

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.

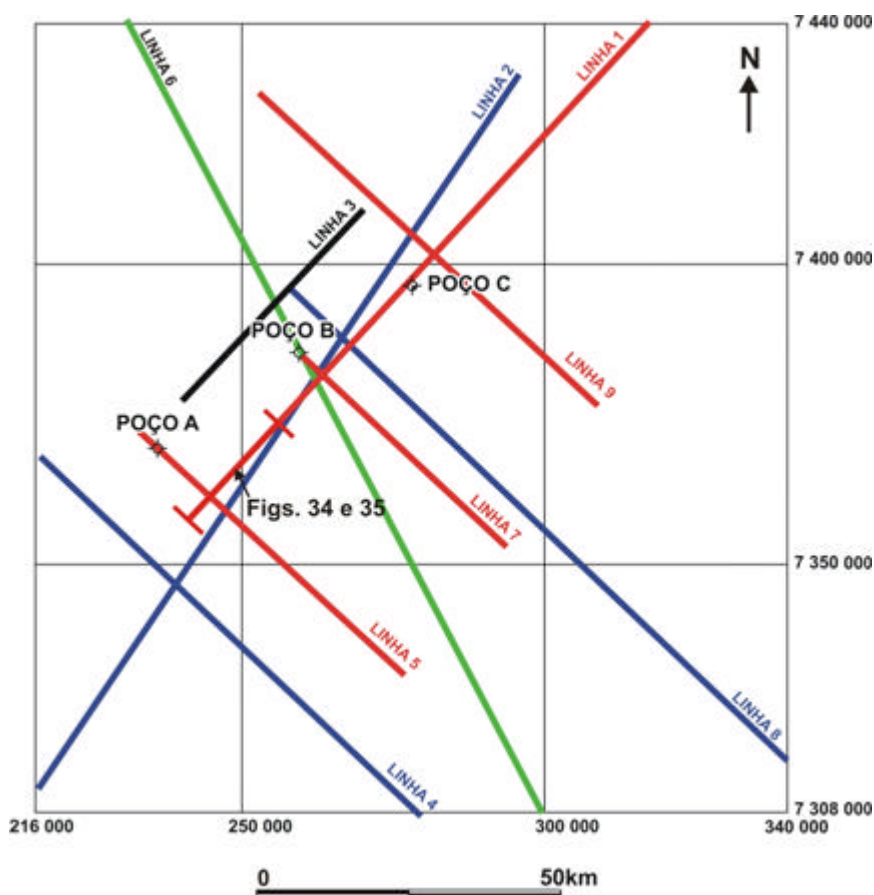


Figura 33 - Mapa de localização das figuras 34 e 35 (extremo SW da Bacia de Campos). Segundo Oreiro, 2002. Os poços não estão projetados em tais figuras em virtude da distância de mais de 10 km.

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.

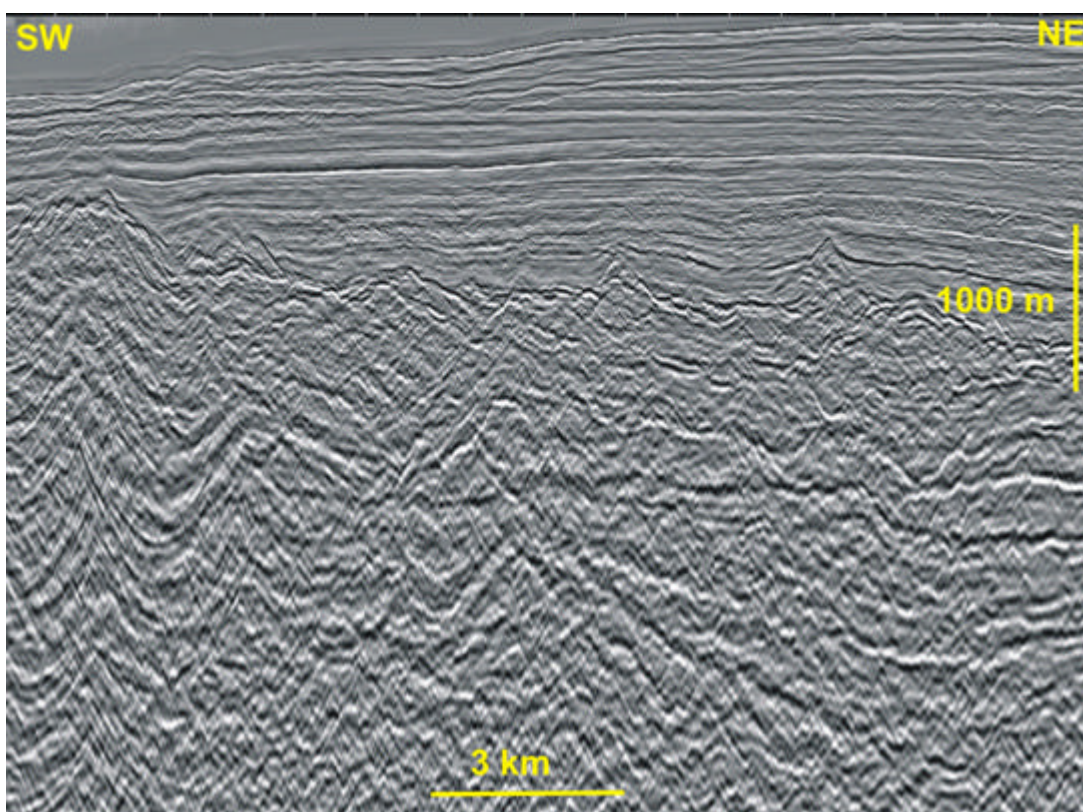


Figura 34 - Seção sísmica n° 1, convertida para profundidade. Localização, fig. 33.

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.

