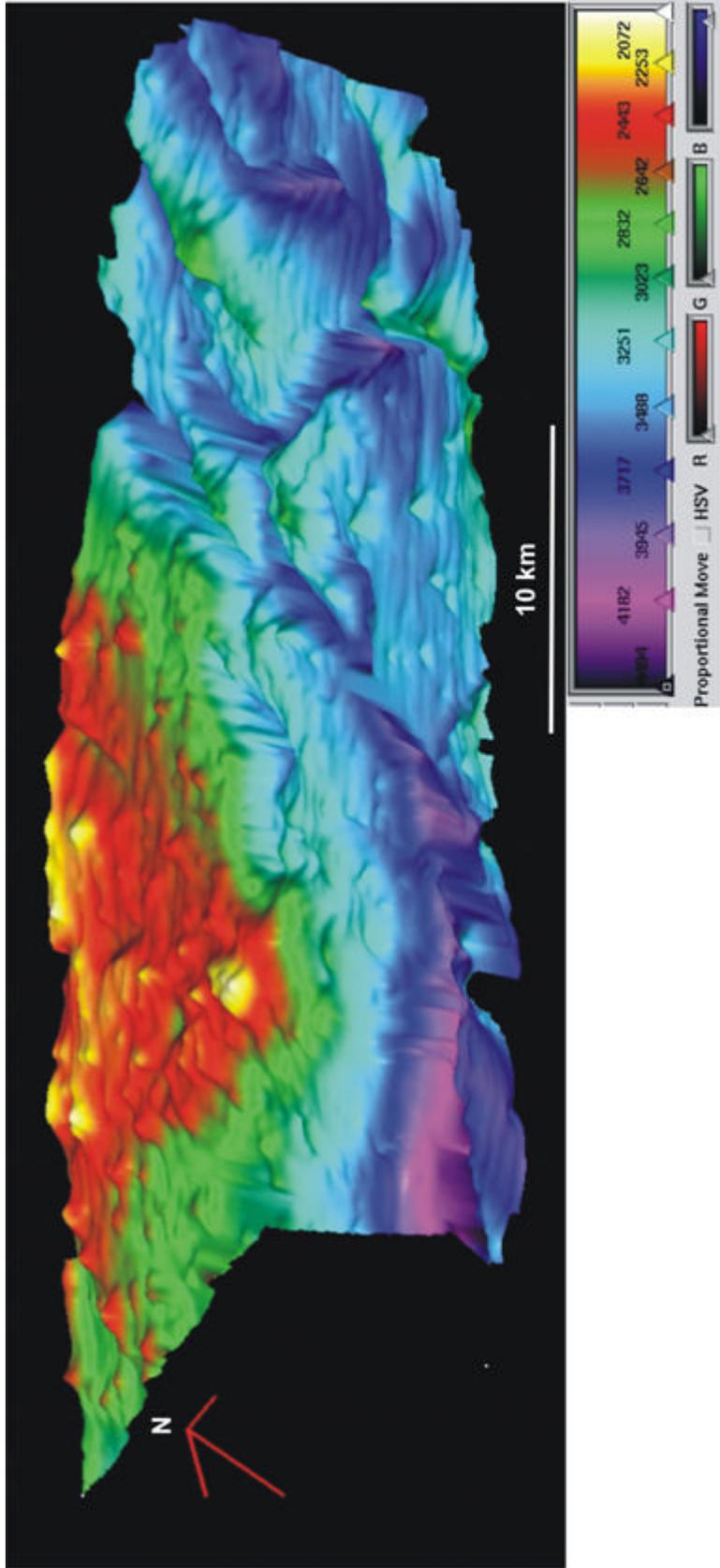


Figura 70 - Modelagem tridimensional do horizonte correspondente ao da figura anterior (imagem processada pelo programa Geoproben™). Observar que os edifícios vulcânicos, reconhecidos por sua geometria cônica e cores mais quentes, estão alinhados ao longo das direções dos dois sistemas de falhas existentes na área. É notável que os edifícios vulcânicos tornam-se mais elevados e coalescem nas interseções entre as falhas SW-NE e SE-NW, constituindo as bordas de seus planos, no nível cronoestratigráfico mapeado (base do Terciário). A escala de cores representa os contornos estruturais sísmicos em tempo.

O mapa estrutural da Fig. 70 está inteiramente contido na região de interseção do prolongamento da Zona de Deformações Cruzeiro do Sul com os sistemas de falhas normais (sintéticos e antitéticos), de direção SW-NE. O alinhamento para NE dos edifícios vulcânicos pode ser devido a dois fatores complementares e não necessariamente excludentes entre si:

. As reativações das falhas NE conseguiram atingir o manto astenosférico pelo fato de o mesmo estar mais raso na área do 3D, situada num baixo estrutural entre a linha de charneira da Bacia e o Alto Externo (figs. 71 e 72);

. O alinhamento para NE é apenas aparente, tendo sido condicionado pela movimentação halocinética posterior ao último pulso de magmatismo (porção inferior do Eoceno Médio). Essa explicação é bastante plausível, uma vez que o centro de espalhamento abortado que se vê na fig. 38, p. 85 (Cobbold *et al.*, 2001) é de idade Eocretácea. O principal controle estrutural do magmatismo pós-Aptiano na Área de Estudo são as falhas de rejeito direcional de direção SE-NW, muito mais ativas durante a fase diffe.

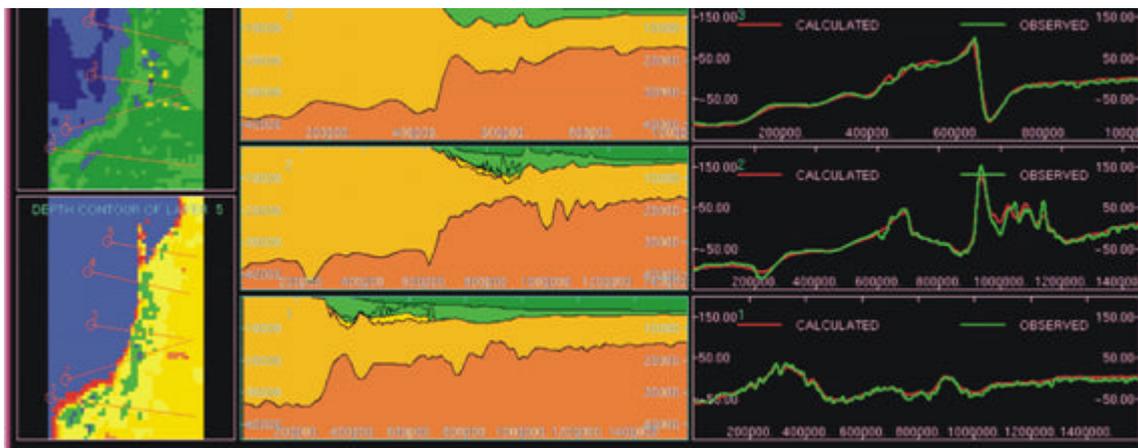


Figura 71 - Modelagem gravimétrica da profundidade de Moho (o manto superior é representado com a cor laranja). O perfil mais abaixo está situado na parte central da Bacia de Santos, e indica uma elevação dessa discontinuidade sobre o baixo estrutural localizado entre a linha de charneira da bacia e o Alto Externo (exatamente a localização do mapa da fig. 70). À esquerda, localização dos perfis e, à direita, a linha verde representa a gravidade medida e a linha vermelha, a gravidade calculada pela modelagem. Segundo Paula e Vidotti, 2001.

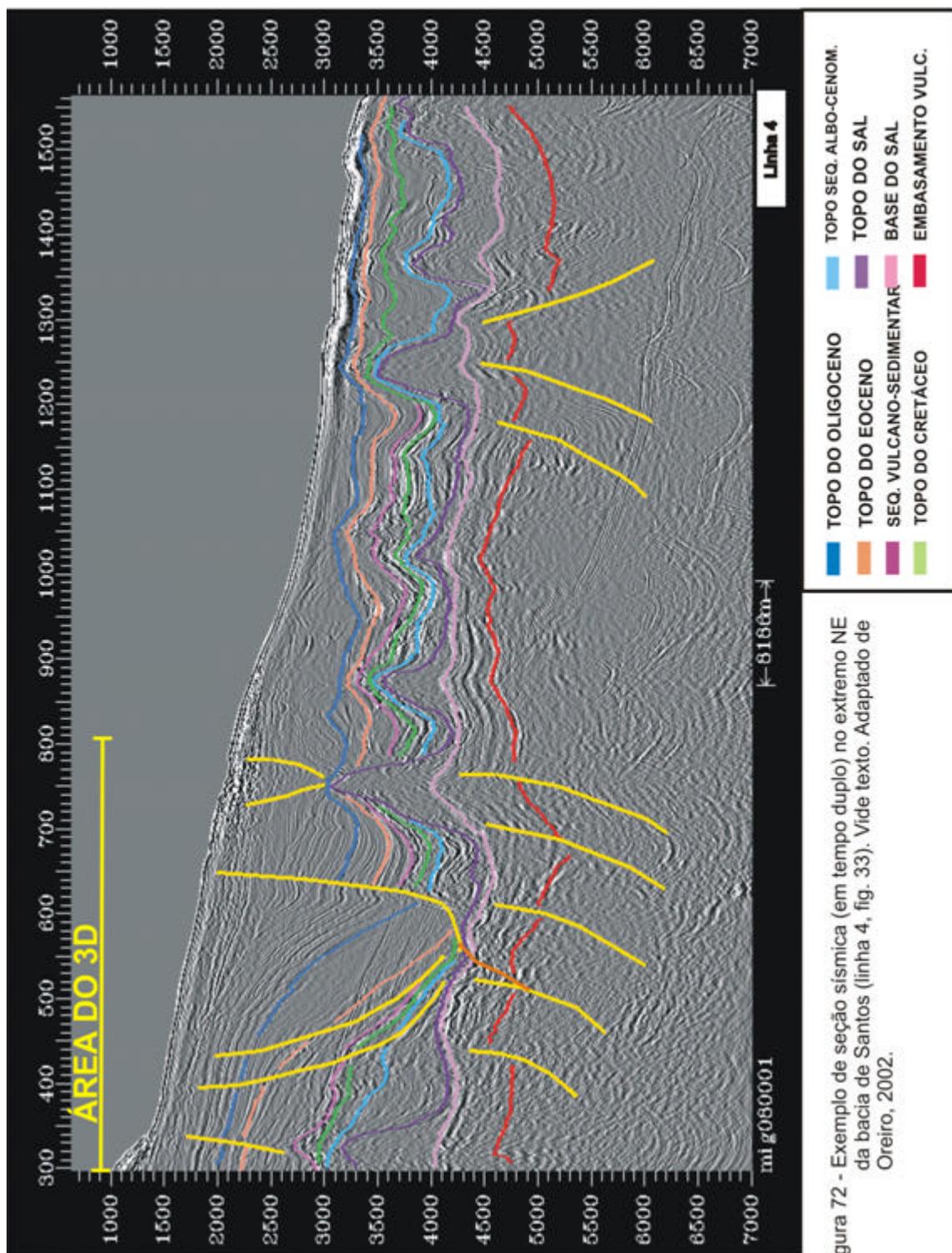


Figura 72 - Exemplo de seção sísmica (em tempo duplo) no extremo NE da bacia de Santos (linha 4, fig. 33). Vide texto. Adaptado de Oreiro, 2002.

A seção sísmica da fig. 72 mostra a localização do 3D em relação ao arcabouço estrutural do limite entre as bacias de Campos e Santos. Comparando-a com o gráfico inferior da fig. 71, nota-se que o mapa estrutural dos edifícios vulcânicos da base do Terciário (fig. 70) está localizado no baixo estrutural adjacente ao Alto Externo, o qual corresponderia a um centro de espalhamento abortado de idade cretácea inferior e, portanto, uma zona de fraqueza propícia para reativações tectônicas pós-Aptianas. Na fig. 72, a linha de cor laranja representa uma reinterpretação baseada nos dados do referido 3D, na qual o plano de falha da fase rifte desloca a base do sal e se posiciona imediatamente abaixo da grande falha lítrica antitética (Falha de Cabo Frio).

