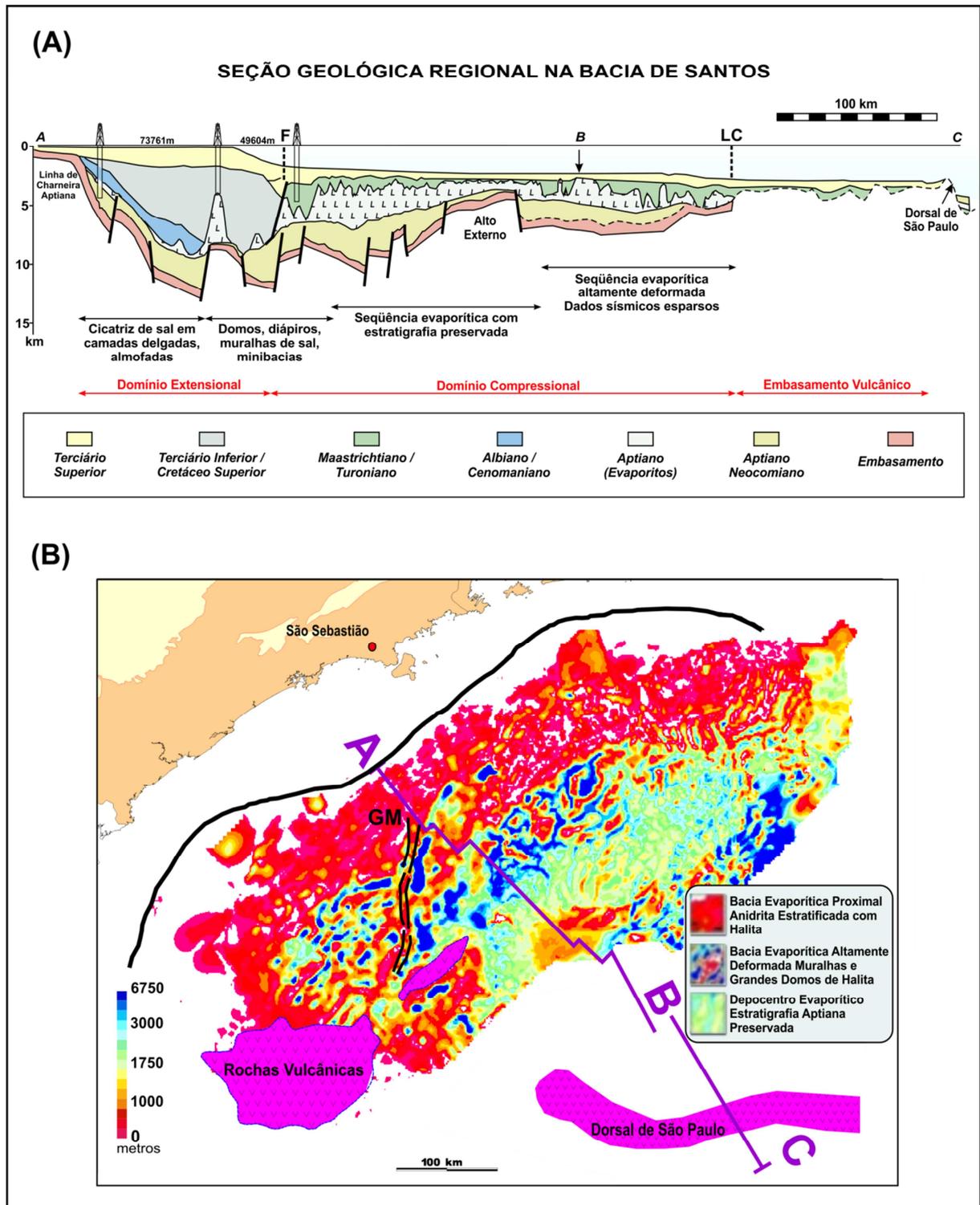


Figura 23: Seção Geológica da Bacia de Santos.



Legenda: a) Seção geológica da Bacia de Santos; b) posição da seção no mapa de isópacas de sal da Bacia de Santos. Na seção e em mapa é possível distinguir os principais domínios tectônicos dos evaporitos. Na seção, a letra F indica a posição da Falha de Cabo Frio. Os traços pretos ao lado de GM indicam a localização aproximada do Gráben de Merluza.