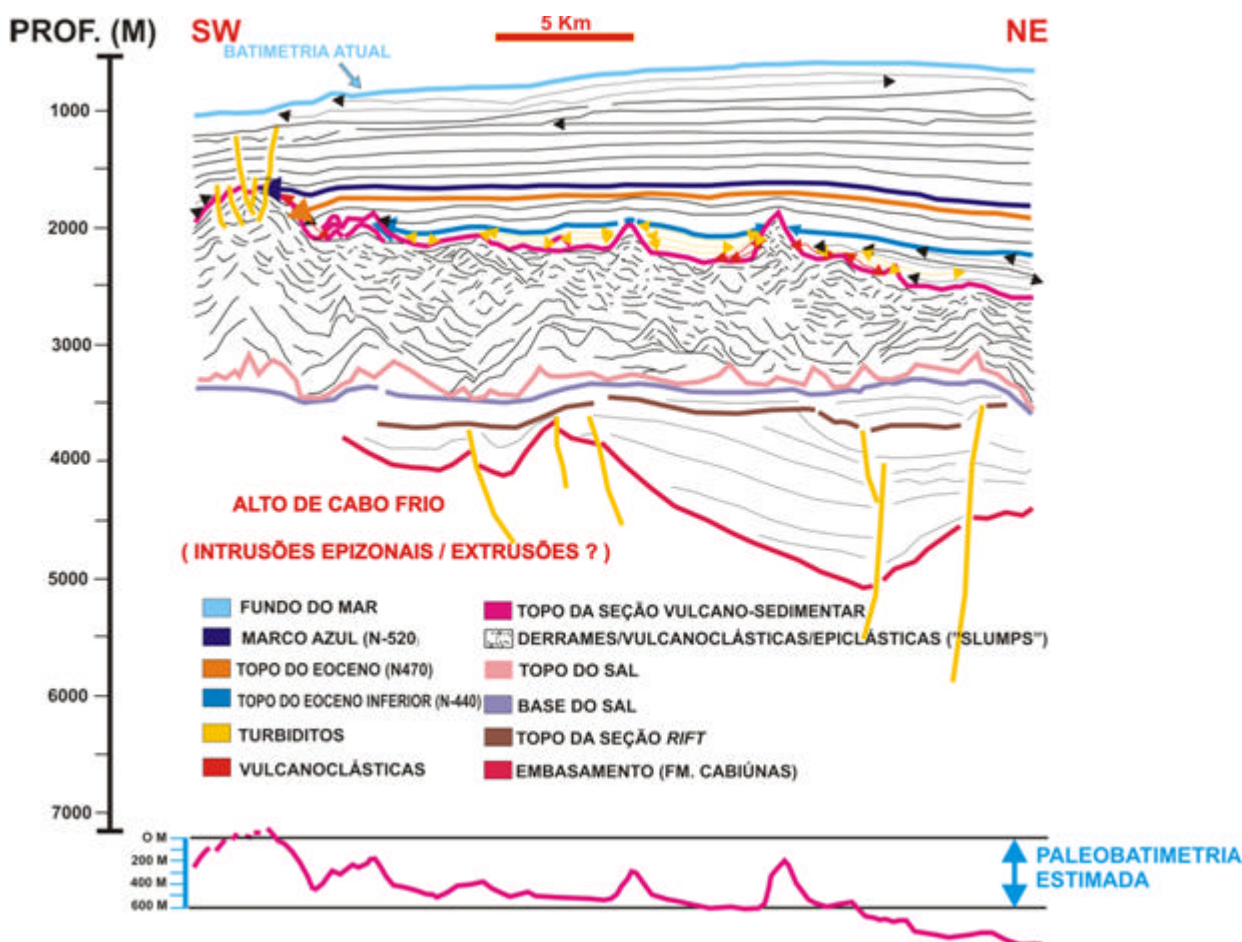


Figura 35 - Seção geológica baseada na interpretação da seção sísmica da figura anterior, ilustrando o modelo vulcano-sedimentar proposto para a área de Cabo Frio.

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

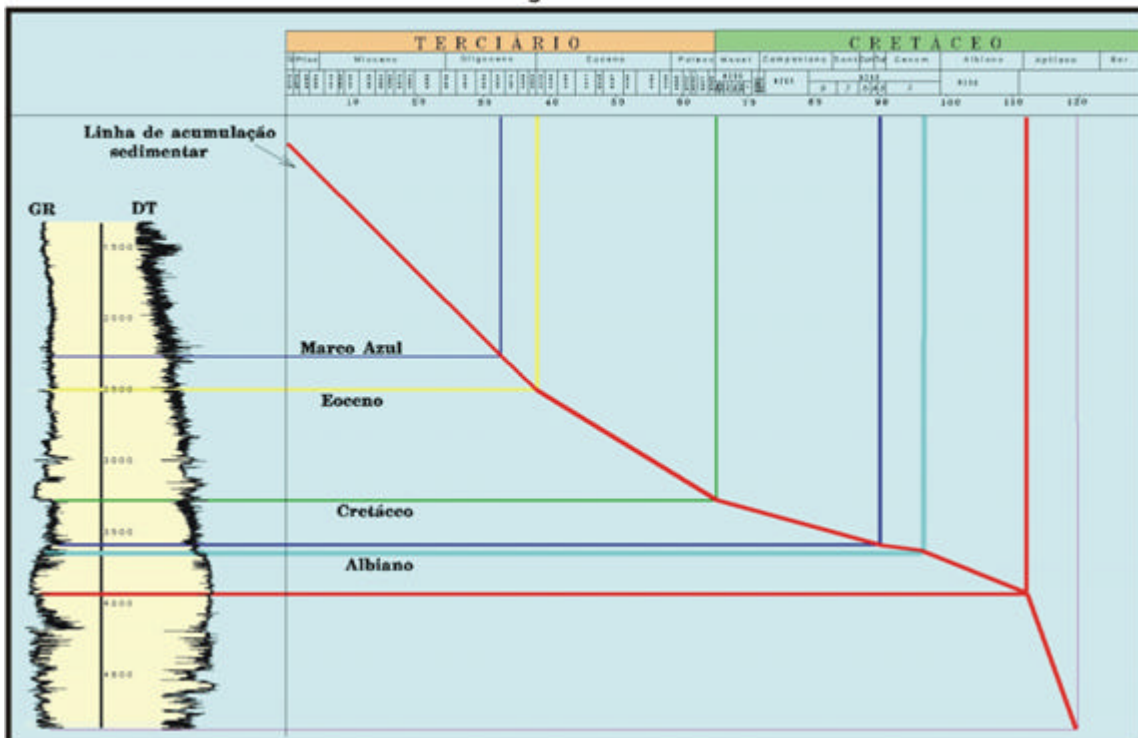


Figura 36 - Taxas de preenchimento sedimentar do poço C. Localização, fig. 33.

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).

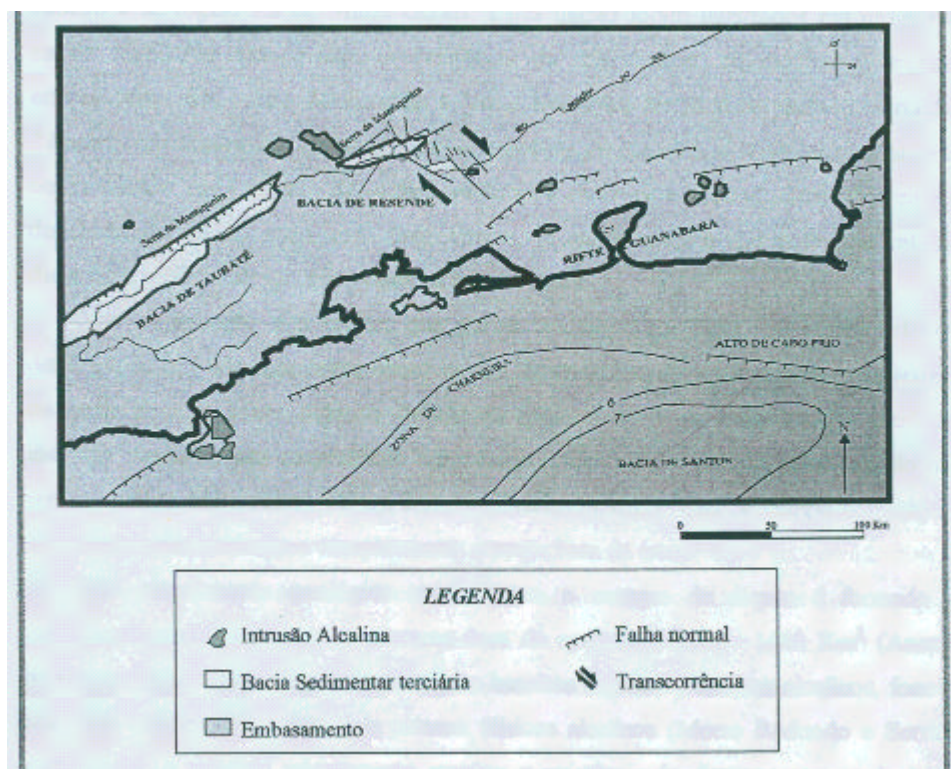


Figura 37 – Mapa esquemático mostrando a falha de transferência ligando os grabens de Volta Redonda e Guanabara, mapeada por Valeriano e Heilbron (1993).