A principal falha NE que se nota no mapa da fig. 70 constitui a porção final da denominada "Falha de Cabo Frio" (Mohriak *et al.*, 1995), a qual principia no centro da Bacia de Santos e vai até o extremo SW da Bacia de Campos. Muitos estudos, incluindo modelagens físicas, foram feitos para tentar explicar a gênese desta grande falha lítrica (por exemplo, Rizzo *et al.*, 1990; Demercian *et al.*, 1993; Szatmari *et al.*, 1994), todos chegando à conclusão de que sua origem mais provável é o escape de sal para a região de águas mais profundas, criando um *gap* estratigráfico dos carbonatos albianos e, ao mesmo tempo, abrindo espaço para o avanço das cunhas siliciclásticas progradantes do Cretáceo Superior (fig. 73).

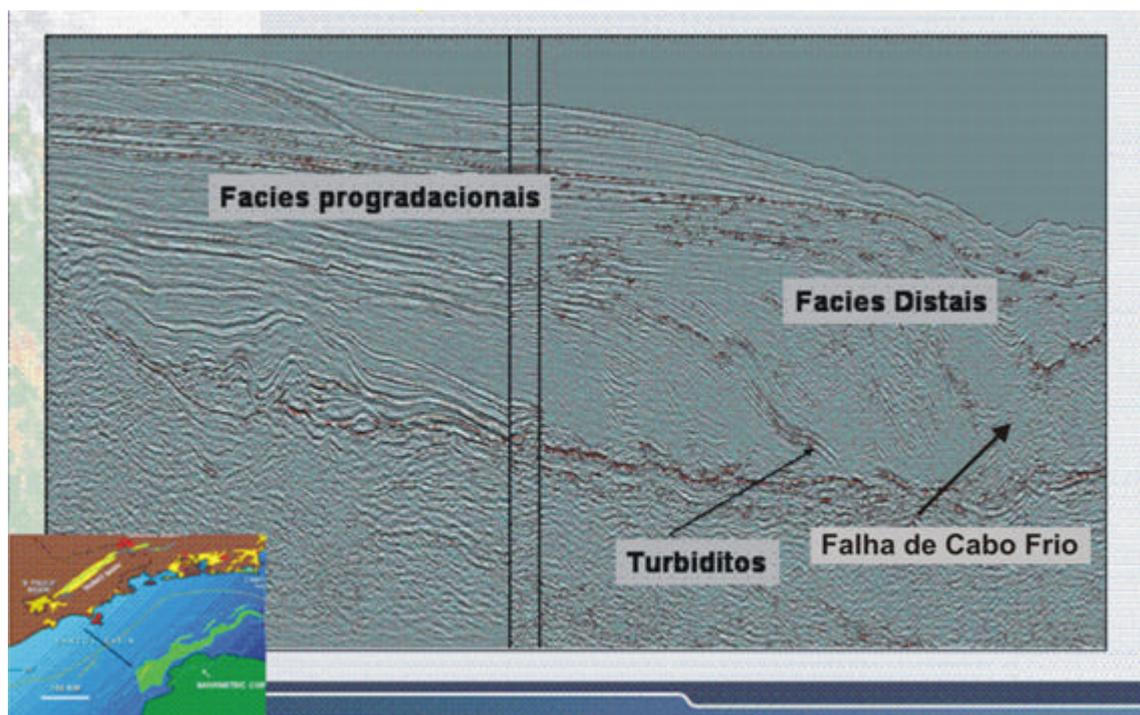


Figura 73 – Seção sísmica mostrando os sistemas progradacionais do Cretáceo Superior da Bacia de Santos (Souza e Cupertino, 2002).

A observação das características desta falha e de outras de direção SW – NE na área estudada parece confirmar esta interpretação, com a ressalva de que algumas delas, principalmente as de maior rejeito, parecem deslocar o refletor da base do sal. A evolução destas falhas é sinsedimentar e elas deslocam a seção magmática do Cretáceo Superior, mas não parecem estar relacionadas diretamente com a gênese de tal seção. O rejeito na base do sal é claramente visível em algumas das falhas normais com componente direcional, de direção SE – NW, as quais se apresentam, nas linhas sísmicas perpendiculares a elas, como estruturas em flor (fig. 74), deslocando os depocentros sedimentares da seção pré-sal, Cretáceo Superior e do Terciário, bem como os alinhamentos SW – NE dos diápiros de sal (fig. 75 A, B, C e D). Os ramos destas falhas tende a se unir, como é de se esperar, já no interior do embasamento sísmico, num traço único que pode ser seguido até o limite inferior de tempo das seções.

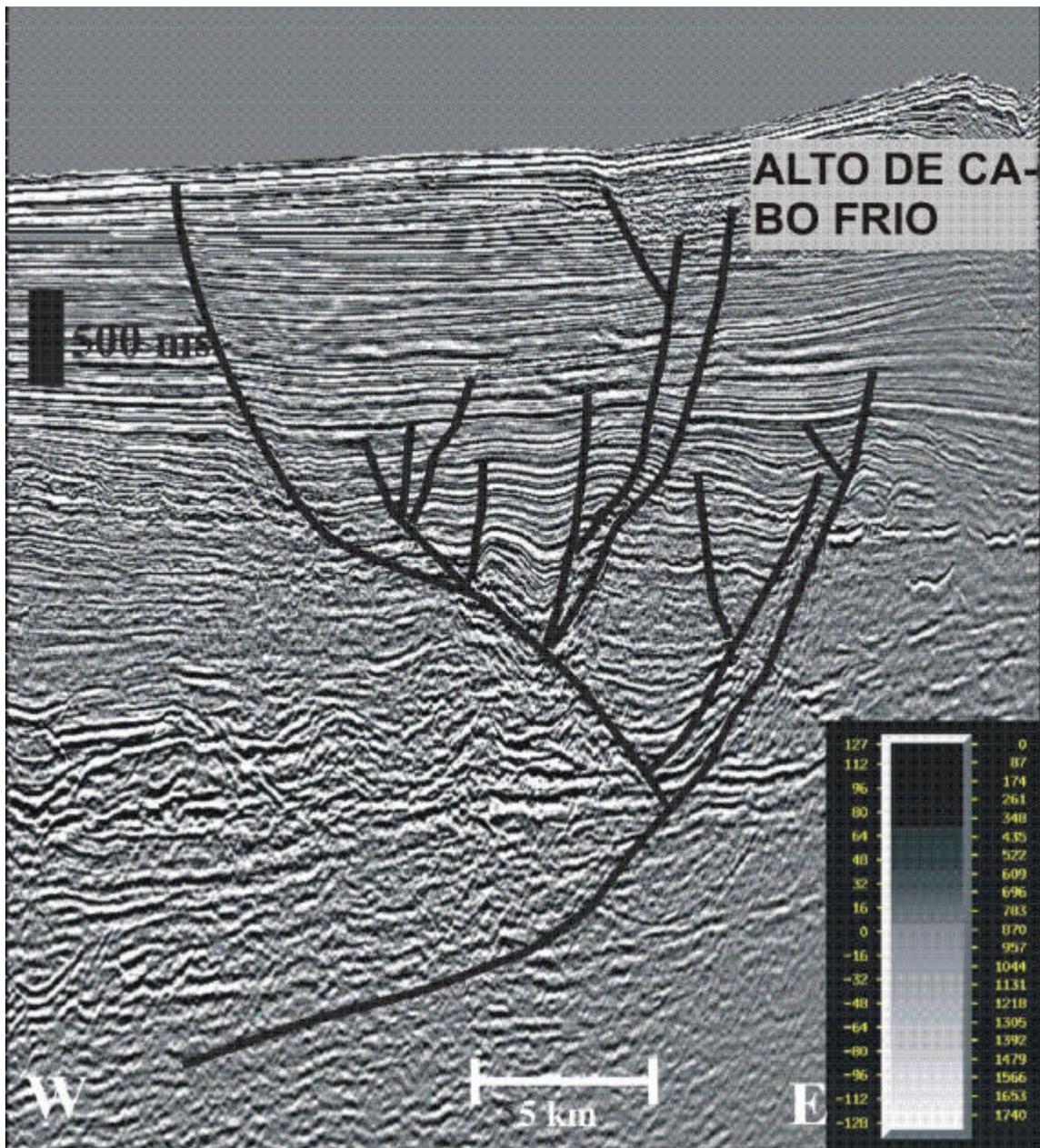


Figura 74 – Seção sísmica na porção SW do Alto de Cabo Frio, mostrando uma zona de falhamentos normais com componente direcional SE-NW. Esta é uma pequena parte da grande zona de falhas mostrada na figura 75.

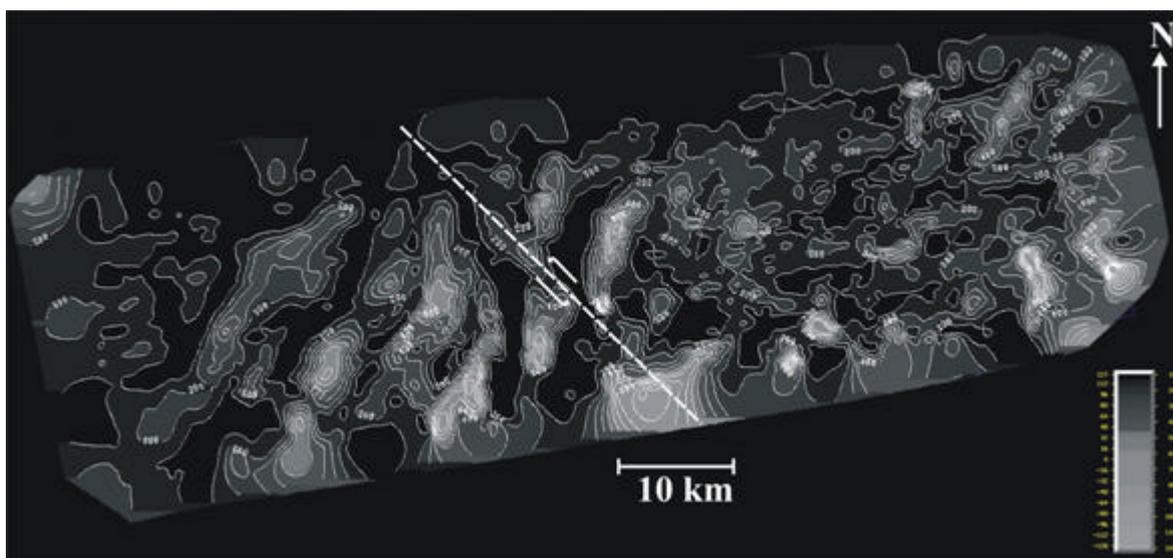
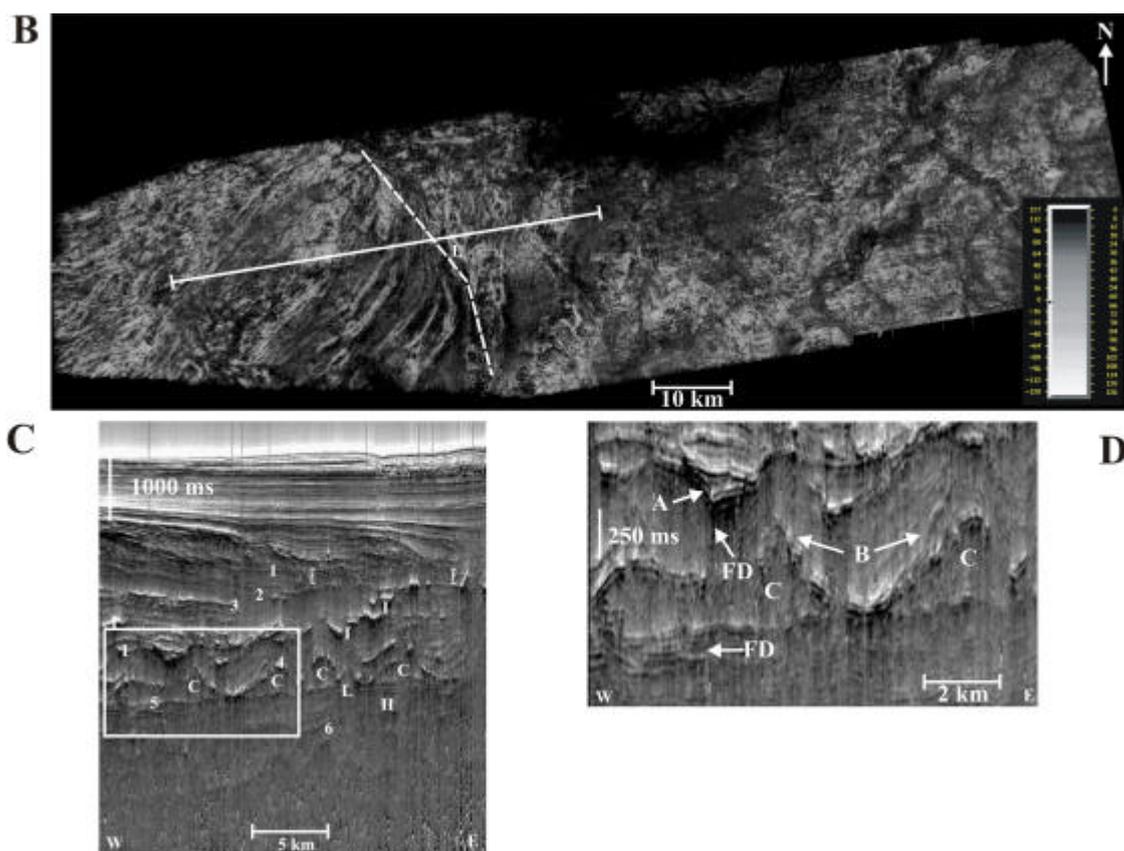


Figura 75 A – Mapa de isócronas dos evaporitos, mostrando o deslocamento dos diápiros e domos de sal por uma falha de transferência SE-NW, localmente sinistral.