Fonte: Adaptado de [GAMBOA et al. 2008](#).

Acima dessas rochas carbonáticas, está depositada uma ampla e espessa camada de evaporitos, que representam uma fase de transição entre a fase “sag” aptiana e os sedimentos marinhos do Albiano (KARNER e GAMBOA, 2007). O aparecimento da bacia evaporítica está relacionado a um clima seco e quente, a altas taxas de evaporação, a transgressões de mar restrito com fina lâmina d’água e ausência de desembocadura de rios com grande aporte clástico. Estas condições de mar restrito se dariam pela presença do Alto de Florianópolis, que separava a Bacia de Santos das condições de mar aberto da Bacia de Pelotas. Tais evaporitos estão definidos como Formação Ariri e foram depositados no Neoptiano (~112 Ma) em um intervalo em torno de um milhão de anos (MOREIRA et al., 2007). Possuem espessuras que podem atingir 2500 metros e são compostos principalmente por pacotes de halita, mas também por intercalações de anidrita e sais complexos. Sismicamente é possível distinguir os pacotes onde há presença apenas de halita e os domínios onde as fortes reflexões indicam diferentes tipos de sais.

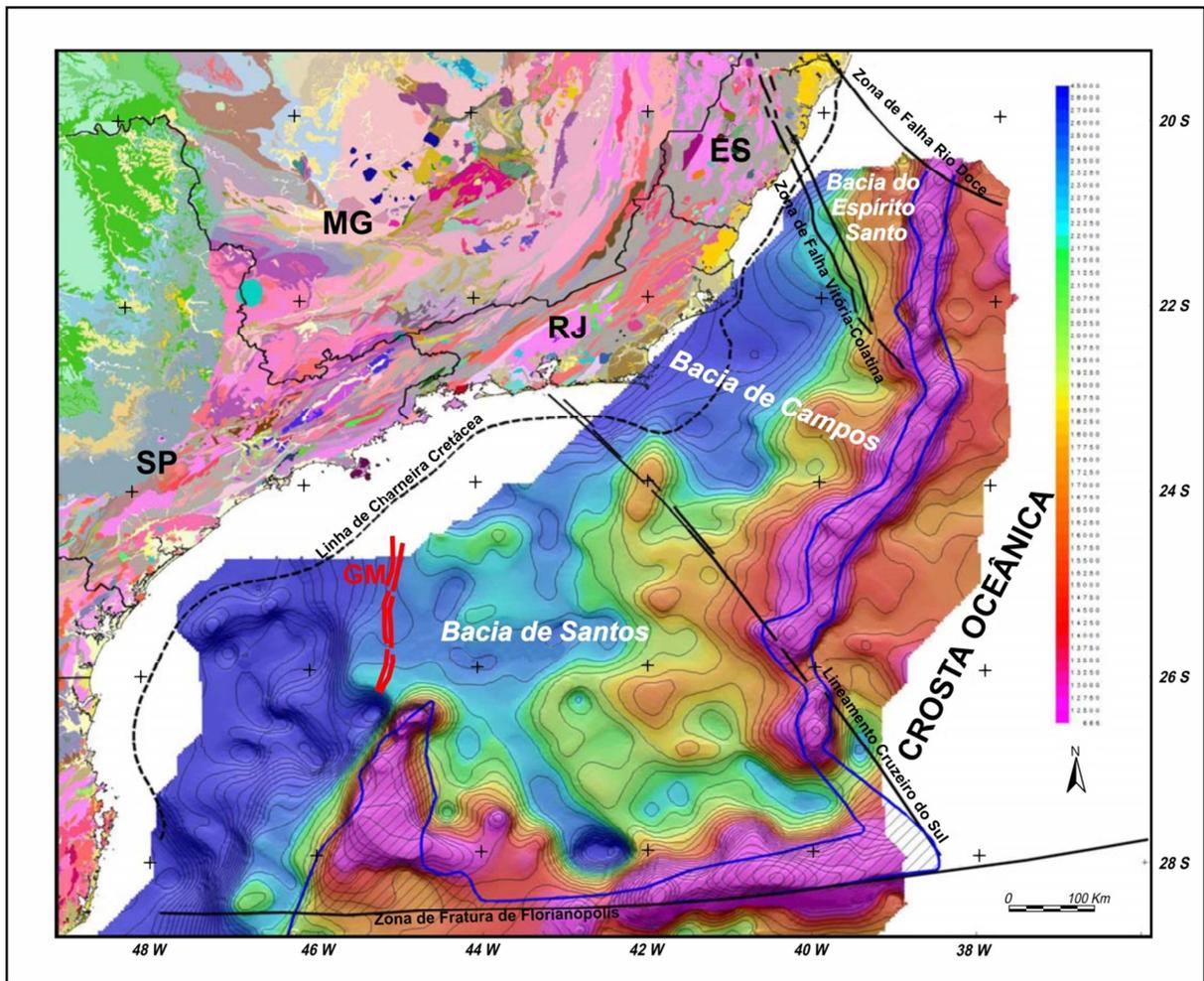
Devido à geometria da bacia e à intensa subsidência térmica que afetou a crosta continental durante o Aptiano, e à deposição posterior de espesso pacote sedimentar, é possível distinguir dois domínios estruturais na sequência evaporítica: o primeiro, distensivo, nas porções mais rasas da bacia, que é dominado por cicatrizes de sal a leste e por domos e mini-bacias com o aumento da lâmina d’água; e o segundo, compressivo, com sal remobilizado e muralhas de sal apresentando maior deformação, resultante da intensa remobilização sofrida pela halita em direção ao depocentro da bacia e limitada a leste por um alto regional de embasamento.