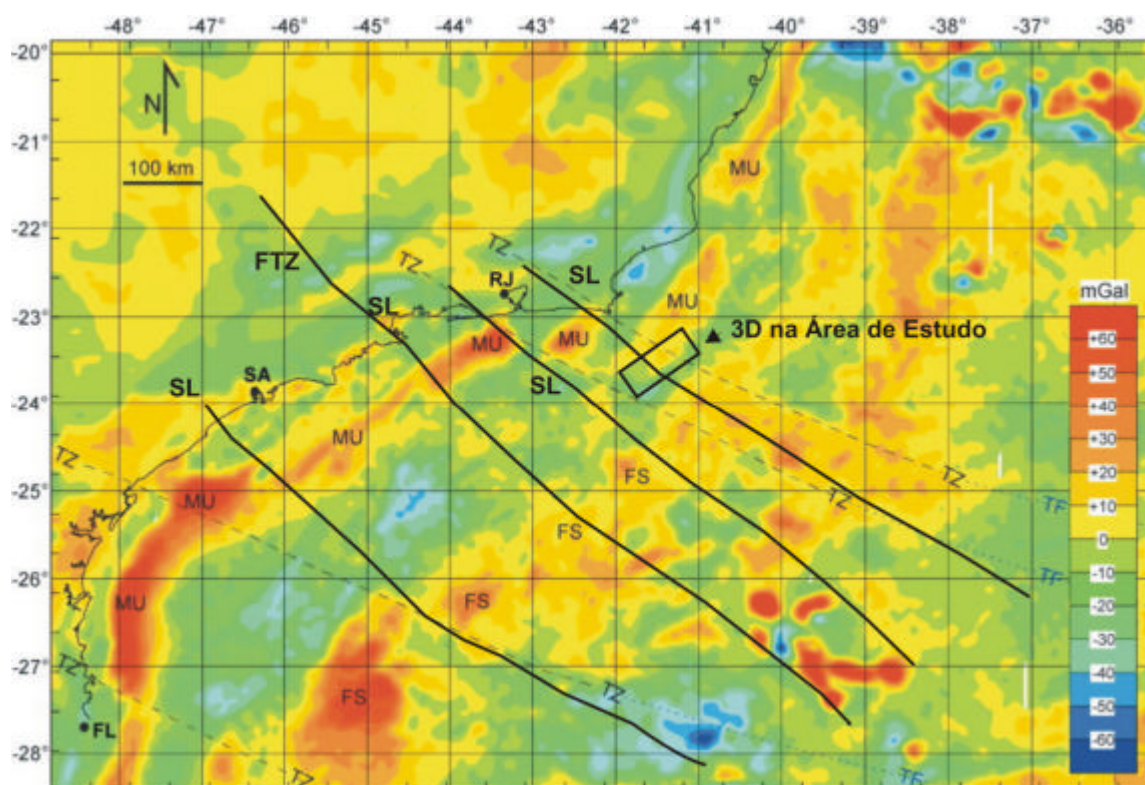


Fig. 38 – Mapa de anomalias gravimétricas residuais das Bacias de Santos e de Campos, obtido pela aplicação de um filtro de 5ª ordem num mapa Bouguer do *Lamont-Doherty Geological Observatory*. Algumas cidades litorâneas são mostradas: Florianópolis (FL), Santos (SA), e Rio de Janeiro (RJ). As principais 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 précambriano. 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.

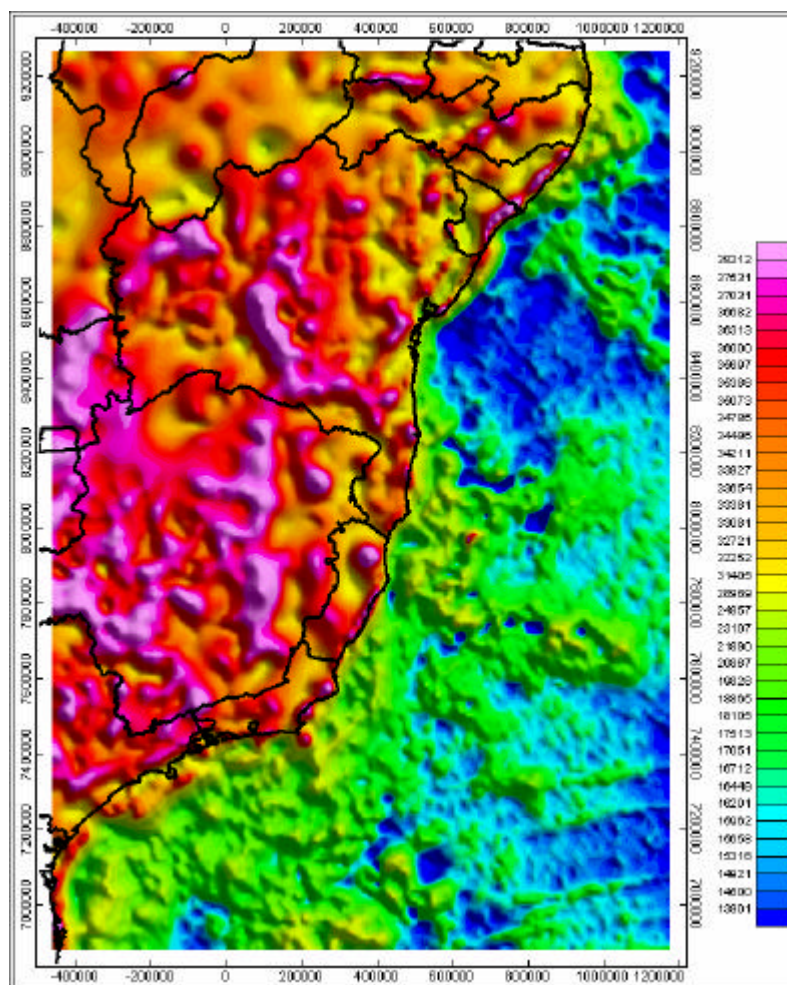


Fig. 39 - Mapa de estimativas 3D da profundidade de Moho (escala colorida em metros). Observar que a interpretação de soerguimento da Moho vista na fig. 38 está ausente nesse modelo. Esse fato pode ser resultante dos valores utilizados para a modelagem (mapa elaborado por Paula e Vidotti, 2001).

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.

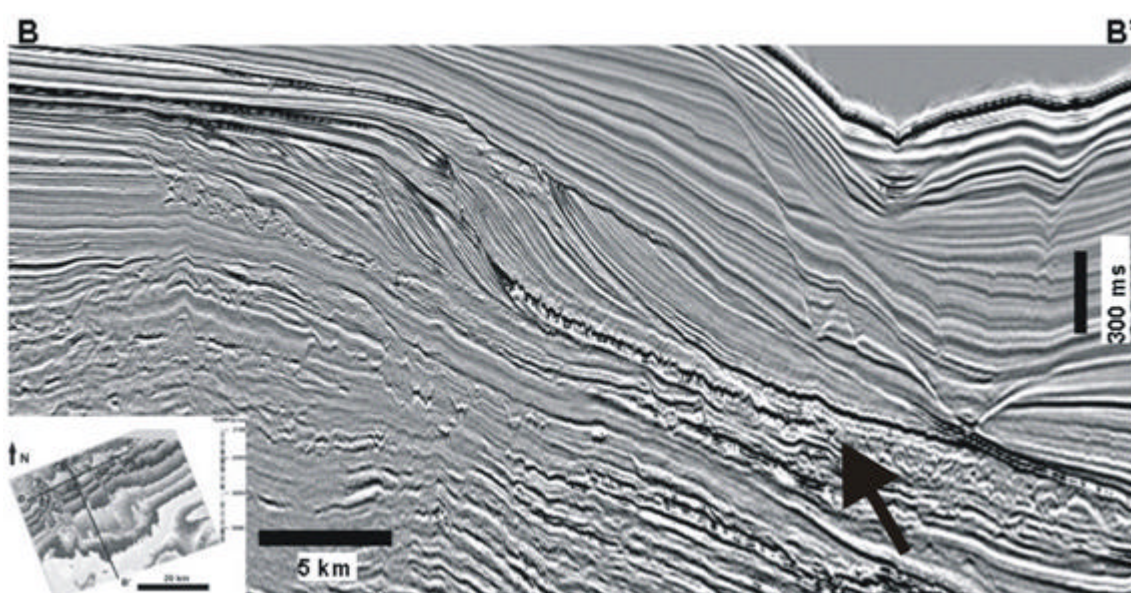


Figura 40 – Seção sísmica no norte da Bacia de Santos. A seta negra aponta para uma sismofácies que é aqui interpretada como oriunda de escorregamentos causados por terremotos. Ver texto para maiores explicações.

