

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

ESTUDO GEOAMBIENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

GEOMORFOLOGIA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Marcelo Eduardo Dantas

BRASÍLIA, Dezembro 2000

PREFÁCIO

Nas últimas décadas temos nos defrontado com profundas modificações tecnológicas, sociais, econômicas e principalmente ambientais. Entretanto, essas mudanças não têm propiciado a melhoria da qualidade de vida da maioria da população mundial. O homem, necessitando de alimento, proteção, qualidade de vida, vem se esmerando em preparar, consumir e transformar os bens retirados da natureza, em sua busca incessante de promoção do bem-estar social.

Esses bens, ao sofrerem vários processos de transformação para consumo da sociedade, impactam o meio ambiente sob diferentes formas. Isso tem provocado o aumento e o adensamento populacional e, conseqüentemente, o excessivo consumo de recursos naturais.

O ato de consumir e apropriar os recursos naturais, sem qualquer preocupação com as conseqüências futuras, tem promovido uma série de problemas globais, não perceptíveis aos nossos olhos, mas que estão danificando a biosfera e a vida humana de uma maneira alarmante, e que podem se tornar irreversíveis.

Ao analisarmos esses problemas, verificamos que não podemos tratá-los isoladamente, mas de forma sistêmica, pois as variáveis do meio físico, biótico, social, econômico e cultural estão interligadas e são interdependentes, sendo fundamental o entendimento de suas relações e conexões. Entendemos que o enfrentamento e a busca de soluções passam necessariamente pela integração dos profissionais das diversas áreas do conhecimento com visões e atitudes transdisciplinares.

Nesse sentido, a cooperação e a parceria proporcionam a dinâmica para mudanças de comportamento e para o fortalecimento da consciência ao adequado manejo do meio ambiente, pois quando as mesmas se processam, os parceiros (governo, ong, empresa privada, sociedade civil) passam a entender melhor as necessidades dos outros, aprendem, mudam e, como resultado dessa interação, coevoluem.

Na medida que adentramos no novo milênio, a sobrevivência da humanidade dependerá do nosso comportamento em relação à utilização dos recursos naturais. Assim, faz-se necessário adotar os princípios básicos da ecologia: interdependência, reciclagem, parceria, flexibilidade, diversidade e, em decorrência, sustentabilidade.

De forma inédita, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM, associando-se a importantes parceiros, em especial a Empresa Brasileira de Agropecuária – EMBRAPA e o Departamento de Recursos Minerais – DRM/RJ, efetivou estudos multidisciplinares, principalmente do meio físico, visando fornecer informações e conhecimentos que possibilitem aos responsáveis pela gestão territorial tomarem decisões para proporcionar o desenvolvimento sustentável do Estado do Rio de Janeiro.

É com grata satisfação que apresentamos à sociedade brasileira, particularmente à comunidade fluminense, o Projeto Rio de Janeiro, que trata de estudos relacionados à geologia, geomorfologia, pedologia, geofísica, geoquímica ambiental, hidrologia, hidrogeologia, recursos minerais, economia mineral, inventário de escorregamentos e diagnóstico geoambiental, dentro de uma abordagem sistêmica.

Esse projeto constitui importante fonte de informações de interesse para múltiplos usuários (mineração, energia, agricultura, saúde pública, urbanismo, saneamento básico, moradia, defesa civil, transportes, turismo e meio ambiente) e instrumento de grande utilidade para subsidiar a gestão ambiental e, principalmente, para o estabelecimento de macrodiretrizes de planejamento com base nas potencialidades e limitações naturais do território, podendo, assim, orientar as políticas de desenvolvimento, levando em consideração a capacidade de suporte de cada região.

Esperamos que este exemplo prospere e que se torne motivo para avançarmos cada vez mais na busca da melhor convivência, possível, entre a exploração dos recursos naturais e a preservação do meio ambiente.

Se pretendemos deixar um mundo melhor para nossos descendentes, temos que olhar o mundo como um sistema vivo, onde tudo ao nosso redor tem o seu papel e sua relativa importância nas complexas relações e conexões. Portanto, enfatizamos a necessidade de mudança comportamental do homem, adotando uma nova forma de pensar e novos valores. Devemos dar vazão aos valores da consciência ecológica, para que seja mantido o adequado equilíbrio com o desenvolvimento econômico. Acreditamos ser esse o procedimento compatível com uma sociedade que deseja estabelecer o desenvolvimento sustentável para o nosso planeta.