Após a total separação dos dois continentes, com a entrada de condições marinhas na bacia durante a transição Aptiano/Albiano, instalou-se uma plataforma carbonática na porção mais distal, enquanto que na borda da bacia houve uma acumulação de sedimentos clásticos. A partir do Neo-Albiano, com a transgressão marinha que atingiu um pico máximo na transição Cenomaniano/Turoniano, a sedimentação carbonática foi substituída pela entrada de arenitos e folhelhos relacionados a sistemas de leques aluviais e deltaicos (MOREIRA et al., 2007).

Segundo Zalán e Oliveira (2005), após o Aptiano iniciou-se um levantamento epirogenético da crosta continental levando à formação da Serra do Mar cretácea ou, segundo Almeida e Carneiro (1998), do Planalto Atlântico. À medida que se elevava, o seu topo era nivelado pela erosão. Tal feição tornou-se a principal fonte dos sedimentos que alimentaram a Bacia de Santos no Neo-Cretáceo. Ao final do

seu soerguimento, no limite do Cretáceo com o Paleógeno, a Superfície Japi (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998) nivelou-a a cerca de 2000 metros em relação ao nível do mar atual. Ainda segundo Zalán e Oliveira (2005), a Linha de Charneira cretácea representa o limite da Superfície Japi rebaixada tectonicamente à sua cota mínima. O colapso dessa estrutura iniciou-se ainda durante o Paleoceno, tendo o seu ápice durante o Eoceno Médio, levando à formação dos riftes cenozóicos do Sudeste e da Serra da Mantiqueira. Tal evento pode ter feito surgir a Serra do Mar na posição que ela ocupa hoje.

Figura 24: Mapa de Contorno da Moho na Bacia de Santos.

