

CAPÍTULO 2

A ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO & ACESSO

A Serra da Bocaina é um segmento da Serra do Mar situado na região limítrofe entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, no sudeste do Brasil (Figura 2.1). Os municípios que compõem a área de estudo são: Bananal, Arapeí, São José do Barreiro, Silveiras, Areias e Cunha, no estado de São Paulo; Angra dos Reis, Parati, Barra Mansa, Resende e Rio Claro, no Rio de Janeiro.

As principais vias de acesso a área de estudo são as rodovias federais Rio-São Paulo (BR-116), que cruza o vale do rio Paraíba do Sul e a Baixada Fluminense, e Rio-Santos (BR-101), que contorna o litoral. As rodovias estaduais paulistas e fluminenses que passam pela área são: a Rodovia dos Tropeiros entre os municípios de Bananal e Silveiras (SP-066), estrada Bananal-Sertão da Bocaina (SP-247), estrada São José do Barreiro-Campos da Bocaina (SP-221), estrada Parati-Cunha e Rodovia Angra dos Reis-Barra Mansa (RJ-124).

2.2 CONTEXTO GEOGRÁFICO, HISTÓRICO E ECOLÓGICO

A palavra *bocaina* significa depressão profunda numa serra, ou seja, vale fluvial encaixado nas vertentes que suspendem as áreas altas montanhosas. Vistos de baixo, estes vales que cunham as íngremes escarpas, servem de penetração para o alto da serra. Vistos de cima, no planalto suspenso, as bocainas são janelas para observação das terras baixas.

Essa montanha constitui um importante divisor de águas regional, onde os rios que fluem para sul drenam a escarpa oceânica rumo a Baía da Ilha Grande, enquanto os rios que correm para norte drenam a escarpa interior para o vale do rio Paraíba do Sul (Figura 2.1). Neste contexto, a Serra da Bocaina pode ser subdividida a princípio, em três grandes domínios de relevo: a escarpa atlântica (sul), a escarpa interior (norte) e as terras altas do planalto da Bocaina (Figuras 2.2 e 2.6). Na porção noroeste do planalto da Bocaina situa-se a

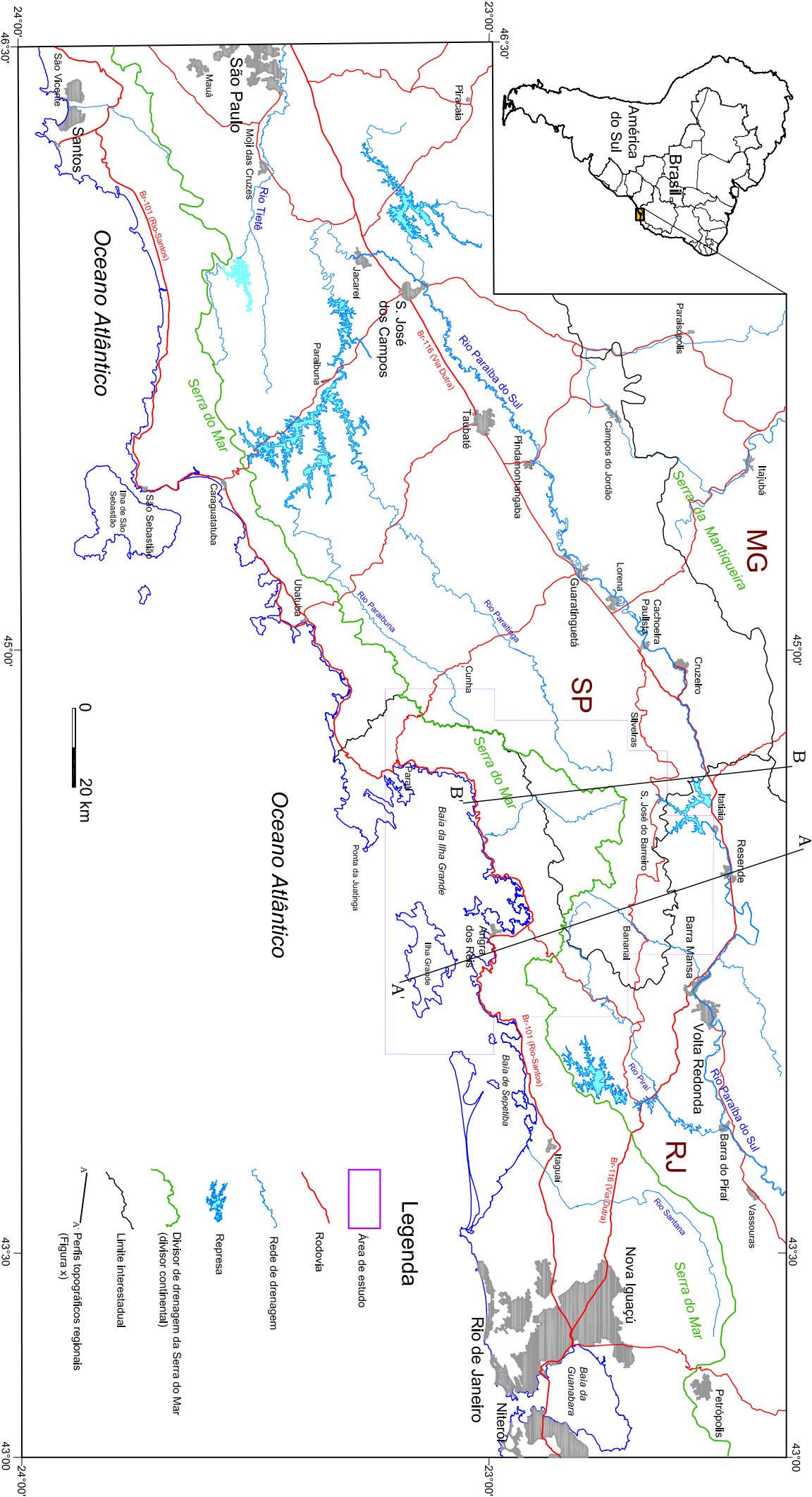


FIGURA 2.1 - Mapa de localização da área de estudo - Serra da Bocaina e Baía da Ilha Grande - na região entre as cidades do Rio de Janeiro e São Paulo, com as principais rodovias de acesso e a rede de drenagem. Notar o divisor de drenagem da Serra do Mar (linha verde). Os traços A-A' e B-B' são as seções topográficas da figura 2.7

nascente do rio Paraíba do Sul, aí chamado de rio Paraitinga, que segue rumo geral para sudoeste, drenando uma extensa área entre 1800 e 1400m de altitude.

A forte umidade é uma das principais características das montanhas que bordejam os litorais tropicais, fruto do efeito das frentes frias que são barradas pela altitude, o que condiciona a formação de ampla cobertura florestal. A alta pluviosidade da Serra da Bocaina, que na vertente atlântica e no planalto atinge totais médios anuais superiores a 2000 mm, revela o efeito orográfico sobre o clima regional (IBAMA, 2000). No planalto da Bocaina e na escarpa interior são observadas duas estações definidas, uma seca e fria relacionada aos meses de inverno, com formação de geadas nas áreas altas, e outra chuvosa e amena associada ao verão. Por outro lado, no litoral esta sazonalidade climática não é tão marcante.

A Serra da Bocaina representa um dos últimos remanescentes da Mata Atlântica, um conjunto de ecossistemas que apresenta um dos maiores índices de biodiversidade e de endemismo do mundo, porém sob avançado estágio de degradação (Figura 2.2). A Mata Atlântica encontra-se intensamente fragmentada e com inúmeras espécies em extinção, estando reduzida a apenas 7,3% de sua área original (SOS Mata Atlântica, 1998), decorrente de todo histórico de desmatamento provocado pela ocupação humana na faixa costeira do Brasil. Uma grande diversidade de tipos de vegetação ocorre na região estudada: florestas úmidas agrupadas segundo a altitude (florestas ombrófilas densas alto-montana, montana e submontana), campos de altitude nas áreas mais altas e planas, brejos nas áreas ribeirinhas, além de restingas e manguezais no litoral. Predominam, na maior parte, florestas secundárias em estágios intermediários de recuperação. As florestas da Serra da Bocaina ainda abrigam uma diversidade de espécies da fauna e como exemplos de mamíferos ocorrem os macacos mono-carvoeiro ou miqui (Brachy *arachnoides*) e bugio (*Alouatta fusca*), o porco-do-mato queixada (*Tayassu pecan*), onça-parda ou suçuarana (*Puma concolor*), onça-pintada (*Panthera onca*) e anta (*Tapirus terrestres*), porém os dois últimos possivelmente extintos na região (IBAMA, 2000).

