

4 ÁREA DE ESTUDO: CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

4.1 Introdução

Como já reconhecido em trabalhos clássicos, o Sudeste do Brasil compreende a porção mais acidentada do território brasileiro, sendo considerado uma unidade destacada no bloco continental oriental da América do Sul (AB`SABER e BERNARDES, 1958). Muitos autores ressaltam que a ocorrência do soerguimento dos velhos peneplanos no Sudeste do Brasil foi acompanhada de uma movimentação de blocos numa tectônica complexa com a concorrência de arqueamentos e falhamentos. No entanto, a evolução dessa porção do território brasileiro, assim como de outras áreas, ainda é foco de atenção de muitos pesquisadores que tentam elucidar as questões em aberto e rediscutir interpretações anteriores com apoio de novos recursos tecnológicos e das perspectivas recentes trazidas pela evolução do conhecimento científico sobre a área. Este capítulo busca contextualizar a área regionalmente, com base em dados e discussões realizados ao longo de algumas décadas e que são fundamentais para a compreensão sobre a evolução da área de estudo.

4.2 Evolução geotectônica do embasamento cristalino

A Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA, 1967) representa uma porção continental relativamente preservada da deformação andina ocorrida no Mesozoico-Cenozoico. A plataforma permaneceu estável durante os ciclos orogênicos andinos, concomitantes com os processos de abertura e desenvolvimento do Atlântico Sul no Mesozoico-Cenozoico (SCHOBENHAUS e BRITO NEVES, 2003) (Figura 25).

Em síntese sobre a origem e evolução da Plataforma Sul-americana, Almeida et al. (2000) observaram que o seu embasamento é resultante de três complexas colagens ocorridas no Proterozóico e intercaladas com processos de tafrogênese e dispersão. No primeiro evento de colagem, durante o Paleoproterozóico (Evento Transamazônico), vários microcontinentes arqueanos foram aglutinados por processos de acreção e colisão de cinturões móveis; tal evento, ocorrido entre 2,2 e 1,8 Ga, culminou na formação de uma grande massa continental e foi seguido de rupturas e episódios magmáticos. O segundo evento, ocorrido no

Mesoproterozóico (1,4 - 0,95 Ga) foi responsável pela consolidação das faixas móveis, envolvendo, inclusive, os produtos gerados pela tafrogênese e resultando numa massa continental de caráter global (Rodínia). A ruptura dessa grande massa continental no Eo-Neoproterozóico originou diferentes blocos crustais, bacias oceânicas e continentais, definindo os elementos de interação para a evolução posterior do Ciclo Brasileiro, definido por Almeida (1967).

Figura 25 - A porção continental da placa Sul-Americana (continente Sul-Americano) com destaque para a área estável fanerozóica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas instáveis dos Andes (Caribenhos, Setentrionais, Centrais e Meridionais) e do bloco da Patagônia.



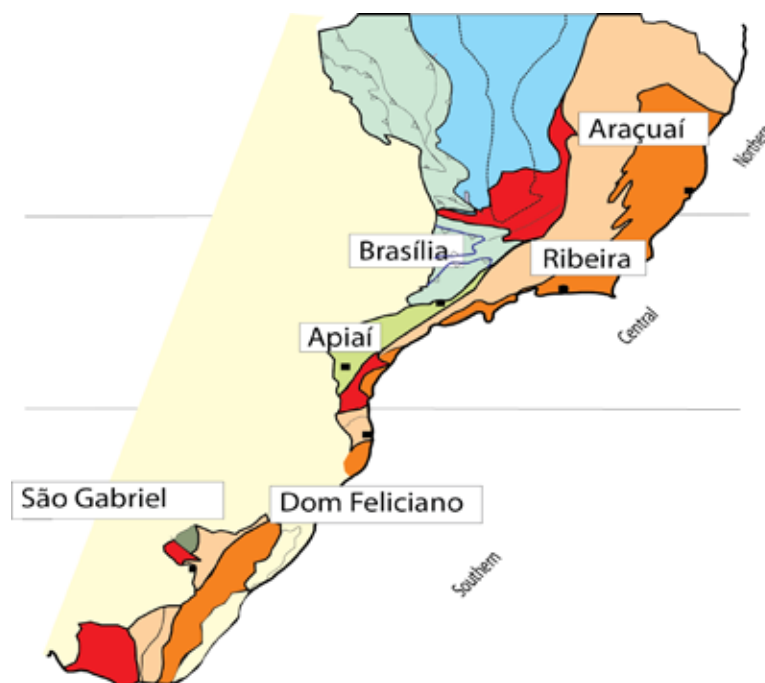
Fonte: Modificado de ALMEIDA, 1976 por SCHOBENHAUS e BRITO NEVES, 2003.

Almeida et al. (2000) destacaram que a colagem do supercontinente Gondwana foi resultante da interação entre tais blocos e bacias e que ocorreu em, pelo menos, três fases: 750, 600 e 550 Ma.

A região sudeste do Brasil está inserida na Província Mantiqueira (HASUI e OLIVEIRA, 1984), que representa uma das entidades geotectônicas resultantes dos eventos do Ciclo Brasileiro (ALMEIDA, 1967), responsável pela geração de rochas granitóides e pela herança estrutural impressa no embasamento cristalino. Esta herança estrutural foi destacada por Schobbenhaus e Brito Neves (2003), que relataram a sua importância nos processos de alocação de coberturas, sítios de magmatismo e sismicidade no Fanerozóico.

Mais recentemente, uma síntese da organização tectônica da região foi apresentada por Heilbron et al. (2004), redefinindo a província como um sistema orogênico neoproterozóico, composto pelas faixas Araçuaí, Ribeira e Apiaí (Figura 26). Os autores também discutiram seus limites com outras entidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana.

Figura 26 - Subdivisão do sistema orogênico Mantiqueira

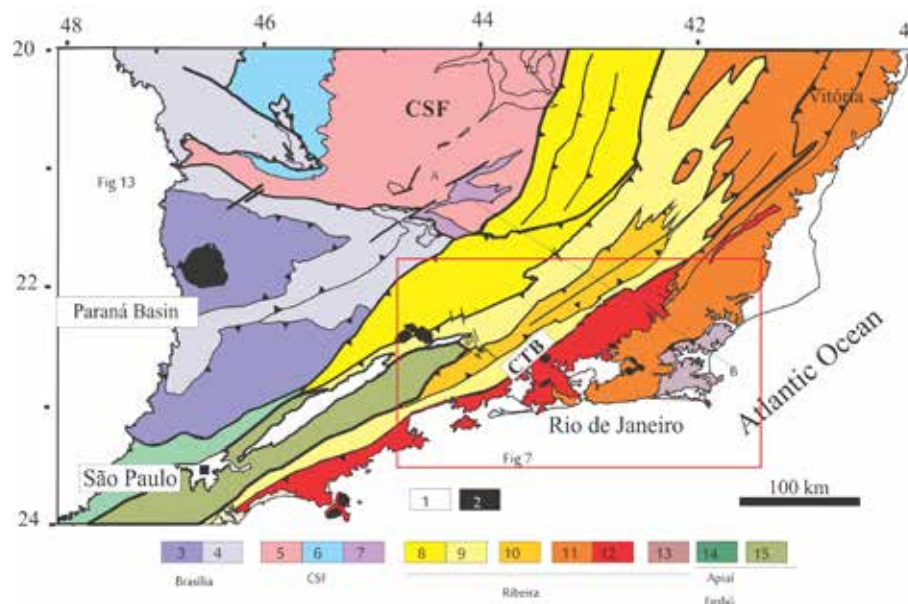


Fonte: HEILBRON et al., 2004.

Uma das faixas que integram o Sistema Orogênico da Mantiqueira é representada pela Faixa Ribeira (HEILBRON et al., 2000) (Figuras 25 e 26), que ocupou uma posição central no Gondwana Ocidental e é considerada como uma das principais unidades na reconstrução da história deste supercontinente (HEILBRON e MACHADO, 2003). A Faixa Ribeira representa um complexo cinturão de dobramentos e empurrões na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco, resultante de uma colisão oblíqua entre dois blocos continentais entre o Neoproterozóico e o Ordoviciano (Ciclo Brasileiro), que empilhou terrenos com características estruturais distintas (ALMEIDA, 2000). São reconhecidos quatro estágios evolutivos para a Faixa Ribeira, com geração de estilos estruturais, características metamórficas e episódios magmáticos bem definidos: estágio pré-colisional (~790-590 Ma), estágio colisional I (~590-560 Ma), estágio colisional II (~530-510 Ma) e estágio de colapso orogênico (~510-480 Ma) (HEILBRON et al., 2000).

Heilbron e Machado (2003) subdividiram o segmento central em quatro terrenos tectono-estratigráficos (Figura 27), que representam segmentos crustais associados ao episódio termo-tectônico Brasileiro: Ocidental, Klippe Paraíba do Sul (KPS), Oriental e Cabo Frio. A Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal, que representa a zona de sutura denominada de Contato Tectônico Central (TUPINAMBÁ, 1999) ou CTB (*Central Tectonic Boundary*) (ALMEIDA, 2000) corresponde a uma zona de cisalhamento ENE-NE, com mergulho para NW, desenvolvida no estágio tardio da colagem do Brasileiro e determina a separação dos terrenos Ocidental e Oriental.

Figura 27 - Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira com destaque para a área da Figura 28.

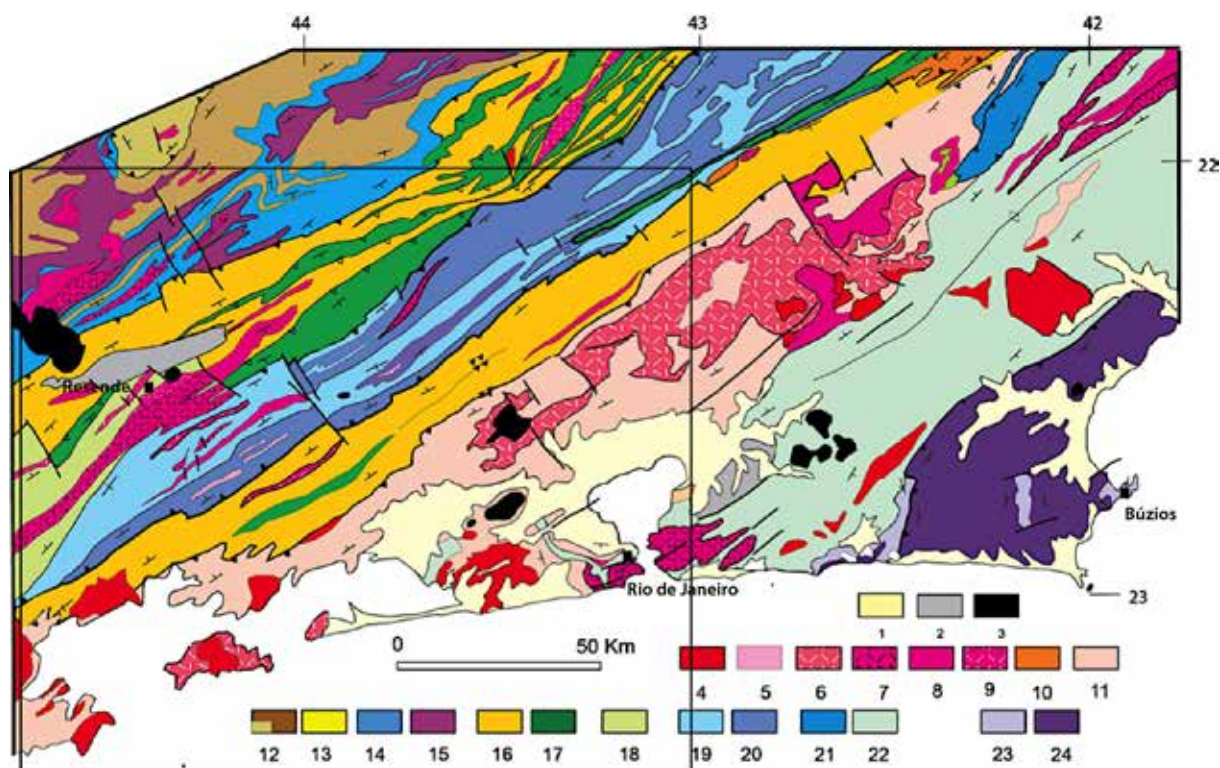


Legenda: 1- Riftes Cenozoicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Paleogeno; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; 5- Embasamento do Cráton de São Francisco (CSF) e Domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu.

Fonte: HEILBRON et al., 2004.

A área abrangida nesta tese localiza-se numa faixa que compreende domínios tectônicos do Terreno Ocidental (Domínios Andrelândia e Juiz de Fora), Terreno Embu-Paraíba do Sul e Terreno Oriental (Domínio Costeiro), onde ocorrem granulitos sin a pós-colisionais e granitos pré-colisionais, metassedimentos neoproterozóicos, associados aos Grupos Andrelândia, Paraíba do Sul e Costeiro, além de Embasamento Paleoproterozoico Indiviso. Além dessas unidades, também ocorrem sedimentos quaternários e cenozoicos; plútons, vulcânicas e diques de rochas alcalinas; diques de rochas básicas e subalcalinas toleíticas (Figura 28).

Figura 28 - Mapa Tectônico simplificado do Orógeno Ribeira com destaque para a área de estudo do presente trabalho (Figura 74).



Legenda: 1-Sedimentos quaternários, 2- Sedimentos paleogênicos, 3-Rochas alcalinas cretáceas/paleógenas/neógenas, 4-Granitóides Brasileiros sin a pós-colisionais (4-9)- 4-Biotita granitos pós- colisionais (510-480 Ma, G5), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520 Ma, G4), 6-granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560 Ma, G3); 7-Granitos porfíroides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G2); granitóides com idade indeterminada (9-10): 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suites Anta e São Primo; 11-Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do Turvo; 14-Sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19- Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Orinetal (21-22): 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região dos Lagos.

Fonte: HEILBRON et al., 2004.

4.3 Evolução Tectônica do Sudeste brasileiro no Mesozoico e Cenozoico

A tectônica distensional Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou Sul-Atlântica (SCHOBENHAUS e CAMPOS, 1984) representa importante evento tectônico no contexto da evolução do Sudeste do Brasil, quando fenômenos de deformação rúpteis ocorreram do Triássico até o Paleogeno e culminaram com a ruptura e separação entre a América do Sul e a África, o desenvolvimento de margem continental passiva e abertura do Oceano Atlântico. Importantes processos de falhamentos são associados a esse evento, com movimentação de blocos sob regime tectônico distensivo, soerguimentos e abatimentos de blocos (geração de *horsts* e *grábens*). O evento gerou grandes feições de relevo como a Serra do Mar, altos e depressões (arcos e bacias) na margem continental e resultou também em derrames vulcânicos e intrusões (MORALES e HASUI, 2001).

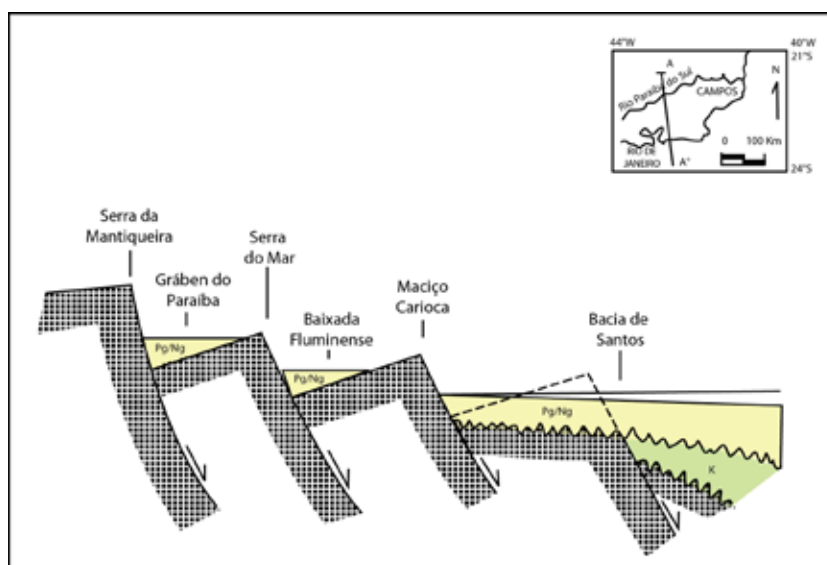
4.3.1 Modelos de evolução tectônica para o Fanerozóico

Chang et al. (1992) ressaltaram as diferenças evolutivas entre as margens norte equatorial e leste do Brasil associadas à separação entre a América do Sul e África. A margem equatorial norte desenvolveu-se como resposta ao movimento direcional entre as placas africana e sul-americana, enquanto que a margem leste brasileira evoluiu como uma margem passiva como resultado da distensão ortogonal, num modelo que envolve a acomodação do *strain* pela rotação da Placa Sul-americana em relação à Placa Africana, com distensão NE-SW e a injeção de diques com orientação NW-SE (CHANG et al., 1992). O principal evento de distensão da crosta teria ocorrido entre 130-120 Ma (CHANG *et.al.*, 1988; CONCEIÇÃO et al., 1988). As bacias marginais, com espessura de sedimentos que variam entre 2.5 a 10 km, apresentam histórias de subsidência que são consistentes com os modelos de distensão litosférica e subsidência térmica.

Asmus e Ferrari (1978) destacaram a ocorrência relativamente restrita de estruturas que aparecem numa estreita faixa emersa, com 50 a 100 km de largura, entre a borda leste da bacia do Paraná e o Oceano Atlântico, estendendo-se linearmente por cerca de 1000 km entre os paralelos de 22° e 28° S, desde o médio vale do rio Paraíba do Sul até a cidade de Florianópolis. Referindo-se aos trabalhos de Braun (1975) e de Almeida (1976), Asmus e

Ferrari (1978) afirmaram que tais estruturas consistem em falhamentos normais, com rejeitos verticais em torno de 2000 a 3000 metros, que se desenvolveram ao longo de antigas linhas de fraqueza do Pré-Cambriano. Os deslocamentos pela ação gravitacional ao longo dessas linhas de fraqueza, entre o Paleoceno e o Plioceno, promoveram o basculamento de blocos crustais, hoje modificados pelos processos erosivos e deposicionais e expressos pelas atuais escarpas das serras do Mar e da Mantiqueira, Maciço da Carioca e hemigrábens do Paraíba do Sul e Baixada Fluminense (Figura 29).