Thales de Queiroz Sampaio
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

APRESENTAÇÃO

O Projeto Rio de Janeiro consiste em estudos multitemáticos do meio físico realizados através do Programa Informações para Gestão Territorial – GATE, da Diretoria de Hidrologia e Gestão Territorial do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, na escala 1:250.000, em todo o Estado do Rio de Janeiro, abrangendo uma área de 44.000km².

O objetivo principal é fornecer subsídios técnicos às administrações estadual e municipais e às entidades privadas, para o planejamento do desenvolvimento sustentado do território fluminense, assim como para o Programa Brasileiro de Zoneamento Ecológico-Econômico, em atendimento à Agenda 21.

O Projeto foi desenvolvido em parceria com a EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, DRM-RJ – Departamento de Recursos Minerais, CIDE – Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro, SERLA – Superintendência Estadual de Rios e Lagoas, EMOP – Empresa de Obras Públicas do Estado do Rio de Janeiro, PUC/RJ – Pontifícia Universidade Católica, UFF – Universidade Federal Fluminense, UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, UFRRJ – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro, RESUB – Rede de Geotecnologia em Águas Subterrâneas, ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica e INMET – Instituto Nacional de Meteorologia.

Os temas executados foram recursos minerais, economia mineral, geomorfologia, inventário de escorregamentos, uso e cobertura do solo, solos, aptidão agrícola, geofísica e geoquímica ambiental, estudo de chuvas intensas, caracterização hidrogeológica, hidrografia, planimetria, morfoestrutura, cadastro de poços de água tubulares, cadastro de estações pluviométricas e fluviométricas.

A integração das informações levantadas dos diversos temas estudados propiciou a espacialização de áreas com potencial natural para determinado desenvolvimento, proteção, conservação e recuperação, concluindo por um diagnóstico das potencialidades e das vulnerabilidades naturais ou induzidas de todo o Estado do Rio de Janeiro, representadas, em escala 1:500.000, no Mapa Geoambiental.

Os produtos e dados resultantes dos estudos do Projeto estão disponíveis em 2 CD-ROMs, textos impressos e mapas plotados em papel na escala 1:500.000.

O CD-ROM número 1 contém todos os mapas temáticos no formato CDR, versão CorelDRAW 9 e textos no formato PDF. O CD-ROM número 2 contém diversos produtos, incluindo mapas de serviço e bases de dados pontuais, além dos mapas disponíveis no primeiro CD. Nesse, os dados podem ser analisados de modo interativo através do aplicativo MicroSir. Esse *software* foi desenvolvido inicialmente para possibilitar a visualização e recuperação de dados constantes das bases de dados da CPRM. O programa foi adaptado para o processamento de dados do Projeto Rio de Janeiro.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 METODOLOGIA	3
2.1 Pesquisa Bibliográfica	3
2.2 Interpretação das Unidades Geomorfológicas	3
2.3 Interpretação Preliminar dos Sistemas de Relevo	4
2.4 Aferição de Modelos em Campo	4
2.5 Interpretação Final dos Sistemas de Relevo	4
3 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO	5
3.1 Evolução Geológica e Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro	5
3.2 Hierarquização das Unidades Morfoestruturais, Morfoesculturais e Geomorfológicas e dos Sistemas de Relevo.	6
4 CARACTERIZAÇÃO E DESCRIÇÃO ANALÍTICA DO MAPA GEOMORFOLÓGICO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO	11
4.1 Unidade Morfoestrutural Cinturão Orogênico do Atlântico	11
4.1.1 Unidade Morfoescultural Maciços Costeiros e Interiores	11
4.1.1.1 Unidade Geomorfológica Maciço da Juatinga	12
4.1.1.2 Unidade Geomorfológica Ilha Grande.	12
4.1.1.3 Unidade Geomorfológica Ilhas da Marambaia, Jaguanum e Itacuruçá	12
4.1.1.4 Unidade Geomorfológica Maciço da Pedra Branca	13
4.1.1.5 Unidade Geomorfológica Maciço da Tijuca.	13
4.1.1.6 Unidade Geomorfológica Maciços da Região dos Lagos	14
4.1.1.7 Unidade Geomorfológica Maciços de Macaé.	14
4.1.1.8 Unidade Geomorfológica Maciço de Itaoca.	14
4.1.1.9 Unidade Geomorfológica Maciços de Morro do Coco	15