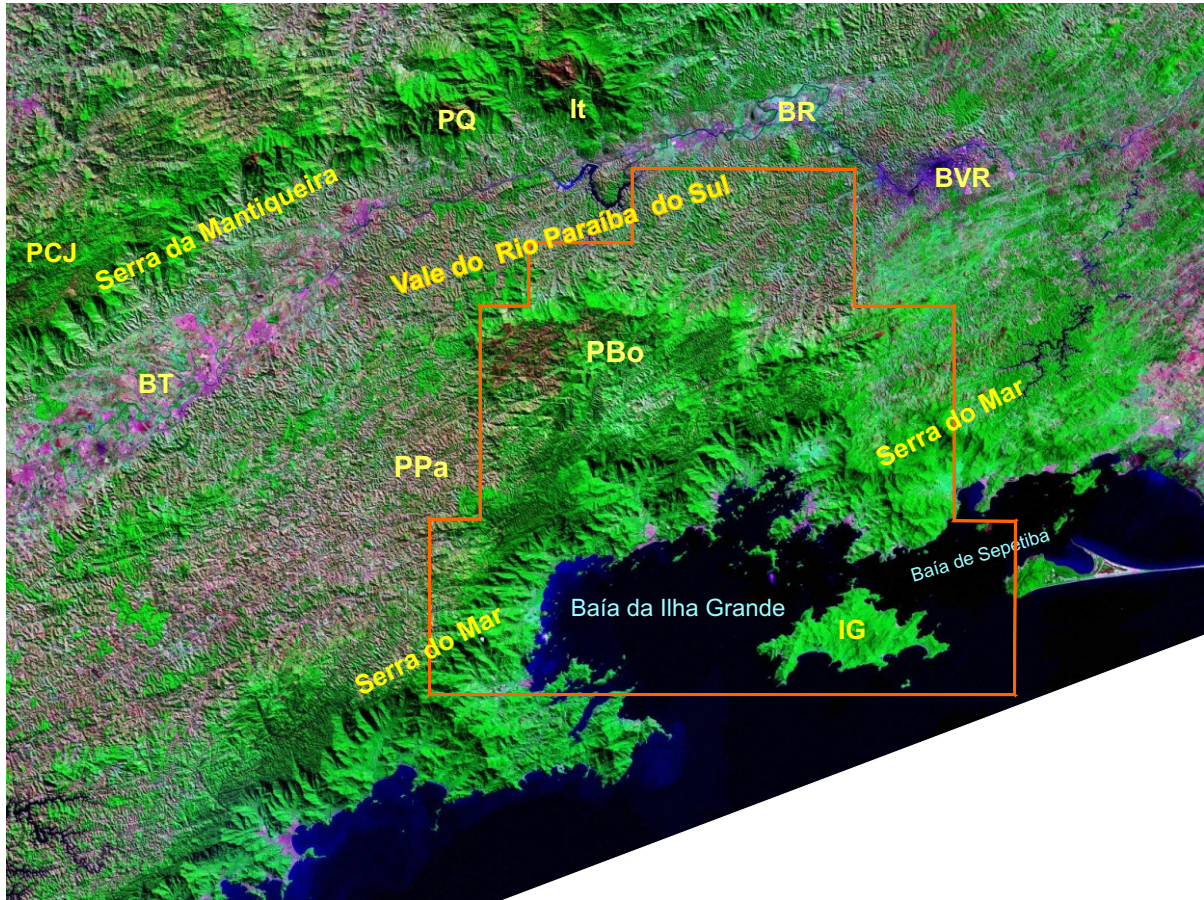


FIGURA 2.2 - Principais feições geomorfológicas e localização da área de estudo (polígono laranja) no contexto das serras do Mar e da Mantiqueira e do vale do rio Paraíba do Sul, Sudeste do Brasil. Perceber a cobertura florestal da Mata Atlântica (verde), mais preservada na escarpa sul da Serra do Mar e no Planalto da Bocaina, comparada ao degradado vale do rio Paraíba do Sul. Abreviaturas: PBo - Planalto da Bocaina; PPa - Planalto do Paraitinga; PCJ - Planalto de Campos do Jordão; It - Maciço de Itatiaia; PQ - Maciço de Passa Quatro; IG - Ilha Grande. Bacias cenozóicas (Riftes Continentais): BT - Bacia de Taubaté; BR - Bacia de Resende; BVR - Bacia de Volta Redonda. Fonte: imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), USGS-NASA, 2004.

A ocupação promovida pela colonização portuguesa iniciou-se efetivamente na região a partir do século XVII, com a abertura dos *caminhos do ouro* que ligavam a região de Diamantina e Ouro Preto, nas Minas Gerais à costa da baía da Ilha Grande, cruzando a Serra da Bocaina. As tropas carregadas de ouro e diamantes seguiam em direção ao porto da antiga Vila de N. S. dos Remédios de Paraty, onde eram embarcados com destino à Europa. Os caminhos do ouro marcam a invasão das terras e destruição dos povos nativos que pertenciam, em sua maioria, ao grupo étnico dos tupinambás. Pelas bocainas da serra muitos caminhos do ouro calçados de pedras foram estabelecidos aproveitando parte das antigas trilhas indígenas, sendo alguns oficiais e outros usados para contrabando. O principal caminho era uma antiga trilha dos guaianás, que ligava Parati, passando pela freguesia de Facão (atual cidade de Cunha, SP), ao Vale do Paraíba e às vertentes da Mantiqueira. Outro caminho importante era o que cruzava a serra pela região de São José do Barreiro até a vila de Mambucaba, no litoral entre Angra dos Reis e Parati.

Ao final do século XVIII veio o declínio do *ciclo do ouro*, mas já a partir do século XIX estabeleceu-se outro ciclo econômico, a cafeicultura nas colinas do Vale do Paraíba. A monocultura do café, assim como a mineração, baseada no sistema exportador e escravocrata, produziu a maior fonte de riqueza do Brasil por várias décadas. A região do Vale do Paraíba foi, em certo período, a maior produtora de café do Brasil, possuindo ostentosas fazendas e uma influente aristocracia rural. Várias vilas cresceram nesta época, destacando-se Bananal, São José do Barreiro, Areias e Silveiras. O café era transportado pelas tropas através dos antigos *caminhos do ouro*, cruzando a Serra da Bocaina rumo os portos da Baía da Ilha Grande. Na costa, a lavoura de cana-de-açúcar e milho, além da pesca de baleias eram atividades comuns. O tráfico ilegal de escravos também se utilizava destes portos e caminhos para abastecer as fazendas de café. Posteriormente, perto de 1885, as tropas de burro foram substituídas pela ferrovia, ligando a região produtora do Vale do Paraíba à cidade do Rio de Janeiro. Assim com o fim dos *caminhos do ouro e do café*, as regiões dos portos de

Parati e Angra dos Reis perderam a importância, caindo na estagnação e isolamento.

O *ciclo do café* também gerou o maior rastro de destruição das florestas da Mata Atlântica no Vale do Paraíba. O declínio do ciclo do café no Vale do Paraíba chegou na passagem entre os séculos XIX e XX, decorrente da abolição dos escravos e da concorrência das fazendas do oeste paulista, somado ao esgotamento e erosão dos solos. Ressalta-se que as escarpas íngremes e as terras frias da Serra da Bocaina foram poupadas da cafeicultura, que não se adaptava a essas condições. No alto da serra existiam apenas ranchos isolados onde se praticavam lavouras de subsistência e que serviam pousos às tropas. Porém, porções significativas de florestas da Serra da Bocaina foram derrubadas com a chegada da ferrovia, para fornecimento de dormentes e carvão.

No início do século XX as terras abandonadas e desgastadas pelo café foram ocupadas pelas pastagens para criação de gado bovino e por lavouras diversas. Os novos fazendeiros e sitiantes, muitos de origem mineira ou imigrantes europeus, ocuparam também áreas no alto da serra.

Entre as décadas de 40 e 60 ocorreram grandes devastações da Mata Atlântica do planalto da Bocaina, visando a extração seletiva de madeiras nobres e, principalmente, a queima das florestas para fazer carvão. O *ciclo do carvão*, como este curto período pode ser reconhecido, abasteceu as primeiras siderúrgicas da região de Barra Mansa (RJ) e o comércio das cidades, incluindo o Rio de Janeiro.

A insustentabilidade das atividades econômicas acarretou no esvaziamento populacional da Serra da Bocaina, proporcionando a retomada gradativa da cobertura florestal, anteriormente desmatada pelas práticas agrícolas e pelo *ciclo do carvão*. Assim, um mosaico de florestas secundárias sob diversos estágios de recomposição cresceu sobre a Serra da Bocaina, mostrando a força de recuperação espontânea da Mata Atlântica.

No contexto ambiental, vale destacar a criação do Parque Nacional da Serra da Bocaina em 1971, ocupando uma extensa área de 110.000 ha, desde os altos campos da Bocaina (a cerca de 2000 m de altitude) até o litoral.

Atualmente a Serra da Bocaina é ocupada por pequenos agricultores, fazendas de veraneio, hotéis e pousadas, além de áreas de reflorestamento comercial de pinus e eucalipto. O turismo constitui a principal atividade econômica contemporânea, destacando o turismo histórico de Parati e das cidades paulistas do ciclo do café, e o ecoturismo na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande. No entanto, danos ambientais como, por exemplo, queimadas, caça e extração predatória de palmito juçara (*Euterpe edulis*), persistem na região.

Portanto a região da Serra da Bocaina, ao seu modo, representa bem a ocupação da faixa costeira do Brasil, compreendendo um encontro de raças – índios, portugueses, africanos e imigrantes europeus – cuja mistura gerou o mestiço povo brasileiro. Foram realizadas atividades insustentáveis, seja pela própria transitoriedade das atividades sócio-econômicas, seja devido às características montanhosas e úmidas da Serra da Bocaina, condições que, por outro lado, propiciaram a relativa preservação deste remanescente da Mata Atlântica.