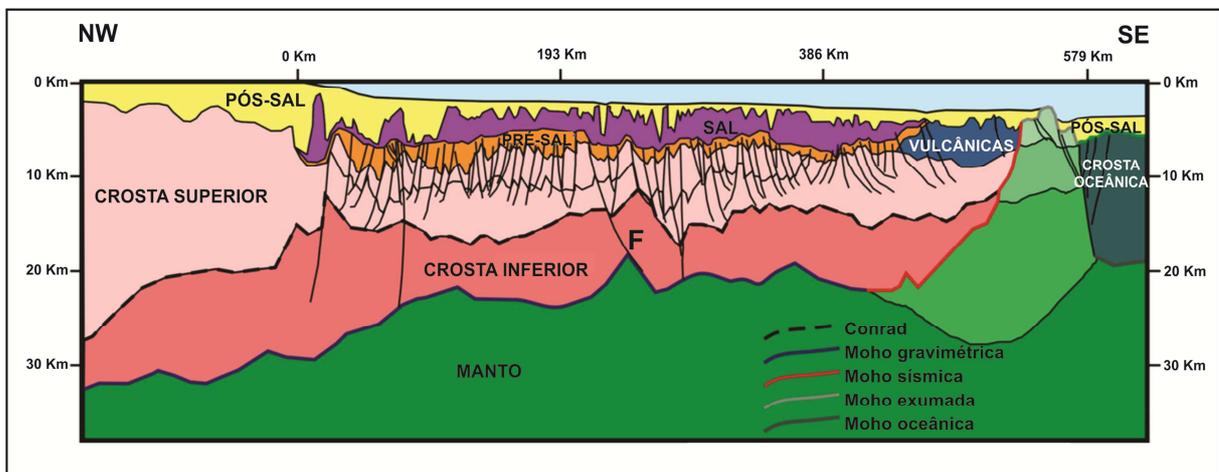


Legenda: Mapa Geológico do Brasil (terra) e mapa de contorno da Moho nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (mar). As cores mais quentes, localizadas dentro da área marcada pela linha contínua azul, indicam a elevação da Moho. O traçado vermelho (GM) indica a localização aproximada do Gráben de Merluza.

Fonte: Adaptado de ZALÁN et al., 2011a.

Em relação ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste Brasileiro (RCSB), Riccomini (1989) e Ferrari (2001) identificaram quatro etapas de deformação rúptil que o atingiram: (1) transcorrência sinistral, do Campaniano ao Eo-Eoceno, sendo responsável pela instalação do RCSB; (2) distensão, do Eo-Eoceno ao Eo-Oligoceno; (3) distensão/transcorrência dextral, provavelmente no Pleistoceno e; (4) distensão, no Holoceno (Figura 26). Segundo Riccomini (1989), tais fases de deformação estão relacionadas à distensão ocorrida na borda continental do Atlântico e à subsidência térmica da Bacia de Santos.

Figura 25: Seção Geológica baseada em seção 2D em profundidade.



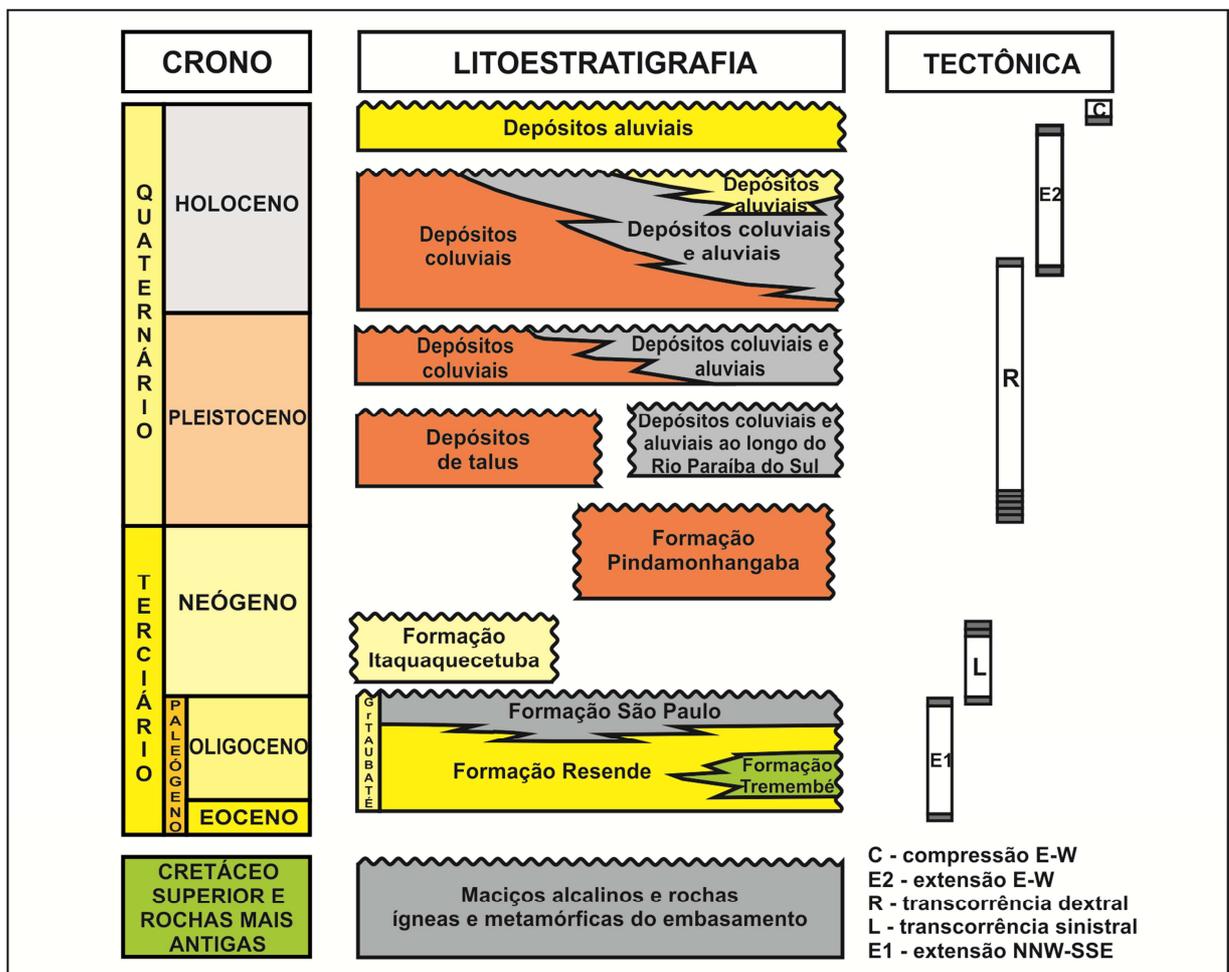
Legenda: Seção geológica interpretada do sul da Bacia de Santos baseada na interpretação de linha sísmica 2D e gravimetria. A letra F representa uma falha de grande proporção que atinge a interface crosta-manto. Uma área interpretada como manto exumado separa a crosta continental da crosta oceânica. Tal área, em três diferentes tons de verde, foi dividida de acordo com valores de densidade decrescentes da base para o topo.