Figuras 75 B, C e D – Mapa de amplitudes RMS extraídas da isócrona dos evaporitos e uma seção sísmica representativa, processada com a Técnica VA rotacionada de 90° (Bulhões e Amorim,

2005). A seção sísmica D é um *zoom* da seção sísmica C, a fim de enfatizar um lopólito (A) e um dique anelar (B), provavelmente de idade santoniana. Os flancos do dique anelar coincidem com dois domos de sal (C), sendo concordantes com a minibacia formada entre os dois domos. Notar que o lopólito possui um dique alimentador (FD) que corta a seção pré-sal. Na seção sísmica C, (1) é o topo do Paleoceno, (2) é a discordância K/T, (3) é o topo do Santoniano, (4) é o topo do sal, (5) é a base do sal e (6) é o embasamento magmático do Cretáceo Inferior. Outras feições magmáticas estão assinaladas com (I) quando intrusivas e com (E) quando extrusivas. Notar também que o mesmo lineamento (AL) presente nas figuras 20 e 29 A e B corresponde a um alto de embasamento que é controlado por falhas que podem ter sido normais na época de formação da bacia, tendo sido reativadas como falhas de rejeito direcional (sinistral) no Cenozóico.

As falhas e fraturas de direção SE – NW são aqui interpretadas como os principais dutos do magmatismo pós-Aptiano da área estudada. A observação das figs. 71 e 75 mostra que o Alto de Cabo Frio é controlado por falhas de rejeito direcional. Além disso, a observação de vários *time slices* e mapas de amplitude VA, além da interpretação das seções sísmicas, corrobora perfeitamente a afirmação feita no início deste parágrafo. A importância estratégica da localização deste 3D, sobre boa parte do Alto de Cabo Frio e abrangendo uma pequena parte das duas bacias sedimentares por ele separadas, fez com que o mesmo fosse escolhido para ilustrar esta interpretação. A mesma era imaginada pelo autor apenas como uma possibilidade teórica, quando a área era coberta somente por levantamentos 2D. Um fato de grande importância é o de que corpos magmáticos de diferentes idades estão superpostos, conforme mostra o poço A (Oreiro, 2002), fig. 49, pág. 97, que perfurou hialoclastitos e basaltos do Eoceno e intrusivas do Santoniano/Campaniano.

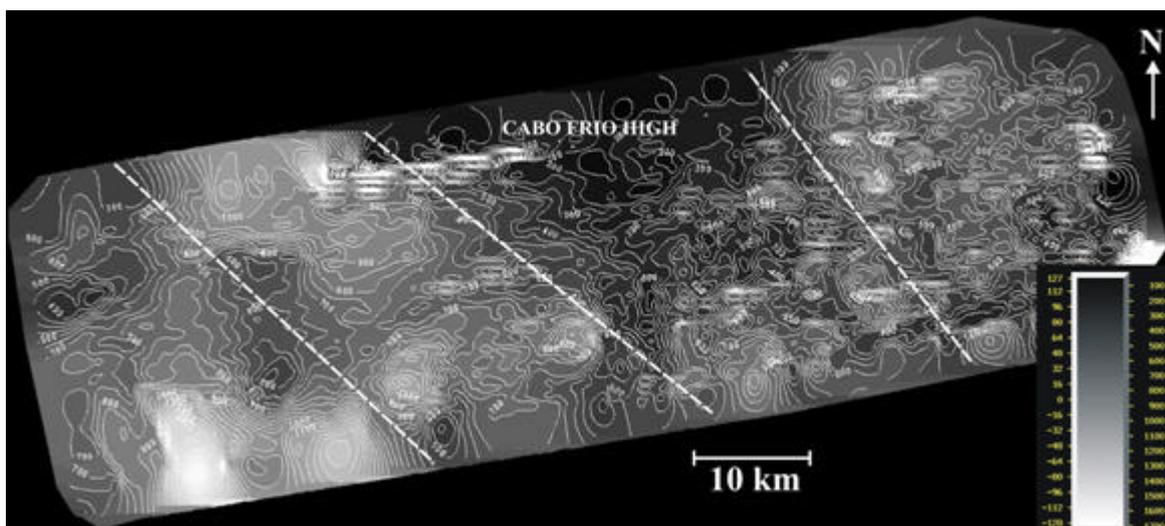


Figura 76 – Mapa de isócronas da seção pré-sal, mostrando o deslocamento dos depocentros (tons claros de cinza) próximo ao Alto de Cabo Frio. Notar que, na parte superior esquerda, há um depocentro orientado na direção SE-NW, ao passo que na Bacia de Santos a maior parte dos depocentros estão orientados na direção SW-NE (Oreiro e Bulhões, 2004).

Baseado nos dados acima expostos, pode-se inferir, com segurança, que o magmatismo pós-sal é mais abundante quando cresce o número de falhas pré-sal; isso é válido também para o magmatismo alcalino dos maciços continentais adjacentes, situados geralmente na zona de intersecção de lineamentos NE com lineamentos NW. No extremo SW da Bacia de Campos, os altos vulcânicos podem atingir centenas de metros (Rangel e Barros, 1994). Esse fato parece claro quando observamos imagens de satélite e mapas geológicos regionais da Região Sudeste do Brasil. Além disso, alguns maciços alcalinos têm seu eixo maior orientado para NW, como acontece com os maciços de Tinguá e Itatiaia. O primeiro, em planta, apresenta formato grosseiramente retangular (10 Km X 6.6 Km) e têm seus limites marcados por lineamentos N45E e N45W (fig. 79). A maioria das feições magmáticas pós-aptianas, observadas nas seções sísmicas e nos mapas elaborados até então, na área de estudo, têm orientação geral SE - NW. Portanto, na presente tese, afirma-se que o controle principal do magmatismo, nas bacias marginais do SE brasileiro e áreas continentais adjacentes, é a reativação de falhamentos profundos de direção NW – SE e, principalmente, sua intersecção com zonas de falhas, também reativadas, de

direção NE - SW, o que corrobora a interpretação de Almeida (1991), enriquecendo-a e fundamentando-a melhor com as evidências acima descritas.

A fig. 77 é um exemplo, em escala de afloramento, do controle estrutural da reativação das zonas de fraqueza pré-existentes no condicionamento do magmatismo na Área de Estudo, seja tal magmatismo de idade cretácea inferior ou terciária.

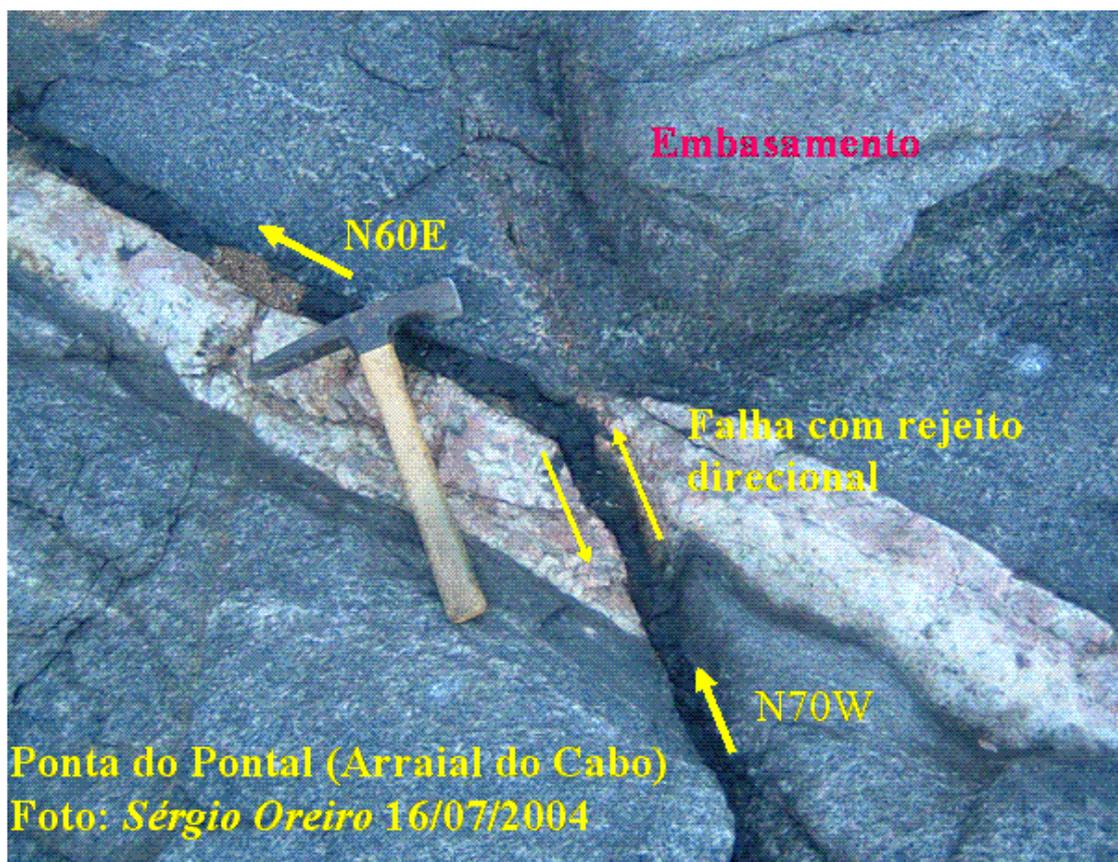


Figura 77 - Fotografia de um dique de rocha básica preenchendo uma falha de rejeito direcional no embasamento pré-cambriano no município de Arraial do Cabo. A superfície do afloramento é aproximadamente horizontal. Observar que o magma básico mudou de direção ao encontrar um dique de pegmatito, passando a preencher o contato entre tal dique e o gnaiss, embora o plano de falha continue. Foto do autor.