Figura 29 - Perfil geológico, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozoico, ressaltando o caráter escalonado das estruturas e a formação da Serra do Mar e da Mantiqueira, e do Maciço Carioca, e, entre estas, depressões em forma de semi-grábens (gráben do Paraíba; Baixada Fluminense).

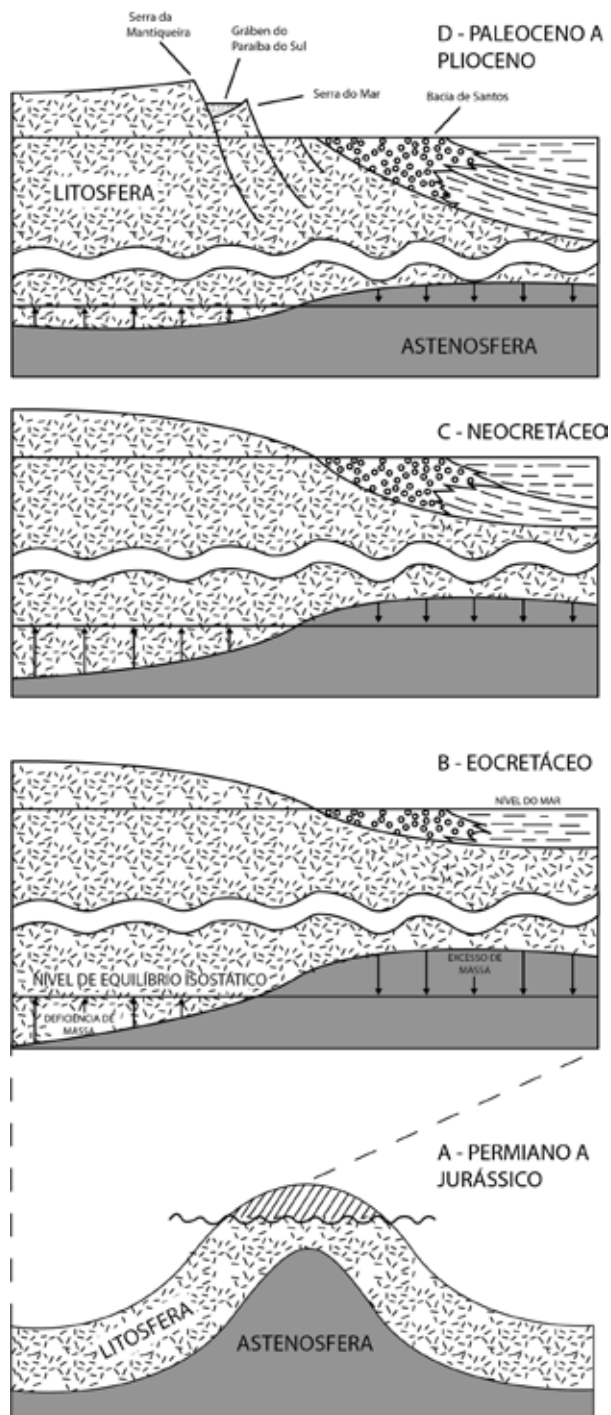


Legenda: O K indica os sedimentos cretácicos da bacia de Santos e Pg/Ng, os sedimentos paleogênicos e neogênicos.

Fonte: Modificado de ASMUS e FERRARI, 1978.

Segundo Asmus e Ferrari (1978), um soerguimento crustal ocorrido no Permiano-Triássico promoveu o adelgaçamento da litosfera, possivelmente associado a uma anomalia térmica (pluma mantélica no Permiano, com expressão máxima no Jurássico/Triássico). Com a ruptura crustal, no Eocretáceo, estabeleceu-se um desequilíbrio isostático gerado pela diferenciação de massa entre a Bacia de Santos e a região continental adjacente, submetendo a crosta a esforços que causaram a sua ruptura (Figura 30).

Figura 30 - Esquema da sequência de estágios evolutivos da Bacia de Santos e da área continental adjacente.



Fonte: ASMUS e FERRARI, 1978.

A evolução da área insere-se nesse contexto com a formação do Sistema de Riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), também denominado *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

(RCSB) (RICCOMINI, 1989), Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (CHANG et al., 1992) ou mesmo Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). O "rifte" é uma feição tectônica alongada segundo a direção NE, de idade cenozóica, desenvolvida numa faixa estreita e deprimida que segue a linha de costa atual, entre as cidades de Tijucas do Sul, no Estado do Paraná, e a área submersa nas proximidades de Macaé, no Estado do Rio de Janeiro, totalizando uma extensão de pouco mais de 900 km (RICCOMINI et al., 2004).

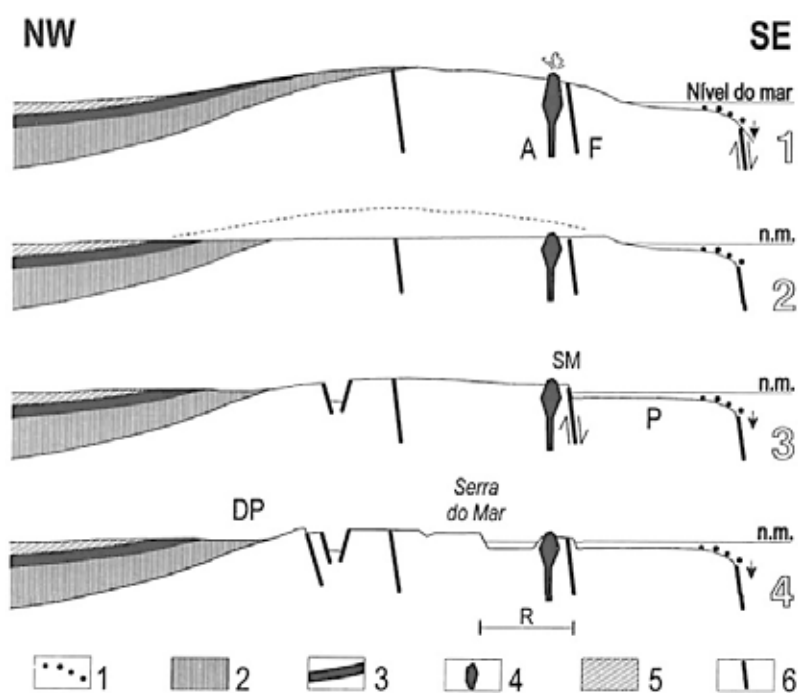
Como apontado por Almeida (1976) o Sistema de *Rifts* da Serra do Mar associa as áreas montanhosas soerguidas das Serras do Mar e da Mantiqueira com as áreas de depressões tectônicas com preenchimento sedimentar (RICCOMINI et al., 2004; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Integrando dados topográficos, gravimétricos, de fluxos térmicos, batimetria e traços de fissão em apatita, Dias (1997) estimou as inter-relações entre os principais processos geotectônicos atuantes e seus efeitos na origem e evolução da topografia da região Sudeste, especialmente os sistemas de elevações litorâneas da serra do Mar, Mantiqueira e parte leste da bacia do Paraná. Segundo as observações do autor, as Serras do Mar e da Mantiqueira podem ser modeladas como uma "topografia relíquia" vinculada aos efeitos distensivos da fase rifte de abertura do Atlântico Sul e que foi controlada pela erosão diferencial e conseqüente regressão da escarpa marginal. A evolução tectônica da topografia do Sudeste envolveu a inter-relação de diferentes processos como magmatismo, soerguimento e subsidência térmica da crosta continental, devido à anomalia térmica que controlou: a) componente de grande comprimento de onda da topografia (1000-2000 km), que compõe o Planalto Atlântico; b) processos de distensão e rifteamento no Eocretáceo (115-120 Ma), originando uma topografia marginal do tipo flanco de rifte da ordem de 4 km; e c) processos erosivos com erosão diferencial e regressão da escarpa, exibindo as feições representadas pelas serras da Mantiqueira e do Mar, esta última abandonada durante os processos de regressão devido à maior resistência imposta pela litologia.

Almeida e Carneiro (1998) postularam que o desenvolvimento da Serra do Mar ocorreu numa posição mais a leste que a posição geográfica atual, a qual resultou do recuo erosivo diferencial condicionado pelas estruturas e unidades litológicas pré-cambrianas (Figura 31). A serra do Mar teria surgido a partir de um importante evento tectônico iniciado no Paleoceno que causou a deformação por flexuras e falhamentos da superfície de aplainamento Japi, originando as bacias tafrogênicas do Sudeste e a serra da Mantiqueira por soerguimento do bloco ocidental da Falha de Santos e abatimento do oriental, que se cobriu de sedimentos

marinhos cenozoicos. Nesse trabalho, os autores buscaram responder à questão apresentada por Almeida (1983): "Seria essa falha o sítio original do sistema montanhoso da Serra do Mar, do qual dista o máximo de uns 70 km?". A erosão diferencial regressiva é que seria responsável pelo recuo das encostas da serra do Mar até a posição atual (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

Figura 31 - Modelo esquemático para a origem da Serra do Mar na região entre a Bacia do Paraná e a Bacia de Santos.



Legenda: Descrição do modelo proposto: 1. Soerguimento senoniano responsável pelos depósitos nas bacias de Santos e Paraná (Formação Santos e Bauru, respectivamente). Vulcanismo alcalino (A) e Falha de Santos (F); 2. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano; 3. Deformação da superfície Japi no Paleoceno. Surgimento da Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (FS). Início do desenvolvimento do sistema de grábens continentais na plataforma continental (P); 4. Recuo erosivo (R) da Serra do Mar até a posição atual. Posição da Depressão Periférica Paulista (DP). Legenda: 1. Depósitos da Fm. Santos; 2. Cobertura fenerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral; 3. Formação Serra Geral; 4. Corpos alcalinos; 5. Grupo Bauru; 6. Falhas.

Fonte: ALMEIDA e CARNEIRO, 1998.

Zalán e Oliveira (2005) destacaram o trabalho de Almeida e Carneiro (1998) e ressaltaram a importância da superfície de aplainamento Japi, que teria aplainado e nivelado, ao final do Cretáceo (65 Ma), toda a área ocupada posteriormente pelo SRCSB. Os autores propuseram um modelo a partir da integração de dados geofísicos e geocronológicos no qual detalharam as causas da epigênese neocretácea e da reativação tectônica cenozóica, e a sua relação com a geometria do megaplanalto gerado e das serras adjacentes, estilos tectônicos e rotas de fluxos de sedimentos para as bacias petrolíferas, a partir de uma explicação baseada em agentes causadores locais e não externos.

Com base na integração de dados geológicos e geofísicos, Zalán e Oliveira (2005) propuseram um modelo genético evolutivo envolvendo: a) deslizamento da Placa Sul-Americana para oeste sobre uma anomalia térmica durante o Neocretáceo; b) consequente soerguimento contínuo e maciço do embasamento; c) intrusão de *stocks* alcalinos; d) entalhamento/aplainamento da Superfície Japi, formando um megaplanalto ao final do Cretáceo; e) quebraimento/individualização de blocos por instabilidade gravitacional; f) movimentação vertical diferencial destes blocos; e g) efusão de lavas alcalinas durante o Paleogeno. Todos esses eventos ocorreram adjacentes a duas bacias subsidentes, as quais receberam os detritos resultantes do intemperismo/erosão dessa área continental (Figura 32).

Os autores concluíram que as ombreiras de riftes (serras) e vales tectônicos intervenientes colapsaram e rotacionaram gravitacionalmente, de oeste para leste, configurando um escalonamento vertical de 2000-2800 m (planaltos da Mantiqueira) para 1000-1300 m, com altitudes de 700-800 m no litoral, chegando até cerca de 1000 m de profundidade na charneira da Bacia de Santos. A posição original da Superfície de Aplainamento Japi (SAJ) ao final do Cretáceo seria definida pelas maiores altitudes de acordo com a hipótese dos autores, ao invés dos cumes nivelados em altitudes entre 1000-1300 m. Ao contrário de Riccomini et al. (2004), que consideraram os cumes nivelados como referência para as posições originais residuais da SAJ.

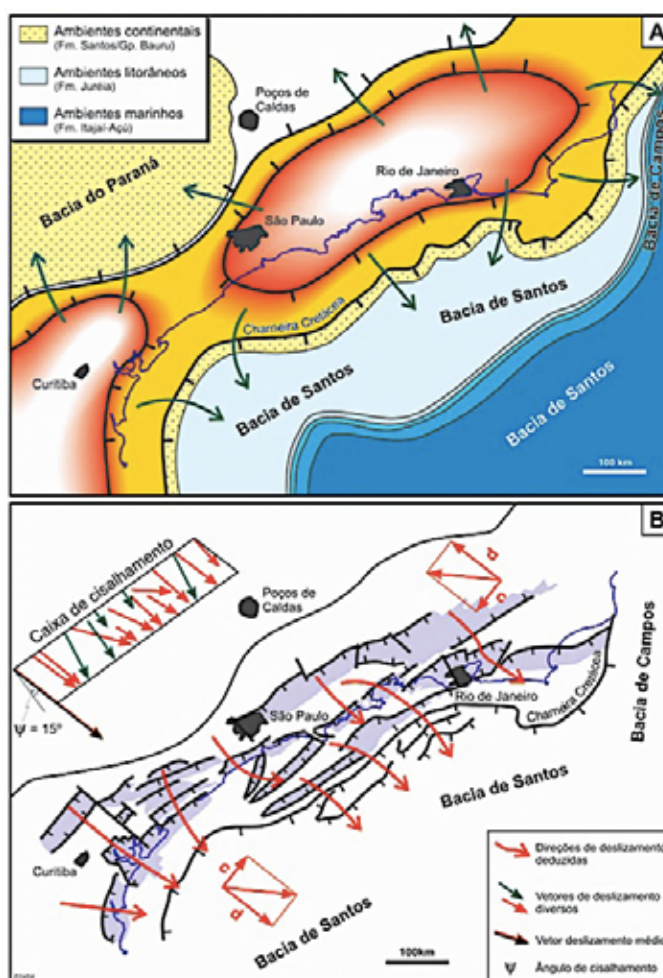
Indicando a relação tectônica-sedimentação, Zalán e Oliveira (2005) observaram que os turbiditos depositados entre o Albiano e o Mioceno nas bacias de Santos e Campos refletem a erosão contínua do embasamento granítico-gnáissico pré-cambriano. A alteração desse padrão, com deposição de um volume anômalo de areias turbidíticas, indicaria o rejuvenescimento das áreas-fonte resultante de soerguimento generalizado ou de desnivelamentos topográficos.

Numa perspectiva distinta da que foi apresentada por Zalán e Oliveira (2005), outros autores interpretaram a evolução da área como consequência da orogenia andina (COBBOLD

et al., 2001). Zalán e Oliveira (2005) consideraram tais eventos apenas como catalisadores do desabamento resultante de uma situação isostática que, possivelmente, já estaria instável.

Segundo interpretação de Cobbold et al. (2001), a margem continental do sudeste do Brasil foi afetada por três fases de reativação coincidentes com fases orogênicas dos Andes, seguidas por intervalos de quiescência tectônica, segundo evidências nas áreas *onshore* e *offshore* (MEISLING et al., 2001). Os autores evidenciaram a reativação das estruturas antigas na margem oblíqua rifteada do Sudeste do Brasil durante o Eocretáceo e Cenozoico, atribuindo-as aos efeitos dos campos de tensões e da atividade de hot-spots. O modelo defendido pelos autores seria de um modelo pós-rifte simples, no qual a margem sudeste do Brasil foi reativada pelos campos de tensões ao mesmo tempo em que estava sofrendo um enfraquecimento termal causado pela ação do magmatismo.

Figura 32 - Proposta de reconstituição da Serra do Mar Cretácea - SMC



Legenda: Serra do Mar Cretácea - SMC (área alaranjada); linha de costa atual (linha azul); Riftes desenvolvidos no Cenozoico por colapso gravitacional da SMC (cinza), segundo orientação S51E oblíqua ao alongamento N54E. Esforços de transtensão sinistrogíros levaram à orientação escalonada à direita de grábens mais orientais.
Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

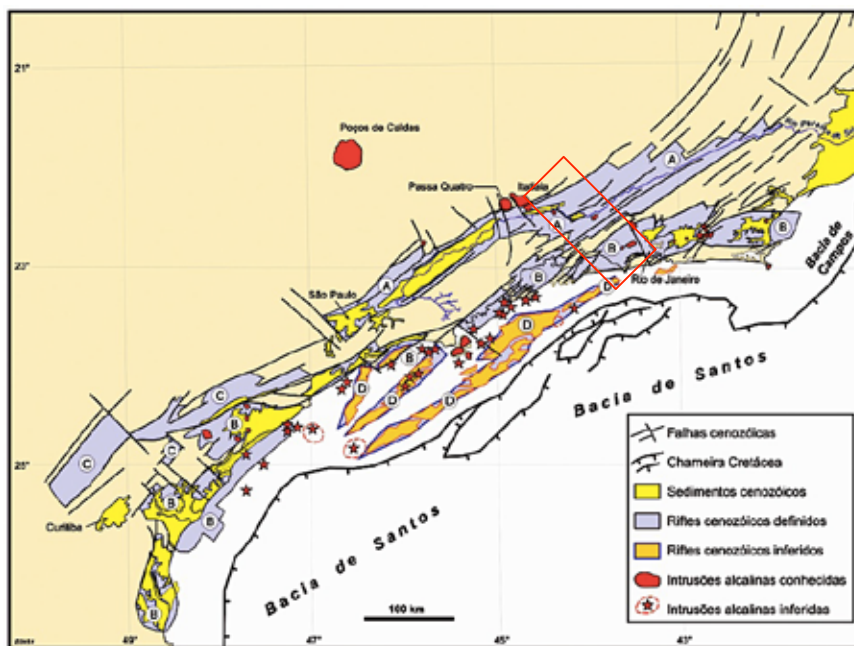
De acordo com Cobbold et al. (2001), a reativação das estruturas antigas se refletem: a) na geração das bacias continentais do tipo *pull-apart* desenvolvidas durante eventos de transtensão no Paleogeno e que sofreram inversão por transpressão no Neogeno; b) nos eventos de magmatismo do Eocretáceo-Paleogeno atribuídos à ação do *hot spot* de Trindade que se implantaram ao longo das falhas direcionais reativadas e zonas de transferência no Neocomiano; c) na sismicidade ao longo da margem continental e deformação de falhas antigas e falhas associadas à geração do rifte; d) na mudança das áreas de deposição de sedimentos clásticos durante o Neocretáceo e Paleoceno, associada aos falhamentos *onshore* e consequente reorganização da rede de drenagem; e) na reativação de zonas de transferência no Neocomiano, acompanhada de intenso vulcanismo e dobramentos; f) nos dados de traços de fissão que apontam soerguimento e exumação no período Cretáceo-Eoceno com soerguimentos posteriores sugeridos pela presente topografia; e g) na reativação de falhas e reorganização de depósitos de turbiditos durante o Oligoceno e Mioceno na bacia de Campos. O padrão topográfico e da rede de drenagem, que mostram várias evidências de soerguimentos, blocos falhados, capturas de rios e eventos de tectônica ativa seriam evidências para a tectônica ativa no Sudeste do Brasil naqueles períodos (COBBOLD et al., 2001).