4.1.1.10	Unidade Geomorfológica Maciço de Bom Jesus de Itabapoana	15
4.1.1.11	Unidade Geomorfológica Maciço de Suruí	15
4.1.1.12	Unidade Geomorfológica Maciços de Conceição de Macacu	16
4.1.2	Unidade Morfoescultural Maciços Alcalinos Intrusivos	16
4.1.2.1	Unidade Geomorfológica Maciço do Itatiaia	16
4.1.2.2	Unidade Geomorfológica Morro Redondo	17
4.1.2.3	Unidade Geomorfológica Maciço do Tinguá	17
4.1.2.4	Unidade Geomorfológica Maciço do Mendanha	18
4.1.2.5	Unidade Geomorfológica Maciço de Itaúna	18
4.1.2.6	Unidade Geomorfológica Maciços de Tanguá-Rio Bonito	19
4.1.2.7	Unidade Geomorfológica Morro de São João	19
4.1.2.8	Unidade Geomorfológica Ilha de Cabo Frio	19
4.1.3	Unidade Morfoescultural Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas	20
4.1.3.1	Unidade Geomorfológica Superfície Aplainada da Região dos Lagos	20
4.1.3.2	Unidade Geomorfológica Superfície Aplainada do Litoral Leste Fluminense	21
4.1.4	Unidade Morfoescultural Escarpas Serranas	22
4.1.4.1	Unidade Geomorfológica Escarpa da Serra da Mantiqueira	23
4.1.4.2	Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras da Bocaina, Mangaratiba e Mazomba	23
4.1.4.3	Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras das Araras e Paracambi	25
4.1.4.4	Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras do Couto e dos Órgãos	25
4.1.4.5	Unidade Geomorfológica Espigão das Serras de Santana e Botija	27
4.1.4.6	Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras de Macaé, Macabu e Imbé	27
4.1.4.7	Unidade Geomorfológica Escarpa Reversa da Serra do Desengano	29
4.1.4.8	Unidade Geomorfológica Escarpa do Planalto de Varre-Sai	30
4.1.4.9	Unidade Geomorfológica Escarpa Reversa do Planalto da Região Serrana	31
4.1.5	Unidade Morfoescultural Planaltos Residuais	32
4.1.5.1	Unidade Geomorfológica Planalto da Bocaina	32
4.1.5.2	Unidade Geomorfológica Planalto Reverso da Região Serrana	33
4.1.5.3	Unidade Geomorfológica Planalto de Varre-Sai	37
4.1.6	Unidade Morfoescultural Depressões Interplanálticas	37
4.1.6.1	Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul	38
4.1.6.2	Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Negro	40
4.1.6.3	Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Pomba	41
4.1.7	Unidade Morfoescultural Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados	42
4.1.7.1	Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica com Alinhamentos Serranos do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul	42
4.1.7.2	Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica com Alinhamentos Serranos do Norte-Noroeste Fluminense	44