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.

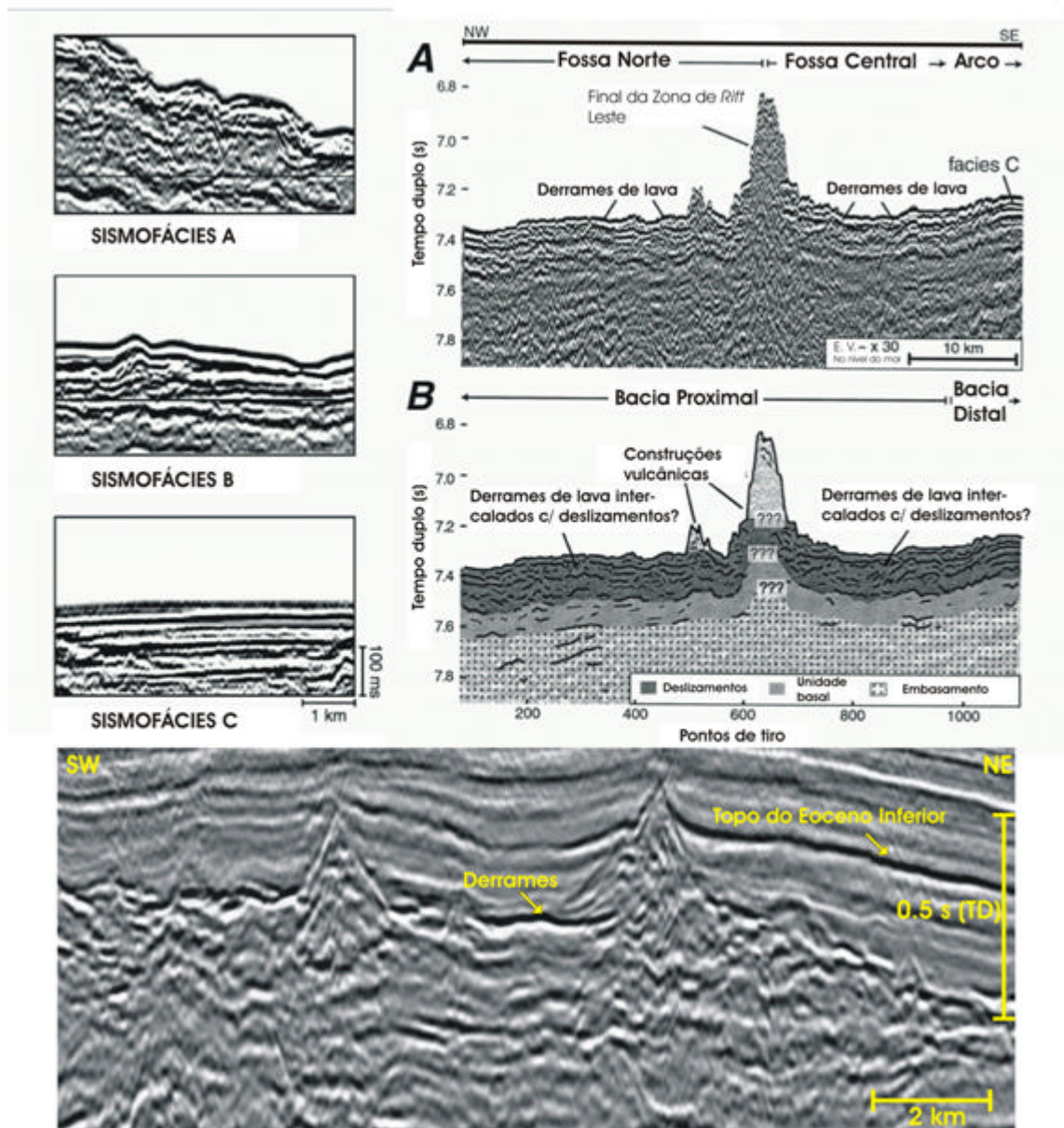


Figura 41 - Comparação entre as sismofácies definidas por Leslie *et al.* (2002) na fossa que circunda o Arquipélago do Haváí e o carácter sismoestratigráfico da seção vulcano-sedimentar na Área de Cabo Frio. Acima, à esquerda, a sismofácies A é interpretada como originada por deslizamentos proximais (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.

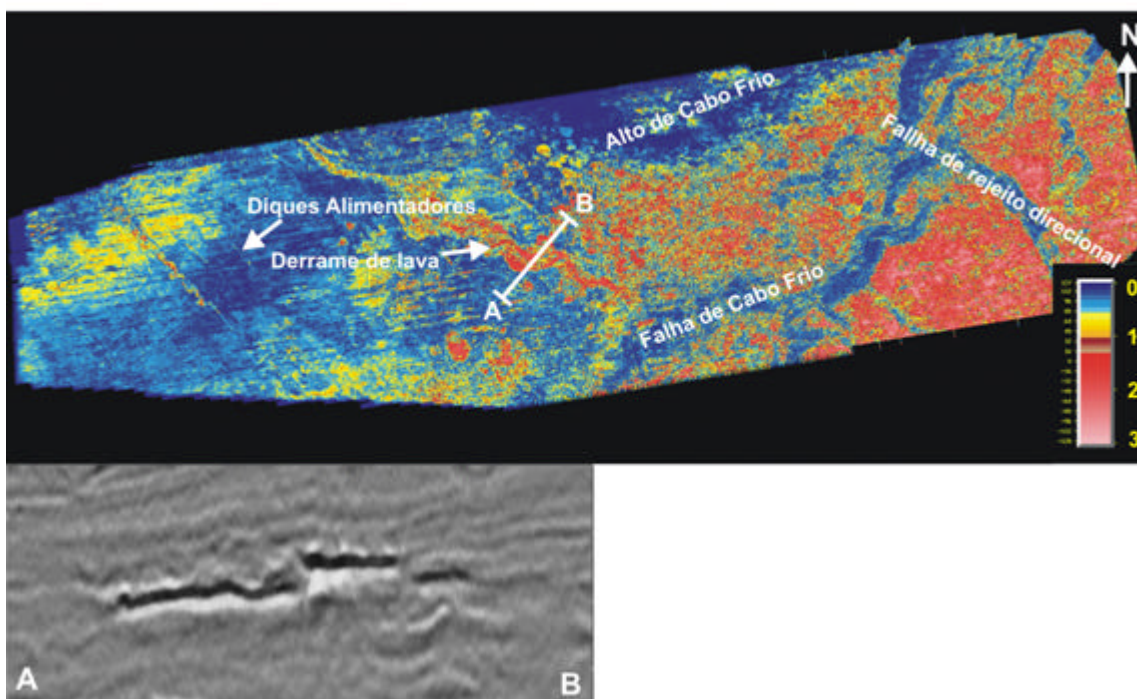


Figura 42 - Mapa de amplitude RMS extraída de um cubo sísmico compreendendo ± 12 ms do topo do Cretáceo (acima), mostrando a assinatura sísmica de um derrame de lava canalizado (abaixo).