4.3.2 O Sistema de Riftes

Na região Sudeste do Brasil um sistema de riftes (ALMEIDA, 1976; RICCOMINI, 1989; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) constitui uma notável sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, associado a intrusões alcalinas, com zonas de acomodação e falhas de transferência que o segmentam em sub-grábens com continuidade na área *offshore* (Figura 33). Zalán e Oliveira (2005) observaram que o possível soerguimento regional contínuo, a ação tectônica na geração de topografia diferencial e altas taxas de pluviosidade justificariam o não aprisionamento de sedimentos em quantidades

significativas no interior dos riftes cenozoicos intra-montanos, mesmo nos riftes mais profundos. As bacias subsidentes de Santos e Campos receberam, portanto, os detritos resultantes dessa dinâmica ocorrida na área continental adjacente.

Figura 33 - Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil.



Legenda: a – Paraíba do Sul; b – Litorâneo; c – Ribeira, d – Marinhos, com destaque para a área de estudo da tese (retângulo vermelho).

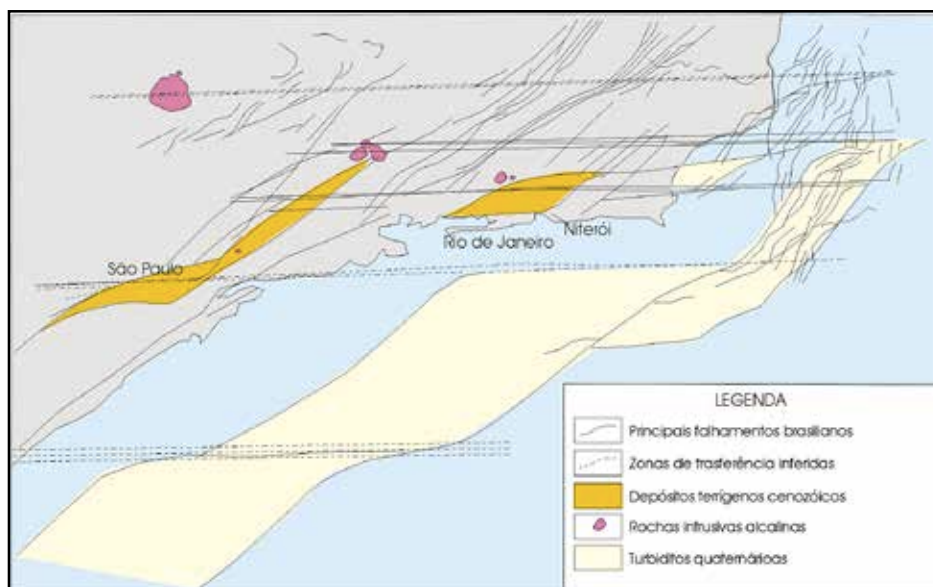
Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

Macedo et al. (1991) afirmaram que a região foi, e talvez ainda seja, palco de intensas atividades tectônicas durante o Cenozoico. A disposição de falhas reativadas profundas, bacias, montanhas, vulcanismo e sismos recentes, sugerem um complexo de falhas normais/transcorrentes, delimitando formas rômbricas escalonadas, migrando de SW para NE, seguindo subparalelamente à linha de costa do Estado do Rio de Janeiro (Figura 34). As formas rômbricas limitam-se a leste e a oeste por lineamentos predominantemente NE, típicos do Pré-cambriano e, a norte e a sul, por zonas de transferência com direção E-W, instaladas durante a abertura do oceano Atlântico (fase rifte) e reativadas durante a trajetória das placas (fase drifte).

A geração de tais formas rômbricas estariam relacionadas ao regime tectônico distensional atuante durante o Cenozoico que, associado ao mecanismo de deformação por cisalhamento puro (perpendicular) e por cisalhamento simples de 15° (ligeiramente oblíquo),

foi responsável pela implantação de uma suave transtensão sinistral que gerou "rombo-grábens" na plataforma continental (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Figura 34 - Formas rômbricas escalonadas migrando de SW para NE e principais depocentros com forma rômbrica associadas às estruturas mesozoico-cenozoicas.



Fonte: MACEDO et al., 1991, modificado por SILVA, 2002.

O modelo evolutivo proposto por Riccomini (1989 apud RICCOMINI et al., 2004) para a evolução do RCSB (Figura 35), com base na análise de estruturas tectônicas e suas relações estratigráficas com o preenchimento sedimentar, define os seguintes eventos/fases, período de ocorrência e características associadas:

A) Distensão NNW-SSE, no Paleogeno, caracterizada pela reativação de antigas zonas de cisalhamento proterozóicas (NE a ENE) como falhas normais; e formação da depressão original do rifte com preenchimento sedimentar e vulcânico.

B) Transcorrência E-W (sinistral) / Distensão NW-SE, no Neogeno (Mioceno?), com a reativação de falhas preexistentes e geração de novas estruturas, em menor escala; geração de falhas transcorrentes ou reversas; formação de bacias *pull-apart*.

C) Transcorrência (dextral) / Compressão NW-SE, no Quaternário (Pleistoceno Superior a Holoceno), com a reativação de falhas de borda das bacias como falhas transcorrentes, reversas e/ou de empurrão, com reorganização dos depósitos sedimentares paleogênicos e geração de altos estruturais que individualizam os registros sedimentares das bacias.

D) Distensão WNW-ESE / Compressão E-W, no Holoceno, definidor do caráter atual da distribuição sedimentar e, posteriormente, tensões compressivas promoveram a reativação de falhas normais como reversas de direção N-S e deformações em depósitos colúvio-aluviais.

Adicionalmente, Riccomini et al. (2004) apontaram a ocorrência de um regime transcorrente sinistral, com compressão de direção NE-SW e distensão NW-SE, que precederia o distensivo de direção NNW-SSE (este responsável pela instalação das bacias). Tal evento, de idade neocretácea/paleocena afetaria corpos alcalinos neocretáceos apontados nos trabalhos de Riccomini (1995 apud RICCOMINI et al., 2004) na região sul do Estado de São Paulo e no Gráben da Guanabara (FERRARI, 2001).

Em estudo realizado no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Gontijo (1999) também destacou a importância da tectônica mesozoico-cenozoica apontando a atuação dos seguintes regimes tectônicos na evolução geológico-geomorfológica da área:

1) Regime Distensivo com σ_1 NE e σ_3 NW, no Paleogeno, responsável pelo abatimento e adernamento de blocos segundo a direção principal NW que resultaram na formação de hemigrábens nas bacias de Resende, Volta Redonda, do gráben Casa de Pedra e da depressão a sudoeste da bacia de Volta Redonda, que indicam a amplitude da área original da bacia.

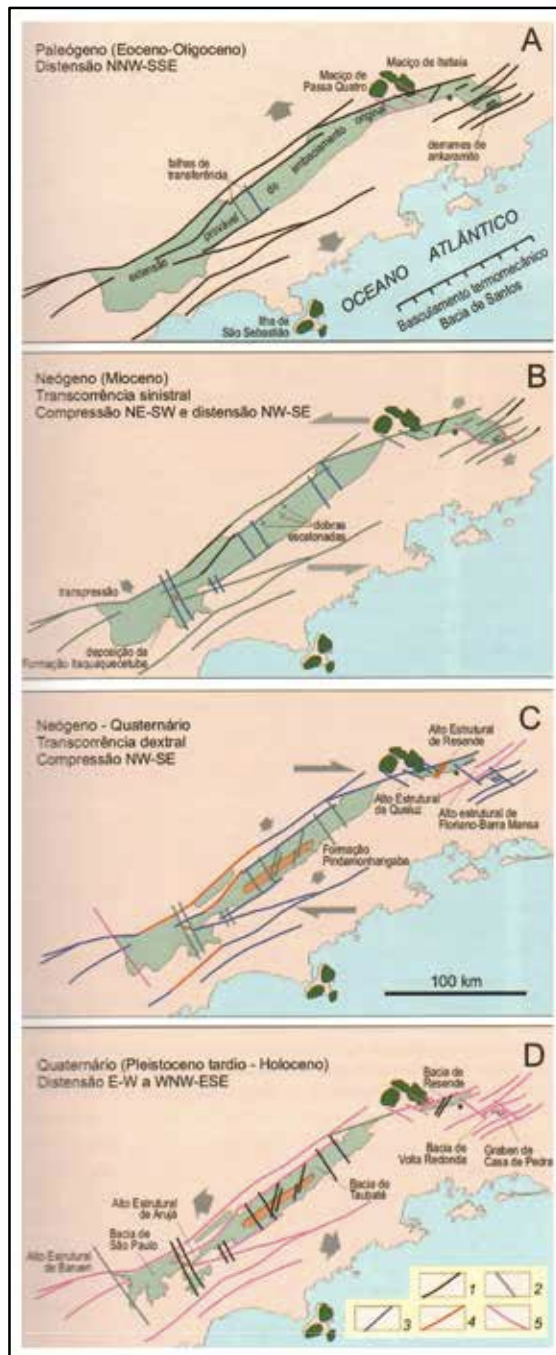
2) Regime Transpressivo com σ_1 NW ou WNW e σ_3 NE ou ENE, no Neogeno-Pleistoceno e continuidade no Holoceno, com reativação e geração de falhas, principalmente ENE e NE e reativações secundárias de falhas E-W e N-S e basculamento para NW. O regime foi responsável pelo reafeiçoamento da paisagem, com rearranjo da rede de drenagem, incluindo-se processos de capturas e inflexões, geração de *knickpoints* e soleiras estruturais, escarpas holocênicas, além de deformação de sedimentos associadas.

Segundo aquela autora, a tectônica do Mesozoico-Cenozoico foi responsável pelo controle estrutural na região. A sedimentação aluvial, associada a terraços e planícies na área,

é fortemente controlada por lineamentos estruturais e falhas com orientação predominante NE-SW, ao longo das quais ocorre o encaixamento dos canais. A presença de soleiras estruturais, associadas aos lineamentos de direção E-W a NW-SE interrompe a sedimentação, causando o estrangulamento da drenagem e desenvolvimento de alvéolos alongados na direção NE-SW. Já a sedimentação coluvial na área caracteriza-se por rampas de fluxos de detritos, associadas a processos erosivos lentos e rápidos, relacionados a várias fases de retrabalhamento das encostas; tais colúvios podem ser encontrados em interdigitação com a sedimentação aluvial ou recobrimdo a paisagem atual.

Riccomini et al. (2004) subdividiram o sistema em três segmentos: Ocidental (Bacia de Curitiba, formações Alexandra e Pariquera-Açu, e grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras); Central (bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, e depósitos das regiões de Bonfim, a sudeste da Bacia de Taubaté, e do Cafundó, entre as bacias de Resende e Volta Redonda); e Oriental (Gráben da Guanabara, incluindo as bacias do Macacu e Itaboraí, e o Gráben de Barra de São João). Os grábens e bacias localizados no Rio de Janeiro são as bacias de Resende, Volta Redonda, Macacu, Itaboraí, além dos grábens da Guanabara e de Barra de São João. Vale destacar que Gontijo-Pascutti et al. (2010) incluíram o Gráben do Rio Santana no segmento oriental, na vertente ocidental do Gráben da Guanabara.

Figura 35 - Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.



Legenda do quadro D: 1) falhas com componente predominante normal; 2) falha com componente transcorrente sinistral; 3) falha com componente transcorrente dextral; 4) falha com componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada.

Fonte: RICCOMINI et al., 2004.

Mais recentemente, Hasui (2010) apresentou as principais feições do Paleogeno na área (Figura 36) e destacou a forte influência da estruturação brasileira nos processos de soerguimento, abatimento e deslocamentos horizontais de blocos que levaram aos processos de erosão e sedimentação posteriores.

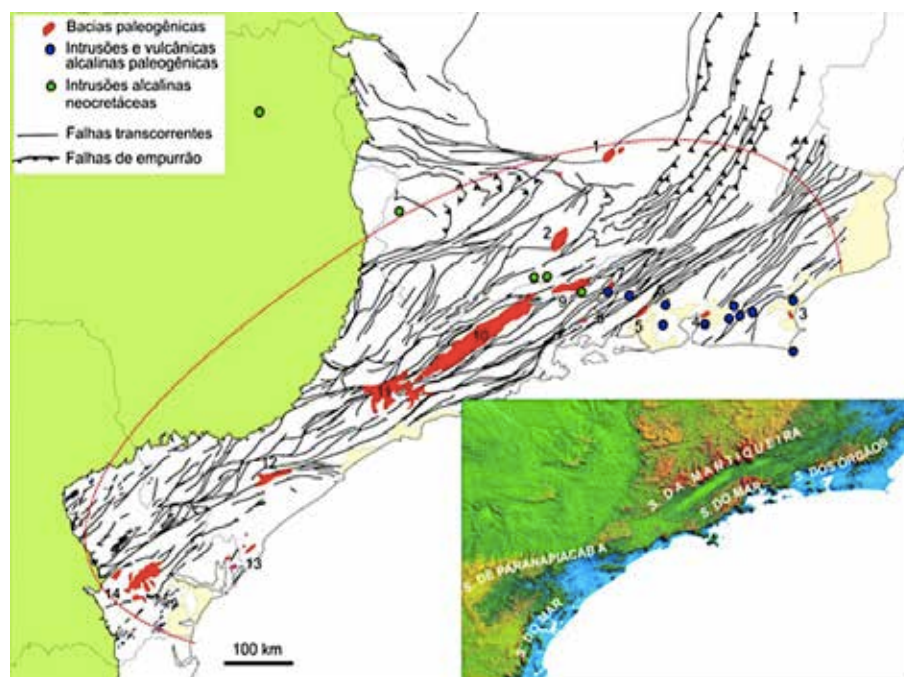


Figura 36 - Principais feições do Paleogeno. Bacias tafrogenéticas.

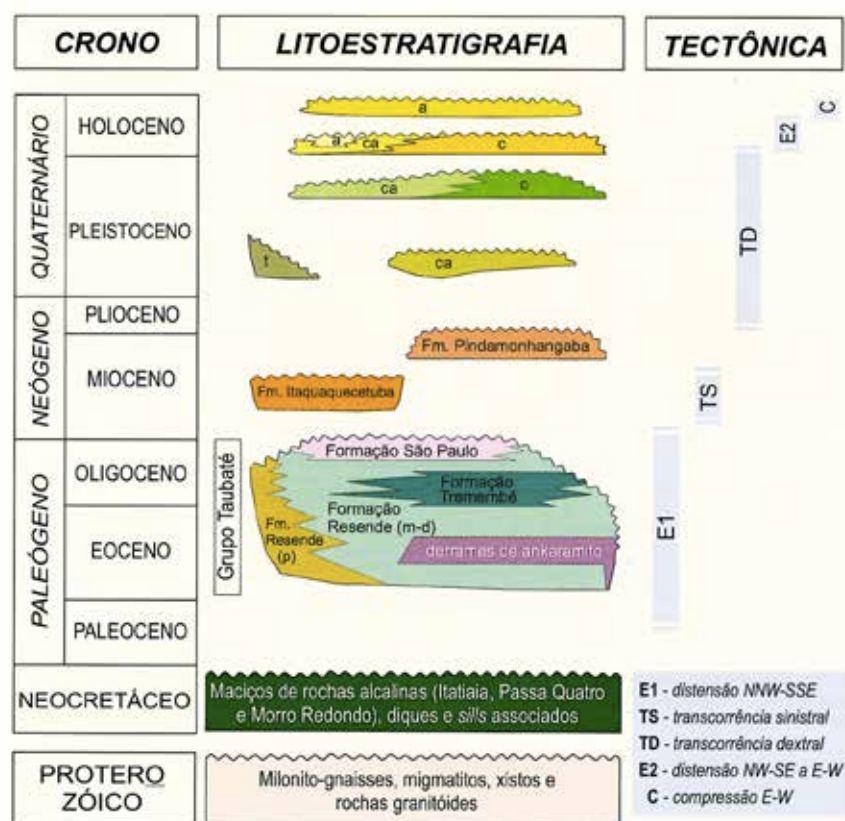
Legenda: 1 - Rio das Mortes, 2 - Aiuruoca, 3 - São João da Barra, 4 - Guanabara e Itaboraí, 5 - Rio Santana, 6 - Paty dos Alferes, 7 - Volta Redonda, 8 - Serra da Bocaina, 9 - Resende, 10 - Taubaté, 11 - São Paulo, 12 - Sete Barras, 13 - Cananéia e Pariqueira-Açu, 14 - Curitiba. Intrusões alcalinas: A - Casa de Pedra, B - Serra dos Tomazes, C - Tinguá, D - Marapicu/Mendanha, E - São João de Itaboraí, F - Tanguá, G - Soarinho, H - Rio Bonito, I - Morro dos Gatos, J - Morro de São João, K - Cabo Frio.

Fonte: HASUI, 2010.

O quadro litoestratigráfico e a evolução tectono-sedimentar do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil foi sintetizado por Riccomini et al. (2004) (Figura 37). Segundo estes autores existe consenso entre os pesquisadores sobre a relação entre a instalação e o desenvolvimento do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil com o evento Sul-Atlantiano, relacionando a formação das bacias ao tectonismo e morfogênese que resultou na formação da Serra do Mar e da Mantiqueira. Ainda é necessário, entretanto, investigar os

mecanismos geradores desse eventos, assim como os que atuaram na deformação das bacias, inclusive aqueles associados com a atividade neotectônica na área, como apontado em diversos estudos que se concentraram nas bacias cenozoicas ou nos seus arredores (RICCOMINI, 1989; HASUI, 1990a; SALVADOR e RICCOMINI, 1995; GONTIJO, 1999; HIRUMA et al., 2010; MODENESI-GAUTTIERI et al., 2002; GONTIJO-PASCUTTI et al., 2010; entre outros).

Figura 37 - Quadro litoestratigráfico e a evolução tectono-sedimentar do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.