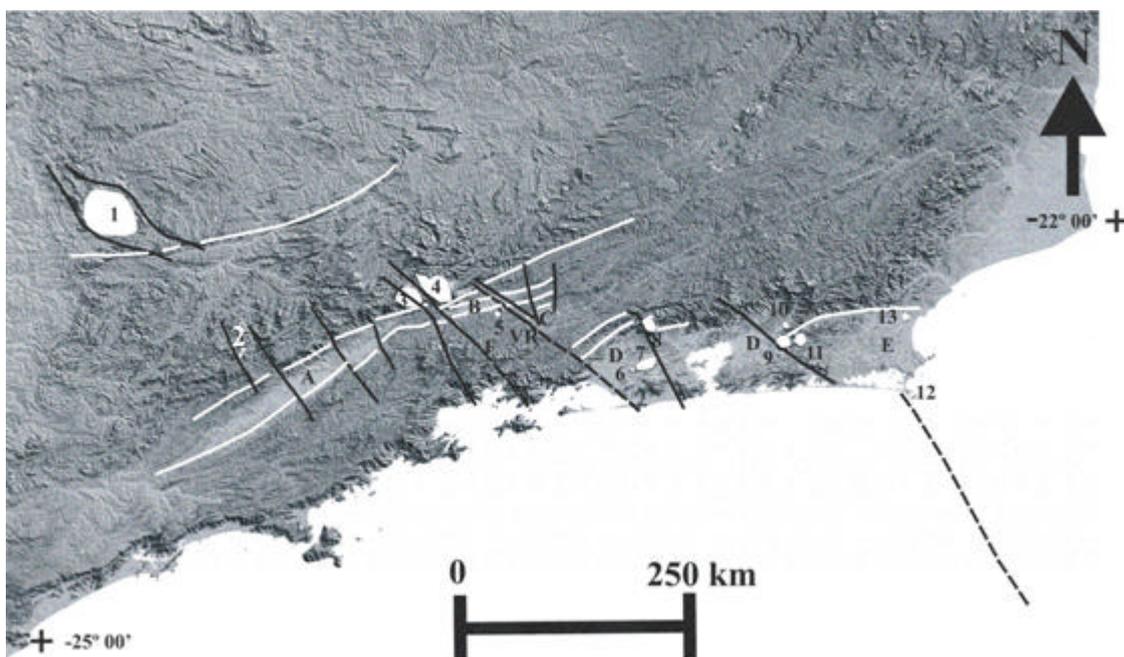


Figura 78 – Mosaico SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) de parte da região Sudeste do Brasil, mostrando corpos alcalinos aproximadamente circulares (em branco: 1, Poços de Caldas; 2, Ponte Nova; 3, Passa Quatro; 4, Itatiaia; 5, Morro Redondo; 6, Marapicu; 7, Mendanha; 8, Tinguá; 9, Soarinho; 10, Tanguá; 11, Rio Bonito; 12, Ilha de Cabo Frio e 13, Morro de São João. São também mostradas em branco as zonas de cisalhamento pré-cambrianas que foram reativadas no Cenozóico como falhas normais, formando o Rifte Continental do SE do Brasil (Almeida, 1976; Ricominni, 1989; Ricominni *et al.*, 2004). Algumas das estruturas que compõem o citado rifte são: A, Bacia de Taubaté; B, Bacia de Resende; C, Graben de Volta Redonda; D, Graben da Guanabara e E, Graben de Barra de São João. As zonas de transferências (ZT) interpretadas pelo autor são mostradas como linhas negras. F e VR são, respectivamente, as ZT do Funil (Almeida, 2001) e Volta Redonda (Valeriano e Heilbron, 1993). Os dados foram obtidos no site da NASA e foram integrados e processados pelo geólogo João Batista Françolin.

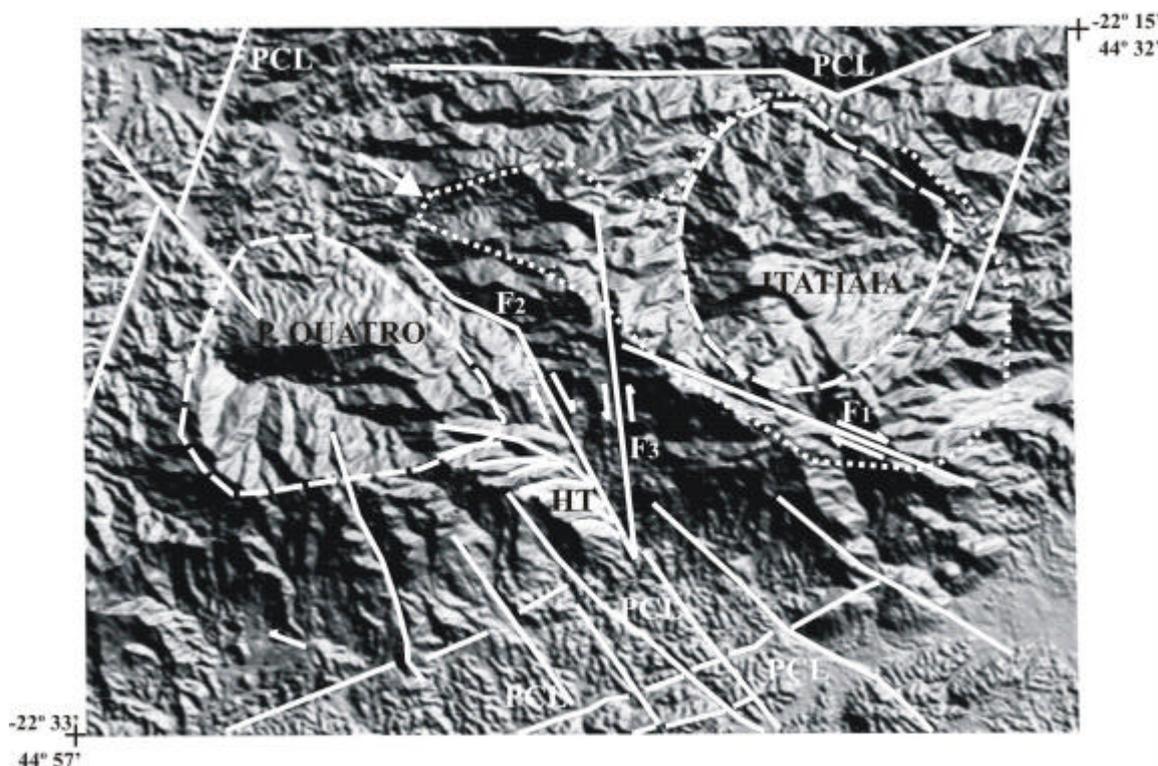


Figura 79 – Detalhe da imagem anterior, mostrando aos maciços alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia, assim como as rochas encaixantes falhadas do Paleozóico Inferior. Notar uma estrutura *horse tail* no limite SE da intrusão de Passa Quatro, a qual pode ser o produto da rotação causada pela intrusão do magma alcalino, provavelmente associada com uma falha de direção NNW. F₁ foi interpretada por Bueno (2000); F₂ é a continuação da Zona de Transferência do Funil, definida por Almeida (2001). Pode-se visualizar a ascensão do magma ao longo de zonas de fraquezas estruturais, seguidas pelo alargamento provocado pela intrusão de magma. PCL – lineamentos pré-cambrianos.

Quanto às características petrográficas das rochas magmáticas das áreas *offshore* adjacentes ao Alto de Cabo Frio (SW da Bacia de Campos e NE da Bacia de Santos), os dados até agora disponíveis mostram que se trata de um magmatismo basáltico, mas não indicam se o mesmo é de natureza toleítica ou alcalina. Em relatório interno da Petrobras, Szatmari *et al.* (2003) concluíram que a maioria das amostras de rochas magmáticas retiradas da seção do Cretáceo Superior, ao norte da Bacia de Santos, são de natureza toleítica, indicando que as falhas que serviram de duto para o magmatismo em questão atingiram o Manto Astenosférico. Adicionalmente, Souza e Cupertino (2002) descreveram rochas

alcalinas (traquitos) obtidos de poços da Bacia de Santos, indicando uma fonte mantélica enriquecida, diferenciação magmática e/ou assimilação crustal durante a ascensão do magma. Há semelhança entre essa suíte de rochas magmáticas santonianas/campanianas na Bacia de Santos e aquela existente na Península de Arraial do Cabo e Ilha de Cabo Frio, onde vários tipos litológicos de idade cenozóica coexistem (rochas alcalinas, basaltos alcalinos, basaltos toleíticos).

Trabalhos recentes atribuem a origem do magmatismo nas margens continentais Leste e Sudeste do Brasil a pulsos intermitentes de manifestação da Pluma de Trindade. Por exemplo, Thomaz Filho e Rodrigues (1999), Conceição *et al.* (2000), Mizusaki *et al.*, (2002), Thomaz Filho *et al.* (2005) e Zalán e Oliveira (2005) interpretaram o magmatismo alcalino do alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio como sendo o produto da passagem da Placa Sul Americana por um *hotspot*, que teria sua continuidade ao longo da Zona de Fraturas Vitória-Trindade. Fodor *et al.* (1989) e Sobreira (1996) propuseram um modelo geológico segundo o qual as rochas vulcânicas eocênicas de Abrolhos teriam sido oriundas de diápiros mantélicos. Por outro lado, Alves *et al.* (2005) adotaram um modelo misto para o magmatismo que ocorre ao longo da Zona de Fraturas Vitória –Trindade; nesse modelo, o citado magmatismo foi controlado pela reativação da zona de fraturas associada à passagem da Placa Sul-Americana sobre a Pluma Mantélica de Trindade.

Ricominni *et al.* (2004), estudando detalhadamente o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro, concluíram que o hidrotermalismo, o aumento do fluxo térmico e o magmatismo extrusivo eocênico (~ 50 Ma) das bacias de Resende, Volta Redonda e Itaboraí foi oriundo de um regime tectônico distensional de direção NNW-SSE, que propiciou a abertura de falhas na direção ENE a NE.

Uma evidência que contesta a teoria de plumas mantélicas para explicar a gênese do magmatismo alcalino e basáltico, na região SE do Brasil, é a constatação feita por Guedes (2001) e Guedes *et al.* (2003), que identificaram,

numa área situada entre os municípios de Volta Redonda e Resende, quatro enxames distintos de diques de rochas alcalinas pós-aptianas (incluindo basaltos) com idades variando entre 82 e 48 Ma, sendo que a idade mais recente corresponde à do derrame ankaramítico descrito e datado por Riccomini *et al.* (2004).

Segundo o modelo definido por Cañón-Tapia & Walker (2004), mostrado na fig. 80, a fusão de uma região mantélica tem início em uma zona de baixas velocidades sísmicas (ZBV), onde a interconectividade entre os grãos minerais permite a eventual formação de um conduto vertical inteiramente contido na zona de fusão. Quando esse conduto atinge a altura crítica, que depende da densidade e da pressão litostática das rochas sobrejacentes, ele ascende verticalmente, alimentando-se do suprimento de rocha fundida proveniente da ZBV, podendo atingir a superfície, no caso de a quantidade de rocha fundida ser suficiente para permitir que isso aconteça. Forma-se assim um edifício vulcânico (este modelo supõe que a direção regional de esforço mínimo é horizontal). Se a quantidade de rocha fundida não for suficiente para que o magma chegue à superfície, o processo será abortado, formando-se diques verticais quando σ_3 for horizontal e soleiras quando σ_3 for vertical. Qualquer combinação variável de esforços entre esses extremos produzirá diques com diferentes graus de inclinação. Uma terceira situação, na qual a quantidade de magma interconectado não é suficiente para sustentar a pressão no conduto aberto, é mostrada na fig. 81. Cañón-Tapia & Walker (*op. cit.*) concluem que, analisando-se o grau de interconectividade presente na zona de fusão, juntamente com o campo de esforços regionais, é possível se explicar a maior parte das feições de vulcanismo do mundo. Eles citam ainda que muitos autores, atualmente, tendem a redefinir o conceito de câmara magmática como uma coluna distendida verticalmente, partindo da zona de fusão das rochas. Na visão do autor dessa pesquisa, essa explicação é mais plausível para explicar a gênese do magmatismo da Área de Estudo que a teoria amplamente divulgada de plumas mantélicas e *hotspots*, embora não se possa negar peremptoriamente tal teoria.

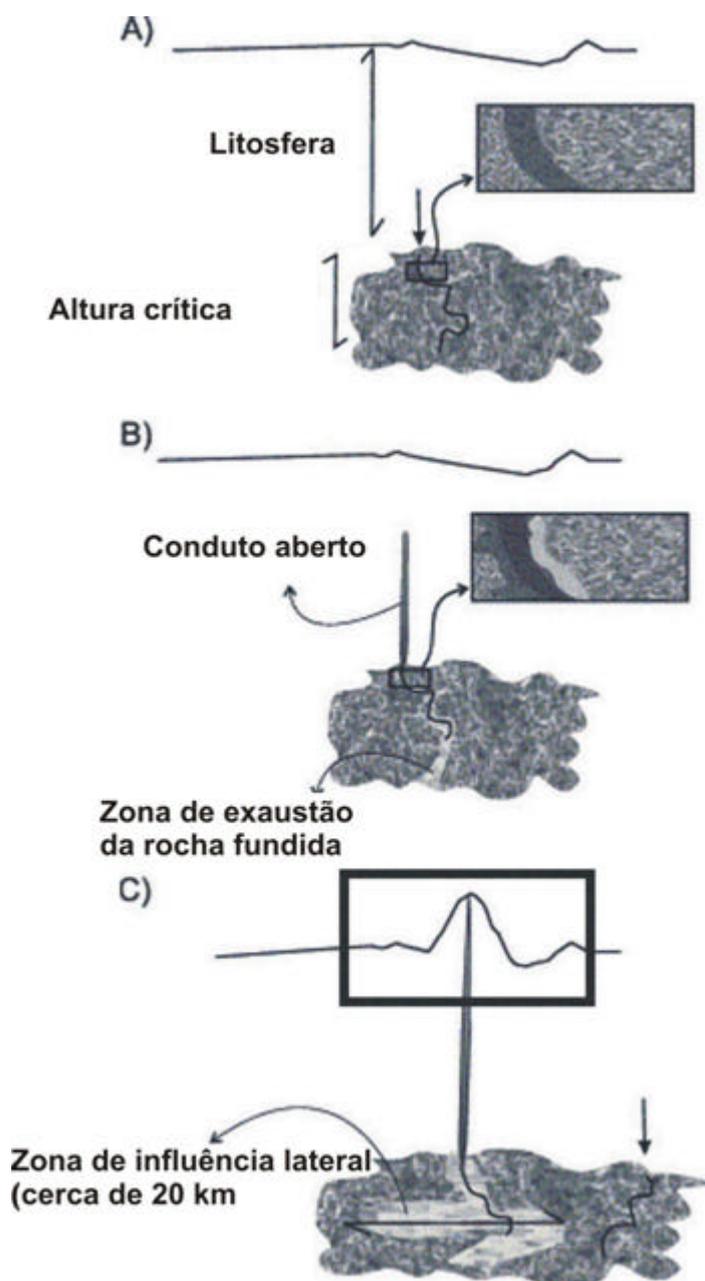


Figura 80 – (À direita). Diagrama mostrando a evolução da rede de material fundido durante o fraturamento hidráulico. (A) mostra o tempo que precede o fato de o canal estreito (linha negra e curva) atingir a altura crítica para iniciar o fraturamento hidráulico. O magma proveniente da Zona de Baixas Velocidades é coletado pelo conduto aberto mostrado em (B), ao mesmo tempo em que se produz uma zona de exaustão da fase líquida em sua vizinhança, aqui representada por tons claros de cinza. (C) mostra um sistema no qual o conduto é grande o suficiente para atingir a superfície da Terra (ou o fundo do mar). A erupção cessa quando a rede de material fundido torna-se incapaz de suprir o conduto com uma quantidade de magma suficiente para sustentar a pressão