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)

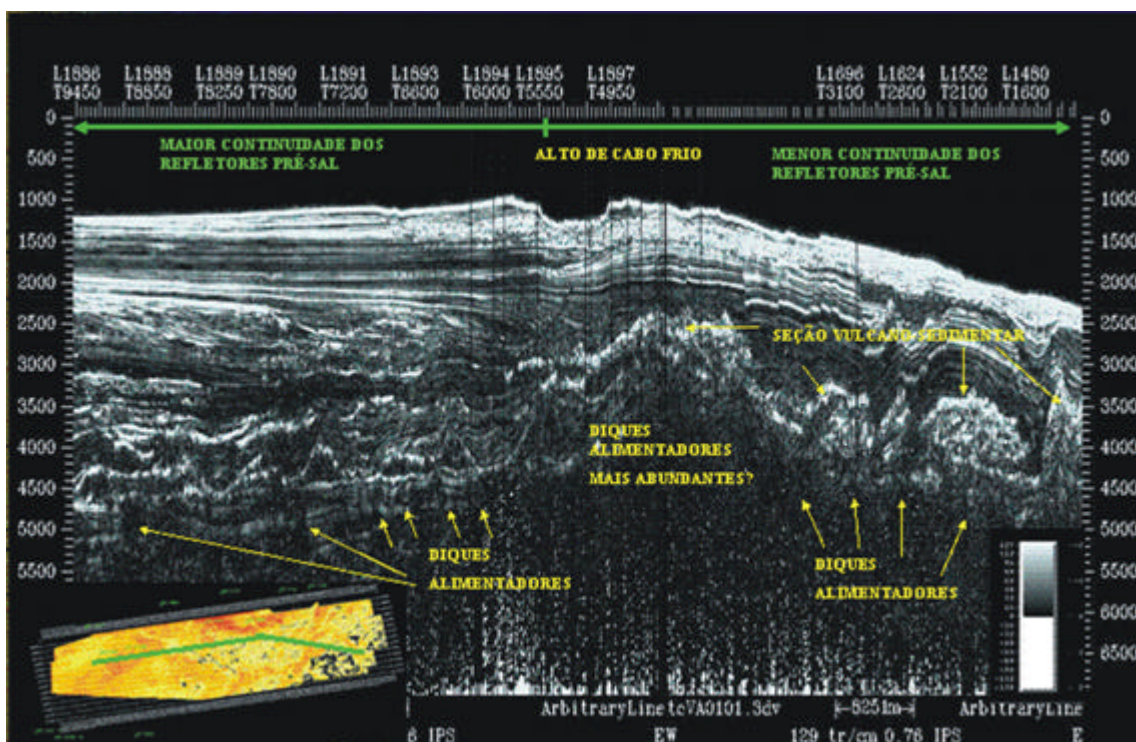


Figura 43 - Seção sísmica *strike* ao longo da área de estudo, mostrando a capacidade da Técnica VA de possibilitar a visualização de feições verticais a subverticais. A assinatura sísmica dos diques alimentadores subverticais são interrupções dos refletores contínuos, aqui representados por linhas de 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.

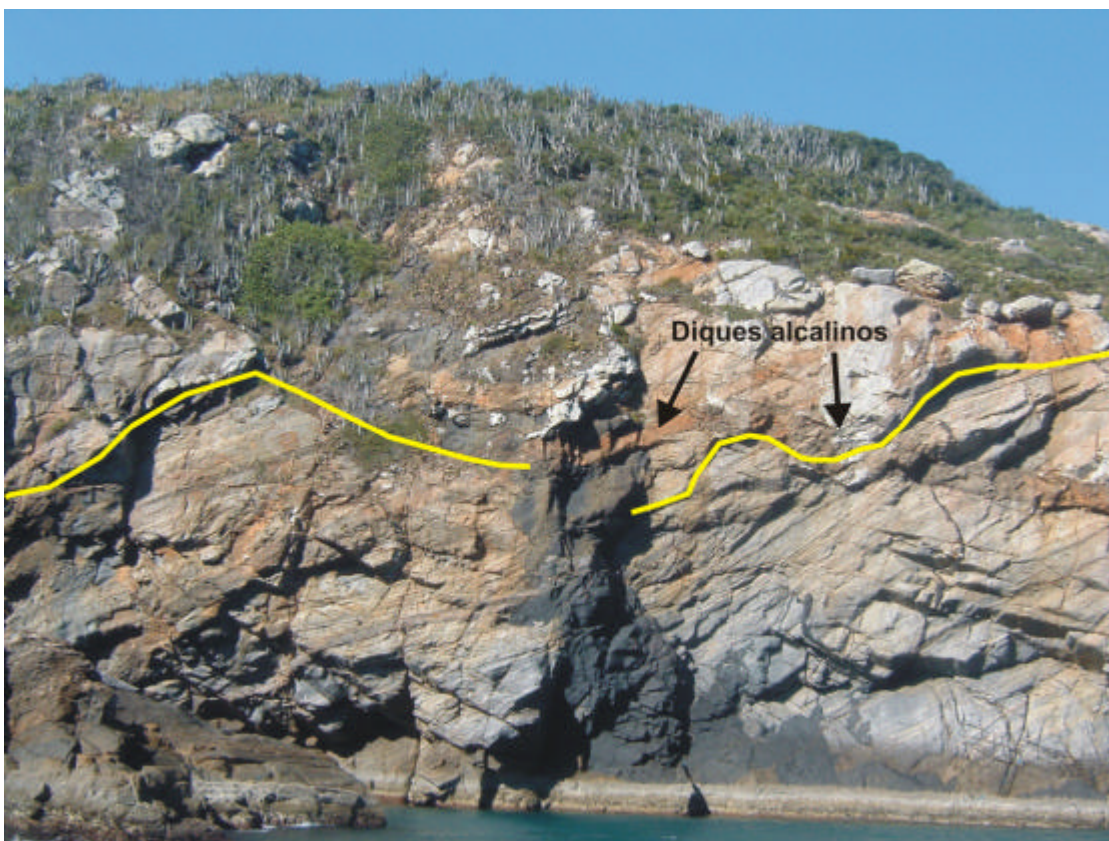


Figura 44 - Foto mostrando um dique máfico vertical cortando a foliação dos gnaisses pré-cambrianos do extremo SW da Ilha de Cabo Frio. A linha amarela marca o contato entre o embasamento pré-cambriano (abaixo) e a intrusão alcalina da Ilha de Cabo Frio. Observar que o dique está encaixado numa fratura 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.