Legenda: (p) leques aluviais proximais, (m-d) leques aluviais medianos e distais associados planície aluvial de rios entrelaçados, (t) depósitos de tálus, (c) depósitos coluviais, (ca) depósitos colúvio-aluviais, (a) depósitos aluviais.

Fonte: Modificado de RICCOMINI, 1989, MANCINI, 1995, SALVADOR e RICCOMINI, 1995 e RICCOMINI et al., 1996 por RICCOMINI et al., 2004.

4.3.3 Zonas de transferência

O sistema de riftes do Sudeste (ALMEIDA, 1976), *Rift Continental* do Sudeste do Brasil (RCSB) (RICCOMINI, 1989) ou Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) é composto por bacias segmentadas delimitadas por falhas normais com orientação NE associadas à zonas de transferências NW com componentes direcional e normal.

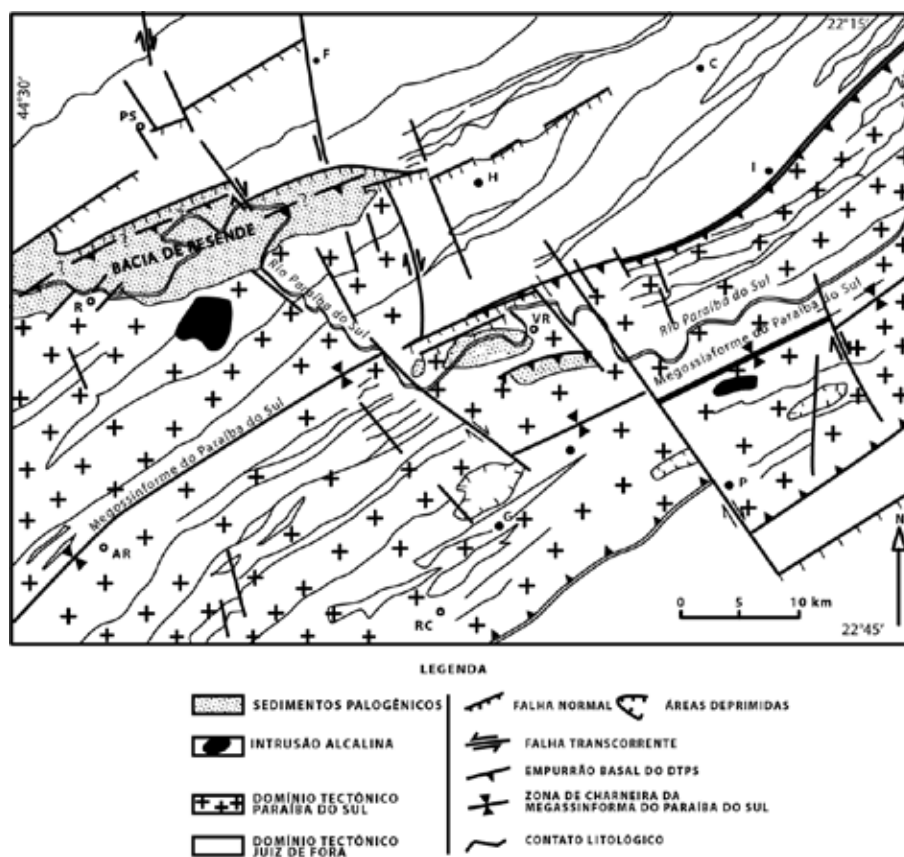
Chang et al. (1992) destacaram a orientação dos lineamentos mesozoicos na margem continental leste do Brasil e a relação de tais lineamentos com falhas normais e falhas de transferência, com orientação geral NNE-NE, assim como com uma tendência NNW-NW. A importância dessas falhas transversais nas bacias marginais é discutida em diversos trabalhos (ZALÁN, 1986; MILANI, 1989; COBBOLD et al., 2001; MOHRIAK, 2004; MODICA e BRUSH, 2004; SOUZA et al., 2007). Zalán (1986), por exemplo, observou que eventos tectônicos que envolvam a movimentação lateral de blocos crustais podem gerar bacias, controlar a distribuição espacial de fácies sedimentares (geradoras de hidrocarbonetos e reservatórios) dentro das bacias, soerguer áreas adjacentes que servirão de áreas-fontes de sedimentos, produzir taxas altas de subsidência que resultam em rápidos processos de acumulação de sedimentos e maturação de matéria orgânica e deformar rochas sedimentares com a geração de estruturas acumuladoras de petróleo.

Valeriano e Heilbron (1993) apresentaram dados preliminares sobre uma zona de falhas sobre o embasamento metamórfico na porção oriental da Bacia de Resende, com estruturas de natureza transtensiva com direção NNW a NW, disposta transversalmente aos grábens e hemigrábens principais e que não havia sido identificada até então (Figura 38). Os autores caracterizaram uma zona de transtensão dextrógira, definida pela associação entre o conjunto transcorrente com as falhas normais ENE que delimitam blocos romboédricos abatidos, que compõem a Bacia de Volta Redonda, e outros menores.

Baseando-se nos padrões geométricos descritos por Morley et al. (1990), Valeriano e Heilbron (1993) classificaram a Zona de Transtensão de Volta Redonda como uma zona de transferência do tipo sintético com sobreposição. Este tipo de estrutura conecta os segmentos de riftes maiores (parte oriental do alinhamento de riftes do Vale do rio Paraíba do Sul, a NW, e a extremidade ocidental emersa do Rife da Guanabara na região de Itaguaí) dispostos de modo escalonado, com sobreposição, balizados por falhas normais a norte, e com bloco meridional abatido (hemi-grábens) (Figura 39). Os autores inferiram que a transcorrência é

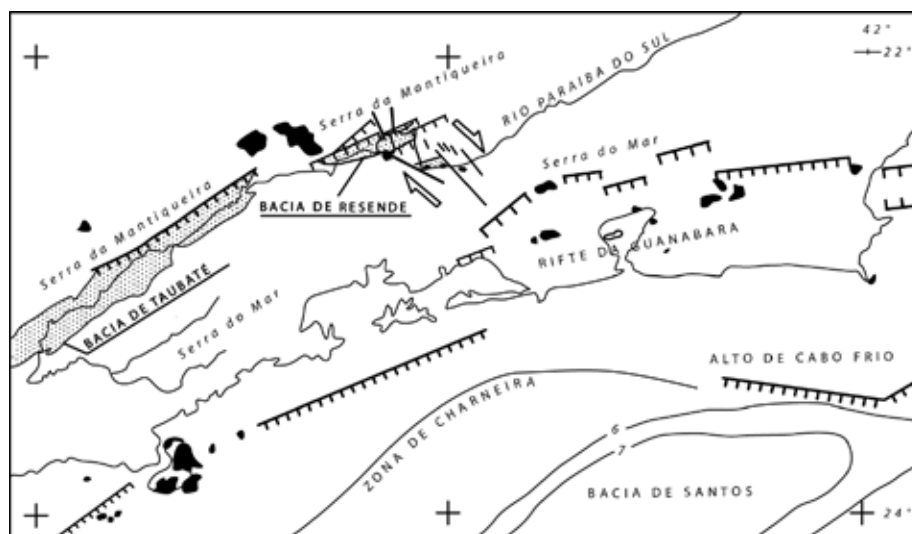
um elemento ativo da tectônica na área e não apenas uma zona transformante entre braços de rifte, e ressaltaram a possibilidade de reativação das falhas numa fase tardia ou mesmo a sua geração tardia, superpondo-se a um padrão puramente distensivo. A Zona de Transtensão de Volta Redonda (VALERIANO e HEILBRON, 1993) se estende para a área *offshore* como uma importante feição na bacia de Santos (MOHRIAK et al., 1995).

Figura 38 - Padrão de falhamentos associados à tectônica Neocretácica a Paleogênica na Zona de Transtensão de Volta Redonda.



Fonte: VALERIANO e HEILBRON, 1993.

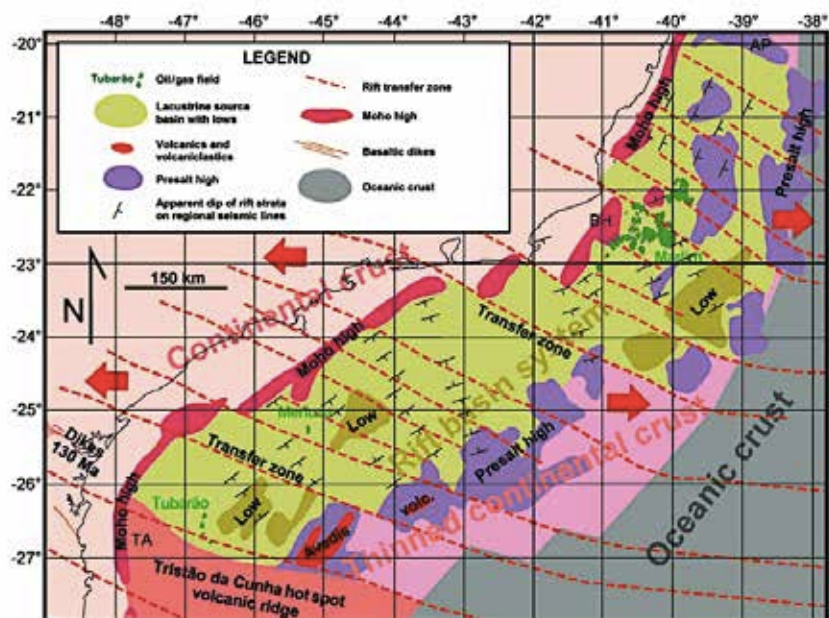
Figura 39 - A Zona de Transtensão de Volta Redonda em relação aos principais elementos da tectônica Mesozoico-cenozoica.



Fonte: VALERIANO e HEILBRON, 1993.

Meisling et al. (2001) também evidenciaram zonas de transferência desenvolvidas no Neocretáceo que segmentam a margem atlântica rifteada do Sudeste do Brasil, numa área que compreende as bacias de Santos, Campos e a área sul da bacia do Espírito Santo (Figura 40). Tais estruturas se expressam em subsuperfície como falhas de alto ângulo ou estruturas em flor e governam a distribuição dos depósitos lacustrinos do Eocretáceo (MEISLING et al., 2001). Além disso, os autores discutiram as implicações dessa segmentação do rifte nos fatores de risco de sistemas petrolíferos, especialmente para exploração em águas profundas. A reativação de tais estruturas, assim como estruturas mais antigas, é atribuída aos campos de esforços e atividades mantélicas tendo resultado em soerguimento e exumação da área *onshore*, aumento do volume de sedimentos, subsidência *offshore*, aumento da tectônica de sal e geração de novos eixos de migração (COBBOLD et al., 2001).

Figura 40 - Mapa das principais províncias estruturais associadas com o rifte das bacias de Santos e Campos.

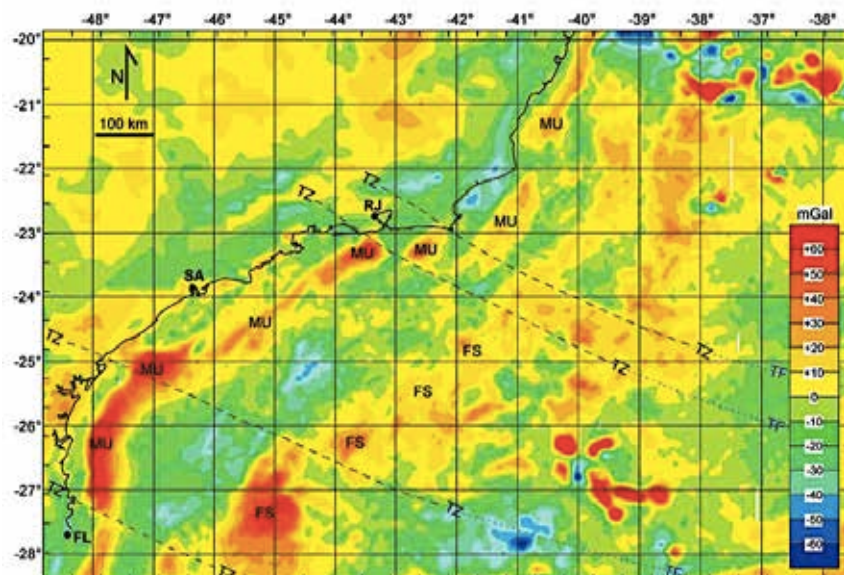


Fonte: MEISLING et al., 2001.

Meisling et al. (2001) destacaram que os três cinturões de anomalias gravimétricas indicam *offsets* ao longo de zonas lineares com orientação WNW-ESE os quais são interpretadas como zonas de transferência desenvolvidas no Neocomiano e que controlam a espessura e faciologia dessa sequência rifte. No limite oriental, as zonas de transferência se alinham com as falhas transformantes (Figura 41).

Souza (2008) identificou e caracterizou os lineamentos que se dirigem transversalmente e subtransversalmente à costa e que se projetam para a margem continental (Figura 42). O autor relacionou os lineamentos presentes no embasamento aflorante continental no sudeste do Brasil à descontinuidades associadas à falhas de transferência que se projetam para o interior da bacia de Santos.

Figura 41 - Mapa de anomalias gravimétricas das áreas das bacias de Campos e Santos e área continental adjacente.



Legenda: Localidades: Florianópolis (FL), Santos (SA), Rio de Janeiro (RJ); Principais anomalias: MU - nearshore Moho uplift; FS - failed spreading ridge; Zonas de transferência mais proeminentes (TZ) em linhas tracejadas; Falhas transformantes em linhas pontilhadas em azul. Os valores das anomalias estão expressos na barra de cores em mGal.

Fonte: MEISLING et al., 2001.

A Zona de Transtensão de Volta Redonda (VALERIANO e HEILBRON, 1993), situada na área alvo deste trabalho, coincide com as zonas de transferência indicadas por Meisling et al. (2001) (Figura 41) e com a descontinuidade FC6 identificada por Souza (2008) (Figura 42), e se dirige transversalmente e subtransversalmente à costa, projetando-se para a margem continental, desde a borda nordeste das bacias de Resende e Volta Redonda até a área próxima à Baía de Guabanara. Segundo Souza (2008), a descontinuidade FC6 projeta-se *offshore* em associação com a falha FT-6 (Figura 42), localizada próximo ao alto de Cabo Frio, com prolongamento para SE na área *offshore*, indicado por Valeriano e Heilbron (1993) e identificada por Mohriak et al. (1995) como uma das principais zonas de transferência na área de Cabo Frio. Na área *offshore*, a zona de transferência identificada limita as bacias de Santos e Campos e assume caráter fundamental na sua estruturação e evolução, tendo sido gerada durante o evento distensivo que afetou o principal padrão estrutural NE-SW da bacia (Mohriak, 2004; Modica e Brush, 2004 apud SOUZA, 2008).

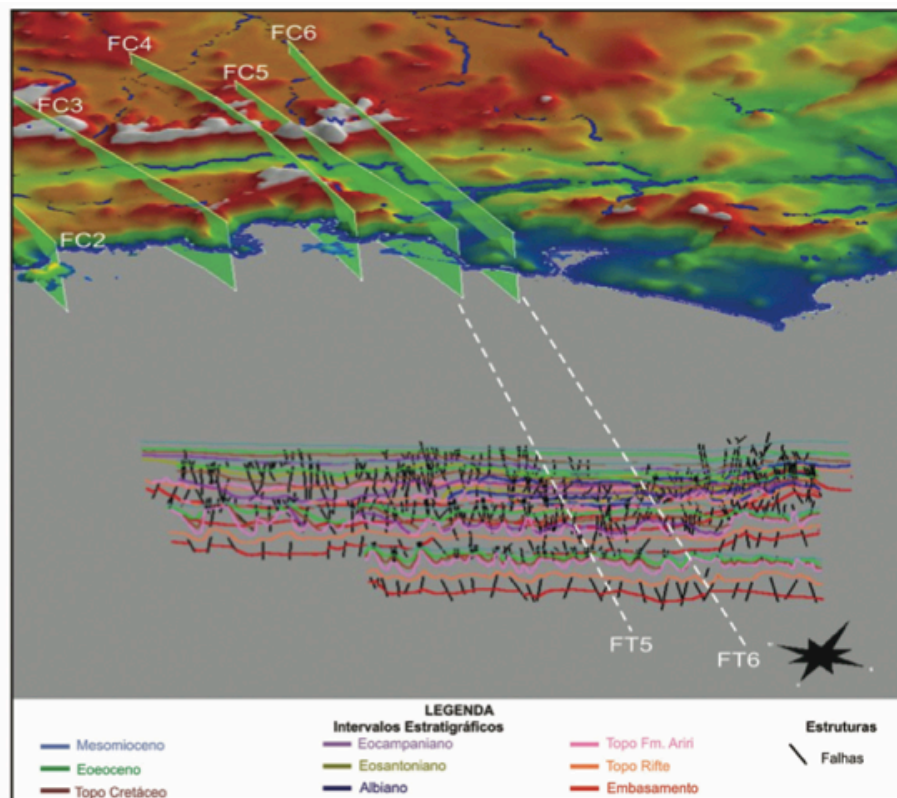


Figura 42 - Integração em ambiente tridimensional de algumas das principais discontinuidades do continente com as falhas de transferência identificadas por Souza (2008), com destaque para as falhas FT-5 e FT-6 e sua relação com as seções sísmicas da bacia de Santos.

Fonte: SOUZA, 2008.

As falhas limitam blocos altos e baixos, controlam a formação de estruturas halocinéticas e mostram evidências de reativações que podem ser observadas onde interceptam o intervalo Mesomioceno (Figuras 42), assim como no limite das bordas das bacias de Resende e Volta Redonda na área continental (SOUZA, 2008).

Souza (2008) e Souza et al. (2008) também destacaram eventos tectônicos fundamentais sobre a evolução da área: 1) o primeiro evento (fase rife), estaria associado a processos extensionais, que reativou grandes estruturas do embasamento de direção NE-SW (geração de horsts e grábens com preenchimento sedimentar, formação de falhas de transferência de direções NW-SE e NNW-SSE); 2) o segundo evento, associado à tectônica

halocinética a partir dos primeiros aportes sedimentares (Albiano) (deslocamento do sal, formação de intrusões diapíricas, muralhas e falhas devidas à acomodação do sal); 3) o terceiro evento, de caráter tectônico (fase pós-rifte), com falhamentos normais e reversos (geração de feições estruturais interceptando os intervalos desde o Albiano até o Eoceno, primeiro evento de soerguimento da Serra do Mar no Senoniano); 4) o quarto evento, com falhas normais, inversas e de transferências, seccionando o intervalo do Eoceno, associado também à reativação das grandes zonas de cisalhamento do continente, dando origem às bacias do Sistema de Riftes Continentais do Sudeste a partir do Paleoceno (segunda fase de soerguimento da Serra do Mar, modificação do quadro evolutivo da bacia e da geomorfologia do continente, inclusive rearrajo da rede de drenagem); e 5) o quinto evento seria vinculado a eventos neotectônicos, com o truncamento do intervalo do Mesomioceno por falhas, algumas delas cortando tanto o intervalo da fase rifte quanto as camadas mais jovens da Bacia de Santos. Os lineamentos que interceptam os sedimentos das bacias cenozóicas, cujas feições lineares apresentam direção NW-SE, preferencialmente, foram separados na área continental.