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

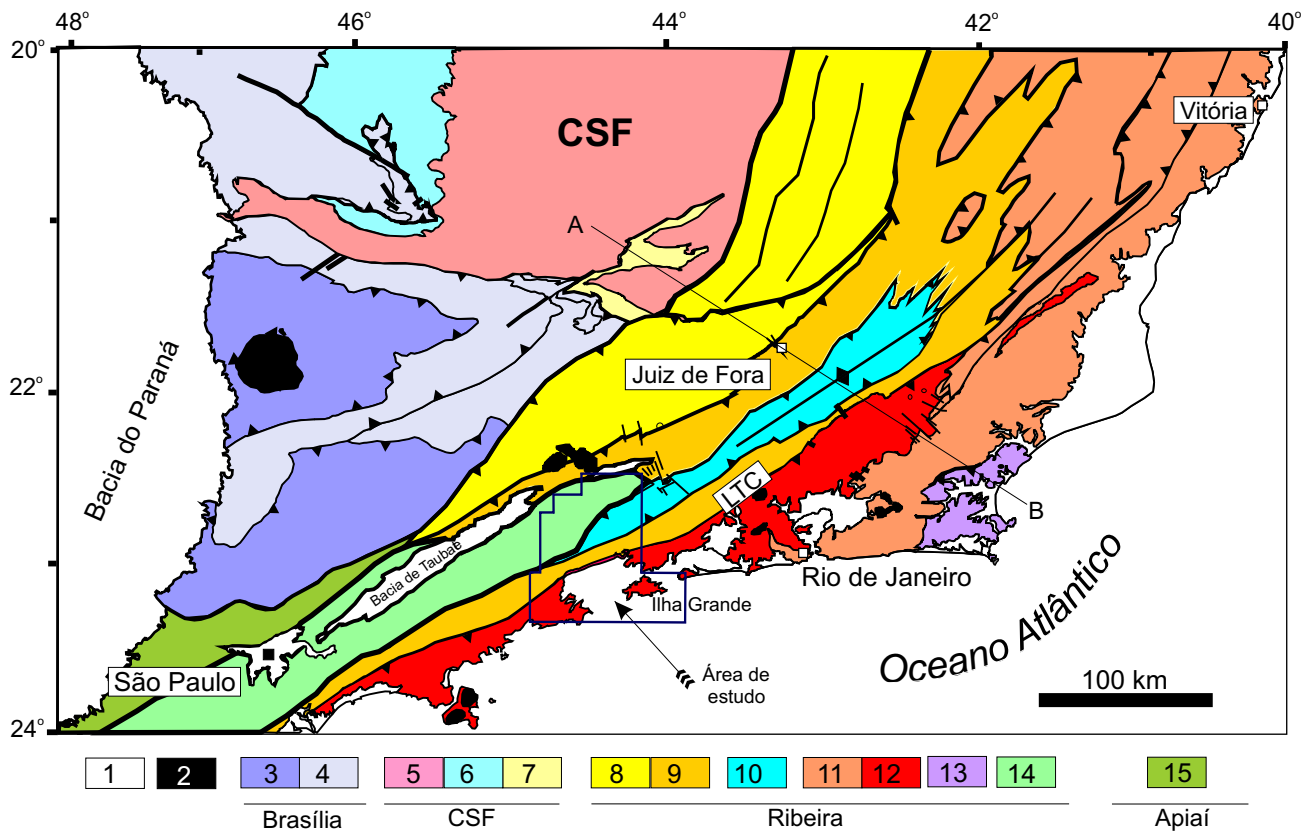
2.3.1 Tectônica da Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira constitui uma das entidades do Sistema Orogênico Mantiqueira formado durante a Orogênese Brasileira, entre o Neoproterozóico e o Ordoviciano. Responsável pela aglutinação de parte do continente Gondwana Ocidental, a Orogênese Brasileira envolveu um conjunto de colisões sucessivas, essencialmente diacrônicas ao longo do sistema orogênico. Deste modo, a Faixa Ribeira foi formada pela atuação de alguns estágios colisionais brasileiros, registrados no sul-sudeste brasileiro (Heilbron *et al.*, 2004).

Por sua vez, a Faixa Ribeira compreende um conjunto de terrenos tectônicos empilhados sucessivamente sobre a margem meridional do Cráton do São Francisco (Figura 2.3). O segmento central da Faixa Ribeira foi compartimentado por Heilbron *et al.*, (2000, 2004) em cinco unidades tectônicas principais: Terrenos Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Cabo Frio (Figura 2.3a). Esta compartimentação tectônica será adotada na área de estudo desta tese, onde afloram porções dos quatro primeiros terrenos. Todos os terrenos são limitados por empurrões ou zonas de cisalhamento oblíquas de alto ângulo transpressivas, destacando-se a complexa zona de sutura dobrada da Faixa Ribeira denominada de LTC - Limite Tectônico Central (ou CTB - *Central Tectonic Boundary*), que limita os Terrenos Ocidental e Oriental (Almeida *et al.*, 1998; Heilbron *et al.*, 2000) (Figura 2.3b).

O Terreno Ocidental representa a margem retrabalhada da paleoplaca São Francisco, sendo subdividido em dois domínios estruturais denominados de Andrelândia e Juiz de Fora, que são escamas de empurrão imbricadas para NNW, em direção à área cratônica (Figura 2.3). Os outros terrenos tectono-estratigráficos estão associados às outras placas ou têm sua origem ainda não determinada. O Terreno ou *Klippe* Paraíba do Sul constitui outra escama de empurrão que recobre o Terreno Ocidental. O Terreno Oriental abrange o arco

a)



b)

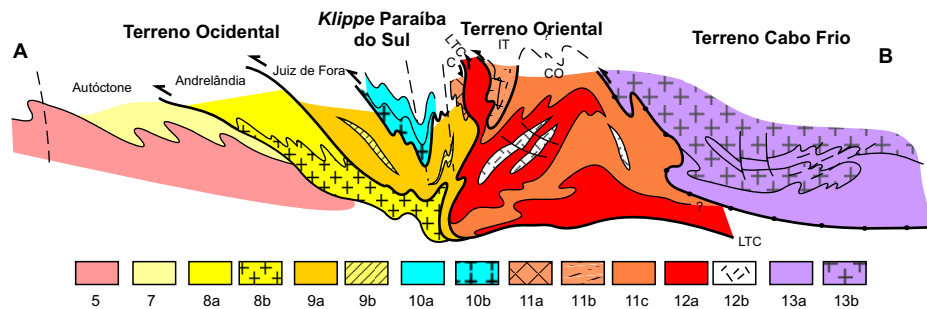


FIGURA 2.3 - a) Mapa tectônico do sudeste brasileiro modificado de Heilbron *et al.* (2004), com as principais unidades do setor central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Legenda: 1) Baía do Paraná e riftes/ sedimentos cenozóicos; 2) rochas alcalinas do Neocretáceo e Paleógeno; Orógeno Brasília: 3) nappes inferiores, 4) nappes superiores; Cráton do São Francisco (CSF): 5) embasamento, 6) Supergrupo São Francisco, 7) metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 e 9) Terreno Ocidental (Domínios Andrelândia e Juiz de Fora), 10) Terreno (ou Klippe) Paraíba do Sul, 11) Terreno Oriental incluindo 12) arco magmático Rio Negro, 13) Terreno Cabo Frio, 14) Terreno Embu; 15) Orógeno Apiaí (Terreno São Roque). LTC - Limite Tectônico Central.

b) Seção tectônica AB transversal ao segmento central da Faixa Ribeira (modificado de Heilbron *et al.*, 2004). Traço do perfil e legenda vide mapa acima, sendo que 8a, 9a, 10a, 11a, b, c e 13a correspondem às sequências metassedimentares, enquanto 8b, 9b, 10b e 13b ao embasamento dos respectivos terrenos. 11a - Domínio Cambuci (C), 11b - Domínio Italva (IT), 11c - Domínio Costeiro (CO), 12a - Arco Magmático Rio Negro e 12b - granitos colisionais.

magmático cordilherano gerado na etapa pré-colisional, podendo ser subdividido em três domínios estruturais: Domínios Costeiro, Cambuci e Italva (Figura 2.3b). Os Terrenos Ocidental, Paraíba do Sul, Embu e Oriental estão relacionados a um primeiro estágio colisional, a ca. 580 Ma. Já o Terreno Cabo Frio, situado na região costeira do Estado do Rio de Janeiro, só foi colado aos demais numa colisão tardia no Cambriano, a ca. 520 Ma (Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004; Schmitt *et al.*, 2004). O Terreno Embu possui um posicionamento tectônico ainda indefinido, mas como a *Klippe* Paraíba do Sul, recobre em parte o Terreno Ocidental, podendo ambos terem uma origem relacionada ao Terreno Oriental.

UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

Os compartimentos tectônicos da Faixa Ribeira possuem associações litológicas, metamorfismo, magmatismo e estilos estruturais contrastantes. De maneira geral, as unidades lito-estratigráficas dos terrenos podem ser agrupadas, de acordo com o significado tectônico, em cinco conjuntos principais (Figura 2.3b): **a)** embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico de idade pré-1,8 Ga; **b)** coberturas supracrustais (metavulcano-sedimentares) paleo a meso-proterozóicas; **c)** coberturas supracrustais neoproterozóicas; **d)** coberturas supracrustais de posicionamento indefinido; **e)** granitóides brasileiros associados aos estágios pré, sin, tardi e pós-colisionais (Heilbron *et al.*, 2000, 2004; Trouw *et al.*, 2000).

Associações do Embasamento pré-1,8 Ga

Compreendem ortognaisses e ortogranulitos de composições variadas que incluem termos dioríticos, tonalíticos, granodioríticos e graníticos, além de intercalações de rochas básicas e sequências tipo *greenstone belt*. Estas rochas compõem as seguintes unidades do embasamento: a) Complexo Mantiqueira, no Domínio Andrelândia; b) Complexo Juiz de Fora, essencialmente granulítico, no Domínio Juiz de Fora; c) Complexo Quirino no Terreno Paraíba do Sul; d) Complexo Região dos Lagos, no Terreno Cabo Frio. Nos domínios do Terreno Oriental ainda não foram identificadas rochas do embasamento.

Coberturas Supracrustais Paleo a Mesoproterozóicas

Tratam-se de sucessões depositadas em bacias intracontinentais instaladas sobre o embasamento do paleocontinente São Francisco, que possuem baixo grau de metamorfismo e de deformação. São reconhecidas duas sucessões sedimentares distintas: a) Megassequência São João del Rei, mais velha e, predominantemente, quartzítica; b) Megassequência Carandaí, discordante à anterior, composta por rochas carbonáticas e pelíticas (Ribeiro *et al.*, 1995, 2003).

Coberturas Supracrustais Neoproterozóicas

A cobertura metassedimentar nos Domínios Andrelândia e Juiz de Fora, do Terreno Ocidental, é representada pela Megassequência Andrelândia, geralmente siliciclástica, com paragnaisses e xistos pelíticos intercalados com quartzitos feldspáticos. Já no Terreno Oriental predominam gnaisses pelíticos a semi-pelíticos com intercalações de rochas carbonáticas nos Domínios Cambuci e Italva, e pelíticas, quartzíticas a calcissilicáticas no Domínio Costeiro. A Sucessão Búzios corresponde a cobertura do Terreno Cabo Frio, composta por gnaisses pelíticos com anfibólitos e rochas calcissilicáticas intercaladas.

Coberturas Supracrustais de Posicionamento Indefinido

Na *Klippe* Paraíba do Sul a cobertura supracrustal proterozóica é denominada de Grupo Paraíba do Sul, constituído por gnaisses bandados com intercalações de xistos pelíticos, mármore e rochas calcissilicáticas. Outra unidade com idade em aberto é o Complexo Embu inserido no terreno homônimo, que foi originalmente descrito como gnaisses e xistos migmatíticos associados à base do Grupo Açungui (Hasui & Sadowski, 1976). Esta unidade foi, posteriormente, redefinida como uma seqüência supracrustal sob diversos graus de metamorfismo, possivelmente, correlata ao Grupo Paraíba do Sul¹. O

¹ Relato do encontro temático do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste sobre a *Geologia dos Complexos Paraíba do Sul e Embu*, realizado em 1991, São Paulo, elaborado por Mário C.H. Figueiredo e Edgard Santoro.