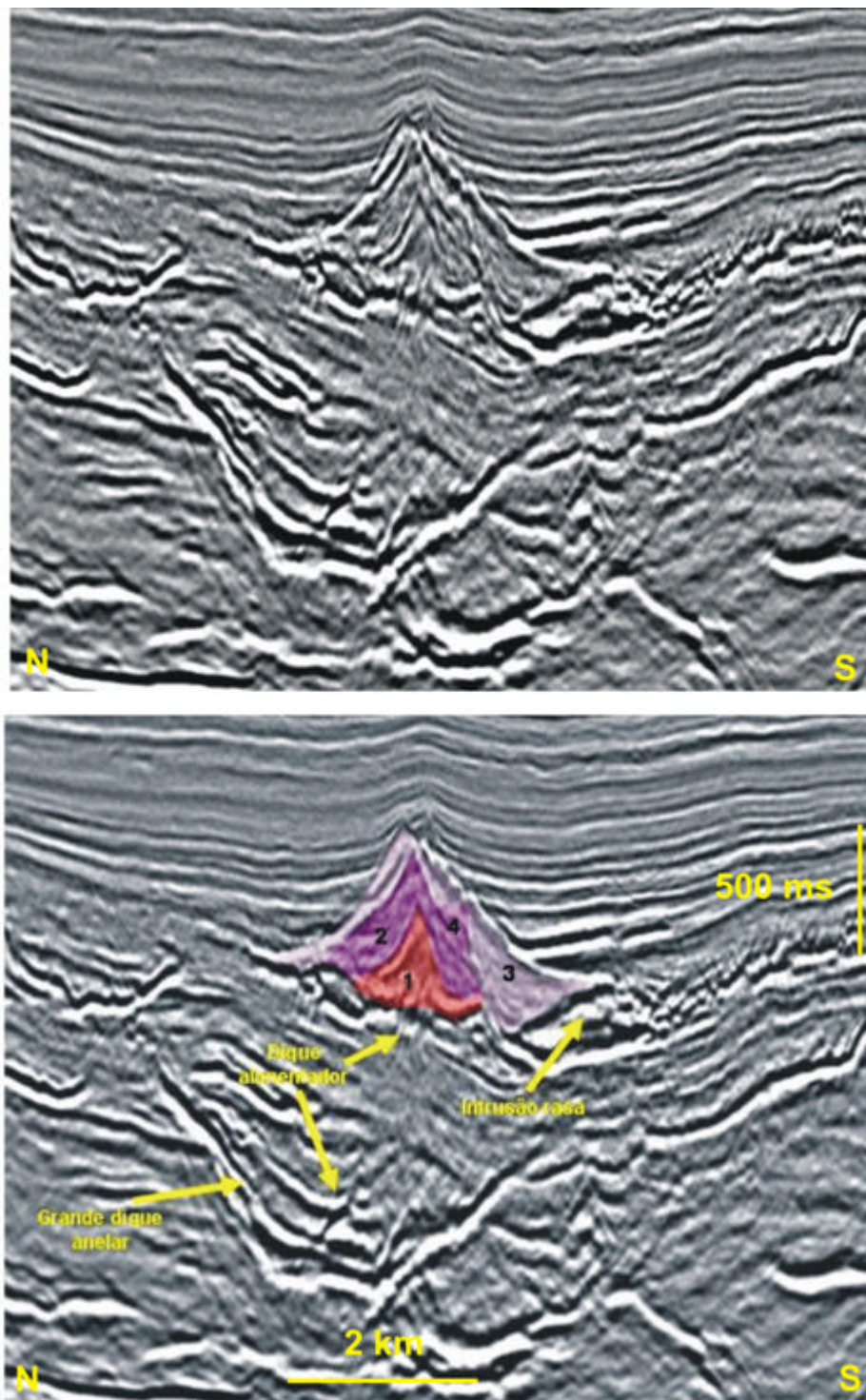


Figura 45 - Seção sísmica 3D em tempo duplo da parte norte da Bacia de Santos, mostrando um estratovulcão (poligenético), com um mínimo de 3 fases de formação detectáveis pela

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.

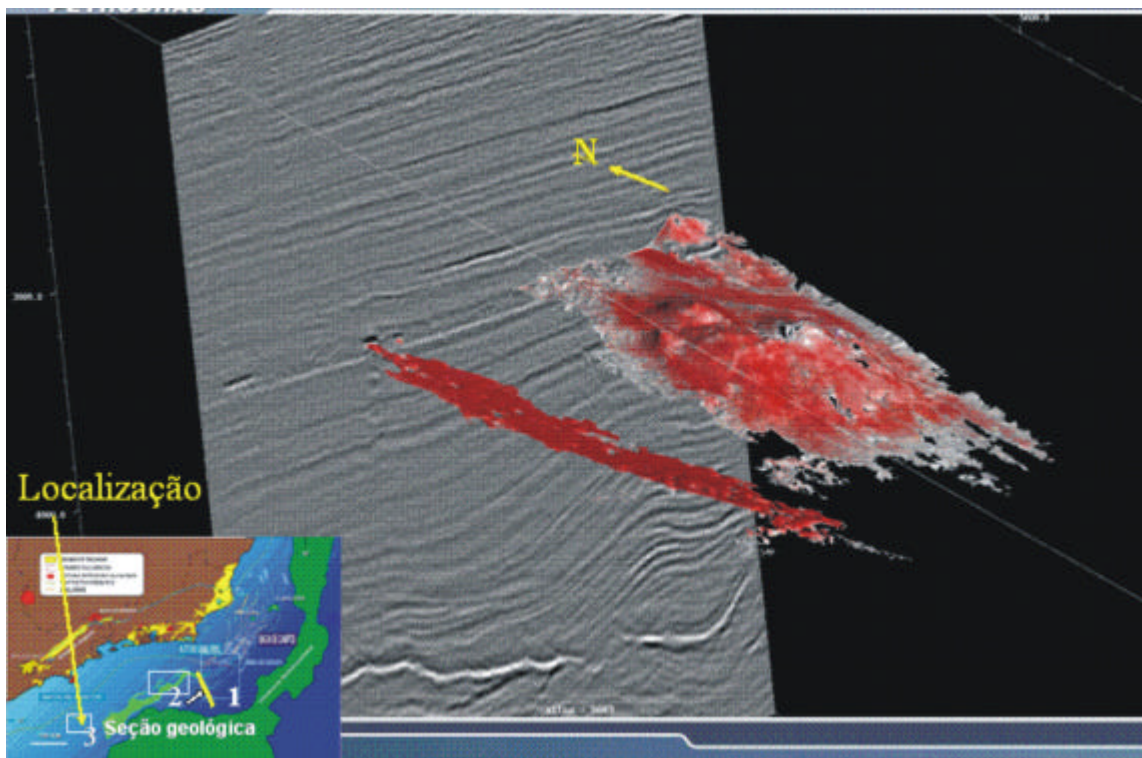


Figura 46 – Mapa estrutural combinado com o mapa de amplitudes RMS do sistema vulcânico do Santoniano (à direita) e derrame de lava (à esquerda), provavelmente do tipo fissural. Observar vários derrames de lava nos flancos dos edifícios vulcânicos e nos baixos estruturais adjacentes a eles, representados 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