4.2. Unidade Morfoestrutural Bacias Sedimentares Cenozóicas	46
4.2.1 Unidade Morfoescultural Tabuleiros de Bacias Sedimentares	46
4.2.1.1 Unidade Geomorfológica Bacia de Resende	46
4.2.1.2 Unidade Geomorfológica Bacia de Volta Redonda	47
4.2.1.3 Unidade Geomorfológica Bacia de Macacu	47
4.2.1.4 Unidade Geomorfológica Tabuleiros de Quissamã	48
4.2.1.5 Unidade Geomorfológica Tabuleiros de São Francisco de Itabapoana	49
4.2.2 Unidade Morfoescultural Planícies Flúvio-Marinhas (Baixadas)	50
4.2.2.1 Unidade Geomorfológica Baixadas da Baía da Ilha Grande	50
4.2.2.2 Unidade Geomorfológica Baixadas das Baías da Guanabara e de Sepetiba	51
4.2.2.3 Unidade Geomorfológica Baixada de Jacarepaguá	52
4.2.2.4 Unidade Geomorfológica Baixadas da Região dos Lagos	53
4.2.2.5 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio São João	54
4.2.2.6 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio Macaé	55
4.2.2.7 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio Macabu	55
4.2.2.8 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio do Imbé	55
4.2.2.9 Unidade Geomorfológica Baixada Campista	56
4.2.2.10 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio Itabapoana	56
4.2.3 Unidade Morfoescultural Planícies Costeiras	57
4.2.3.1 Unidade Geomorfológica Feixes de Cordões Arenosos de Jurubatiba	57
4.2.3.2 Unidade Geomorfológica Feixes de Cordões Arenosos do Rio Paraíba do Sul	58
5 BIBLIOGRAFIA	59

ANEXOS

1 – Figura 1 – Mapa de Unidades Geomorfológicas do Estado do Rio de Janeiro

2 – Mapa Geomorfológico 1:500.000

3 – Mapas Geomorfológicos 1:250.000

- Volta Redonda/Iha Grande
- Rio de Janeiro
- Macaé
- Juiz de Fora/Ponte Nova
- Campos/Cachoeiro de Itapemirim

1

INTRODUÇÃO

O Estado do Rio de Janeiro, com 43.909,7km² de extensão (CIDE, 1997), caracteriza-se por uma grande diversidade fisiográfica que se reflete, em última análise, por uma profusão de tipos de paisagem e formas diferenciadas de intervenção antropogênica no ambiente. O reconhecimento e o mapeamento das diversas unidades geomorfológicas do estado são de fundamental importância para avaliação do impacto decorrente de cada tipo de intervenção e para subsidiar propostas básicas de diagnóstico ambiental e de planejamento ordenado do território. A análise de cada uma dessas unidades deve abranger processos atuantes e feições erosivas e deposicionais inerentes, com o intuito de se obter um produto de caráter aplicado.

A geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro foi amplamente estudada e discutida ao longo dos últimos 60 anos por diversos pesquisadores. Estes produziram um vasto acervo de documentos, os quais consistem numa valiosa fonte de informações que influenciou decisivamente uma melhor compreensão de toda a dinâmica evolutiva do Planalto Sudeste Brasileiro. Podem-se destacar, nesse contexto, os artigos de Ruellan (1944), Lamego (1945; 1946), Sternberg (1949), Ab'Saber & Bernardes (1956), Meis *et al.* (1975), dentre muitos outros.

Todavia, enquanto algumas regiões do estado foram exaustivamente estudadas, tais como o Vale do Paraíba e o Maciço do Itatiaia, outras regiões, como o noroeste fluminense, ainda apresentam carência de informações. Assim sendo, há poucos mapeamentos que abordem, de forma sistemática, a geomorfologia do estado do Rio de Janeiro. Esses estudos resumem-se nos desenvolvidos pelo IBGE (Domingues *et al.*, 1976) e pelo Radambrasil (1983) em escala de apresentação 1:1.000.000. Os mapas geomorfológicos de serviço do Radambrasil da Folha Rio de Janeiro/Vitória, em escala 1:250.000, encontram-se ainda inéditos.

Desse modo, destaca-se a importância da elaboração do Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro, na escala 1:250.000, como um instrumento de apoio técnico aos órgãos de planejamento para a macrogestão do estado.

Este relatório constitui um dos subtemas do *Projeto Rio de Janeiro* e, mais especificamente, do subprograma *Compartimentação Geológico-Geomorfológica e Diagnóstico do Meio Físico Aplicados ao Planejamento Territorial do Estado do Rio de Janeiro*. O projeto, por sua vez, insere-se no Programa Informações para Gestão Territorial (GATE), coordenado pelo Departamento de Gestão Territorial (DEGET/CPRM).

2

METODOLOGIA

A elaboração do Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro compreende a seqüência de etapas descritas, a seguir, sumariamente.