Complexo Embu é composto, principalmente, por gnaisses xistosos com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas.

Rochas Granitóides Brasilianas

As rochas granitóides neoproterozóicas a ordovicianas são produto dos diferentes estágios da Orogênese Brasiliana, sendo subdivididas em diferentes intervalos de tempo, baseado nas relações com a deformação e o metamorfismo, bem como nas datações U-Pb (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2000; Valladares *et al.*, 2000; Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003, entre outros). Este magmatismo brasileiro será descrito a seguir junto com a evolução geológica.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

São reconhecidos quatro principais estágios tectônicos no desenvolvimento da Faixa Ribeira, relacionados à história da Orogênese Brasiliana neste segmento do Sistema Orogênico Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2000, 2004; Trouw *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Cada estágio evolutivo apresenta características estruturais, metamórficas e magmáticas próprias.

1) Estágio pré-colisional (~790-590 Ma) – compreende a subducção oceânica da margem do Terreno Ocidental (Placa São Francisco) para leste, que resultou na geração de um arco magmático na margem ativa do Terreno Oriental. Este magmatismo pré-colisional, gerado entre 790-620 Ma, compreende ortognaisses tonalíticos a graníticos calcio-alcalinos, ricos em enclaves dioríticos e gabróicos (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003).

2) Estágio colisional I (590-560 Ma) – o consumo da crosta oceânica causou a colisão entre os Terrenos Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul, resultando na etapa de deformação principal do orógeno, contemporânea à extensa geração de granitóides e ao ápice do metamorfismo, que varia desde a fácies xisto-verde, na borda cratônica, até a fácies granulito de média pressão. A deformação principal representa a etapa de maior encurtamento crustal, sendo

constituída por duas fases (D₁+D₂) que geraram as estruturas penetrativas mais importantes (foliações, lineações de estiramento, dobras). A deformação principal é responsável pela compartimentação tectônica da faixa, gerada pelo empilhamento dos terrenos, por meio de empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas com transporte tectônico rumo ao Cráton do São Francisco (Heilbron *et al.*, 2000) (Figura 2.3b). O magmatismo sin-colisional compreende diversas suítes granitóides calcio-alcálicas, peraluminosas a metaluminosas, que possuem uma foliação marcante, por vezes milonítica, paralela ao *trend* estrutural NE-SW das encaixantes. São rochas produzidas pela fusão, tanto da cobertura metassedimentar, como do embasamento ortoderivado. Ao final desta etapa, foram gerados granitos fracamente foliados, como por exemplo, o Batólito Serra dos Órgãos no Terreno Oriental, com idade U-Pb de ca. 560 Ma (Tupinambá, 1999; Silva *et al.*, 2005).

3) Estágio colisional II (530-510 Ma) - consiste do último evento colisional registrado na Faixa Ribeira, correspondente à colagem do Terreno Cabo Frio no Terreno Oriental, caracterizada por Schmitt *et al.* (2004). Esta colisão revela o diacronismo dos sistemas orogênicos, e resultou numa fase de deformação tardia nos Terrenos Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Ocidental, previamente amalgamados. A deformação D₃ gerou dobras abertas e zonas de cisalhamento subverticais com componentes de movimentação horizontal dextral. Como estruturas importantes desta fase, destacam-se a megassinforma e a zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 1991, 2000). Ao mesmo tempo, deformação intensa associada a metamorfismo de pressão média a alta que atingiu a fácies granulito ocorria no Terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2004). O magmatismo tardi-colisional envolve, principalmente, corpos de leucogrânito fracamente peraluminoso, com foliação de fluxo nos bordos paralela às zonas de cisalhamento relacionadas à deformação tardia.

4) Estágio de colapso orogênico (510-480 Ma) - compreende uma fase de deformação (D₄) que marca a transição para um regime tectônico extensional, evidenciando o colapso da Orógeno Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004). As estruturas

típicas desta fase são zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis subverticais, longitudinais (direção NE) ou transversais (NW) ao orógeno, podendo apresentar movimentos normais e transtensionais. O magmatismo pós-colisional gerou granitos calcio-alcalinos, metaluminosos, não foliados, mas por vezes, com uma foliação de fluxo paralela aos contatos. São rochas porfiríticas a equigranulares com frequentes enclaves de rochas máficas. Predominam no Terreno Oriental, ocorrendo na forma de *stocks*, *facólitos*, *sills* ou *diques*, por vezes encaixados nas zonas de cisalhamentos NW (Junho, 1993; Tupinambá *et al.*, 2000). Nos estágios tardi a pós-orogênicos também foram geradas pequenas bacias sedimentares como, por exemplo, os depósitos siliciclásticos da bacia do Pico do Itapeva (Riccomini, 1993), situada na Serra da Mantiqueira no contato entre os Domínios Andrelândia e Juiz de Fora no Terreno Ocidental.

2.3.2 Tectônica Mesozóica e Cenozóica

Fechada a Orogênese Brasileira e consolidado o Gondwana Ocidental, a região ocupada pela Faixa Ribeira tornou-se um ambiente intraplaca a partir do Neo-ordoviciano, contemporaneamente aos primeiros registros de rifteamento e sedimentação na Bacia do Paraná (Milani, 2004). Como os demais orógenos e crátons brasileiros, esta faixa serviu de área-fonte dos sedimentos que preencheram as bacias intracontinentais. Uma longa história de denudação da Faixa Ribeira se sucedeu até os sinais dos primeiros registros de reativações tectônicas mesozóicas. Desta forma, a fragmentação do Gondwana no sudeste do Brasil, a partir do Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, marca o início da reativação tectônica, originalmente denominada de *Reativação Wealdeniana* por Almeida (1967). Esta reativação mesozóica-cenozóica de caráter essencialmente rúptil é registrada na Faixa Ribeira, na forma de magmatismo fissural e diapírico, bacias sedimentares, falhas e fraturas. A princípio, duas etapas tectônicas principais podem ser reconhecidas: a) quebra do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo; b) magmatismo alcalino e formação dos riftes continentais, do Cretáceo Superior ao Paleógeno.

QUEBRA DO GONDWANA & ABERTURA DO ATLÂNTICO SUL

Diques de rochas toleíticas (basaltos, diabásios e gabros) são os principais registros da quebra do Gondwana Ocidental neste segmento do embasamento, formado pela Faixa Ribeira, que bordeja as bacias de Santos e Campos. De modo geral, predominam diques relacionados ao enxame de direção NE-SW que aflora na zona costeira e serrana do sudeste brasileiro. Estes corpos conhecidos como enxame de diques da Serra do Mar (Almeida, 1986), são contemporâneos aos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná e ao enxame de diques do arco de Ponta Grossa de direção NW-SE, com idades K-Ar e Ar-Ar entre 139 e 125 Ma (Turner *et al.*, 1994; Renne *et al.*, 1996). Nas bacias de Santos e Campos o magmatismo toleítico também é registrado, com idades K-Ar entre 134 e 121 Ma (Mizusaki *et al.*, 1988; Mizusaki & Thomaz Filho, 2004).

No entanto, Guedes *et al.* (2005) reconheceram diques toleíticos jurássicos a cretácicos no embasamento das bacias terciárias de Resende e Volta Redonda, no médio vale do Paraíba do Sul, vizinha a área de estudo desta tese (Figura 2.4). Baseados em dados geoquímicos e geocronológicos (K-Ar e Ar-Ar), foram identificados diques de direção NW com idades entre 193 e 145 Ma, e diques NNE datados entre 138 e 135 Ma, correlatos ao enxame da Serra do Mar. Os autores sugerem que os diques jurássicos correspondem a estágios distensionais pré-rifte, anteriores a abertura do Atlântico Sul.

O extenso magmatismo toleítico marca o início da formação dos riftes do Atlântico Sul, preenchidos por sequências lacustrinas siliciclásticas e carbonáticas no Neocomiano e Barremiano (Mohriak, 2004). A arquitetura dos riftes neocomianos foi fortemente condicionada pelas estruturas preexistentes dos orógenos brasileiros (Heilbron *et al.*, 2000; Meisling *et al.*, 2001). Assumindo uma extensão leste-oeste do Atlântico Sul, os riftes relacionados as Bacias de Santos e Campos herdaram a direção ENE, oblíqua ao restante da margem. Estes riftes oblíquos do sudeste brasileiro foram segmentados por zonas de