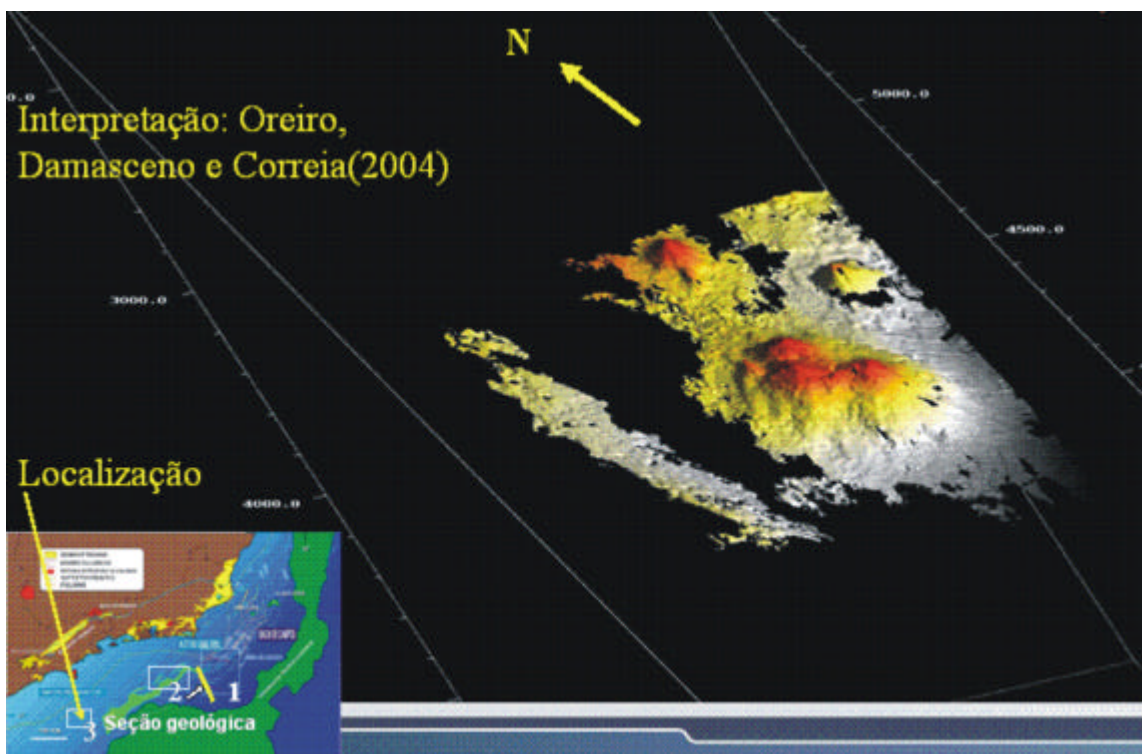


Figura 47 – Mapa estrutural de um sistema vulcânico do Santoniano (à direita) e do derrame individual de lava, mostrando a capacidade do método de sísmica de reflexão tridimensional de detectar um sistema vulcânico com a mesma precisão de uma imagem de satélite. (Oreiro *et al.* 2004).

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).

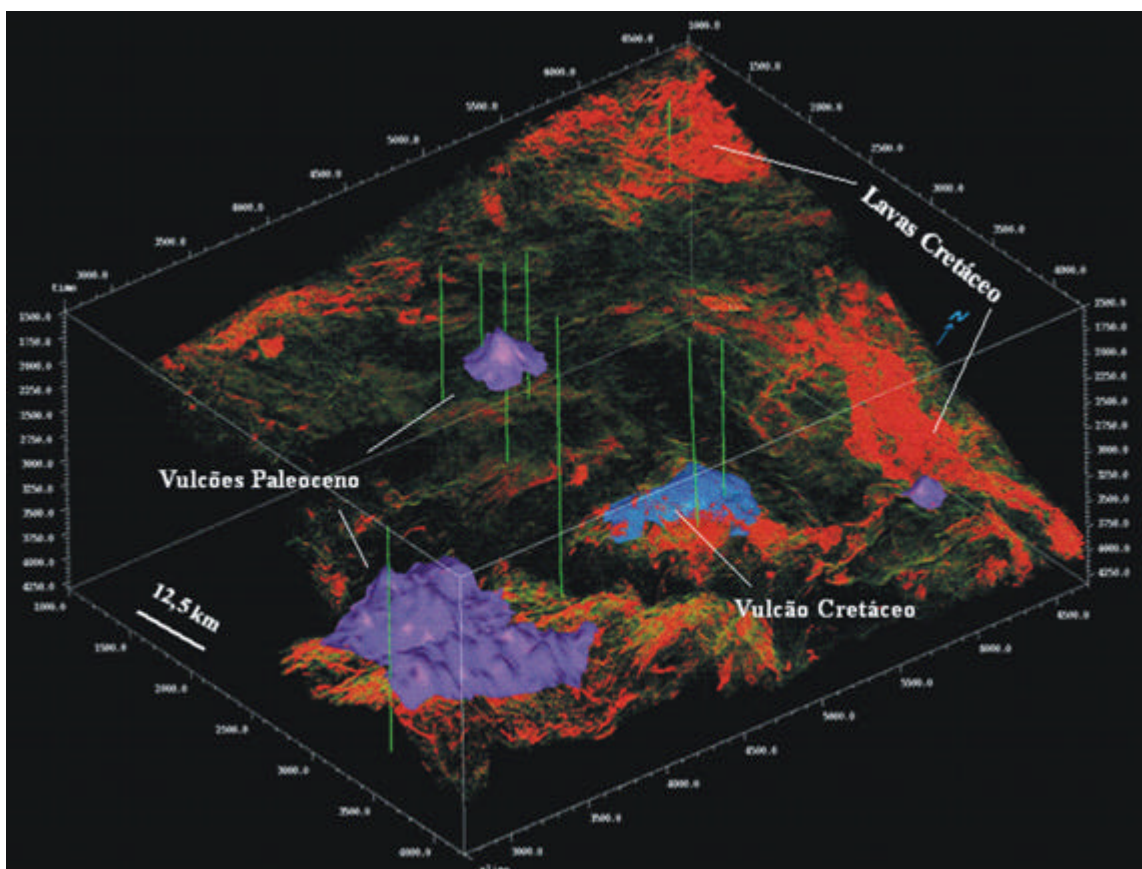


Figura 48 - Bloco - diagrama tridimensional em profundidade (amplitudes e relevo estrutural) na parte sul da Bacia de Campos, baseado em sísmica de reflexão, mostrando os sistemas vulcânicos do Cretáceo Superior e do Paleógeno nas cercanias do Alto de Cabo Frio (França e Oliveira 2004). Notar a semelhança 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.

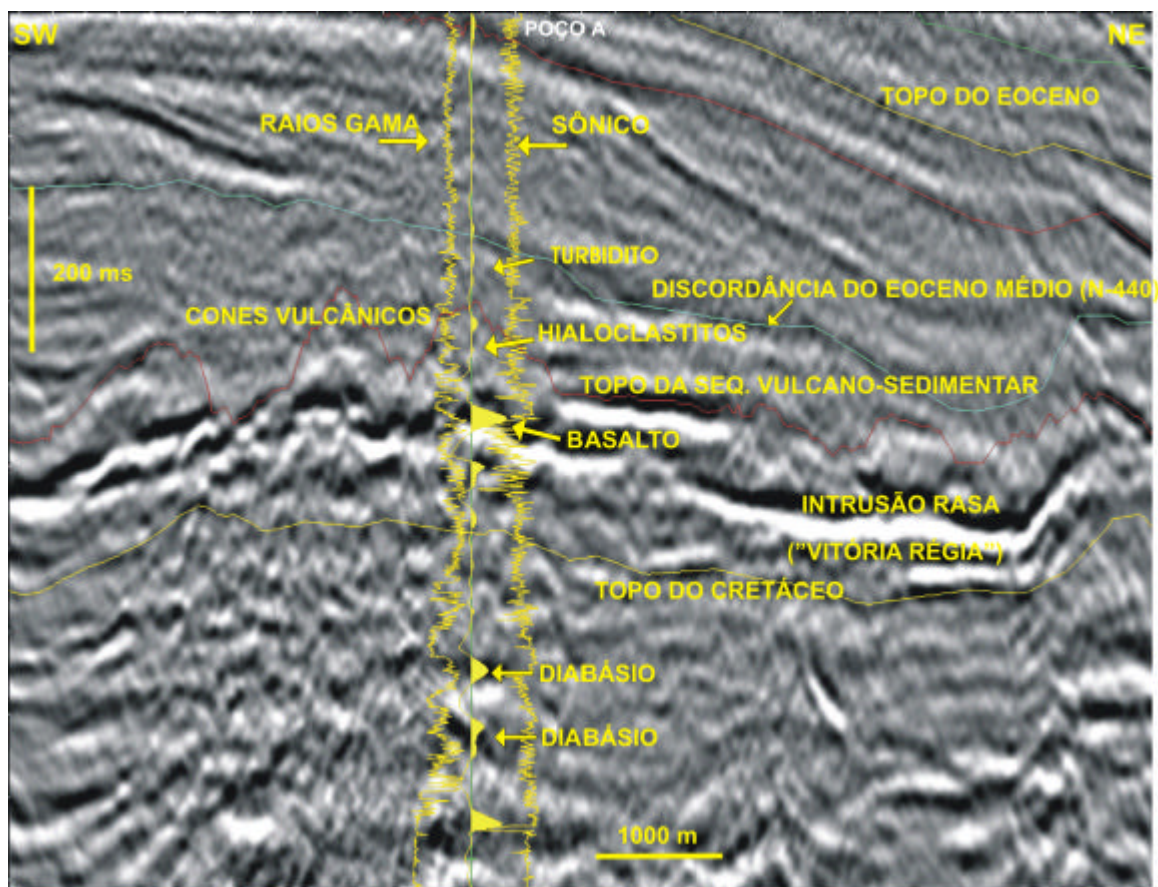


Figura 49 - Seção sísmica mostrando uma estrutura vitória régia (ver texto para maiores explicações).