2.1 Pesquisa Bibliográfica

Inicialmente, foi realizada uma ampla pesquisa sobre o estado-da-arte do tema *Geomorfologia* e áreas afins no estado do Rio de Janeiro, sendo também consultadas referências relevantes em escala regional (Sudeste brasileiro). Esse levantamento da literatura foi, a seguir, analisado e catalogado em um banco de dados bibliográfico, consistindo, também, num produto disponibilizado pelo Projeto Rio de Janeiro.

A pesquisa bibliográfica forneceu um amplo manancial de informações, não somente de ordem descritiva, mas também de ordem cartográfica, o que propiciou o balizamento da interpretação da geomorfologia do estado do Rio de Janeiro. Dentre os trabalhos consultados destacam-se: Martin *et al.* (1997), EMBRAPA (mapa de solos, no prelo) Domingues *et al.* (1976) e Radambrasil (1983). Para análise de trechos específicos do território fluminense, foram consultados os mapas publicados por Penalva (1974), Sant'Anna (1975), Amador

(1975; 1997), Amador & Castro (1976), Roncarati & Neves (1976), Ferrari (1990) e Lima *et al.* (1996).

As bases metodológicas adotadas nesse mapeamento foram extraídas dos conceitos de sistemas de relevo (Ponçano *et al.*, 1979) e de unidades morfoestruturais e morfoesculturais (Ross, 1990).

2.2 Interpretação das Unidades Geomorfológicas

Para definição e mapeamento das unidades geomorfológicas do estado do Rio de Janeiro, adotou-se a metodologia de Ross (1990). Foram utilizados apenas os dois primeiros *taxons* por ele propostos, com base em interpretação de mosaico de imagens de satélite Landsat TM (bandas 3, 4 e 5), em escala 1:500.000. Dessa forma, foram individualizadas as unidades morfoestruturais e morfoesculturais no estado.

Esse mapa consiste numa primeira aproximação dos conjuntos de relevo presentes no estado do Rio de Janeiro. Cada unidade morfoestrutural compreende um conjunto de unidades morfoesculturais, que, por sua vez, compreende um conjunto de sistemas de relevo. As unidades morfoesculturais foram também subdivididas em unidades geomorfo-

lógicas, devido a variações morfológicas ou por sua própria localização geográfica.

2.3 Interpretação Preliminar dos Sistemas de Relevo

Com base em imagens de satélite Landsat TM (banda 4), em escala 1:250.000 e com o apoio de cartas topográficas (escala 1:50.000) e fotografias aéreas (USAF – escala 1:60.000), foram identificados e delimitados os sistemas de relevo existentes no estado. Juntamente com o mapeamento desses sistemas, foram calculados, por amostragem, em áreas selecionadas que demonstram um padrão típico para cada sistema de relevo, os seguintes parâmetros morfométricos: amplitude altimétrica; gradiente; geometria de topos e vertentes; densidade de drenagem; padrão de drenagem e coberturas inconsolidadas.

Essa metodologia proposta por Ponçano *et al.* (1979), e implementada no Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981), consiste na separação, por fotoanálise, de conjuntos de formas de relevo com textura e padrão semelhantes. Esse produto está fundamentado em consistente base de informações morfométricas, em especial, amplitude de relevo e declividade. Destaca-se pela forma objetiva e simples de identificar e representar as unidades geomorfológicas e pela sua aplicabilidade na integração com outras variáveis, a fim de se produzir mapas temáticos derivados. Trata-se, portanto, de uma informação relevante para diversos estudos de caráter geocientífico e para estudos integrados de caráter aplicado, tais como análises de diagnóstico ambiental e planejamento territorial.