dentro do dique, ainda que haja material suficiente na Zona de Baixas Velocidades. As setas em (A) e (C) indicam a origem dos próximos fraturamentos. Os zooms em (A) e (B) mostram em detalhes os efeitos de uma rede bem conectada de material fundido (à direita do conduto). Em C, o retângulo mostra a extensão aproximada da Área de Estudo. (Modificado de Cañón-Tapia e Walker, 2004).

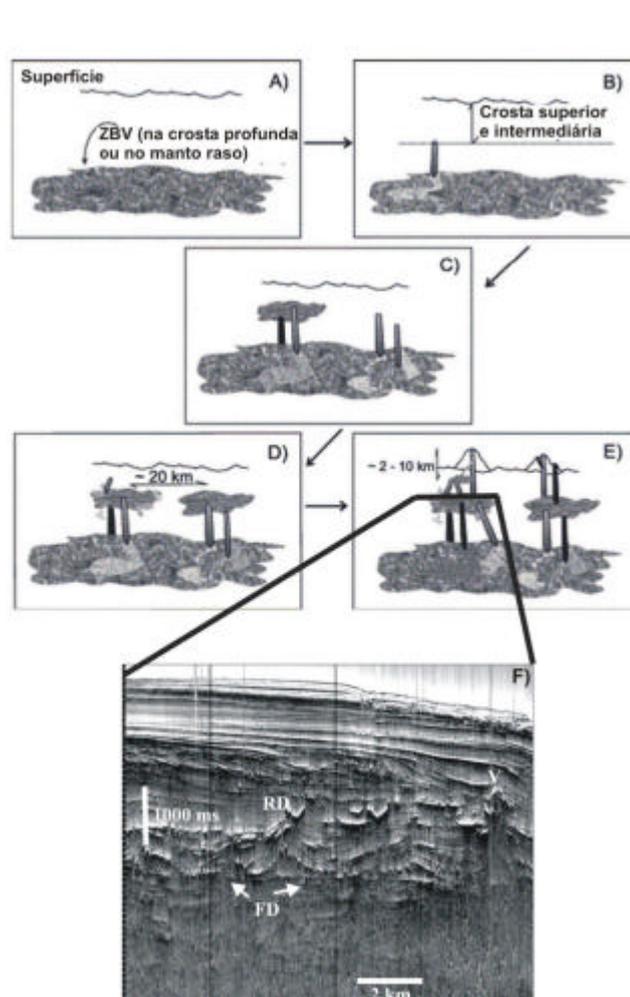


Figura 81 – (À esquerda). Evolução esquemática de um sistema vulcânico justamente antes do final de seu período de gestação. Os condutos de cor cinzenta estão ainda ativos, ao passo que os condutos de cor negra representam eventos mais antigos em que o magma já se solidificou. As zonas em cinza-claro na Zona de Baixas Velocidades (ZBV) começam a se formar, gerando as *mush columns*, que são condutos estreitos e alongados (B). Em C, pode-se ver que a quantidade de magma interconectado não é suficiente para manter a pressão no conduto alongado. Contudo, caso ocorra uma continuação do suprimento de magma, uma zona de fusão parcial formar-se-á

numa região mais profunda. Sua influência sobre o *stress* regional pode resultar em direções de fraturamento hidráulico que se desviam consideravelmente da posição vertical. Notar que o esquema E é similar ao que se vê nas seções sísmicas da área de estudo (F). No exemplo aqui dado, FD são os diques alimentadores, RD são os diques anelares e V é um edifício vulcânico. (Modificado de Cañón-Tapia e Walker, 2004).

O geofísico Don Anderson, com sua teoria de *Topside Tectonics* (Anderson, 2001), tem contestado, há muitos anos, a teoria das plumas mantélicas, utilizando sólida argumentação geofísica (ver capítulo V). Segundo ele, a astenosfera não é homogênea quimicamente e suas variações de temperatura de longo comprimento de onda, em relação à média, são de $\pm 200^\circ \text{C}$, ou seja, englobam os excessos de temperatura que têm sido atribuídos às plumas termais (Anderson, 2001b). Além disso, como grande parte do manto superior está em seu ponto de fusão, os critérios para a intrusão de diques são: (a) o mínimo esforço compressional da litosfera deve ser horizontal e (b) que a fluabilidade do material fundido supere os esforços atuantes no interior da placa. Anderson & Natland (2005) argumentam que os efeitos da pressão nas propriedades dos materiais não são tratados em experimentos e em simulações computacionais de plumas mantélicas e *hotspots*; esse fato por si só mostra que a interpretação de Cañón Tapia & Walker (2004) está alinhada com o grupo de autores que admitem que manifestações magmáticas podem ocorrer sem que seja necessária a existência de um *hotspot* associado a eles.

A diferença entre as interpretações de Anderson (2001) e Cañón Tapia & Walker (2004) é de que o primeiro admite uma participação ativa dos movimentos crustais na fusão mantélica, com reativações de falhamentos, produzindo fusão parcial da astenosfera através de alívio de pressão; os segundos propõem que o magma pode criar seu próprio caminho, caso haja fusão parcial de uma região mantélica cujos interstícios entre os grãos minerais permitam que o magma ascenda. Isto aconteceria desde que sua pressão hidrostática seja superior à pressão litostática das rochas suprajacentes, num contexto em que σ_1 seja preferencialmente horizontal.

A hipótese levantada pioneiramente por Le Pichon e Hayes (1971) e corroborada por Marsh (1973), de que houve uma mudança no pólo de rotação dos continentes sul-americano e africano a partir de cerca de 80 Ma atrás, parece confirmar a teoria de Anderson (2001). Marsh (*op. cit.*) fez uma ligação entre os complexos magmáticos de Angola e da Região Sudeste do Brasil e concluiu que a ligação entre tais complexos coincide com uma zona de falhas transformantes no Oceano Atlântico. Ele relaciona o magmatismo pós-aptiano de tais complexos à propagação das tensões ao longo da direção dessas falhas.

Posteriormente, Almeida (1991), sugeriu que tal mudança no pólo de rotação entre os citados continentes ocasionou falhamentos profundos na crosta, os quais poderiam ter atingido o manto superior e nele ter provocado fusão parcial por alívio de pressão. A reativação dos mesmos falhamentos durante o Santoniano/Campaniano e o Paleoceno/Eoceno, explicaria a superposição, na Área de Cabo Frio, de rochas ígneas correspondentes aos citados períodos. Essa hipótese também é condizente com o modelo geral de Anderson (2001).

Klein (1993) afirmou que o magma alcalino, que originou as rochas intrusivas e extrusivas do maciço do Mendanha, ascendeu ao longo de um lineamento de direção N80°E, na ocasião em que este foi reativado nos períodos Cretáceo e Terciário.

Michele Lustrino (comunicação escrita, 2006) afirmou que o magmatismo da Província Magmática da Serra do Mar não está relacionado a plumas mantélicas. Porém, a leitura do trabalho em que o citado pesquisador é colaborador (Brotzu *et al.*, 2005), trabalho esse que utiliza análises litogeoquímicas e isotópicas, leva à conclusão geral de que a origem das rochas da citada província não é devida a um *hotspot*, contrariando as conclusões de Thompson *et al.* (1998). Mais uma vez, verifica-se uma confusão entre os conceitos de *hotspots* e plumas.

Foulger (2002) interpretou a excessiva produção de magma na Província Vulcânica da Islândia como sendo devida à elevada fertilidade do manto, associada com uma antiga zona de subsidência, de idade Caledoniana, onde tal zona se cruza com um centro de espalhamento atual. A Orogenia Caledoniana, segundo McKerrow *et al.* (2000), ocorreu no Eopaleozóico e se estendeu, de

Finalmente, é digno de nota que Fairhead e Wilson (2005) fizeram um estudo detalhado dos processos de deformação no Oceano Atlântico Sul, utilizando dados de satélite de alta resolução. Eles sugeriram que falhas paralelas ao movimento da Placa Sul-Americana, orientadas para NW, são mais susceptíveis de sofrerem reativação, nas escalas micro e macro. Eles também sugeriram que o Alto do Rio Grande provavelmente sofreu cisalhamento e extensão dextrais (Fig. 84). A feição chamada por eles de Alto do Rio Grande é, na verdade, a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (ZDCS), descrita pioneiramente por Souza (1991). Na presente tese, o Alto de Cabo Frio é interpretado como uma continuação, em direção ao litoral, da ZDCS. Portanto, a interpretação de Fairhead e Wilson (2005) está em concordância com a interpretação feita na presente pesquisa, ou seja, a de que a intensificação dos eventos magmáticos sobre o Alto de Cabo Frio e suas adjacências é causada pela reativação de zonas de transferência SE-NW que foram identificadas no mapeamento de linhas sísmicas 2 D e 3 D.

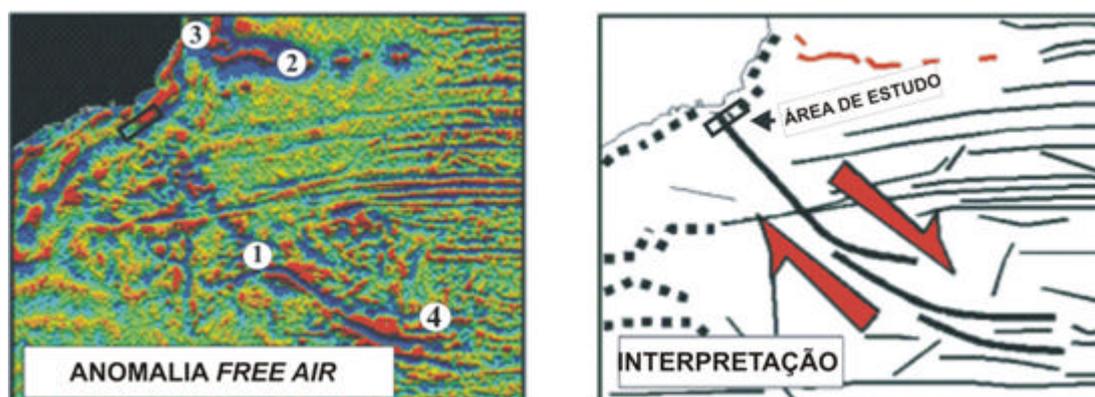


Figura 83 - Imagem de gravimetria *free air* (à esquerda) e interpretação de Fairhead e Wilson (2005, à direita). As anotações adicionadas são: (1) Zona de Deformações Cruzeiro do Sul (Souza, 1991), (2) Zona de Fraturas Vitória-Trindade, (3) Complexo Vulcânico de Abrolhos e (4) Alto do Rio Grande. O pequeno retângulo é a área do levantamento sísmico 3D utilizado na presente tese.