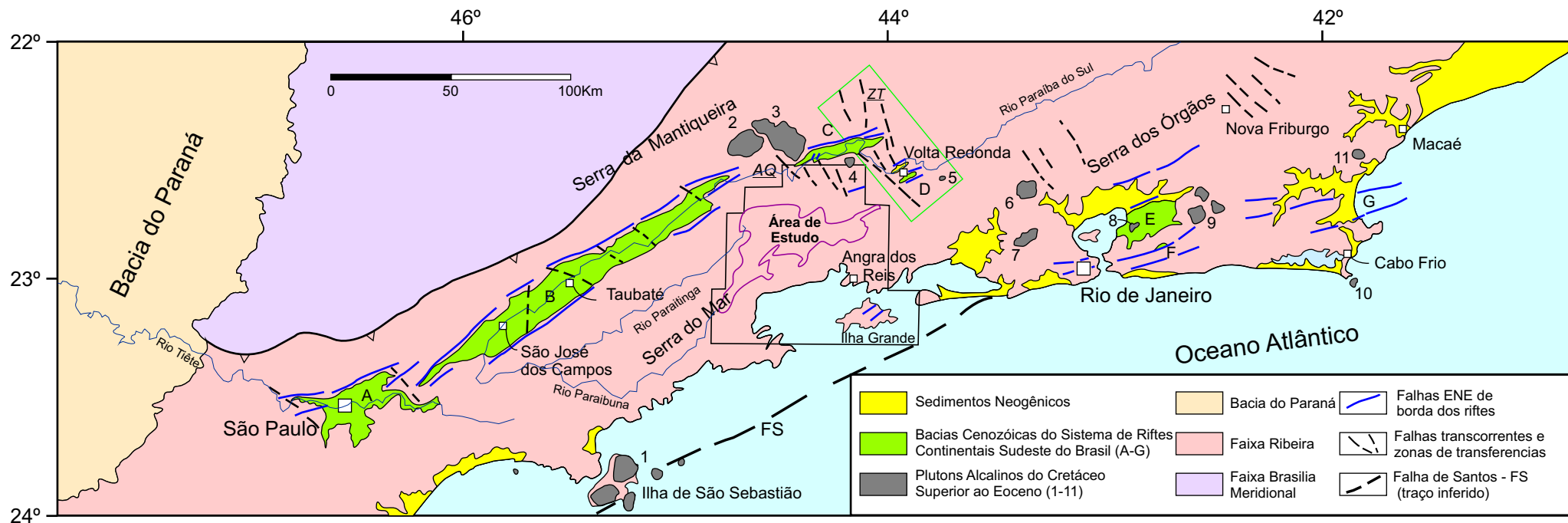


FIGURA 2.4 - Mapa tectônico simplificado do Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB), mostrando as principais estruturas e unidades geológicas. Legenda: Plútons de rochas alcalinas - 1) Ilhas de São Sebastião, dos Búzios e Vitória, 2) Passa Quatro, 3) Itatiaia, 4) Morro Redondo, 5) Serra dos Tomazes, 6) Tinguá, 7) Mendanha, 8) Itaúna, 9) Tanguá, Soarinho e Rio Bonito, 10) Ilha de Cabo Frio, 11) Morro de São João; Bacias cenozóicas do RCSB - A) São Paulo, B) Taubaté, C) Resende, D) Volta Redonda, E) Macacu, F) Itaboraí, G) Graben de Barra de São João. AQ - Alto de Queluz; ZT - Zona de Fraqueza Crustal (ou Transferência) de Barra Mansa com falhas e diques toleíticos NNW (polígono verde). A linha violeta dentro do polígono da área de estudo é o limite do Planalto da Bocaina. Fontes: modificado de Riccomini *et al.* (2004), Heilbron *et al.* (2004), Valeriano & Heilbron (1993) e Almeida (1976).

transferências de direção NW, que sofreram reativações neocretácicas e terciárias (Meisling *et al.*, 2001; Cobbold *et al.*, 2001).

Importante relatar que os derrames toleíticos eocretácicos poderiam ter coberto não somente a Bacia do Paraná (Formação Serra Geral), mas como também o embasamento da margem dos riftes (Almeida, 1976; ver estágio 1 da Figura 2.5).

MAGMATISMO ALCALINO & OS RIFTES CONTINENTAIS DO SUDESTE DO BRASIL

Entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, já com ambientes marinhos francos, ocorreu um novo pulso magmático, agora de caráter alcalino. Dezenas de ocorrências de corpos alcalinos (*plutons*, *stocks*, diques e derrames vulcânicos) são encontradas no embasamento emerso do sudeste brasileiro, compondo a *Província Serra do Mar* e o Alinhamento Mágmatco de Cabo Frio (Almeida 1983, 1991) (Figura 2.4). Nos corpos plutônicos principais predominam rochas alcalinas félsicas (p.ex. sienitos) e suas idades K-Ar variam de 86 a 52 Ma (Tabela 2.1).

Enxames de diques alcalinos com direção principal ENE ocorrem próximos aos corpos plutônicos. Os tipos litológicos comuns são lamprófiros e fonolitos, e suas idades K-Ar e Ar-Ar ficam em torno de 86 e 64 Ma, respectivamente (Guedes *et al.*, 2005). No *Graben* da Guanabara hialoclastitos fonolíticos da Bacia de Macacu forneceram idades Ar-Ar de 66 Ma (Ferrari, 2001). Porém, os derrames de ankaramitos (alcalina ultramáfica) intercalados nos sedimentos das bacias de Volta Redonda e Itaboraí, possuem idades mais novas, respectivamente, 48 Ma (Ar-Ar) e 53 Ma (K-Ar) (Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992; Riccomini *et al.*, 2004). No contexto das bacias marginais, são registrados basaltos alcalinos relacionados a dois pulsos diferentes, um mais velho com idades Ar-Ar em torno de 85-80 Ma na Bacia de Santos (Szatmari *et al.*, 2000), e outro com idades K-Ar entre 50-40 Ma, no Alto de Cabo Frio que separa as bacias de Campos e Santos (Misuzaki & Mohriak, 1993). Este último parece correlato aos derrames ankaramíticos das bacias *on-shore* citadas acima.

TABELA 2.1 - Relação dos corpos alcalinos com idades K-Ar do alinhamento Magmático Cabo Frio (Almeida, 1991).

| Corpo Alcalino | Idade K-Ar (Ma) | Fonte |
|--|-----------------|--------|
| Complexo da Ilha de São Sebastião e vizinhas | 81 | (1) |
| Poços de Caldas | 84-75 | (1, 3) |
| Ponte Nova | 86 | (1) |
| Maciço de Passa Quatro | 67 | (3) |
| Maciço de Itatiaia | 73-66 | (3) |
| Morro Redondo | 73-65 | (1, 2) |
| Tinguá | 63 | (3) |
| Mendanha e Marapicu | 72 | (1) |
| Itaúna | 63 | (3) |
| Maciços de Rio Bonito, Soarinho e Tanguá | 69, 60 e 63 | (1, 3) |
| Morro de São João | 60 | (3) |
| Ilha de Cabo Frio | 52 | (3) |

Fontes: (1) Cordani & Teixeira (1979); (2) Brotzu *et al.*, (1989); (3) Thomaz Filho & Rodrigues, (1999).

De forma geral, dois grupos de idades de magmatismo podem ser individualizados: a) idade neocretácica a paleocênica (86-59 Ma); b) e o mais novo, de idade eocênica (<53 Ma) (Riccomini *et al.*, 2004; Guedes *et al.*, 2005). A tendência dos corpos alcalinos relacionados ao Alinhamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio apresentarem, em geral, idades mais novas em direção a leste (do interior para costa), sugere o traçado de um *hot spot* mantélico sob a placa sul-americana (Herz, 1977; Sadowski & Dias Neto, 1981; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). Este traçado é reforçado pela conexão com as manifestações vulcânicas da área *off-shore*: Bacia de Campos, arquipélago de Abrolhos, montes submarinos e na ilha de Trindade. A passagem do *Hot Spot* de Trindade como é conhecido, seria também condicionado pelas reativações das zonas de transferências neocomianas da fase-rifte, que conduziriam os magmas mantélicos (Meisling *et al.*, 2001). Isto explicaria, em parte, algumas exceções na polaridade das idades ao longo do alinhamento e, por exemplo, as intrusões da Ilha de São Sebastião e vizinhas, estariam conectadas a outra zona de

transferência NW (Cobbold *et al.*, 2001). Por outro lado, há uma mistura de idades neocretácicas e paleogênicas do magmatismo ao longo de Alinhamento de Cabo Frio, que sugere tratar-se de uma zona de fratura com pelo menos dois pulsos de reativação.

Outra feição estrutural marcante no cenário regional é o Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil² (RCSB; Ricomini, 1989). Compreende de uma faixa alongada e deprimida com cerca de 1000 Km de extensão, desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ), no litoral fluminense (Figura 2.4). Nesta faixa encontram-se instaladas uma sequência de bacias tafrogênicas cenozóicas, que podem ser agrupadas em três segmentos: a) ocidental, com a Bacia de Curitiba e os *Grabens* de Cananéia e Sete Barras; b) central, bacias de São Paulo e as do vale do Paraíba do Sul – Taubaté, Resende e Volta Redonda; c) oriental, bacias de Macacu e Itaboraí no *Graben* da Guanabara, e o *Graben* de Barra de São João, na região submersa (Ricomini *et al.*, 2004). A área de estudo desta tese se insere na borda do segmento central do RCSB, especificamente, a sul da Bacia de Resende e a SW da Bacia de Taubaté (Figura 2.4). Portanto, daqui pra frente será focado este setor do RCSB.

Os riftes do segmento central são, em geral, do tipo hemi-grabens, com a falha mestra de direção ENE situada na borda norte e basculamento do assoalho da bacia para NW. Os depocentros das bacias situam-se junto a essas bordas de falha, que se encontram frequentemente, preenchidas por brechas tectônicas silicificadas. A arquitetura dos riftes também é caracterizada pela presença de altos estruturais internos de direção NW ou NE (Melo *et al.*, 1985; Ricomini 1989). A Bacia de Taubaté, maior depressão do RCSB, possui uma alternância da geometria e dos depocentros ao longo de seu eixo, decorrente dos altos estruturais que segmentam internamente o rifte (Fernandes & Kiang, 2003; Ricomini *et al.*, 2004). As bacias do segmento central do RCSB são separadas entre si, pelos altos de embasamento, são eles: alto de Floriano-Barra

² O nome original é *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Ricomini, 1989).

Mansa, Queluz e Arujá, que separam, respectivamente, as Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo.

Em relação à sedimentação do segmento central do RCSB, as bacias foram preenchidas por sucessões paleogênicas relacionadas ao Grupo Taubaté (Riccomini 1989), composto pelas seguintes formações: a) Resende, sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados; b) Tremembé, sistema lacustre; c) São Paulo (mais nova), sistema fluvial meandrante. Posteriormente, foram depositados sedimentos fluviais, de leques aluviais e coluviais de idade neogênica.

As lavas de ankaramito que afloram no *Graben* da Casa de Pedra (Bacia de Volta Redonda) que se encontram intercaladas aos sedimentos da Formação Resende foram datadas em 43 Ma (K-Ar) e 48 Ma (Ar-Ar), permitindo balizar uma idade eocênica para a sedimentação no setor central do RCSB (Riccomini *et al.*, 1983, 2004). No entanto, na Bacia de Itaboraí (setor oriental), os derrames ankaramíticos datados em 53 Ma (K-Ar), posicionam os calcários fossilíferos da Formação Itaboraí, unidade basal desta bacia, no Paleoceno (Couto, 1958 *apud* Almeida & Carneiro, 1998; Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992). Neste contexto, é importante ressaltar a interseção espacial entre os segmentos central e oriental do RCSB e o alinhamento magmático alcalino de Cabo Frio (Figura 2.4). Apesar dos plútons alcalinos possuírem idades mais velhas, neocretácicas a paleocênicas, os derrames ankaramíticos revelam a reincidência deste magmatismo durante a sedimentação.