Fonte: Adaptado de ZALÁN et al., 2011a.

Importante baixo estrutural está presente nas bordas mais rasas da porção sul da bacia, com um eixo alongado na direção aproximada NNE, perfazendo uma extensão de mais de 150 km, informalmente denominado Gráben de Merluza, devido à proximidade com o Campo de Merluza. Tal estrutura pode estar relacionada a um pulso tectônico de idade Albiana onde teria ocorrido a reativação de um segmento de rifte abortado, dominado por intensa atividade vulcânica. Pequeno (2009) considera o Gráben de Merluza como um segmento abortado da junção tríplice formada durante o rifteamento do Atlântico, tendo um importante papel na configuração da camada de evaporitos, assim como no fluxo de magma.

Com o soerguimento da Serra do Mar, uma significativa sedimentação siliciclástica, conhecida como Progradação Juréia, foi responsável pela maior movimentação do sal em direção ao depocentro da bacia, e consequente evolução de falhas antitéticas, sendo a mais destacada denominada Falha de Cabo Frio (Figuras 1 e 18 em mapa e figura 23 em mapa e seção). Esse evento está associado à tectônica de sal e é relacionado aos sedimentos arenosos da Formação Juréia que predominam nas porções proximais da bacia e que foram depositados entre o Turoniano e o Maastrichtiano. A Falha de Cabo Frio funciona como uma barreira para a deposição desses sedimentos continentais e até hoje ainda afeta o fundo do mar (DEMERCIAN, 1996). Nas bordas distais da plataforma estão dispostos os sedimentos siltico-argilosos da Formação Itajaí-Açu.

Figura 26: Esquema comparativo entre a estratigrafia e a tectônica atuantes no RCSB.



Fonte: Modificado de RICCOMINI, 1989 in FERRARI, 2001.

Uma discordância relacionada a um grande evento erosivo ocorreu durante a passagem do Coniaciano para o Turoniano, tendo sido responsável pelo deslocamento do limite da bacia para leste da linha de charneira cretácea, o que pode ser verificado pelo “onlap” de sedimentos do Campaniano e do Maastrichtiano para além dessa linha (MOREIRA et al. 2007).

Durante o Cretáceo Superior e o Eoceno, eventos vulcânicos e intrusivos estão relacionados a reativações de falhas do embasamento (MOHRIAK e SZATMARI, 2008).

Do Paleógeno ao Neógeno, o aumento do aporte sedimentar foi responsável por uma contínua progradação, com a deposição de sedimentos mais grossos, como os turbiditos alimentados pelo Rio Paraíba do Sul em águas profundas a norte, e uma plataforma carbonática no centro e sul da bacia (MILANI et al., 2000). Por fim, foram depositados os folhelhos e as areias da Formação Sepetiba.