XIII. CONCLUSÕES

O magmatismo pós-Aptiano na área de estudo resultou da reativação de falhamentos profundos oriundos da quebra do Supercontinente Gondwana. O mapeamento acurado de rochas magmáticas na área, utilizando o método sísmico 3D e a Técnica VA, mostrou que diques e edifícios vulcânicos formados no Cretáceo Superior e Terciário muitas vezes se superpõem, acompanhando as direções dos falhamentos SW – NE, SE – NW (principalmente esses últimos, responsáveis por acomodações dos movimentos da Placa Sul-Americana) e as intersecções dos dois sistemas, onde as feições magmáticas são mais abundantes e podem atingir espessuras da ordem de 500 m ou mais.

Uma revisão da literatura, juntamente com os resultados do presente estudo, revelou que os principais pulsos magmáticos pós-Aptianos ocorreram no Albiano, no Santoniano/Eocampaniano, no Maastrichtiano e no Paleógeno (Paleoceno e Eoceno). Não foram encontrados indícios claros de magmatismo mais jovem que a porção inferior do Eoceno Médio, tanto nas bacias de Santos e Campos quanto nas áreas continentais adjacentes.

A reativação de falhamentos profundos pode ter propiciado, por alívio de pressão, a fusão parcial de porções do manto superior. O magma assim gerado ascendeu em colunas subverticais até atingir a superfície, formando os edifícios vulcânicos, ou então intrudiu no interior da crosta formando, no caso da área de estudo e regiões continentais adjacentes, diques, *sills* e maciços, de natureza predominantemente basáltico-toleítica *offshore* e alcalina *onshore*.

O mapeamento acurado das seqüências magmáticas na Área de Estudo usando levantamentos sísmicos convencionais 2D e 3D e alguns de seus atributos, tais como aqueles revelados pela Técnica VA, demonstra que feições intrusivas e extrusivas formadas no Neocretáceo e no Eoterciário freqüentemente se superpõem ao longo de zonas de falhas e fraturas de direção SW-NE e SE-

NW, sendo que essas últimas se formaram por acomodações no movimento da Placa Sul-americana.

As reativações de zonas de falhamentos profundos parece ser a principal causa da fusão parcial da astenosfera por alívio de pressão. O magma gerado por esse processo ascende através de colunas subverticais e atingiu o paleofundo do mar formando edifícios vulcânicos, ou então intruiu na coluna sedimentar formando diques e soleiras. Essa conclusão é uma forte indicação de que o magmatismo na Área de Estudo e suas proximidades não é devida à atuação de plumas mantélicas.

Por fim, o autor da presente pesquisa não descarta peremptoriamente a possibilidade de ocorrência de plumas magmáticas e *hotspots* nas áreas aqui consideradas, uma vez que, no atual estágio do conhecimento geológico, está em curso um debate entre os grupos que defendem e os que negam o modelo das plumas, sem que haja um argumento decisivo a favor de qualquer um deles. O estudo intensivo da literatura geológica disponível até o presente momento indica que há um uso indiscriminado dos conceitos de plumas e *hotspots*, cujas definições freqüentemente variam conforme a especialidade dos autores que utilizam tais conceitos.

A integração futura dos resultados aqui apresentados com estudos intensivos de Petrografia, Petrologia e Litogeoquímica é fundamental para se estabelecer um modelo genético robusto para o magmatismo estudado nesse trabalho. A presente pesquisa terá atingido plenamente seu objetivo quando houver a formação de grupos interdisciplinares de estudo e a introdução efetiva em nosso país do debate entre os adeptos da teoria das plumas e dos que a questionam.

IXV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, S. F. 1957. O Distrito Federal e seus recursos naturais. Rio de Janeiro, IBGE, 318p.
- Agassiz, L. E., Agassiz, C., 1868. Journey to Brazil. Boston, Thicknor and Fields, 550p.
- Almeida, F.F.M., 1958. O Planalto Paulistano. *In: Associação dos Geógrafos Brasileiros. A cidade de São Paulo.* ABG, São Paulo, p. 113-167.
- Almeida, F. F. M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brasil. *An. Academ. Bras. de Ciênc.*, 48 (supl.) p. 15-26.
- Almeida, F. F. M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo*, p. 423-428.
- Almeida, F. F.M., Carneiro, C. D. R., 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. de Geoc.* 28, p. 135- 150.
- Almeida, S. H. S., 2001. Gravimetria e tectônica do Cinturão Ribeira na região limítrofe entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. UNESP, tese de doutoramento, 201 p.
- Alves, E. C., Maia, M., Schel, S. E., 2005. Zona de Fratura de Vitória-Trindade no Atlântico Sudeste e suas implicações tectônicas e magmáticas com o Bordo Continental Sudeste. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio-RJ*, p. 325-330.
- Amador, E. S., Castro, M. I. B., 1976. Depósitos neoceno-zóicos da Bacia de Volta Redonda, RJ. *In Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Vol. 1*, p. 307-327. Ouro Preto, MG.
- Anderson, D. L., 1998. The scales of mantle convection, *Tectonophys.*, 284, p. 1–17,
- Anderson, D. L., 2001a. Top – Down Tectonics? *Science*, V. 93, p. 2016- 2018.
- Anderson, D. L., 2001b. The Thermal State of Upper Mantle: no Role for Mantle Plumes. *Geophy. Res. Letters*, V.7, nº 22, p. 3623-3626.
- Anderson, D. L. 2004. What is a Plume? Do site www.mantleplumes.org.
- Anderson, D. L., 2005a. The Plume Assumption: Frequently Used Arguments. Do site <http://www.mantleplumes.org/FUA.html>.
- Anderson, D. L. 2005b. The Complete Hotspot Catalogue. In FOULGER, D.L., NATLAND, J. H., PRESNALL, D.C. and ANDERSON, D.L., eds.: *The Plate and Plume Paradigms.*, Geological Society of America Special Vol. 388, 881 p.
- Anderson, D. L., 2005c. Scoring Hotspots: The Plume and Plate Paradigm. *In: Foulger, D.L., Natland, J. H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds. The Plate and Plume Paradigms.* Geological Society of America Special Vol. 388, 881 p.

Anderson, D. L., Natland, J. H., 2005. A Brief History of the Plume Hypothesis and its Competitors: Concept and Controversy. *In: The Plate and Plume Paradigms*. In Foulger, D. L., Natland, J. H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds. *The Plate and Plume Paradigms*. Geological Society of America Special Vol. 388, 881 p.

Anguita, F., Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 103, Issues 1-4, p. 1-26.

Araújo, A. L.N., 1995. Geologia, geoquímica e petrologia das rochas alcalinas da Ilha de Cabo Frio e das áreas continentais adjacentes, Arraial do Cabo-RJ. Dissertação de Mestrado, UFF, Niterói, 114 p.

Asmus, H. E., Ponte, F. C., 1973. The Brazilian Marginal Basins, *in* NAIR, A. E. & STEHLI, F. G., eds. *The Ocean Basins and Margins*, v. 1, The South Atlantic: New York, Plenum Press, p. 87-132.

Bailey, E. B., 1967. James Hutton – The Founder of Modern Geology. Elsevier, Amsterdam, 161 p.

Bates, R. L. E. Jacksons, J. A. (eds.), 1980. *Glossary of Geology*. American Geological Institute Falls Church, 2nd edition, Virginia, EUA.

Bayer, H. J., Hötzl, H., Jado, A. R., Röscher, B., Voggenreiter, W., 1988. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin. *Tectonophysics*, V. 153, Issues 1-4, p. 137-151.

Bennio, L., Brotzu, P., D'Antonio, M., Feraud, G., Gomes, C. B., Marzoli, A., Melluso, L., Morbidelli, L., Merra, V., Rapaille, C., Ruberti, E., 2003. The tholeiitic dike swarm of the Arraial do Cabo peninsula (SE Brazil): ³⁹Ar/ ⁴⁰Ar ages, petrogenesis, and regional significance. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 16, p. 163-176.

Beurlen, K. and Sommer, F.W., 1954. Restos vegetais fósseis e tectônica da Bacia Calcárea de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. *Bol. 149, DNPM/DGM*, 27p.

Bosworth, W. Huchon, P., McClay, K., 2005. *Journal of Africa Earth Sciences*, V. 43, Issues 1-3, p. 334-338.

Brotzu, P., Melluso, L., d'Amelio, F., Lustrino, M., 2005. Potassic dykes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). *In* Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EdUSP, São Paulo, SP, Brasil.

Bueno, J. M. R., 2000. Análise estrutural, morfoestrutural e modelagem tridimensional dos maciços de Itatiaia e Passa Quatro: uma comparação com a evolução tectônica cenozóica do Rift do Sudeste Brasileiro. Trabalho de Formatura 9, UNESP, Rio Claro, SP, 61 p.

Bueno, G. V., 2004. Diacronismo de eventos no Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, V. 12, nº 12, p. 203-229.

Bulhões, E. M., 1999. Técnica "VOLUME DE AMPLITUDES" para mapeamento de feições estruturais. *Anais do VI Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Salvador, Ba.

Bulhões, E. M., Amorim, W. N. de, 2005. Princípio da Sismocamada Elementar e sua Aplicação à Técnica de Volume de Amplitudes (tec. VA). Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brasil.

Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L., 2004. Global Aspects of Volcanism: the Perspectives of "Plate Tectonics" and "Volcanic Systems". *Earth-Science Reviews*, V. 66, p. 163-182.

Capra, L., Macías, L., Scott, K. M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V. H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico – behavior, and implications for hazard assessments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 113, Issues 1-2, p. 81-110.

Castro, P. J. M., Latgé, M. A. L., 1987. Curso de Métodos Potenciais. PETROBRAS, Belém (PA), 80 p.

Cawood, P. A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews*, V. 69, p. 249-269.

Cobbold, P.R., Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, V. 188, p. 249–289

Cobbold, P. R., Meisling, K. E., Mount, V. S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, Vol. 85, nº 11, p. 1925-1944.

Coffin M. & Eldholm, O., 2004. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.* 32, p. 1–36.

Conceição, J. C. de J., Szatmari, P., Destro, N., Evensen, N. M., York, D., Smith, P. E., 2000. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. *International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro- RJ, Abstracts, CD-ROM.

Cordani, U. G., 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim do Instituto de Geologia e Astronomia*, São Paulo, Vol. 1, p. 9-76.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J., 2003. Three Distinct Types of Hotspots in the Earth's Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 205, p. 295-308.

Davaille, A., Girarde, F., Le Bars, M., 2002. How to Anchor Hotspots in a Convecting Mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, V. 203, p. 621-634.

Della Fávera, J. C., 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Editora da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 263p.

Demercian, L. S.; Szatmari, P., Cobbold, P. R., 1993. Style and Pattern of Salt Diapirs due to Thin-skinned Gravitational Gliding, Campos and Santos Basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, v. 228, p. 393-433.

Derby, O. A., 1877. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, Museu Nacional. vol. 2, pp. 77-104.

Dias, J. L., 2006. Estratigrafia e Sedimentação dos Evaporitos Aptianos na Margem Leste Brasileira. XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju.

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, G. P., Milani, E.J. (coords.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS.

Duarte, O. O., 2005. Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia. SBGF, 3ª Ed., Rio de Janeiro, 377p.

Esteves, C. A. e Rodrigues, J. J. G., 2003. Ocorrência de Ígneas no Norte da Bacia de Santos. PETROBRAS, S.A., Relatório Interno, 28 p.

Fairhead, M. J., Wilson, M., 2005. Plate tectonic processes in the South Atlantic ocean: Do we need Mantle Plumes? *In* Foulger, G. R., Natland, J. H., Presnall, D. C. and Anderson, D. L., eds. Plates, Plumes and Paradigms, Geological Society of America, p. 537-554.

Ferrari, A. L., 2001. Evolução tectônica do Graben de Guanabara. São Paulo, IGC-USP, Tese de Doutorado, 412 p.

Ferrari, A. L., Riccomini, C., 1999. Campo de esforços Plio-Pleistocênicos na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul) e sua relação com a tectônica regional. *Rev. Bras. de Geoc.*, V. 2, nº 29, p. 195-202.

Ferrari, A. L. e Silva, M. A. M, 1997. Bacia do Macacú (RJ): proposta de uma nova bacia do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. *In* Atas do 5º Simpósio de Geologia do Sudeste, Penedo, Itatiaia-RJ, p. 32-34.

Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson B. S., Taylor, R. N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland Plume. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 153, Issues 3-4, p. 197-208.

Fodor, R. V. J., McKee, E. H., Asmus, H. E., 1983. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, Vol. 54, ISSUES 1-2, p. M1- M8.