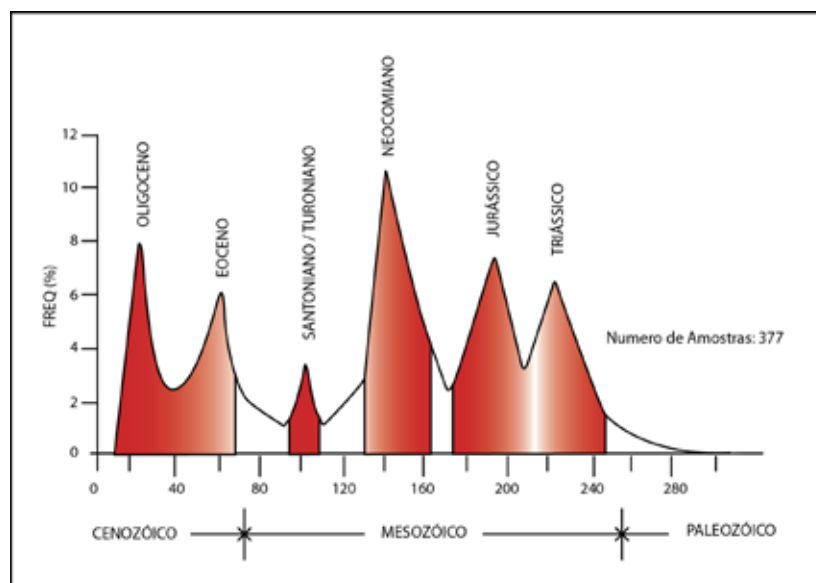
4.3.4 Manifestações ígneas associadas

Os eventos ígneos representam importantes acontecimentos na evolução tectônica da área, com ocorrência de derrames vulcânicos registrados tanto nas bacias marginais como nas bacias intracontinentais (THOMAZ FILHO et al., 2000; THOMAZ FILHO et al., 2008a, 2008b), que registram os processos de fragmentação do Gondwana Ocidental no Eocretáceo. A atuação de plumas mantélicas na origem desses eventos, resultando em soerguimento crustal, rifteamento e, finalmente, na ruptura continental e formação do oceano Atlântico é sugerida pela ocorrência dos derrames de lavas basálticas toleíticas de idade cretácea.

Segundo Almeida (1983), o magmatismo alcalino da Província da Serra do Mar precedeu o desenvolvimento do sistema de riftes paleogênicos e surgiu como resultado de movimentos verticais opostos, entre o bloco continental parcialmente submerso e a bacia de Santos. Os edifícios vulcânicos associados ao magmatismo já haviam sido destruídos com o desenvolvimento da superfície de erosão Japi, que teve a sua evolução interrompida pela tectônica de instalação do sistema de riftes. A ocorrência de derrame de lavas alcalinas datadas em $65,65 \pm 0,05$ Ma evidencia uma fase de erosão generalizada atuante até o limite Cretáceo-Paleoceno, que precedeu a instalação dos riftes (RICCOMINI et al., 2004).

Thomaz Filho et al. (2000) e Thomaz Filho et al. (2008a) apresentaram os resultados das datações radiométricas pelo método de datação K/Ar para as rochas magmáticas básicas e alcalinas que ocorrem nas bacias sedimentares brasileiras (Figura 43). A distribuição das idades para 377 datações K-Ar de rochas básicas e alcalinas foi interpretada com a seguinte distribuição temporal para os eventos magmáticos: 1) 210 Ma (Triássico) e 2) 180 Ma (Jurássico), com diques e derrames de composição toleítica; 3) 130 Ma (Neocomiano), com derrames de composição toleítica e intermediária; 4) 90 Ma (Santoniano/Turoniano), com predomínio de intrusões de composição básica a intermediária; 4) 50 Ma (Eoceno); e 5) 10 Ma - (Oligoceno) ao recente, caracterizados por ocorrência de cones vulcânicos de composição alcalina.

Figura 43 - Distribuição das idades K/Ar para o magmatismo básico e alcalino nas bacias sedimentares brasileiras e relação com o tempo geológico

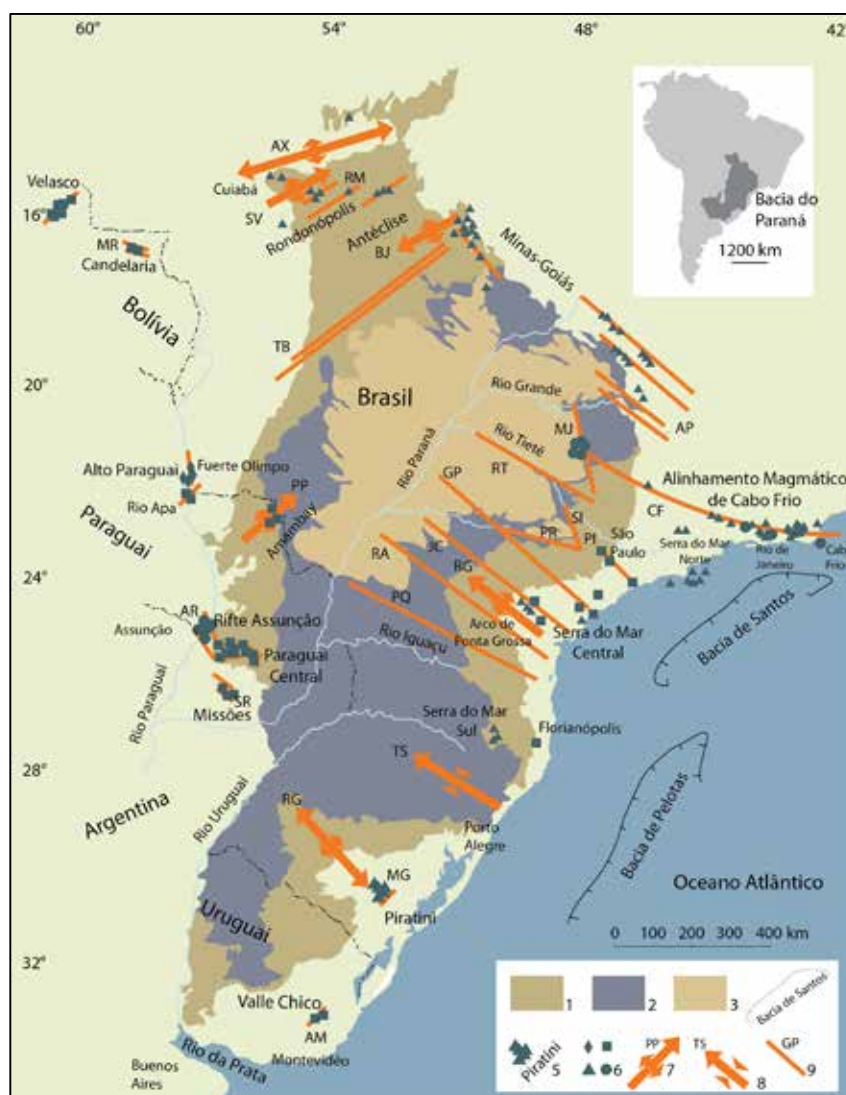


Fonte: THOMAZ FILHO et al., 2008a.

Segundo Riccomini et al. (2005), o magmatismo alcalino do Mesozoico e Cenozoico na parte central-sudeste da Plataforma Brasileira foi gerado no manto litosférico e controlado por descontinuidades crustais (RICCOMINI et al., 2005) (Figura 44). Os autores apontaram quatro estágios principais do magmatismo alcalino na região: 1) Permiano-Triássico, possivelmente relacionado à propagação de esforços causadas pela orogenia Cabo - La Ventana para o interior do continente; 2) Eocretáceo, com três pulsos equivalentes a etapas do

estágio rifte das bacias marginais atlânticas; 3) Neocretáceo, correspondente ao estágio oceânico da margem atlântica; 4) Cenozoico (Paleogeno), vinculado à evolução dos sistemas de riftes continentais do sudeste do Brasil e do leste do Paraguai. As heranças das descontinuidades crustais do Proterozóico assumem grande importância para o magmatismo alcalino. Mudanças nos campos de esforços e a reativação de estruturas regionais em diferentes pulsos desde o Permiano-Triássico até o Paleogeno têm produzido um enfraquecimento estrutural ao longo dos qual os magmas alcalinos penetram ou alcançam a superfície (RICCOMINI et al., 2005).

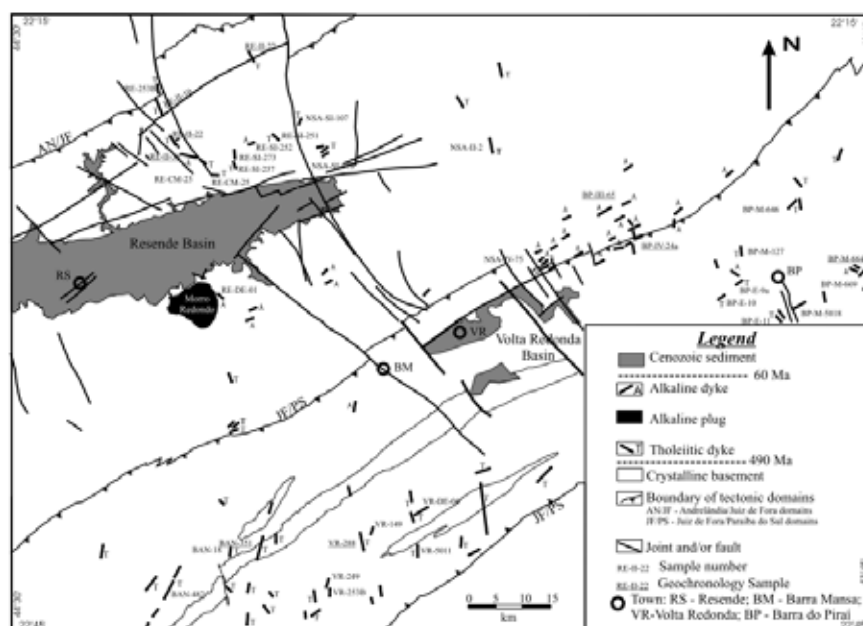
Figura 44 - Províncias alcalinas da região central-sudeste da Plataforma Brasileira e relação com as principais feições estruturais.



Fonte: RICCOMINI et al., 2005.

Guedes et al. (2005) apresentaram novos dados sobre os eventos magmáticos ocorridos entre o Jurássico e o Paleogeno e que afetaram o embasamento *onshore* da bacia de Santos, como o enxame de diques toleíticos e alcalinos nas bacias de Resende e Volta Redonda, englobados na área de estudos da pesquisa desta tese (Figura 45).

Figura 45 - Esquema da área de estudos do trabalho de Guedes et al. (2005) com destaque para a localização dos diques alcalinos.



Fonte: GUEDES et al., 2005.

A partir da integração entre dados geocronológicos e geoquímicos, dados estruturais e sobre a distribuição do magmatismo, os autores (GUEDES et al., 2005) identificaram seis episódios tectono-magmáticos registrados do sudeste do Brasil (Figura 46), com as seguintes características: 1) diques toleíticos, com idades acima de 147 Ma, poderiam ser representativos dos regimes extensionais associados à fase que precedeu a ruptura continental; tais diques toleíticos, com alto TiO_2 e idades entre 138 e 132 Ma, são correlacionados aos basaltos da Serra Geral; 2) diques toleíticos vinculados ao enxame de diques do eixo Ponta Grossa-Rio de Janeiro; no entanto, a direção predominante dos diques (NNW e NS) é contrastante com a orientação de outros enxames de diques de direção ENE; 3) eventos magmáticos com baixo TiO_2 e idade de aproximadamente 127 Ma, associados com a separação continental; 4) magmatismo alcalino associado à individualização da Placa Sul-

americana, com o mais antigo episódio em torno de 82 Ma (diques de lamprófiros); 5) magmatismo alcalino félsico, representado por plútons de sienitos de aproximadamente 70 Ma, associados à geração das bacias como de Resende e Volta Redonda; e 6) diques de traquitos e fonolitos, com orientação ENE e idade de 65 Ma, controlados pelo embasamento Pré-cambriano; também ocorrem magmatismo representado por lavas ankaramíticas na bacia de Volta Redonda, com aproximadamente 44 Ma.

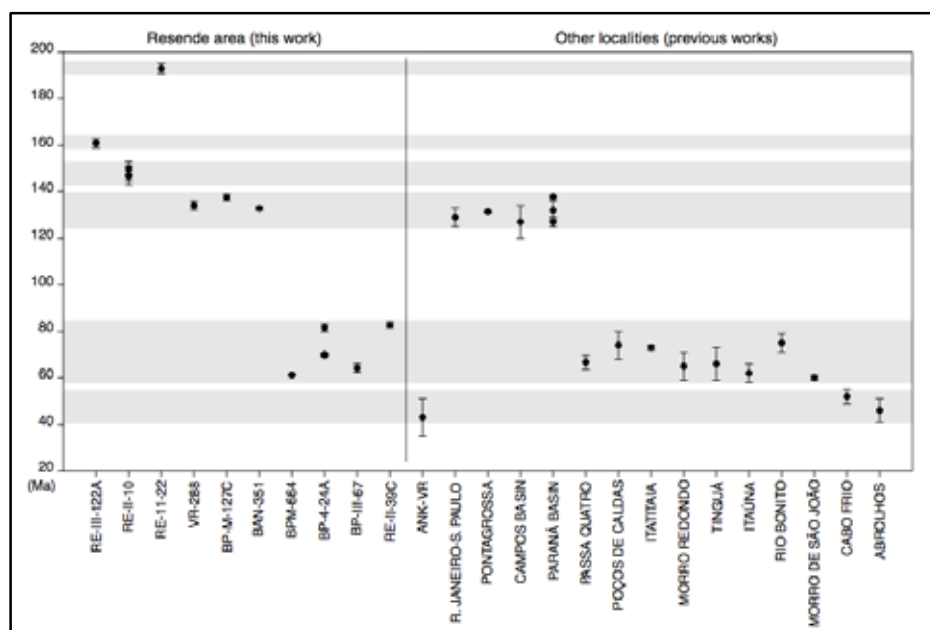
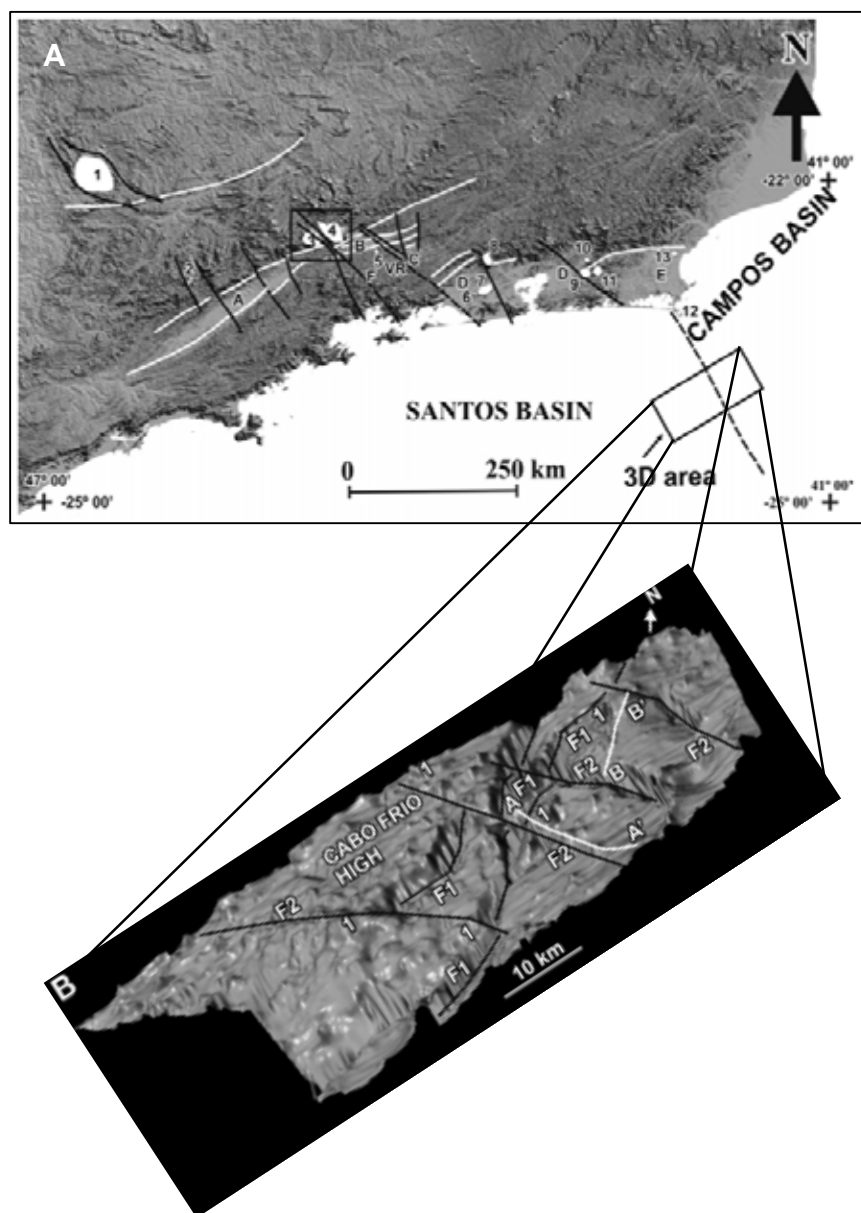


Figura 46 - Comparação entre os novos dados K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos por Guedes et al. (2005).

Fonte: GUEDES et al., 2005.