Na borda leste da Bacia de Resende, Ramos (1997, 2003) identificou uma sucessão de conglomerados e arenitos denominada de Formação Quatis, um sistema fluvial entrelaçado mais antigo que a Formação Resende. Confirmando esta relação estratigráfica, a idade da Formação Quatis seria paleocênica a eocênica inicial (Ramos, 2003). Este autor também incluiu nesta unidade os depósitos da Fazenda Cafundó, entre as Bacias de Resende e de Volta Redonda, anteriormente correlacionados a Formação Resende (Carmo, 1996).

Quanto à evolução tectônica do RCSB, Riccomini (1989) propôs que o segmento central foi gerado num regime distensivo NNW-SSE no Paleógeno, reativando antigas estruturas NE da Faixa Ribeira. Nesta época, este setor comporia um único rifte contínuo, desde a Bacia de São Paulo até Volta Redonda. A segmentação desta extensa bacia ocorreu somente durante as reativações neogênicas, através da formação de altos estruturais. A presença de sedimentos paleogênicos sobre estes altos estruturais também sugere uma ligação pretérita entre as bacias. Outro modelo proposto por Cobbold *et al.* (2001), baseado na integração de dados das áreas *onshore* e *offshore*, indica que as bacias do RCSB seriam do tipo *pull apart*, geradas num regime transtensivo paleogênico. Esta proposta inclui as reativações das zonas de transferências neocomianas NW, responsáveis pelos altos do embasamento que segmentam o RCSB, contemporâneas à sedimentação paleogênica. Ramos (2003), baseado em estudos estratigráficos da Bacia de Resende, também sugeriu que o setor central do RCSB já seria segmentado desde a sua formação. Porém, as bacias pertenceriam a um mesmo sistema hidrográfico regional, de modo similar ao que ocorre atualmente com a bacia do rio Paraíba do Sul.

O Alto Estrutural Floriano-Barra Mansa entre as bacias de Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989), foi também denominado de Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993) ou de Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa (Almeida *et al.*, 1999), e compreende um enxame de diques toleíticos, falhas e fraturas de direção NNW (Figura 2.4). A presença de diques jurássicos sugere que esta zona foi ativa anteriormente à abertura do Atlântico Sul, sendo reativada no Paleógeno como uma zona de transferência que conecta os *grabens* do Vale do Paraíba do Sul e o da Guanabara (Almeida *et al.*, 2002).

Durante o Neógeno as bacias do setor central do RCSB e o embasamento adjacente mostram evidências de fases de deformação com mudanças no campo de esforços variando entre regimes transcorrentes (transpressivos) e extensionais. Deste modo, os registros de atividades neotectônicas afetando os sedimentos pleistocênicos e holocênicos são baseados na presença tanto de

estruturas distensivas, como compressivas (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 1989, 2004; Salvador & Riccomini, 1995; Gontijo, 1999; Sanson *et al.*, 2003). A Tabela 2.1 resume as principais propostas sobre os eventos de deformação envolvendo a geração (Paleógeno) e deformação (Neógeno) do setor central do RCSB.

TABELA 2.2 - Síntese dos eventos de deformação geradores e modificadores do segmento central do Rifte Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB), segundo vários autores.

| TEMPO | Riccomini (1989); Salvador & Riccomini (1995) *2; Riccomini <i>et al.</i> (2004) *1 | Gontijo (1999) *3 | Cobbold <i>et al.</i> (2001) *3 *4 | Sanson <i>et al.</i> (2003) *3 |
|--------------------|---|--|---|--|
| Neógeno 23,8 Ma | Compressão E-W Extensão WNW-ESE (holocênicas) | Transpressão destal ENE- WSW (pliocênica- holocênica) | Transpressão destal E-W | Extensão NW-SE (holocênica) |
| | Transcorrência destal com compressão NW-SE | | | Transcorrência destal E-W (pleistocênica- holocênica) |
| | Transcorrência sinistral E- W com extensão NW-SE | | | |
| Paleógeno 65 Ma | RCSB: extensão NNW-SSE | RCSB: extensão NW-SE | RCSB: transtensão NE-SW destal com zonas de transfe- rências sinistrais | |

*1 - para toda extensão do segmento central do RCSB; *2 - área do alto de Queluz entre as bacias de Taubaté e Resende; *3 - Bacia de Volta Redonda e região de Bananal (SP); *4 - áreas emersas e *off-shore* das Bacias de Santos e Campo, Sudeste do Brasil.

Para finalizar a tectônica do Cretáceo e Cenozóico do sudeste brasileiro, a seguir será relatado o modelo evolutivo elaborado por Almeida (1976), posteriormente, revisto por Almeida & Carneiro (1998) e sintetizado na Figura 2.5. Este modelo integra a geologia das bacias formadas em períodos distintos - bacias do Paraná, de Santos e do RCSB - somado ao controle exercido pelo embasamento pré-cambriano e contempla também a evolução geomorfológica, especialmente, a formação da Superfície Japi e da Serra do Mar.

Segundo este modelo, a Superfície Japi teria sido formada em resposta ao sorguimento neocretáceo da margem continental, representando uma extensa denudação que forneceu os sedimentos clásticos para as Formações Santos e Juréia na Bacia de Santos (Pereira & Feijó, 1994), e para Grupo Bauru na Bacia do Paraná. Entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno a foz de uma grande bacia

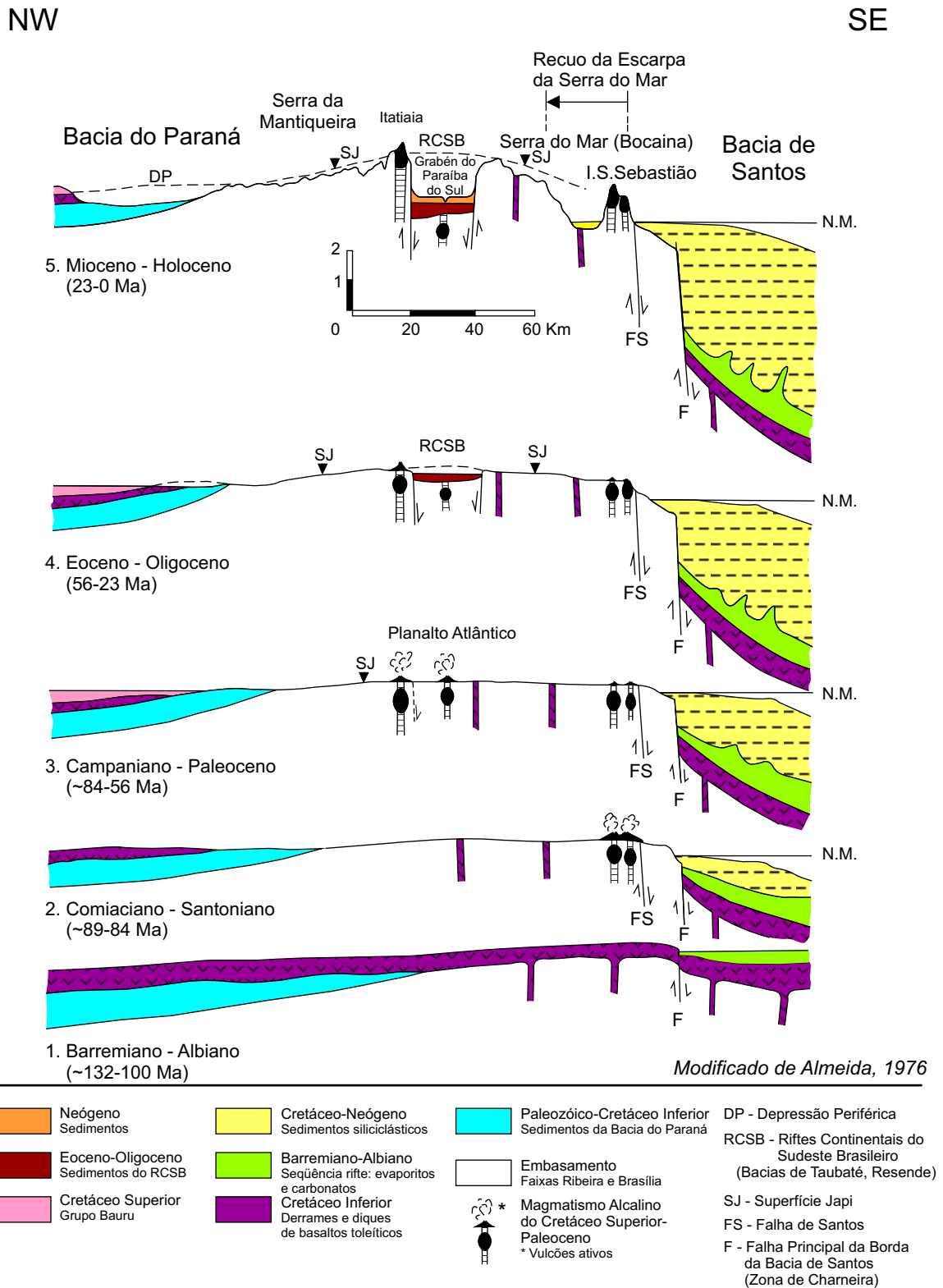


FIGURA 2.5 - Seções esquemáticas com possível evolução tectônica da borda continental da Bacia de Santos. Modificado de Almeida (1976) e com adendos extraídos de Almeida & Carneiro (1998). As idades dos estágios evolutivos foram atualizadas mediante os novos dados geocronológicos.

de drenagem deveria situar-se junto as atuais baías da Ilha Grande e Sepetiba, preenchendo a Bacia de Santos de turbiditos siliciclásticos, em detrimento da Bacia de Campos (Bacoccoli & Aranha, 1984 *apud* Cobbold *et al.*, 2001; Castro, 2000). Deste modo, o soerguimento de uma *proto-Serra do Mar* teria ocorrido entre o Turoniano e o Santoniano (~93-84 Ma), talvez concomitante às primeiras manifestações do magmatismo alcalino (estágios 2 e 3 da Figura 2.5). Idades de traço de fissão em apatitas situadas entre 100 e 60 Ma predominam na faixa costeira do SSE do Brasil, corroborando com a época deste soerguimento e permitindo estimar uma denudação de mais de 3 km de crosta (Gallagher *et al.*, 1994; Cobbold *et al.*, 2001).