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.

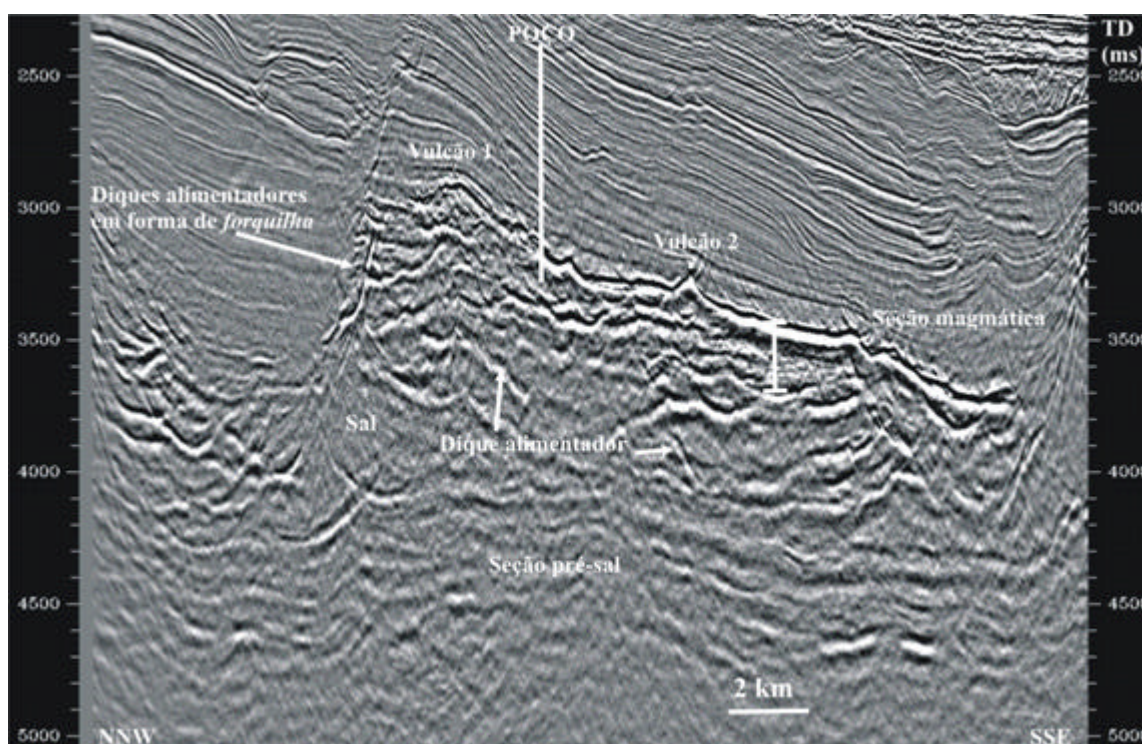


Figure 50 – Linha sísmica mostrando a assinatura sísmica da seção magmática na área. Notar que o edifício vulcânico nº 1 possui um dique alimentador em formato de um “Y” rotacionado para a direita. O poço perfurou, em seus últimos 300 m, uma seção de diabásios holocristalinos (Souza *et al.*, 2001). 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).

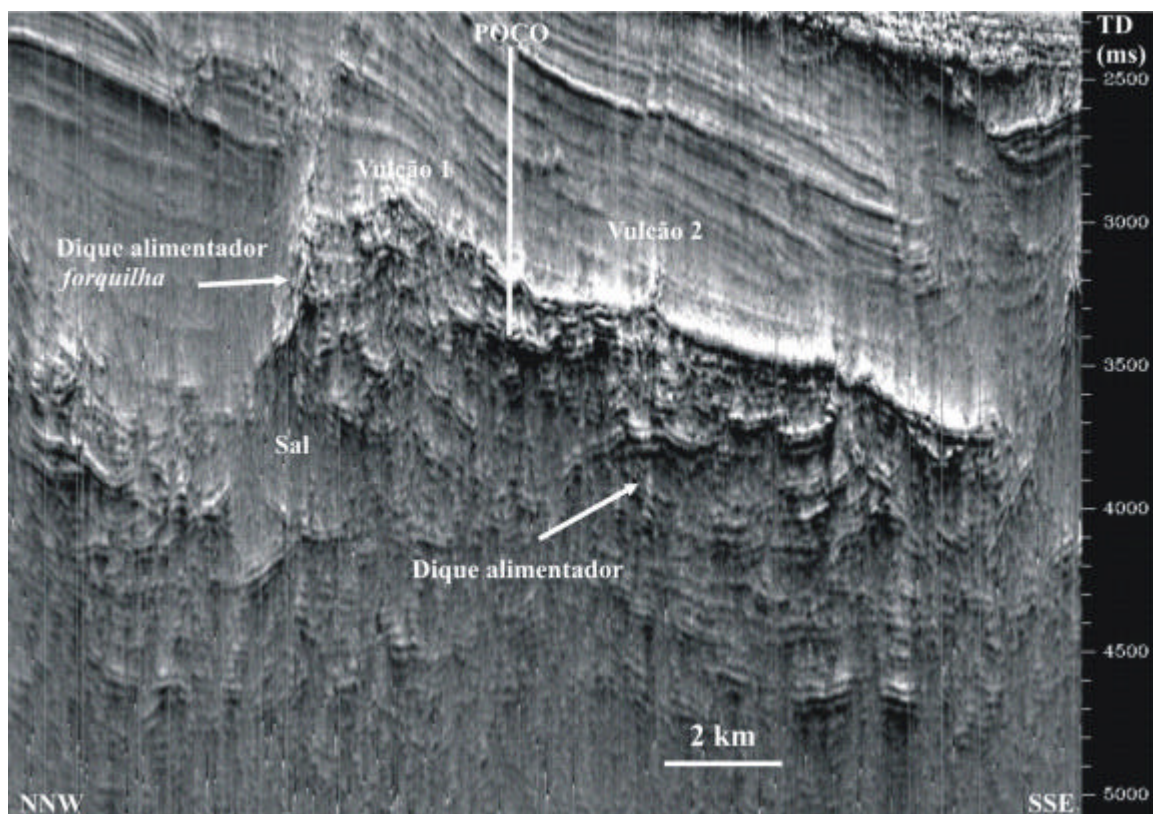


Figura 51 - A mesma linha sísmica da figura 50, processada com a técnica VA com rotação de fase de 90° (Bulhões e Amorim, 2005). Esse tipo de processamento tem a vantagem de fazer com que as seções sísmicas fiquem semelhantes a um plano de afloramento rochoso, enfatizando as litologias mais resistentes (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).