De acordo com Oreiro et al. (2008), os principais controles do magmatismo nas bacias marginais do Sudeste do Brasil e áreas continentais adjacentes são a reativação de zonas de falhas *strike slip* profundas, de direção SE-NW, e suas interseções com zonas de falhas normais de direção SW-NE reativadas, corroborando a interpretação de Almeida (1991) (Figura 47A). Na área *offshore*, os grandes volumes de rochas magmáticas ocorrem intercaladas às seções sedimentares e nas interseções de um alinhamento de caráter direcional, de direção SE-NW, com outro normal, de orientação SW-NE, similar aos corpos magmáticos alcalinos do alinhamento Poços de Caldas - Cabo Frio. Segundo os autores, a reativação dessas zonas de falhas com orientação SE-NW e a movimentação direcional causaram a intensificação dos eventos magmáticos na área do alto de Cabo Frio (Figura 47B).

Figura 47 - (A) Mosaico de imagem Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) do Sudeste do Brasil. (B) Mapa estrutural do topo da seção vulcânica (GeoprobeTM processed image).



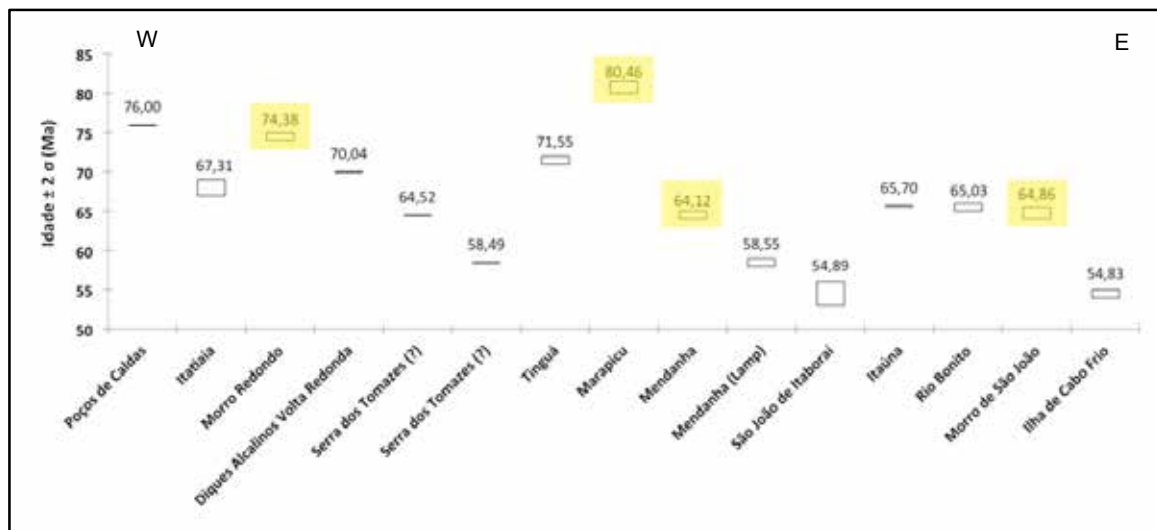
Legenda: (A) Corpos alcalinos (em branco): 1. Poços de Caldas; 2. Ponte Nova; 3. Passa Quatro; 4. Itatiaia; 5. Morro Redondo; 6. Marapicu; 7. Mendanha; 8. Tinguá; 9. Soarinho; 10. Tanguá; 11. Rio Bonito; 12. Ilha de Cabo Frio; e 13. Morro de São João. Observa-se também zonas de falhas pré-cambrianas reativadas como falhas normais no Cenozoico (linhas em branco) e algumas estruturas do sistema de riftes continentais: A) Bacia de Taubaté; B) Bacia de resende; C) Gráben de Volta Redonda; D) Gráben da Guanabara; E) Gráben de Barra de São João. As linhas em preto definem a interpretação para as zonas de transferências: F - Funil (Almeida, 2001) e VR - Volta Redonda (Valeriano e Heilbron, 1993). O quadrado e o retângulo pretos são áreas mapeadas em 3D, uma delas será apresentada a seguir, ao longo do texto. A linha tracejada representa a borda entre as bacias de Santos e Campos. (B) F1: Zona de falha de Cabo Frio SW–NE (Sztamari *et al.*, 1996); F2: Falhas SE–NW. Observa-se o alinhamento dos edifícios vulcânicos nas bordas de dois sistemas de falhas, que se tornam abundantes e maiores nas áreas de interseção. Ocorre coalescência eventualmente formando clusters (1). As direções dos edifícios vulcânicos coincidem com as principais zonas de falhas observadas na figura anterior.

Fonte: Modificado de OREIRO *et al.*, 2008.

Mota (2012) discutiu os principais modelos propostos para a evolução da Província Alcalina do Sudeste Brasileiro a partir de novos dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos das intrusões de Morro Redondo, Mendanha e Morro de São João. A intrusão mais antiga obtida pelo estudo aponta idade de 80 Ma para o Morro do Marapicu. Já o Morro Redondo foi datado em 74,3 Ma. A intrusão alcalina do Mendanha foi datada em 64 Ma com outras rochas datadas em 55 Ma, assim como o Morro de São João, localizado cerca de 150 km a leste, que registrou idade similar a do Mendanha. As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas pelo autor não confirmam a teoria da passagem de pluma mantélica sob a litosfera da Placa Sul-Americana, prejudicando o modelo de *hot spot* que, ao contrário do observado, indicaria um traço de noroeste para sudeste e idades decrescentes, como se observa na Cadeia Hawaii-Imperador. As idades foram agrupadas com dados geocronológicos disponíveis na literatura e foram subdivididas em quatro grupos: 1) 80-85 Ma (Cananéia); 2) 70-76 Ma (Tinguá e Morro Redondo); 3) 64-67 Ma (Rio Bonito, Itatiaia, Mendanha e Morro de São João); e 4) 54-58 Ma (Itaboraí, Ilha de Cabo Frio e Mendanha) (Figura 48). Tais grupos de idades corresponderiam, segundo o autor, a distintos eventos magmáticos ocorridos na área.

As assinaturas isotópicas de Sr e Nd são similares às daquelas de Tristão da Cunha, indicando fonte mantélica para os corpos alcalinos que ocorrem no Estado de São Paulo e Rio de Janeiro, conforme já apontado por vários autores. Apesar de situadas no mesmo contexto geotectônico, outras características são peculiares a cada intrusão como: a) geometria elíptica, com eixo maior NE-SW, subparalela aos lineamentos reativados do orógeno Ribeira e possibilidade de conduto e denudação da base de câmara magmática e exposição de diques alimentadores, como no caso do Mendanha, e b) geometria circular, com presença rara de diques, associada à denudação no nível da câmara magmática sem ocorrência de diques alimentadores, para os casos do Morro Redondo e Morro de São João (MOTA, 2012). A possibilidade de ocorrência de plumas mantélicas com, aproximadamente 1000 km de diâmetro poderia justificar a contemporaneidade entre o Mendanha e o Morro de São João.

Figura 48 - Distribuição das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ segundo a ordem crescente proposta pelo modelo de traço de *hot spot* do Alinhamento Magmático de Cabo Frio, ou seja, localização dos pontos de leste para oeste (MOTA, 2012).



Legenda: O destaque em amarelo é dado para as idades obtidas por Mota (2012). As demais são de Deckart et al. (1998), Guedes et al. (2005), Ferrari (2001) e Mota e Geraldès (Inédito) apud MOTA (2012).

Fonte: MOTA, 2012.

4.3.5 Etapa neotectônica: Sismicidade e tensões no contexto regional

A Neotectônica aborda as atividades mais novas da história geológica, isto é, os movimentos relacionados ao campo tensional ou regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais (MESERJAKOV, 1968; WALLACE, 1986; SUMMERFIELD, 1991; STEWART e HANCOCK, 1994). Observa-se que os esforços a que as regiões intraplaca estão submetidas ocorrem de maneira diferenciada quando comparados com o comportamento de áreas próximas às margens tectonicamente ativas, onde os reflexos dos pulsos tectônicos relacionados ao contato entre as placas são observados de maneira mais direta (SALVADOR e RICCOMINI, 1995). Com o afastamento dessas zonas ativas, os esforços na crosta são influenciados por fatores locais, como proximidade com a margem continental e a carga de sedimentos acumulada, além de descontinuidades preexistentes, que são posteriormente reativadas (SALVADOR e RICCOMINI, 1995).

Ruellan (1944), Freitas (1951ab), Freitas (1956), Almeida (1967) e outros, já se referiam à movimentos recentes, mas somente a partir da década de 80 surgiram os primeiros trabalhos sobre a atividade neotectônica na Plataforma Brasileira e, em especial, na Região Sudeste (RICCOMINI et al., 1989; HASUI, 1990ab; SAADI, 1990, 1993; SANTOS, 1999; GONTIJO, 1999; HIRUMA et al., 2001; entre outros).

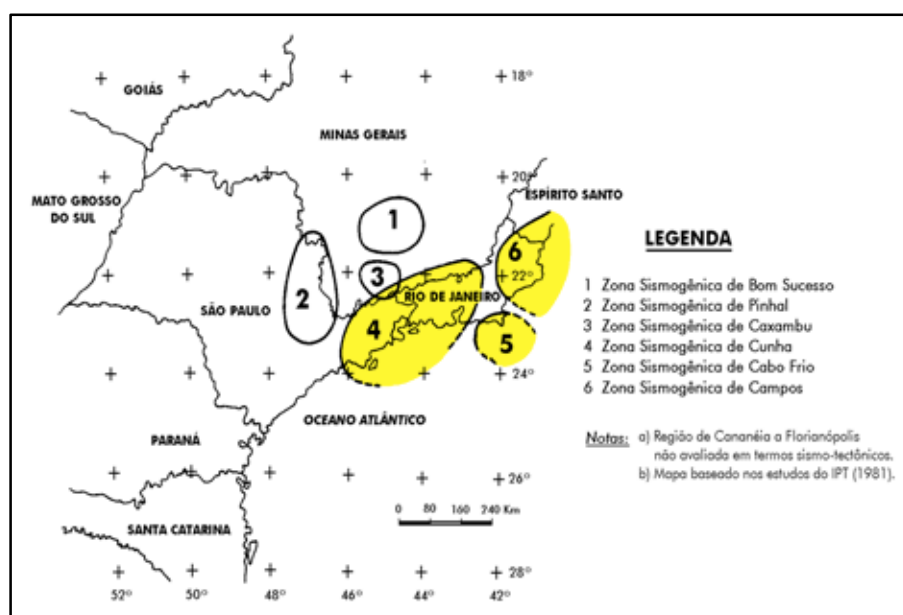
No caso brasileiro, Hasui (1990b) considerou que a fase Neotectônica abrangeria o intervalo de tempo geológico a partir da intensificação dos processos de deriva continental, de meados do Cenozoico até hoje, como manifestações geológicas que estariam restritas ao ambiente intraplaca. Mesmo considerando a dificuldade de se efetuar uma datação exata para o início deste regime, o advento da Neotectônica no Brasil é considerado a partir do início da deposição da Formação Barreiras, do fechamento da sedimentação nas bacias marginais e da conclusão das manifestações magmáticas no território, em torno do Mioceno Médio (12 Ma).

A região Sudeste do Brasil é considerada uma região sismicamente ativa, submetida à deformação associada aos esforços compressivos horizontais (ASSUMPÇÃO et al., 1997; COBBOLD et al., 2001). As principais estruturas reativadas associam-se às zonas de cisalhamento brasileiras, de orientação ENE, geradas pelo evento tectônico sin-colisional (HEILBRON et al., 2000) e que se comportam como zonas de fraqueza preferencial (FERRARI, 2001). Os dados de sismicidade e esforços observados na região sudeste do Brasil apontam para um regime de esforços máximos orientados na direção E-W a NE-SW (ASSUMPÇÃO et al., 1997). Esses autores enfatizaram a baixa sismicidade na área do gráben do Paraíba em comparação com os dados obtidos para as áreas cratônicas e Faixa Brasília. No entanto, consideram tal resultado paradoxal, devido às observações que indicam evidências de falhamentos pleistocênicos e Holocênicos na região (RICCOMINI et al., 1989; SALVADOR e RICCOMINI, 1995) e apontaram para a necessidade de maior atenção na busca de explicação para tal inconsistência.

Assumpção (1998) explorou a diferenciação entre as condições de sismicidade e regime de esforços ao longo da margem passiva do Brasil, em especial entre as regiões nordeste e sudeste. A margem sudeste mostra maior atividade sísmica nas áreas *offshore*, que são áreas nas quais a crosta continental sofreu intensa distensão durante o processo de rifteamento no Mesozoico. As áreas do planalto continental, com altitudes acima de 600 m, são menos ativas, sem registros de eventos sísmicos maiores que 4,2 e, no geral, com poucas ocorrências. No entanto, os eventos tendem a ocorrer em áreas com topografia menos elevada (ASSUMPÇÃO, 1998).

As regiões Sudeste e Sul do Brasil foram compartimentadas em zonas sismogênicas (Figura 49): Bom Sucesso, Pinhal, Caxambú, Cunha, Cabo Frio e Campos (MIOTO e HASUI, 1982; MIOTO, 1990). Hasui (2010) apresentou um mapeamento de epicentros de sismos com dados de 1993 e com algumas atualizações, baseando-se em dados de Miotto (1993) e Berrocal et al. (1984) (Figura 50). Os dados incluem os sismos induzidos em barragens nos rios Paranapanema e Paraibuna.

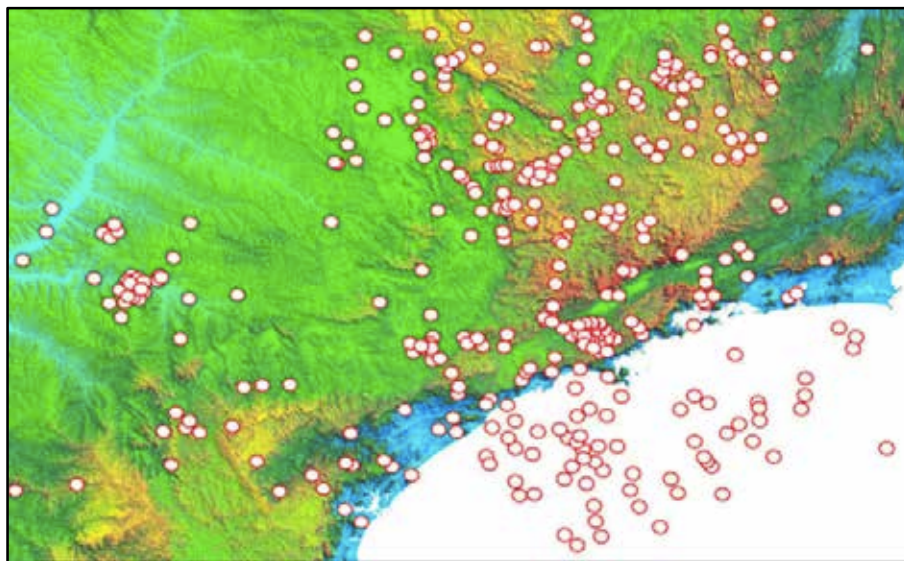
Figura 49 - Localização das Zonas Sismogênicas na região sudeste do Brasil.



Legenda: Contornos definidos em função da sismicidade acumulada e dados geotectônicos.

Fonte: MIOTO e HASUI, 1982; MIOTO, 1990 modificado por SILVA, 2002.

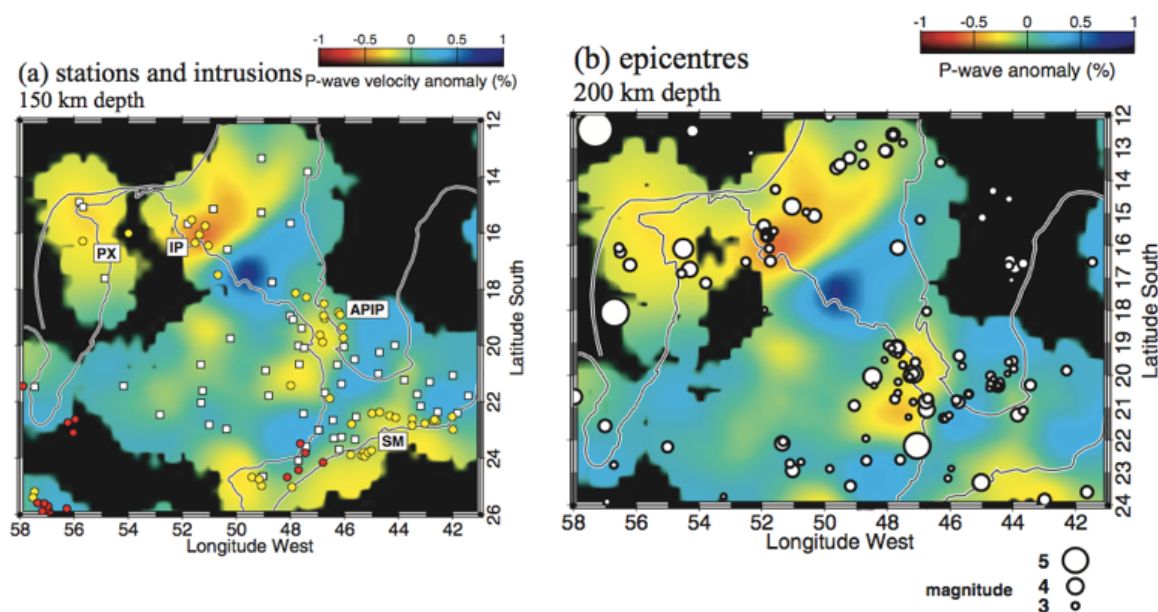
Figura 50 - Epicentros de sismos na região Sudeste do Brasil.



Fonte: MIOTO, 1993 e BERROCAL et al., 1984 modificado por HASUI, 2010.

Assumpção et al. (2004) realizaram tomografias do manto superior em profundidades abaixo de 1300 km das áreas sudeste e central do Brasil. Além de identificarem poucas áreas de atividade sísmica elevada, apontaram que a sismicidade é maior nas regiões com litosfera menos espessa (velocidades de ondas P baixas em profundidade de 150-250 km) indicando a relação entre o manto superior fraco, a concentração de esforços na crosta superior e a distribuição dos epicentros observados (Figura 51). As altas temperaturas geotérmicas seriam responsáveis pela anomalias das ondas P, considerando-se: a similaridade dos padrões de anomalias; os mais altos fluxos de aquecimento na borda da bacia do Paraná, onde a maior parte das anomalias de baixa velocidade foram observadas; e a correlação com as províncias ígneas pós-rifte. Os autores também observaram a não uniformidade da sismicidade e a falta de correlação com feições geológicas, o que reforça a necessidade de investigar outros fatores associados à geração de sismos em determinadas áreas, já que um modelo simples não poderia explicar todos os aspectos da sismicidade intraplaca e requerem a combinação de diferentes fatores.