Fontana, R. L., 1987. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 128 p.

Fontana, R. L., 1996. Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 214 p.

Foulger, G. R., 2002. Plumes, or plate tectonic processes? *Astronomy & Geophysics*, Vol. 43, p. 6.19-6.23.

Foulger, G. R., 2003. Plates, plumes and Popper. The Geological Society of London Great Plumes Online Debate. *In* www.geolsoc.or.uk/plumesdebate website.

Foulger, D.L., Natland, J. H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds., 2005. Plates, Plumes and Paradigms. Geological Society of America, Special Vol. 388, 881 p.

Foulger, G. L., Anderson, D. L., 2005. A cool model for the Iceland hotspot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 141, p. 1-22.

Foulger, G. R., Natland, J. H., Anderson, D. L., 2005. A Source for Iceland Magmas in Remelted Iapetus Crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 141, p. 23-44.

Foulger, G.R., Pritchard, M. J., Julian, B. R., Evans, J.R., Allen, R. M., Nolet, G., Morgan, W.J., Bergsson, B. H., Eredsson, P., Jacobsdottir, S., Ragnarson, S., Stefansson, R., Vogfjörðt, K., 2000. The seismic anomaly beneath Iceland extends down to the mantle transition zone and no deeper. *Geophys. J. Int.*, V. 142, p. F1-F5.

França, A. B., Oliveira, F.R.B., 2004. Sedimentação e vulcanismo no Cretáceo Superior – Eoceno, Sul da Bacia de Campos. *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG*.

Freitas, J. T. R., 2006. Ciclos deposicionais evaporíticos da Bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de dois poços e de traços de sísmica. *Dissertação de Mestrado, UFRRS, Porto Alegre*, 168 p.

Gamboa, L. A. P., Machado, M. A. P., Silveira, D. P., Freitas, J. T. R. F., Silva, S. R. P., 2006. Interpretação Sísmica e Controle Tectono-Estratigráfico dos Evaporitos Estratificados no Atlântico Sul, com ênfase na Bacia de Santos. *XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju*.

Gernigon, L., Lucazeau, F., Brigaud, F., Ringenbach, J-C, Planke, S., Le Gall, B., 2006. A moderate melting model for the Vøring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modeling: Implication for the meaning of lower crustal bodies. *Tectonophysics*, nº 412, p. 255-278.

Golonka, J. & Bocharova, N. Y., 2000. Hotspot activity and breakup of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 161, Issues 1-2, p. 49-69.

Gomes, B. S., Rizzo, J. G., 1988. Modelagem Gravimétrica na Bacia de Campos. *35º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, vol. 4, pág. 1657-1676. Belém-PA*.

Greenwood, J. C., 2001. The secular geochemical evolution of the Trindade Mantle Plume. *Doctorate Thesis, University of Cambridge*, 292p.

Griesemer, A. D., 1998. The Earth's Version of the Old Bump and Grind: Plate Tectonics. Meeting 1597, The Fortnightly Club of Redlands, California, USA.

Gudmundsson, A., 1995. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *J. Volcanology Geoth. Res.*, V. 64, p. 1-22.

Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth and Science Reviews*, in press. Artigo *online*, disponível no site www.sciencedirect.com, Copyright © 2006 Elsevier B.V.

Guedes, E., 2001. Magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda: petrologia, geocronologia e caracterização tectônica. Dissertação de Mestrado, UERJ, 132 p.

Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P. M., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Teixeira, W., Thomaz Filho, A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the South Atlantic opening and tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 18, Issues 3-4, p. 371-382.

Hartt, C. F., 1872. 'Recent explorations in the valley of the Amazonas, with map'. Em *Transactions of the American Geographical Society of New York*. Albany, American Geographical Society, vol. III, pp. 231-52.

Haewkesworth, C. J.; Gallager, K.; Kirstein, L.; Mantovani, M. S. M., Peate, D. W., Turner, S.P., 2000. Tectonic Controls on Magmatism Associated with Continental Break-up: an Exemple from the Paraná-Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, p. 335-349.

Herz, N., 1987. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 101-112.

Heilbron, M., Valeriano, C. M., Valladares, C. S., Machado, N., 1995. A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. de Geociências*, 25 (4), p. 249-266.

Heilbron, M., Mohriak, W. U., Valeriano, C. M., Milani, E. J., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., 2000. From Collision to Extension: the Roots of Southeastern Continental Margin of Brazil. *In* Mohriak, W. U. & Talwanil, M., eds. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington, American Geophysical Union. *Geoph. Monogr. Ser.* 115, p. 1-32.

Holmes, A., 1978. *Principles of Physical Geology*. Nelson Eds., London, 730 p.

Kerr, R. A., 2003. Mantle Plumes Both Tall and Short? *Science*, V. 302, p. 1643.

King, S. D., 2004. Understanding the Edge-Driven Convection Hypotesis. Do site <http://www.mantleplumes.org/EDGE.html>.

King, S. D., Anderson, D. L., 1998. Edge Driven Convection. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 160, p. 289-296.

Knierim, T., 2005. Empedocles. *In*: *Presocratic Greek Philosophy*, www.thebigview.com, P. 13-15.

Kuhn, T. S., 1962. *Structure of Scientific Revolutions*. University of Chicago Press, 172 p.

Johnson, E., 2004. James Hutton and Plate Tectonics: Parallels in Time? Honours Thesis Paper, Washington State University, USA, 36 p.

Ji, Y., Nataf, H. C., 1998. Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 159, Issues 3-4, p. 99-115.

Joly, J., 1925. *The Surface History of the Earth*. Oxford.

Klein, V. C., 1993. O Vulcão Alcalino de Nova Iguaçu (Estado do Rio de Janeiro): Controle Estrutural e Processo de Erupção. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 108 p.

Klein, V. C., Valença, J. G., 1984. Estruturas Almofadadas em Derrame Ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. Anais do 33^o Congr. Bras. de Geol., Rio de Janeiro, RJ, SBG/RJ, p. 43-48.

Kholodov, N. V., 2001. About the Nature of Mud Volcanoes (in Russian). Nature (Russian), 11, p.47-58.

Kuhn, T., 1962. The Structure of Scientific revolutions. Publ. Chicago University Press.

Lamego, A. R., 1948. O Homem e a Guanabara. Biblioteca Geográfica Brasileira, publ. nº 5, Conselho nacional de Geografia, Rio de Janeiro.

Leinz, V., 1938. Os calcários de São José, Niterói, Estado do Rio de Janeiro. Mineração e Metalurgia, nº 3, p. 153 – 155.

Le Pichon, X. e Hayes, D. E., 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic. J. Geophys. Res., V. 76, p. 6283.

Leslie, S. C., Moore, G. F., Morgan, J. K., Hills, D. J., 2002. Seismic Stratigraphy of the Frontal Hawaiian Moat: Implications for Sedimentary Processes at the Leading Edge of an Oceanic Hotspot Trace. Marine Geology, 184, p. 143-162.

Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B., Walker, G.P.L., 1973. Two Plinian Pumice-fall Deposits from Somma-Vesuvius, Italy. Geol. Soc. Am. Bull., n 84, p. 759-772.

Lundin, E., Doré, A. G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian–Greenland Sea. Marine and Petroleum Geology, V. 19, Issue 1, pp. 79-93.

Lustrino, M., 2005. Basaltic magmatism influenced by high pressure basaltic lithologies stored in the upper mantle. Do site <http://www.mantleplumes.org/LowerCrust.html>

Macedo, J. M., 1989. Evolução Tectônica da Bacia de Santos e Áreas Continentais Adjacentes. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 3, no. 3, p. 159-163.

Marsh, B. D., 2000. Magma Chambers. Enciclopédia of Volcanoes, p. 191-206.

Marsh, J. S., 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. Earth and Planetary Science Letters, V. 18, p. 317-323.

McKerrow, W. S., Niocaill, C. M., Dewey, J. F., 2000. The Caledonian Orogeny redefined. Journal of geological Society, London, V. 157, p. 1149-1154.

Meis, M. R. M., Amador, E. S., 1977. Contribuição ao estudo do Neocenoico da Baixada da Guanabara: Formação Macacu. Revista Brasileira de Geociências, vol. 7, nº 2, p. 150-174.

Meyerhoff, A. A., Meyerhoff, H. A., 1972. The New Global Tectonics: Major Inconsistencies. AAPG Bulletin, V. 56, Issue 2, p. 269-336.

Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of South America. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 389-452.

Mizusaki, A. M. P., 1986. Rochas Ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – Caracterização e Comportamento como Reservatório para Hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro, 104 p.

Mizusaki, A. M. P., Mohriak, W. U., 1992. Seqüências Vulcano-sedimentares na Região da Plataforma Continental de Cabo Frio, RJ. Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, São Paulo, SP, Vol. 2, p. 468-469, 1992.

Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A., Milani, E. J., Cesero, P. de, 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences., 15, p. 183-198.

Modica, C. J., Brush, E. R., 2004. Postrift Seismic Stratigraphy, Paleogeography and Fill Story of the Deep-Water Santos Basin, offshore southeast Brazil. AAPG Bulletin, v. 88, p. 923-945.

Mohriak, W. U., 1988. The Tectonic Evolution of the Campos Basin, Offshore Brazil. Ph.D. Thesis, University of Oxford, U. K., 381p.

Mohriak, W. U., Barros, A. Z. N. de, 1990. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil: O Graben de Barra de São João, na plataforma de Cabo Frio, RJ. Rev. Bras. De Geoc., 20, (1-4), p. 187-196.

Mohriak, W. U., Macedo, J. M., Castelani, R. T., Rangel, H. D., Barros, A. Z. N., Latgé, M. A. L., Ricci, J. A., Mizusaki, A. M. P., Szatmari, P., Demercian, L. S., Rizzo, J. G., Ayres, J. R. 1995. Salt Tectonics and Structural Styles in the Deep - Water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. *In* Jackson D. G., Roberts, D. G., Snelson, S., eds., Salt Tectonics: a Global Perspective. AAPG Memoir 65, p. 273-304.

Mohriak, W. U., 2004. Recursos Energéticos Associados à Ativação Tectônica Mesozóico-Cenozóica da América do Sul. *In* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais, São Paulo-SP.

Molenkamp, T., 1998. Marangoni Convection, Mass Transfer and Microgravity. University of Groningen, PHD Thesis, 240 p.

Montelli, R., Nilet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., 2004a. Plumes or Not? Yes, and Plenty! American Geophysical Union Fall Meeting, 85 (47).

Montelli, R., Nilet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R., Hung, S-H 2004b. Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle. *Science*, V. 303, p. 338-343.

Moreira P., Esteves, Barros, A.Z. N., Rodrigues, G., Silva, F. B. 1-RJS-587, 2003. Exemplo de Sucesso Exploratório em reservatórios Santonianos do Bloco BS-500, N da Bacia de Santos. IV SINTEX (Seminário Interno da Petrobras).

Moreira, J. L. P., Carminatti, M., 2004. Sistemas Depositionais de Talude e de Bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Bol. Geoc. da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, V. 12, n. 1. p. 73-87.

Moreira, J. L. P., Esteves, C. A., Rodrigues, J. J. G., Vasconcelos, C. S., 2005. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia no norte da Bacia de Santos. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio – RJ*, p. 33-38.

Morgan, W. J., 1971. Convective Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, n 230, p. 42-43.

Morgan, W. J., 1972. Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. *AAPG Bulletin*, v. 56, p. 203-213.

Nataf, H. C., 2000. Seismic Imaging of Mantle Plumes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 28, p. 391-417.

Oreiro, S. G., 2002. Magmatismo e Sedimentação em uma Área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no Intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *Dissertação de Mestrado, UERJ, Rio de Janeiro*, 94 p.

Oreiro, S. G., 2006. Magmatismo e Sedimentação em uma Área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no Intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 95-112.

Oreiro, S. G., 2004. Relatório de visita a um dos afloramentos dos ankaramitos de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil. *PETROBRAS, Relatório Interno*, 8 p.