A atual Serra do Mar teria iniciado seu soerguimento durante o Paleoceno, previamente ou concomitante a geração do RCSB (estágio 4 da Figura 2.5), deformando a Superfície Japi, de idade neocretácea a eopaleocênica, que teria erodido parcialmente os vulcões alcalinos e exposto seus pares plutônicos. Esta reativação tectônica reorganizou a rede de drenagem, promovendo a expansão das cabeceiras dos rios associados a Bacia de Campos, capturando o *proto-rio Paraíba do Sul* que drenava o setor central do RCSB. Desta forma, a Bacia de Campos, principalmente a partir do Neógeno, foi suprida de turbiditos siliciclásticos antes depositados na Bacia de Santos (Bacoccoli & Aranha, 1984 *apud* Cobbold *et al.*, 2001; Castro, 2000). Durante o Neógeno, a Serra do Mar evoluiu por meio do recuo erosivo de sua escarpa atlântica, situada originalmente junto à Falha de Santos (Figura 2.4), a SE da sua posição atual (estágio 5 da Figura 2.5). O recuo diferencial da escarpa teria sido condicionado mais pelos fatores lito-estruturais do embasamento do que por atividades neotectônicas (Almeida & Carneiro, 1998).

2.4 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

A região da Serra da Bocaina está inserida na faixa costeira do Planalto Atlântico no sudeste brasileiro. Diversos são os trabalhos de mapeamento do Planalto Atlântico, mas a despeito da nomenclatura utilizada, esta macro-

unidade geomorfológica compreende três principais domínios do relevo: a) domínios serranos escarpados (Serra do Mar e da Mantiqueira); b) planaltos suspensos (Bocaina, Campos do Jordão, reversos da Mantiqueira e da Serra dos Órgãos, entre outros); c) domínios colinosos ou de *mar de morros* das depressões interplanálticas (vales dos rios Tietê, Paraíba do Sul, Pomba-Muriaé, Doce, entre outros) (Figuras 2.6, 2.2). As seções topográficas da Figura 2.7, transversais a estes domínios do relevo, também ajudam ilustrar este segmento do Planalto Atlântico.

A Figura 2.6 mostra a hipsometria de parte do sudeste brasileiro ressaltando a profunda dissecação do Planalto Atlântico. Esta erosão é concentrada, principalmente, nos vales dos rios Paraíba do Sul, Pomba e drenagens costeiras na baixada da Baía de Guanabara, nos arredores do Rio de Janeiro, além dos rios Grande e alto curso do Tietê, que drenam para o interior, rumo à bacia do rio Paraná. Neste mapa, nota-se também a segmentação da Serra do Mar, em várias porções (de oeste para leste): a) Serra do Juqueriquerê, a NNW da Ilha de S. Sebastião; b) Serra da Bocaina; c) Serra dos Órgãos, na NNE da Baía da Guanabara; d) e no extremo nordeste, as serras do sul no Espírito Santo (p.ex. Serra do Caparaó). Deve-se enfatizar que as depressões topográficas alongadas do médio vale do Paraíba do Sul são controladas pelo segmento central do RCSB (comparar as Figuras 2.4 e 2.6).

Num contexto histórico, os estudos geomorfológicos do Planalto Atlântico têm focado a identificação das superfícies de aplainamento, seguindo as influências das escolas clássicas de W.M. Davis e L.C. King. De modo geral, os estudos sistemáticos começaram com de Martonne (1943), que reconheceu as superfícies Neogênica, das Cristas Médias e dos Campos, esta última mais antiga e situada em níveis topográficos mais altos das serras da Mantiqueira e do Mar. Este autor foi pioneiro, junto com Ruellan (1944), em afirmar o controle tectônico das falhas sobre o relevo das serras do Mar, da Mantiqueira e do Vale do Paraíba. King (1956) aplicando os conceitos de recuo paralelo das escarpas e pediplanação propôs vários ciclos de denudação e formação de superfícies

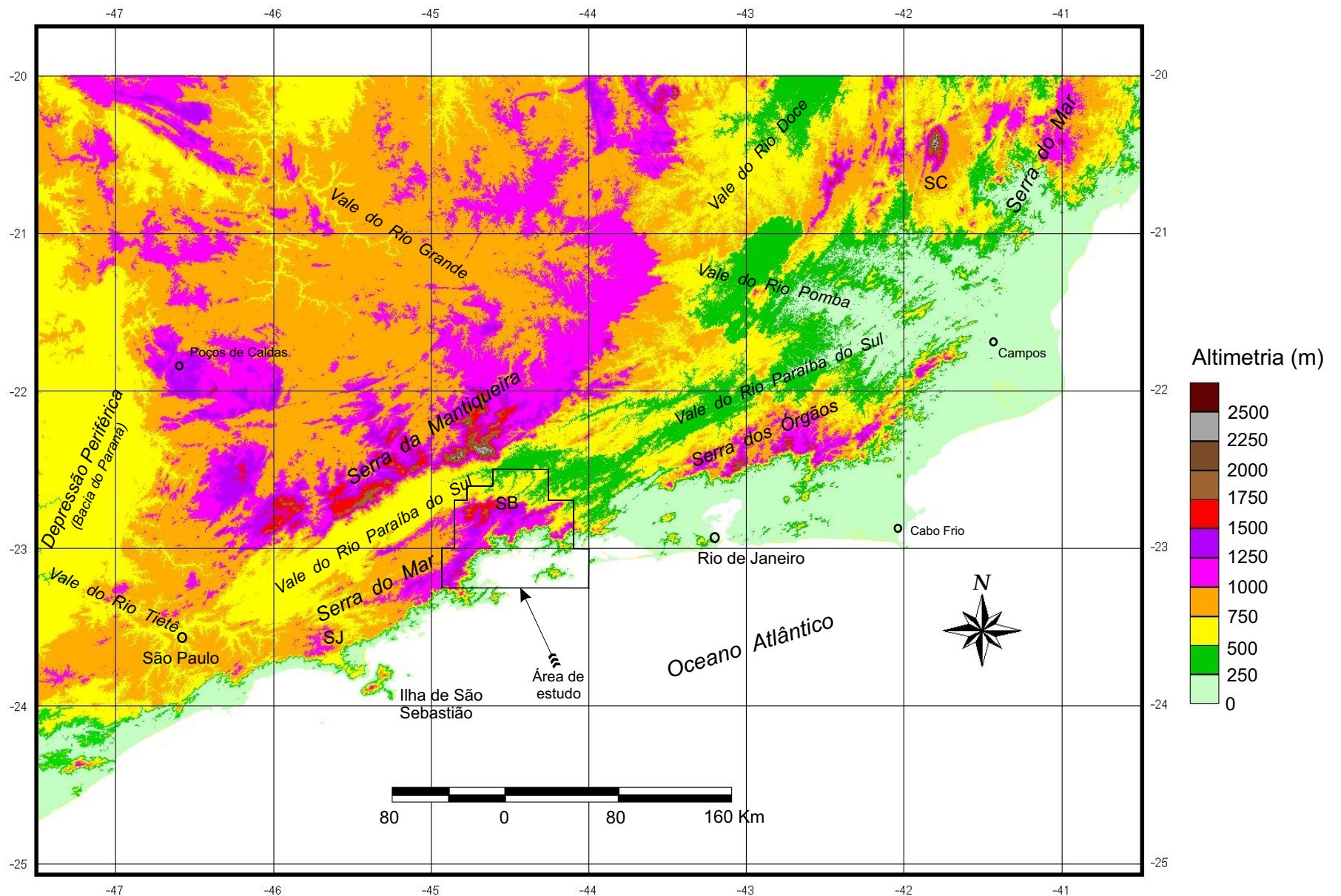
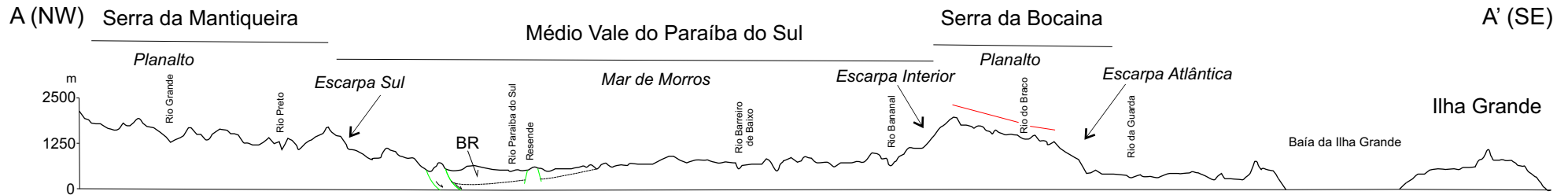


FIGURA 2.6 - Mapa hipsométrico do Planalto Atlântico no Sudeste do Brasil, limitado a oeste pela depressão periférica e a leste pelas planícies e maciços costeiros. Destacam-se os principais domínios do relevo: as serras e seus planaltos, e as depressões interplanálticas (vales). Observar a segmentação da Serra do Mar, denominada de Serra da Bocaina (SB), na área de estudo, e de Serra dos Órgãos, a NNE da cidade do Rio de Janeiro. Abreviaturas: SB - Serra da Bocaina; SC - Serra do Caparaó; SJ - Serra do Juqueriquerê. Fonte: imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), USGS-NASA, 2004.

a)



b)

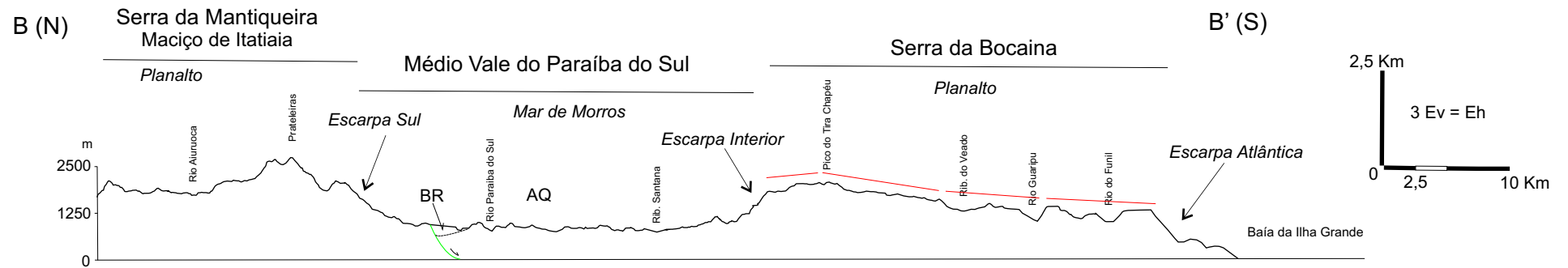


FIGURA 2.7 - Seções topográficas transversais às serras da Mantiqueira e da Bocaina, mostrando a depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul entre os dois domínios montanhosos. Destaca-se os domínios das escarpas atlântica e interior que limitam o Planalto da Bocaina, que possui uma inclinação para SE (linhas vermelhas). Notar que na seção (a) o Planalto da Bocaina é estreito comparado à seção (b). BR - Bacia de Resende; AQ - Alto de Queluz. As linhas verdes representam as falhas de borda e dos altos estruturais da BR, e linha tracejada a base da BR. As seções estão localizadas no mapa da Figura 2.1

aplainadas no leste do Brasil, que são: a) Gondwana e pós-Gondwana, de idade jurássica-eocretácica e neocretácica, respectivamente; b) Sul-americana, a mais ampla e com auge no Paleógeno; c) Velhas, neogênica; d) Paraguaçu, pleistocênica.