Figura 51 - Anomalias de ondas P no SE do Brasil.



Legenda: (a) Anomalias numa profundidade de 150 km. Localização das estações sísmicas (quadrado); Intrusões alcalinas (círculos); Intrusões do Neojurássico/EoCretáceo (140-120 Ma) (Círculos vermelhos), contemporâneas com a geração do rifte do Atlântico Sul e extrusão de basaltos na bacia do Paraná; Intrusões do NeoCretáceo/Paleoceno (85-50 Ma) (Círculos amarelos); Província ígnea de Poxoré (PX); Província alcalina de Iporá (IP); Província ígnea do alto Paranaíba (APIP); Província da Serra do Mar (SM). (b) Anomalias numa profundidade de 200 km com epicentros (círculos). Observação da concentração de eventos nas áreas de baixas velocidades P-wave.

Fonte: ASSUMPÇÃO et al., 2004.

4.4 Aplicação da termocronologia de baixa temperatura na região Sudeste do Brasil: Trabalhos anteriores

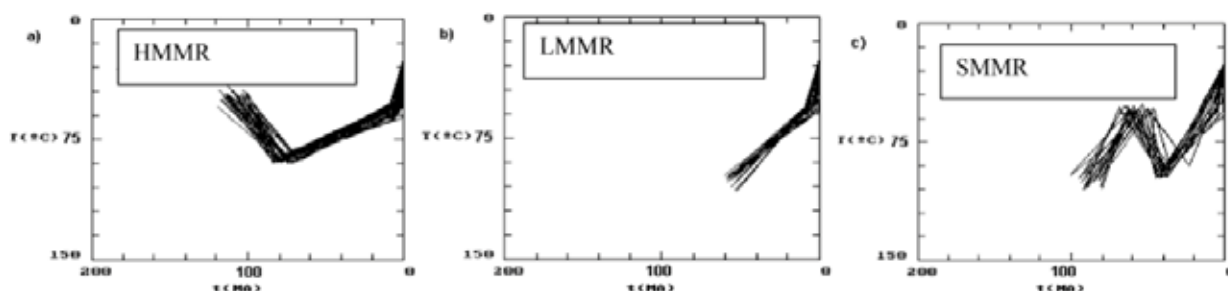
A plataforma Sul-americana foi submetida à diversos períodos de instabilidade crustal com variabilidade espacial e temporal. A margem atlântica da América do Sul é reconhecida como uma margem rifteada que sofreu deformação significativa durante e pós o rifteamento intracontinental (BROWN et al., 2000). Tais eventos estão registrados na história térmica das rochas da região e a fase de exumação pós-rifte, especialmente, é fundamental para o entendimento da história tectônica da margem continental, assim como sobre a proveniência dos sedimentos detríticos que foram depositados na área *offshore* (COBBOLD et al., 2001).

Diversos estudos foram e ainda estão sendo conduzidos no sentido de elucidar a evolução dessa parte do território brasileiro, especialmente questionando a condição de "margem passiva" atribuída à margem continental brasileira, na medida em que exhibe indicadores importantes que apontam a sua reativação em distintos episódios desde o processo de ruptura continental.

Nas últimas décadas, diversos pesquisadores vêm utilizando a termocronologia para oferecer novas contribuições ao entendimento da evolução do Sudeste brasileiro (VIGNOLLE et al., 1994; GALLAGHER et al., 1994; GALLAGHER et al., 1995; GALLAGHER e BROWN, 1997; HACKSPACHER et al., 1999; HACKSPACHER e RIBEIRO, 2003; TELLO SAENZ et al., 2003; RIBEIRO et al., 2003; RIBEIRO, 2003; HACKSPACHER et al., 2004; SILVA, 2006; HACKSPACHER et al., 2007; RIBEIRO, 2007; entre outros). Embora a maior parte dos estudos tenham se baseado na aplicação do método de Traços de Fissão em Apatita (TFA), pode ser observada a introdução da sistemática (U-Th)/He e a sua contribuição com dados complementares para a interpretação sobre evolução da região.

Oliveira et al. (2000) e Tello Saenz et al. (2003) analisaram amostras em um perfil de 250 km, da área da Serra da Mantiqueira até a área costeira nas proximidades da Ilha Bela, no Estado de São Paulo, e indicaram a ocorrência de diferentes pulsos tectônicos que afetaram os blocos entre a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar (Figura 52). As amostras foram agrupadas em três grupos: Serra da Mantiqueira Alta (acima de 1000 metros de altitude), Serra da Mantiqueira Baixa (abaixo de 1000 metros de altitude) e Serra do Mar (aproximadamente entre 600 e 800 metros). Os dados de traços de fissão em apatita apresentados indicam que a Serra da Mantiqueira Alta foi afetada por um possível soerguimento rápido, indicado por resfriamento rápido na história térmica, há, aproximadamente, 120 Ma, e aquecimento entre ~50 e 85°C nos períodos de 100-120 Ma e 70-85 Ma, possivelmente correlacionados com o soerguimento da Serra da Mantiqueira Baixa, reativada no Paleoceno (Figura 53a). Após a reativação, a Serra da Mantiqueira sofreu um resfriamento linear até o Neogeno, o que sugere a ação isostática no evento de soerguimento e erosão na área, coincidente com o estabelecimento da Superfície Japi (ALMEIDA, 1964). Durante o Neogeno, as histórias térmicas da Serra da Mantiqueira Alta e Baixa indicam a aceleração da taxa de resfriamento, o que sugere soerguimento rápido (Figura 53 a e b). O setor da Serra do Mar iniciou o processo de soerguimento em 81,5 Ma, com resfriamento linear do Neocretáceo até o Paleoceno e aquecimento entre o Paleoceno e Oligoceno, seguido de resfriamento linear (Figura 53c).

Figura 52 - Seção topográfica e idades de traços de fissão corrigidas.



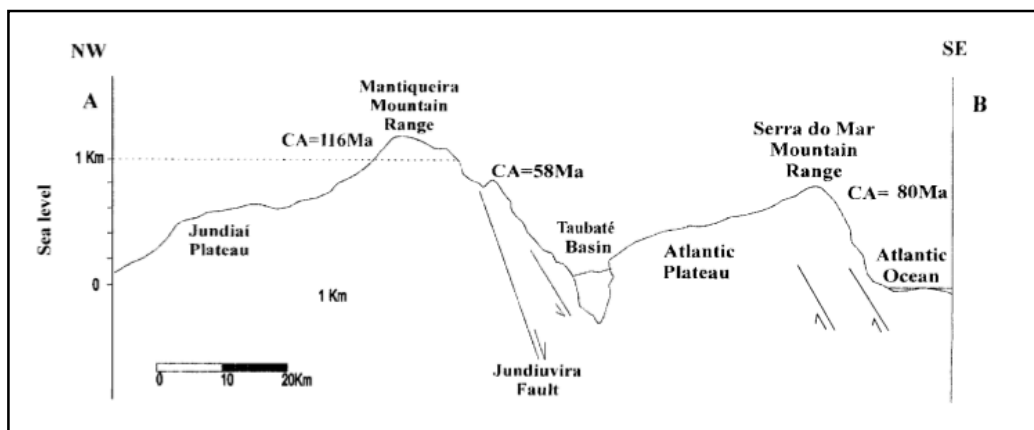
Legenda: (a) Serra da Mantiqueira alta (HMMR - High Mantiqueira Mountain Range), (b) Serra da Mantiqueira Baixa (LMMR - Low Mantiqueira Mountain Range) e (c) Serra do Mar (SMMR - Serra do Mar Mountain Range). CA = Central Age (Idade Central).

Fonte: TELLO SAENZ et al., 2003.

Oliveira et al. (2000) e Tello Saenz et al. (2003) apontaram eventos de reativação no Paleoceno e no Neogeno nas amostras da Serra do Mar. A reativação no Neogeno, vinculada a um processo de soerguimento tectônico, é comum às três áreas, com geração de soerguimento e erosão regional da ordem de 1.8 km (OLIVEIRA et al., 2000). O material erodido resultante de tais processos está registrado na margem continental. O evento tectônico registrado no Paleoceno afetou as serras da Mantiqueira e do Mar, no entanto, a Serra do Mantiqueira sofreu resfriamento subsequente e a Serra do Mar foi submetida a um aquecimento, num processo consistente com o observado na formação de riftes e soerguimento de escarpas devido à extensão mecânica. As histórias térmicas obtidas mostram associação estreita com as discordâncias reconhecidas na bacia de Santos, conforme descrito por Pereira e Feijó (1994) e Almeida e Carneiro (1998).

Carmo (2004) utilizou o método de geocronologia isotópica por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, aplicado a minerais supergênicos ricos em K, associado à metodologia de traços de fissão em apatita, para analisar a evolução de perfis de intemperismo numa faixa do sudeste do Brasil entre Minas Gerais (Quadrilátero Ferrífero) e Rio de Janeiro, que se mostrou muito variável do interior do continente para a costa atlântica. Os perfis de intemperismo do Quadrilátero Ferrífero, que estão em posições topográficas mais elevadas, são mais desenvolvidos e antigos e forneceram idades que variam entre $67,5 \pm 1,2$ a 13 ± 4 Ma. Os perfis do Planalto Atlântico apresentaram idades que variam entre $12,74 \pm 0,05$ a $5,18 \pm 0,08$ Ma, além de alguns que possuem idades ainda mais novas associadas à uma história evolutiva mais complexa. Já os perfis localizados no Vale do Paraíba do Sul apresentaram idades $4,2 \pm 0,2$ a $1,45 \pm 0,04$ Ma.

Figura 53 - Histórias térmicas obtidas para as amostras da (a) Serra da Mantiqueira alta (HMMR - High Mantiqueira Mountain Range), (b) Serra da Mantiqueira Baixa (LMMR - Low Mantiqueira Mountain Range) e (c) Serra do Mar (SMMR - Serra do Mar Mountain Range).



Fonte: TELLO SAENZ et al., 2003.

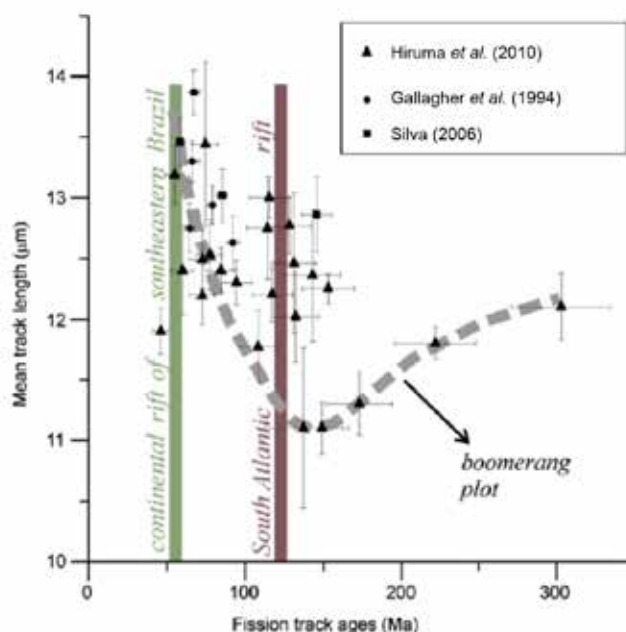
As idades de traços de fissão em apatita indicaram o mesmo padrão do intemperismo, com idades mais antigas no interior do continente (178 ± 12 Ma) e um decréscimo contínuo em direção à costa atlântica (39 ± 3 Ma), além de taxas de denudação menores no interior (< 2 km) e maiores na região próxima à costa ($> 2,5$ km). Segundo a autora, a evolução dos perfis de intemperismo teria uma relação direta com a intensidade de denudação, já que as baixas taxas observadas no interior, assim como litologias mais resistentes, permitiram a preservação dos perfis mais antigos. Nos vales e áreas próximas à costa as maiores taxas de denudação e, consequentemente, a impossibilidade de preservação dos perfis estariam relacionadas também a outros fatores (litológicos, tectônicos e climáticos).

Com o objetivo de identificar os principais estágios de evolução tectônica e geomorfológica da Serra da Bocaina, Silva (2006) identificou, a partir de análise de traços de fissão em apatita, o resfriamento associado à fase pré-rifte do Gondwana (145 Ma); um segundo evento de reativação indicando um novo pulso de denudação e surgimento da margem continental no Neocretáceo (85 Ma), concordante com a sedimentação siliciclástica na bacia de Santos; o terceiro evento identificado pelo autor estaria vinculado à formação dos Riftes Continentais do Sudeste Brasileiro (RCSB), no Paleogeno (55 Ma), que causou o rebaixamento do nível de base e a geração de uma escarpa interior. É destacada a relação entre idade-elevação com o aumento das idades com a elevação topográfica.

Também na Serra da Bocaina, Hiruma (2007) aplicou o método de traços de fissão em apatita para analisar a influência dos eventos tectônicos e magmáticos nos processos denudacionais e obteve idades que variam entre 326 ± 30 Ma e 54 ± 5 Ma, mostrando uma boa correlação com os eventos tectono-termais de grande magnitude, associados à ruptura continental, à fase de magmatismo alcalino neocretáceo e à geração do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Figura 54). A grande variação nas idades também se mostrou importante para destacar a complexidade associada à evolução termal da área, na medida em que em um mesmo planalto isolado, por exemplo, em altitudes similares, houve grande variação de idades, não sendo possível basear a evolução tectonotermal num modelo denudacional simples, considerando a Bocaina como um bloco único. Dessa forma, segundo Hiruma (2007), tais variações podem estar associadas a reativações tectônicas e/ou eventos termais importantes, fato já observado em diversos outros contextos. No caso da Serra da Bocaina, o autor aponta a tectônica cenozóica relacionada à geração do sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil como fator influenciador nas variações das idades obtidas.

Hiruma (2007) também destacou a tendência de decréscimo das idades do interior em direção à costa, num perfil noroeste-sudeste, assim como com a redução da elevação, de acordo com o mesmo padrão reconhecido em diversas margens passivas. A denudação, por sua vez, é menor nas regiões mais elevadas (1,9 - 2,1 km), com acentuação entre 180-120 Ma, e aumenta na direção da costa (2,4 - 2,8 km), com acentuação nos níveis topográficos inferiores entre 120-0 Ma. As idades de traços de fissão em apatita mais antigas, maiores que 200 Ma e obtidas pela primeira vez no domínio da Serra do Mar, indicam que tais áreas foram preservadas em posições topográficas elevadas, atuando como área fonte de sedimentos para as bacias do Paraná, Bauru e Santos e não foram afetadas pelo derrames da Formação Serra Geral (HIRUMA, 2007). Até então, a idade mais antiga ($145,7 \pm 9,7$ Ma - idade zeta) na área havia sido obtida por (Silva, 2006) no ponto culminante da Serra da Bocaina. Hiruma (2007) resgatou a hipótese da preservação de fragmentos da "superfície dos campos" (DE MARTONNE, 1943) nessa área.

Figura 54 - Relação entre idades de Traços de Fissão em Apatita (Ma) e comprimento dos traços (μm) apresentados com destaque para período de ocorrência de eventos importantes na evolução da área.

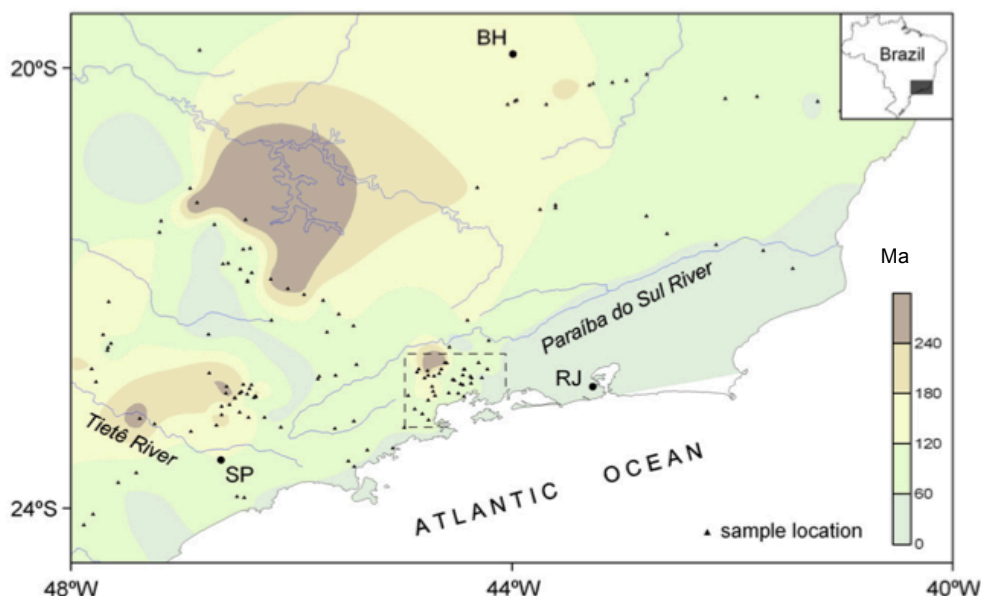


Fonte: HIRUMA et al., 2010.

Com o objetivo de apresentar uma integração entre os dados de traços de fissão do sudeste brasileiro, Hiruma et al. (2010) apresentaram um mapa integrando dados de vários autores que corroboram a afirmação sobre a tendência de aumento das idades rumo ao interior do continente e áreas mais elevadas (Figura 55).

Integrando os termocronômetros Traços de Fissão em Apatita (TFA) (Método do Detector Externo), U-Th/He em apatita e mapeamentos de paleosuperfícies, Ribeiro (2007) analisou os principais processos morfogenéticos que contribuíram na evolução dos relevos que compõem a Serra do Mar ao longo de sua história geológica e geomorfológica. A autora identificou a ocorrência de dois eventos tectônicos principais, associados a episódios de resfriamento na área: um primeiro evento no Neocretáceo, correlacionado com o soerguimento da Serra do Mar, que teria ocasionado a fragmentação e o desnivelamento dos relevos; e um segundo evento no Paleoceno, associado com as reativações em pulsos distintos das antigas zonas de cisalhamento causadores de basculamento de blocos e/ou falhas normais, que aceleraram os processos erosivos.

Figura 55 - Distribuição das idades (Ma) de traços de fissão no sudeste do Brasil, obtidas a partir de diversos trabalhos (Gallagher et al., 1994; Ribeiro, 1996; Amaral et al., 1997; Hackspacher et al., 2003; Tello Sáenz et al., 2003; Franco et al., 2003; Carmo, 2005; Franco et al., 2005; Franco, 2006; Godoy, 2006; Silva, 2006; Hiruma et al., 2008).