Oreiro, S. G., Bulhões, E. M., 2004. Perspectivas Exploratórias da Porção Sul da Bacia de Santos. *PETROBRAS/UN-EXP/ATEX-S/PS, Relatório Interno (inédito)*, 85 p.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Thomaz Filho, A., 2003. Diagnostic Features of Volcanic and Volcaniclastic Rocks in Seismic Sections on the Continental Shelf of Cabo Frio Area, SE Brazil. *SBGF, International Congress of Brazilian Geophysical Society*, nº 8. Rio de Janeiro, RJ.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., 2004. O magmatismo pós-Aptiano da Bacia de Santos. *Anais do 42º Congr. Bras. de Geol.*, S. 28, p. 940. Araxá, MG.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., Thomaz Filho, A., 2005. Estudo sobre o magmatismo no limite entre as bacias de Santos e de Campos. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio, RJ*, p. 189-194.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., Thomaz Filho, A., 2006. Influence of pre-salt alignments in the post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings,

Santos and Campos Basins, SE Brazil: an example of non-plume-related magmatism. www.mantleplumes.org.

Oreiro, S. G., Guerra, M. C. M., 2005. Expressão sísmica de eventos magmáticos e não-magmáticos na Bacia de Santos. Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio, RJ, p. 195-200.

Parker, R., 1985. Buffers, Energy storage, and the mode and tempo of geologic events. *Geology*, V. 13, p. 440-442.

Paula, O. B., Vidotti, R., 2001. Estimativa da Descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados gravimétricos – Costa Leste Brasileira. VII CISBGf - Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica - Salvador, Ba.

Pearson, J. R. A., 1958. On convection cells induced by surface tension, *Journal of Fluid Mechanics*, 19, p. 489-500.

Pereira, M. J., 1994. Sequências Depositionais de 2^a e 3^a Ordens (50 a 2 Ma) e Tectonoestratigrafia do Cretáceo de Cinco Bacias Marginais do Brasil. Comparações com Outras Áreas do Globo e Implicações Geodinâmicas. Tese de Doutorado, UFRGS, Porto Alegre, 430p.

Pilidou, S., Priestly, K., Debayle, E., Gudmundsson, O., 2005. Raileigh wave tomography in the North Atlantic: high resolution images of the Iceland, Azores and Eifel mantle plumes. *Lithos*, V. 79, Issues 3-4, p. 453-474.

Planke, S., Alvestad, E., Eldholm O., 1999. Seismic Characteristics of Basaltic Extrusive and Intrusive Rocks. *The Leading Edge*, 342-348, (3) 1999.

Planke, S., Symonds, P. A., Alvestad, E., FREY, Ø., 1997. Seismic Volcanostratigraphy of Large-Volume Basaltic Construction on Rifted Margins. *Proceedings of the International Lithosphere Program, Workshop "Volcanic Margins"*, Postdam, p. 36-37.

Pliny, the Younger, 1975. *The Letter of Younger Pliny*. The Penguin Classics, 1975, p. 166-168.

Quintaes, C. M. S. P., 2006. Aplicação da estratigrafia química e da estratigrafia de seqüências na seção albiana da porção sul da Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, UERJ, Rio de Janeiro, 206 p.

Rabinovitz, P. D., La Brecque, J. (1979) – The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, no. B11, p. 5973-6002.

Rangel, H. D. & Barros, A. Z. N., 1994. Estratigrafia e evolução estrutural da área sul (adjacente ao Alto de Cabo Frio) da Bacia de Campos. PETROBRAS, DEPEX, DISUL, Relatório Interno.

Rangel, H. D, Mohriak, W. U., Richter, A, Barros, A. Z. N., Appi, C. J., 1990. Evolução Estrutural e Estratigráfica da Porção Sul da Bacia de Campos: 4^o Congresso Brasileiro de Petróleo, Rio de Janeiro, TT 207, p. 1-10.

Riccomini, C., 1989. O *Rift* continental do Sudeste do Brasil. Tese de doutoramento, IGC-USP, São Paulo, Brasil, 256 p.

Riccomini, C., Melo, M. S., Almeida, F. F. M. de, Carneiro, C. D. C., Mito, J. A., Hasui, Y., 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro. Simpósio Regional de Geologia IV, Resumos. SBG, São Paulo, SP, p. 23-24.

Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., Ferrari, A. L., 2004. Evolução geológica do *rift* continental do Sudeste do Brasil. In Mantesso - Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B., eds. Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca, São Paulo, 647 p., p. 383-405.

Ritsema, J., Allen, R. M., 2003. The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 207, p. 1-12.

Rizzo, J. G., 1987. Falhas da Seqüência Rift e Pós-Rift na Bacia de Campos – Possibilidade de Relacionamento. In Szatmari, P., Ribeiro, E. M., Boa Hora, M. P. da, Aso, L. R., eds., TECTOS-I 1^o Seminário de Tectônica da Petrobras, p. 501-516.

Rizzo, J. G., Mohriak, W. U., Aires, J. R., Barros, A. Z. N. de, 1990. Modelagem Física de Falhamentos Antitéticos em Águas Profundas da Região de Cabo Frio na Bacia de Campos, RJ. Anais do 36^o Congr. Bras. de Geol., SBG, Natal-RN.

Roisenberg, A., VIERO, A. P., 2000. O Vulcanismo Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In HOLS, M. & DE ROS, L. F., eds. Geologia do Rio Grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS, 444 p.

Rosa, A. L. R., 1999. Análise do Sinal Sísmico. PETROBRAS, Relatório Interno, Rio de Janeiro.

Rothwell, R.G., Thompson, J., Käller, G., 1998. Direct evidence for low stand emplacement of fan anomalously large Late Pleistocene megaturbidite, Balearic Abismal Plain, Western Mediterranean. *Nature*, V. 392, p. 377-380

Ruellan, F., 1944. A evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, ano VI, nº 4, p. 445-508.

Sadowski, G. R. & Dias Netto, C. de M., 1981. O Lineamento Tectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, V.11 (4), p. 209-212.

Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102:10039-10050.

Saunders, A. 2003. Mantle Plumes: an Alternative to the Alternative. Do site <http://www.geolsoc.org.uk/template.cfm?name=Saunders>.

Schmitt, R. S., Trown, R. A. J., Van Schmus, W. R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, V. 133, Issues 1-2, p. 29-61

Schmincke, H. U & SUMITA, M., 1998. Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: Synthesis of VICAP project drilling, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, V. 157, p. 443-469.

Sengör, A. M. C. & BURKE, K., 1978. Relative Timing of Rifting and Volcanism on the Earth and its Implications. *Geophysical Research Letters*, Washington, nº 5, p. 419-421.

Shakirov, R., Obzhairov, A., Suess, E., Saliuk, A., Biebow, N., 2004. Mud Volcanoes and Gas Vents in the Okhotsk Sea Area. *Geo-Mar Lett*, 24, p. 140-149, 2004.

Sobreira, J. F. F., 1996. Complexo Vulcânico de Abrolhos : proposta de modelo tectono-magmático. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, v. 5, p. 387-391.

Sobreira, J. F. F. & Szatmari, P., 2002. Datações Ar-Ar das rochas vulcânicas de Abrolhos e implicações para a evolução da margem Continental Leste Brasileira no Terciário. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa, p. 395.

Sobreira, J. F. F., Szatmari, P., Mohriak, W. U., Valente, S.C, York, D, 2004. Recorrência, em diferentes escalas, do magmatismo paleogênico no arquipélago de Abrolhos. *XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Araxá, MG. CD-ROM.

Souza, K. G., 1991. La Marge Continentale Brésilienne Sud Orientale et les Domaines Oceaniques Adjacents: Structure et Evolution. Tèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Villefranche Sur Mer, France, 230 p.

Souza, R. S. & Cupertino, J. A., 2002. Proveniência dos arenitos mesocenozóicos da Bacia de Santos: relatório parcial. *PETROBRAS, CENPES, Relatório Interno*, Rio de Janeiro.

Souza, R. S., Braga, O., Calazans, M. Souza, M. K., 2001. Petrography of volcanoclastic rocks of the block BC - 20, Campos Basin. *Comunicação Técnica TRO -37/01. PETROBRAS - CENPES, Internal Technical Report*, 22 p.

Sperle, M., Braga, L. F. S., Karner, G. D., 1997. Aplicação de um Modelo Tectonofísico na Porção Marginal do Sudeste do Brasil e suas Implicações Tectônicas. São Paulo, S. P., *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, RESUMOS Expandidos*, v. 1, p 54-55.

Strik, G. H. M. A., 1973. Palaeomagnetism of late Archaean flood basalt terrains: implications for early Earth geodynamics and geomagnetism. *Universiteit Utrecht*, nº 242.

Szatmari, P., 1990. Origem e Conceitos Básicos da Tectônica de Placas. In Raja Ggabaglia, G. P. & Milani, E. J. (eds.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro, p. 15-29.

Szatmari, P., Guerra, M. C. M., Pequeno, M. A., 1994. Physical modelling of a giant antithetic fault formed by salt flow in the Santos Basin (offshore Brazil). 14 th International Sedimentology Congress, IAS, Recife.

Szatmari, P., Guerra, M. C. M., Pequeno, M. A., 1996. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. In Alsop, G. I., Blundell, D.J., Davison I., eds. Salt Tectonics, Geological Society Publ. House, Bath, England.

Szatmari, P., Mohriak, W. U. 1995. Plate model of post-breakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. 5º. Simp. Nacional de Estudos Tectônicos. Gramado-RS, Brazil, p. 213-214.

Szatmari, P., Mohriak, W. U., Lobo, J. T., 2003. Magmatismo Pós-Rifte no Sul-Sudeste Brasileiro. PETROBRAS-CENPES, RT GEOF 010/03, Relatório interno, 40 p.

Talwani, M. & Abreu, V., 2000. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic Margins. American Geophysical Union, Geophysical Monograph nº 115, p. 211 -233.

Tilling, R. I., 1997. Volcanoes. On-Line Edition, do site <http://pubs.usgs.gov/gip/volc/>.

Thomaz Filho, A., Cesero, P., Mizusaki, A. M. P., Leão, J. G., 2005. Hot Spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil. Journal of South America Earth Sciences V. 18, p. 383 - 389.

Thomaz Filho, A., Rodrigues, A. L., 1999. O alinhamento das rochas alcalinas de Poços de Caldas - Cabo Frio e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. Revista Brasileira de Geociências, 29, p. 189–194.

Thompson, R. N., Gibson, S. A. Mitchell, J. G, Dickin, A. P., Leonardos, O. H., Brod, J. A., Greenwood, J. C., 1998. Migrating Cretaceous – Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade Mantle Plume? J. Petrol. Vol. 39 (8), p. 1493-1526.

Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Andreis, R. R., 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 287-310.

Vail, P. R. Mitchum, R. M., Thompson III, S., 1977. Seismic Stratigraphy and the Global Changes of Sea Level. In AAPG Memoir 26, p. 83-98.

- Valença, J. G., 1980. Geology, Petrography and Petrogenesis of Some Alkaline Igneous Complexes of Rio de Janeiro State, Brasil. PHD Thesis, The University of Western Ontario, London, Ontario, 248 pp.
- Valente, S. C., 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. PHD Thesis, The Queen's University of Belfast, Belfast, 297 p.
- Valeriano, C. M. & Heilbron, M., 1993. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os riftes do Vale do Paraíba e o da Guanabara. Atas do III Simpósio de Geologia do Sudeste. Rio de Janeiro. p. 09-15.
- Veevers, J. J., 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, V. 68, Issues 1-2, p. 1-132.
- Viviers, M. C., AZEVEDO, R. L. M., 1988. The Southeastern Area of the Brazilian Continental Margin: its Evolution During the Middle and Late Cretaceous as Indicated by Palaeoecological Data. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 18 nº 3.
- Wentworth, C.K. & MacDonald, G.A., 1953. Structures and Forms of Basaltic Rocks in Hawaii: U.S. Geological Survey Bulletin 994, 98 p
- White, R., & McKenzie, D., 1989. Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research*, v 94, p. 7685–7729.
- Wilson, T. J., 1963. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, nº 41, p. 863-870.
- Wilson, T.J., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676–681.
- Wolfe, C. J. McNutt, M. K., Detrick, R. S., 1994. The Marquesas Archipelagic Apron: Seismic Stratigraphy and Implications for Volcano Growth, Mass Wasting, and Crustal Underplating. *Journal of Geophysical Research*, V. 99, No. B7, p. 13591-13608.
- Wolfe, C. J., Solomon, S. C., Silver, P. G., VanDecar, J., Russo, R. M., 2002. Inversion of body-wave delay times for mantle structure beneath the Hawaiian islands: results from the PELENET experiment. *Earth and planetary Science letters*, V. 198, Issues 1-2, p. 129-145.
- Yaxley G.M., 2000. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 139, p. 326-338.
- Zalán, P. V., 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A, Carneiro, C. D. R., Neves, B. B. B., (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, p. 595-612.

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.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)