### **3.2 Magmatismo na Bacia de Santos**

A evolução da fase rifte da Bacia de Santos foi precedida por uma série de eventos magmáticos correlacionados aos basaltos da Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná, equivalentes composicional e cronologicamente (~130 Ma) às rochas da Formação Etendeka, na Namíbia. O magmatismo básico relacionado à Bacia do Paraná teve início no Neo-Triássico (ALMEIDA et al., 2013), quando começou a ocorrer a quebra do supercontinente Gondwana, que separou os continentes americano e africano, mas apresenta dois picos principais de magmatismo entre o Jurássico e o Eo-Cretáceo. Tais eventos apresentam caráter intrusivo e extrusivo e possuem composição toleítica. Tal magmatismo, juntamente com as feições dos Arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa e do Platô de São Paulo, reflete uma influência da pluma mantélica Tristão da Cunha na elevação das geotermas no rifte sul (KARNER, 2000 e BUENO, 2004).

Segundo Zalán et al. (2011b) deve ter ocorrido um enfraquecimento térmico da litosfera anterior às etapas de rifteamento que levaram ao afinamento e à ruptura da crosta continental e abertura do Oceano Atlântico.

O magmatismo da base da coluna da Bacia de Santos teve início no Eo-Cretáceo, a cerca de 143 Ma ou até mesmo antes disso (THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008). Essa idade indica uma possibilidade de haver sedimentos abaixo desses derrames basálticos, que são interpretados como o embasamento econômico da bacia. Tais rochas foram denominadas de Formação Camboriú.

A idade dos basaltos da base da coluna estratigráfica da Bacia de Santos foi comprovada com a perfuração do poço 1-SPS-4, que apresentou idade K/Ar de 121 +- 11 Ma (ALMEIDA, CARNEIRO e MIZUSAKI, 1996).

A formação de crosta oceânica na Bacia de Santos pode ter sido precedida pela extrusão de lavas basálticas em ambiente subaéreo formando os “Seaward-Deeping Reflectors” (SDRs), que marcariam a transição de crosta continental para crosta oceânica (MOHRIAK, 2003). Segundo Talwani e Abreu (2000) essas feições sísmicas indicam a existência de uma crosta oceânica precoce, logo após a ruptura continental.

No entanto, Zalán et al. (2011a, b e c) e Moulin et al. (2010) classificam a Bacia de Santos como sendo gerada em uma margem passiva pobre em magma, a despeito das inúmeras ocorrências em volume e variação de litotipos de rochas ígneas na bacia. O critério determinante para essa classificação é a ausência de uma quantidade considerável de feições de SDRs, visíveis nos dados sísmicos da Bacia de Pelotas, mas que não foram observadas nos dados sísmicos disponíveis da Bacia de Santos.

Dois outros períodos de intensa atividade ígnea extrusiva e intrusiva são descritos na Bacia de Santos: um ao longo do Neo-Cretáceo, mas com atividade principal no Santoniano-Campaniano e outro no Eoceno (MOREIRA et al., 2006). Tais eventos estão associados a períodos de atividade tectônica e ocorrem sob a forma de diques, soleiras e também de cones vulcânicos. Suas feições são caracterizadas por refletores com forte contraste de impedância acústica em relação às rochas adjacentes e facilmente observadas em seções sísmicas (OREIRO, 2006). No caso dos basaltos, os derrames estão paralelos à estratificação, ao contrário dos diques e soleiras, dispostos discordantemente. Em relação ao magmatismo do Neo-Cretáceo, as intrusões afetam principalmente as seções de idades albianas e cenomanianas. Todos esses eventos são mais facilmente observados em regiões adjacentes ao Alto de Cabo Frio, mas também presentes em outros setores da

bacia. Em termos composicionais, as rochas extrusivas variam de basaltos amigdalíticos a brechas vulcanoclásticas. As intrusivas foram caracterizadas por apresentarem uma composição básica, descritas como diabásio (MOREIRA et al., 2006). Almeida, Carneiro e Mizusaki (1996) observaram rochas de composição toleítica-subalcalina em ilhas da costa do estado de São Paulo.