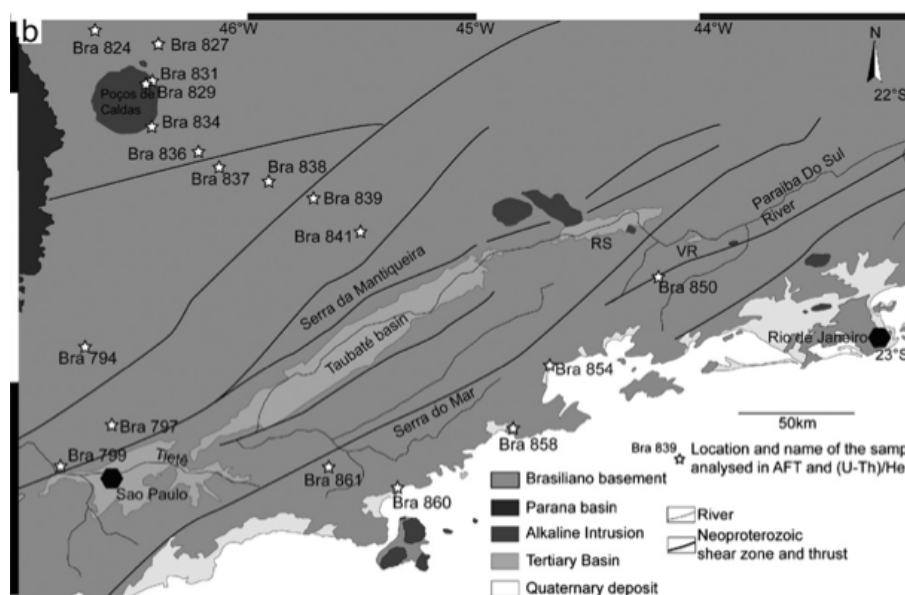
Fonte: HIRUMA et al., 2010.

Franco Magalhães (2009), integrou os termocronômetros traços de fissão em apatita e zircão (TFA e TFZ) em estudo na região central do Arco de Ponta Grossa e, a partir de idades corrigidas, identificou três importantes eventos na área: 1) evento em 90 Ma (Neocretáceo), que estaria relacionado ao soerguimento das serras do Mar e da Mantiqueira impulsionado pela passagem da Pluma de Trindade sob o sudeste brasileiro; 2) um evento de resfriamento rápido entre 65 Ma e 55 Ma (limite Neocretáceo – Paleogeno), que seria responsável pela instalação das bacias de Taubaté e São Paulo no contexto da formação do Sistema de *Rifts* Continentais do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989); e 3) evento mais recente, entre o Oligoceno e o Mioceno, associado à reativação das zonas de falha NW e, portanto, a um rearranjo do campo de tensões na área.

Cogné et al. (2011) e Cogné et al. (2012) contribuíram com idades (U-Th)/He em apatita para a análise da reativação pós rifte na margem continental do Sudeste do Brasil. No trabalho de 2011 foram utilizadas amostras obtidas por Gallagher et al. (1994) e utilizadas em análises de traços de fissão em apatita. A amostragem ocorreu ao longo de perfis, perpendiculares e paralelos à costa, com o objetivo de quantificar os padrões espaciais e temporais do resfriamento desde a ruptura e avaliar a evolução da paisagem com relação ao

rifteamento e denudação subsequentes. As idades obtidas pelas análises de traços de fissão do trabalho base (GALLAGHER et al., 1994) são idades centrais para as amostras que variam de $330,3 \pm 22$ Ma a $64,5 \pm 3$ Ma e comprimento médio dos traços (MTL) de $14,67 \pm 0,4$ a $10,71 \pm 0,33$ μm . Os resultados do método (U-Th)/He resultaram em idades AHe que correspondem a $115,5 \pm 2,2$ Ma a $47,0 \pm 6,4$ para as idades não corrigidas e $148,5 \pm 4,1$ Ma a $64,7 \pm 8,8$ Ma para as corrigidas. Uma das amostras (Bra850) analisadas pelos autores está situada nas proximidades da área desta tese, em altitude de 396 metros (Figura 56).

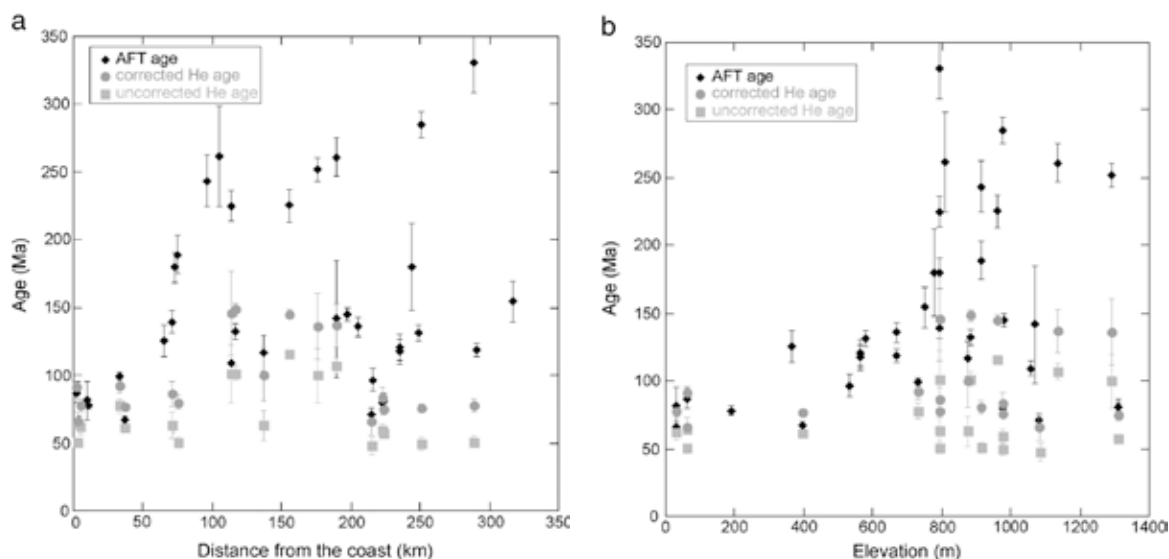
Figura 56 - Mapa geológico simplificado indicando a localização das amostras analisadas por Cogné et al. (2011).



Fonte: COGNÉ et al., 2011.

A idade TFA da amostra Bra 850 é de $67,2 \pm 3,0$ e MTL de $13,87 \pm 0,18$ Ma e idade AHe corrigida de $77,8 \pm 3,2$ e $75,3 \pm 3,2$, para cada grão utilizado, respectivamente. As idades corrigidas de seis amostras são mais jovens que as idades TFA correspondentes. Os autores acrescentam que, similarmente ao que ocorre com as idades de TFA, se evidencia o aumento da idade em direção a interior do continente, assim como o aumento da altitude (Figura 57). No entanto, idades jovens não estariam restritas a baixas elevações. Uma outra ruptura do padrão ocorre quando são consideradas as amostras de Poços de Caldas, que estariam relacionados às intrusões mais recentes e, portanto, com idades mais jovens em áreas de maior altitude.

Figura 57 - Variação espacial de idades centrais de TFA e idades AHe sem correção e corrigidas e a relação com a distância da costa (a) e altitude (b).



Fonte: COGNÉ et al., 2011.

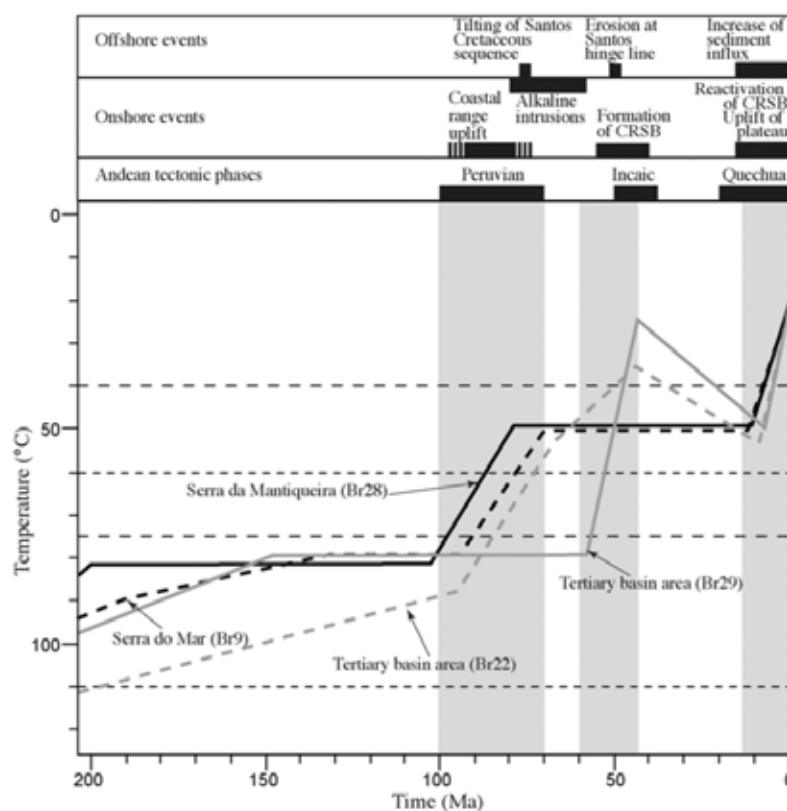
Os autores utilizaram a modelagem térmica e identificaram três principais episódios de resfriamento, que seriam: um primeiro período de exumação pós-rifte durante o Neocretáceo até o Eo-Paleoceno, relacionado à orogênese andina (fase Peruvian), a maior fase de deformação na Bacia de Santos e de reativações de zonas de transferência responsáveis pela intrusão de corpos alcalinos; um segundo período durante o Cenozoico, com baixa taxa de exumação e que estaria relacionado à formação do Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e na área *offshore*; e um terceiro período de aceleração da taxa de resfriamento no Neogeno. Os dados indicam um total de denudação regional entre 2 e 3 km. Gallagher et al. (1994), estimaram taxas de denudação da ordem de 3 km na área costeira da região Sudeste do Brasil e da ordem de 1 km no interior.

Cogné et al. (2012) obtiveram novos dados de traços de fissão em apatita (TFA) e (U-Th)/He em apatita (AHe), nas bacias de Taubaté, Resende, áreas elevadas nos arredores dessas bacias (Serra da Mantiqueira e Serra do Mar) e área costeira. As idades TFA estão entre $129,3 \pm 4,3$ a $60,7 \pm 1,9$ Ma e comprimento médio dos traços entre $14,31 \pm 0,24$ μm a $11,41 \pm 0,23$ μm . Já as idades AHe corrigidas estão entre $519,6 \pm 16,6$ a $10,1 \pm 0,1$ Ma. Os autores inferiram três períodos de resfriamento rápido ocorridos no pós-rifte: Neocretáceo, Paleogeno, Neogeno, seguido por um período de aquecimento restrito. Um aquecimento no Paleogeno é observado para amostras localizadas entre a bacia de Taubaté e a base da escarpa da Serra da Mantiqueira. Há uma diferença importante entre as histórias térmicas das amostras

localizadas nas serras e as amostras situadas na área do vale do Rio Paraíba do Sul, próximas às bacias paleógenas/neógenas, que indicaram aquecimento seguido de resfriamento no Neogeno. No entanto, a área inteira foi submetida a um resfriamento durante o Neogeno. A modelagem das histórias térmicas dessas amostras corrobora com os resultados obtidos por Cogné et al. (2011), com a inferência de um resfriamento no Neocretáceo, exceto para amostras nos arredores da bacia de Taubaté, para as quais o primeiro episódio de resfriamento ocorreu no Paleogeno.

Cogné et al. (2011 e 2012) associaram as fases de resfriamento com a tectônica andina e a influência, portanto, de esforços compressivos na reativação dessa área, com uma crosta termicamente e estruturalmente enfraquecida por eventos que a afetaram anteriormente. Para os autores, a evolução da região Sudeste do Brasil no período pós-ruptura reflete a combinação entre herança estrutural, magmatismo e esforços intra-placa, resultando em episódio de soerguimento pós-rifte.

Figura 58 - Síntese das histórias térmicas obtidas por Cogné et al. (2012) e relação com eventos principais na área e fases da tectônica andina.



Legenda: As barras na cor cinza representam os episódios de resfriamento no período pós-ruptura. As linhas tracejadas representam os limites das Zonas de Apagamento Parcial para TFA e Zona de Retenção Parcial para (U-Th)/He.

Fonte: COGNÉ et al., 2012.

4.5 Contexto geomorfológico

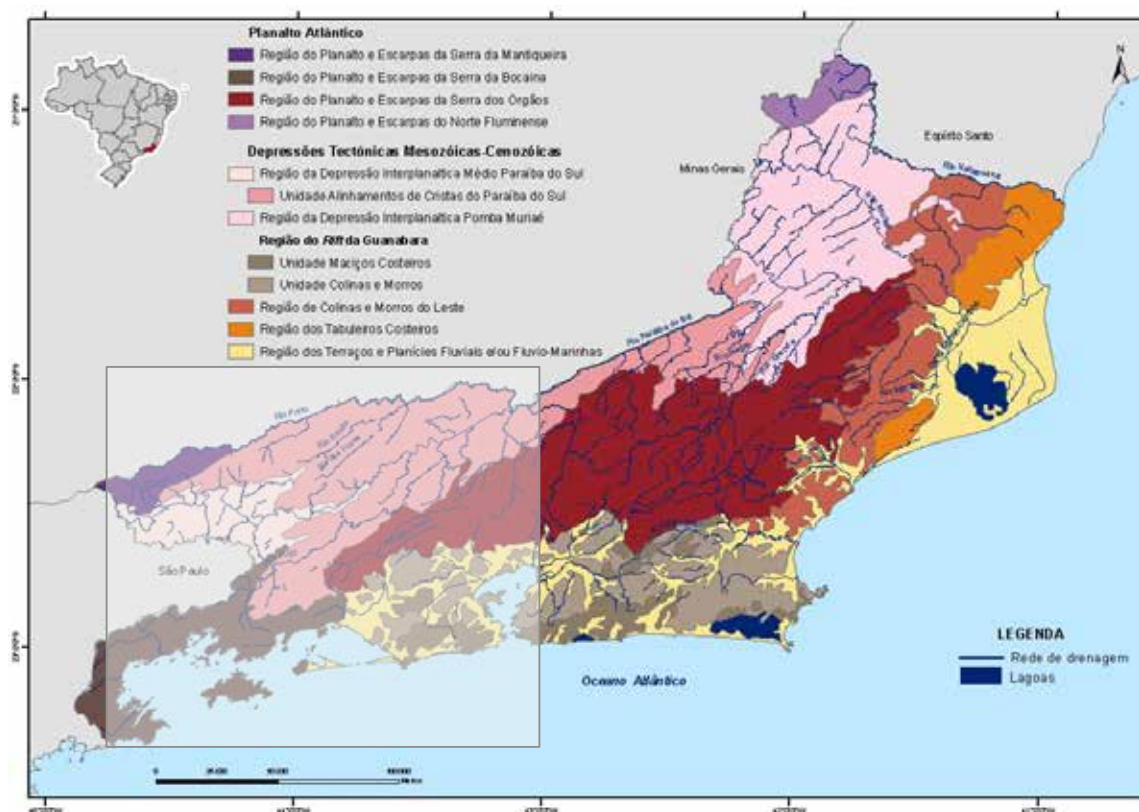
A geomorfologia da área reflete a atuação de processos geomórficos em um embasamento estruturado por diversos eventos tectônicos. A evolução da paisagem ocorreu através da alternância de estágios de equilíbrio com estágios mais intensos relacionados aos eventos tectônicos. Tais variações espaciais e temporais são condições fundamentais para a compreensão da evolução da paisagem da área de estudo.

Silva (2002), a partir de metodologia desenvolvida por Meis et al. (1982), apresentou uma compartimentação do relevo baseada no desnivelamento da altitude determinado pelo grau de encaixamento da drenagem e pelo entalhe erosivo (índice de dissecação). Tal metodologia significa um avanço sobre o caráter descritivo dos mapas geomorfológicos clássicos, contribuindo, assim, para um maior conhecimento sobre a evolução geodinâmica do relevo e possibilitando maior precisão e objetividade na delimitação dos compartimentos geomorfológicos por apoiar-se nos limites das bacias de drenagem responsáveis pela dissecação diferencial do relevo. Essa metodologia permite um nível de detalhe significativo, com o estabelecimento de relações com a estruturação geológica pretérita e atual.

Considerando o mapeamento geomorfológico realizado por Silva (2002), a área abrange parte de dois grandes domínios morfoestruturais definidos para o Estado do Rio de Janeiro: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e Domínio Morfoestrutural Depressões Tectônicas Cenozóicas (Figura 59).

A Tabela 2 apresenta com destaque as regiões morfoestruturais e unidades de relevo identificadas na área de estudos. De acordo com Silva (2002), as regiões Morfoestruturais presentes no domínio do Planalto Atlântico na área correspondem a: a) Planaltos e Escarpas da Serra da Mantiqueira e b) Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos. As regiões morfoestruturais presentes no domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas na área de estudo são: a) Depressão Interplanáltica do Médio Paraíba do Sul; b) Região do Gráben do Rife da Guanabara e, c) Terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas.

Figura 59 - Domínios e Regiões Morfoestruturais do Estado do Rio de Janeiro, com destaque para a área de estudo.



Fonte: SILVA, 2002.

Tabela 2 - Domínios e Unidades morfoestruturais do Estado do Rio de Janeiro (SILVA, 2002), com destaque em cinza para as regiões morfoestruturais e unidades de relevo identificadas na área de estudo.

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	REGIÕES MORFOESTRUTURAIS/ Unidades de Relevô
Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico	Região do Planalto e Escarpas da Serra da Mantiqueira
	Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina
	Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos
Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Mesozoico-Cenozoicas	Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Planalto e Escarpas do Norte Fluminense
	Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região da Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul
	Unidade Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul
	Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Rifte da Guanabara
	Unidade Maciços Costeiros
	Unidade Depressão da Guanabara e região dos Lagos
	Unidade de terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas
	Região da Depressão Interplanáltica Pomba-Muriae
	Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região de Colinas e Morros do Leste Fluminense
	Unidade de terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas
	Região dos Tabuleiros Costeiros