Posteriormente, Almeida (1964) definiu a Superfície Japi, que teria sofrido soerguimento e deformação paleogênica, durante a geração das bacias tafrogênicas do RCSB, encontrando-se suspensa, por exemplo, nos planaltos da Bocaina e de Campos do Jordão nas serras do Mar e da Mantiqueira, respectivamente (estágios 4 e 5 da Figura 2.5) (Almeida, 1976). Anteriormente à formação do RCSB, a rede de drenagem que fluía para o interior em direção à Bacia do Paraná era mais extensa e suas cabeceiras situavam-se numa área bem mais a SE, hoje erodida devido ao recuo da escarpa da Serra do Mar. Os altos cursos de parte desses rios foram capturados para o sistema de drenagem do segmento central do RCSB quando se formou o *Graben* do Paraíba (Ponçano & Almeida, 1993). Portanto, a Superfície Japi teria atingido seu clímax no Paleoceno, sendo correlata, em termos gerais, às superfícies dos Campos e das Cristas Médias de Martonne, à Sul-americana de King e ao pedimento Pd3 de Bigarella & Ab'Saber (1964). No entanto, para King (1956) as porções mais altas dos planaltos da Bocaina e da Mantiqueira poderiam ser mais antigas, com relictos preservados das superfícies mesozóicas Gondwana e Pós-Gondwana.

Outro marco no conhecimento geomorfológico do Planalto Atlântico são as pesquisas desenvolvidas por M. R. Mousinho de Meis e colaboradores, integrando a estratigrafia dos depósitos quaternários com os processos erosivos nas encostas. A partir dos estudos realizados no *mar de morros* dos vales dos rios Doce e Paraíba do Sul, ampliou-se o conceito de *rampas de colúvio* (Bigarella & Mousinho, 1965), criando o modelo de *Complexo de Rampas* (Meis & Monteiro, 1979; Meis *et al.* 1981; Meis & Moura, 1984), que representaria uma forma típica do relevo regional. Os *Complexos de Rampas* são constituídos basicamente pela interação de duas feições: uma deposicional composta de mantos coluviais (rampas) por vezes interdigitados com sedimentos aluviais nos fundos de vales,

e outra erosiva constituída de formas côncavas (*hollows*) situadas na média-alta encosta acima dos depósitos coluviais, onde se concentram os fluxos erosivos (Figura 2.8). Assim, essas reentrâncias côncavas nas encostas são as áreas-fonte dos depósitos coluviais, e correspondem aos segmentos de maior recuo das vertentes, em comparação aos segmentos convexos (Meis *et al.*, 1985). Desta forma, os *Complexos de Rampas* revelariam também a descontinuidade da dinâmica erosivo-deposicional das encostas, onde eventos de agradaciação sedimentar atuariam, concomitantemente, com a degradação das vertentes (Figura 2.8). O avanço a remontante das cabeceiras de drenagem gerando as inversões de relevo estaria relacionado às variações de nível de base no tempo, causando a sucessiva coalescência dos *Complexos de Rampas* e preenchimento dos fundos de ales. Isto resultaria na formação de extensos relevos colinosos (*mar de morros meia-laranja*), uma paisagem comum no Planalto Atlântico (Meis e Monteiro, 1979; Meis & Moura, 1984).

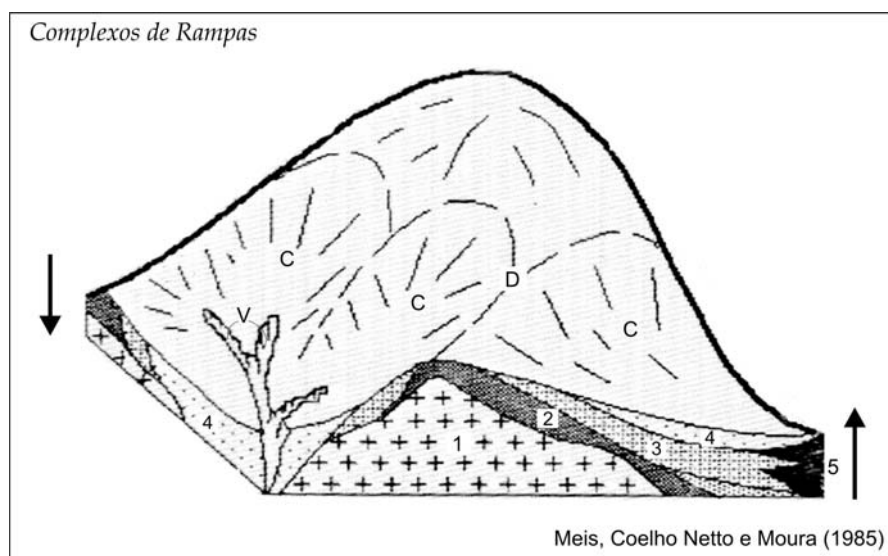


FIGURA 2.8 - Desenho esquemático dos Complexos de Rampas mostrando processos de degradação na encosta (seta para baixo, à esquerda), concomitante, a agradaciação nos fundos de vales na vertente adjacente (seta para cima, à direita). Unidades erosivas e deposicionais: C - encosta côncava (*hollow*), D - encosta convexa (interflúvio), V - voçoroca, 1 - embasamento, 2 e 3 - colúvios antigos, 4 - rampa de colúvio atual, 5 - depósitos aluviais. As cabeceiras de canais situam-se nos segmentos côncavos das encostas, associadas ou não às voçorocas. Modificado de Meis *et al.* (1985).

Os estudos conduzidos por Meis se desdobraram em duas vertentes, uma focando a atuação dos processos hidrológicos-erosivos (p.ex. Coelho Netto, 1999), e outra numa abordagem estratigráfica, caracterizando os eventos deposicionais (p.ex. Moura & Mello, 1991). No médio vale do Paraíba do Sul estas pesquisas estão concentradas, principalmente, na região de Bananal (SP). Nesta área, são reconhecidos dois (Coelho Netto *et al.*, 1994, Coelho Netto, 1999) a três (Mello *et al.*, 1995) eventos principais de sedimentação recente. O primeiro é representado por uma sucessão de sedimentos aluviais e coluviais, datados do limite Pleistoceno e Holoceno (10.000-9.000 anos AP.). Este episódio deposicional estaria relacionado a uma mudança de clima seco para úmido, que proporcionou a colonização de uma cobertura florestal mais densa, e conseqüente estabilidade nas encostas (Coelho Netto *et al.*, 1994; Mello *et al.*, 1995). Outro evento de instabilidade e erosão das encostas gerou depósitos de leques aluviais datados do Holoceno inicial, ca. 8.500 anos AP. (Mello *et al.*, 1995). E por fim, a última fase erosivo-deposicional iniciou por volta de 1.000 anos AP., mas se intensificou a 150 anos atrás, sendo este episódio final relacionado à ocupação humana, que promoveu um desmatamento generalizado para a implantação da cafeicultura (*O Ciclo do Café*).

2.4.1 A Serra da Bocaina

No Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo 1:1.000.000 (Ponçano *et al.*, 1981), o Planalto da Serra da Bocaina é definido como um relevo montanhoso maturamente dissecado, inclinado para SE, sendo limitado a sul pela escarpa atlântica, a oeste pelo Planalto do Paraitinga e a norte pelo *mar de morros* do médio vale do Paraíba do Sul, aonde situam-se as bacias do RCSB (Figuras 2.2 e 2.7). Este trabalho mostra o Planalto da Bocaina compartimentado em vários planaltos internos de baixa amplitude topográfica, escalonados de NW para SE. Mesmo não dispondo de dados geológicos detalhados, interpretaram que esses *planaltos isolados* seriam resultado tanto do controle exercido por litologias mais resistentes, como da reativação tectônica cenozóica

de antigas zonas de cisalhamento NE, que teria deformado a Superfície Japi (Ponçano *et al.*, 1981; Hiruma *et al.*, 2005).

Diversos estudos descrevem a influência do substrato geológico sobre as formas do relevo, tanto em relação a Faixa Ribeira, como a tectônica mesozóica-cenozóica (p. ex. Almeida & Carneiro, 1998). Em relação a área de estudo, a maior parte dos trabalhos foram desenvolvidos na vertente interior da Serra da Bocaina, no médio vale do Paraíba do Sul. Neste contexto, se destacam os estudos sobre o controle lito-estrutural na orientação da rede de drenagem e na atuação dos processos erosivos nas encostas (Avelar & Coelho Netto, 1992; Eirado Silva *et al.*, 1993; Dantas *et al.*, 1995; Coelho Netto *et al.*, 1997a, b; Coelho Netto, 1999), e sobre o papel das atividades tectônicas cenozóicas e neotectônicas na morfologia do relevo (Gontijo, 1999). Na região da Baía da Ilha Grande, na vertente atlântica, trabalhos também revelam o condicionamento estrutural sobre orientação da linha de costa, escarpa e da rede de drenagem (Eirado *et al.*, 2003; Medeiros, 2003).