O primeiro critério de individualização de sistemas de relevo consiste no agrupamento em relevos de agradação, onde predominam os processos deposicionais, e em relevos de degradação, onde predominam os processos erosivos (denudacionais):

- (100) Relevos de Agradação
- (200) Relevos de Degradação

Dentre os relevos de agradação, foram definidas as formas de acumulação em áreas continentais ou litorâneas, de acordo com as unidades morfoesculturais e geomorfológicas mapeadas:

- (110) Relevos de Agradação em Áreas Continentais

- (120) Relevos de Agradação em Áreas Litorâneas

Dentre os relevos de degradação, foram definidas as formas de denudação, de acordo com as unidades morfoesculturais mapeadas:

- (210) Relevos de Degradação sobre Depósitos Sedimentares
- (220) Relevos de Degradação Entremeados na Baixada
- (230) Relevos de Degradação em Planaltos Dissecados ou Superfícies Aplainadas
- (240) Relevos de Degradação Sustentados por Litologias Específicas
- (250) Relevos de Degradação em Áreas Montanhosas

Partindo desse critério de agrupamento, os sistemas de relevo são individualizados por três números, seguindo este exemplo:

- (250) Relevos de Degradação em Áreas Montanhosas
 - ♦ (251) Maciços Costeiros e Interiores
 - ♦ (252) Escarpas Serranas
 - ♦ (253) Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos
 - ♦ (254) Domínio Montanhoso

2.4 Aferição de Modelos em Campo

Após interpretação preliminar das imagens de satélite, foram realizadas diversas etapas de campo, totalizando 60 dias, com o objetivo de aferir e refinar os modelos de sistemas de relevo interpretados em escritório. Foram percorridos cerca de 12.000km em campo e marcados 421 pontos georreferenciados por GPS, com descrição dos sistemas de relevo e ocorrência de processos geomorfológicos, com registro fotográfico.

2.5 Interpretação Final dos Sistemas de Relevo

A partir das informações obtidas através da etapa de aferição de modelos em campo, realizou-se o refinamento da interpretação preliminar das imagens de satélite, através da correção dos modelos de sistemas de relevo propostos, quando estes não conferiam com as observações de campo.

3

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

3.1 Evolução Geológica e Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro

A notável diversificação do cenário geomorfológico do estado do Rio de Janeiro deve ser compreendida através de uma singular interação entre aspectos tectônicos e climáticos, que delinearão sua atual morfologia.

O registro de imponentes escarpamentos com desnivelamentos, por vezes superiores a 2.000m, alternados com depressões e bacias sedimentares tafrogênicas, reflete uma marcante influência da tectônica na compartimentação do relevo do estado. Essa tectônica exerceu o rifteamento continental do bordo sudeste brasileiro, com maior intensidade entre o Cretáceo e o Terciário Inferior (Almeida, 1976), mas com reflexos em uma neotectônica recente, registrados até o Quaternário (Riccomini, 1989).

Por outro lado, são notáveis as superfícies de erosão observadas no estado, ainda que muito basculadas e fragmentadas pela tectônica mesoceno-zóica. Os altos planaltos alçados das serras do Mar e da Mantiqueira, notadamente o Planalto do Açú, na Serra dos Órgãos, foram descritos por Martonne (1943/44) e Ruellan (1944) e caracteriza-

dos como uma superfície de erosão anterior ao soerguimento dos escarpamentos serranos, denominada Superfície dos Campos. King (1956) associou esses restritos planaltos elevados a mais de 2.000m de altitude aos ciclos Gondwana e pós-Gondwana, de idades jurássica e cretácica, respectivamente.

Pelo menos duas superfícies de erosão podem ser observadas no estado em escala regional. A primeira, representada por importantes zonas planálticas, tais como todo o reverso da serra dos Órgãos e a Serra da Bocaina, estaria associada à Superfície Sul-Americana (King, 1956); Pd3 (Bigarella *et al.*, 1965) ou Superfície Cimeira (Ab'Saber, 1972), de idade eocênica a paleocênica. A segunda, representada pelas depressões interplanálticas e pelas superfícies aplainadas junto às baixadas, estariam associadas à Superfície Velhas (King, 1956); Pd1 (Bigarella *et al.*, 1965) ou Superfície Interplanáltica (Ab'Saber, 1972), de idade pleistocênica inferior a pliocênica.

O estado do Rio de Janeiro pode ser compartimentado em duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas.

O Cinturão Orogênico do Atlântico pode-se subdividir nas seguintes unidades morfoesculturais: Maciços Costeiros e Interiores; Maciços Alcalinos Intrusivos; Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas; Escarpas Serranas; Planaltos Residuais; Depressões Interplanálticas; Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados (Figura 1).

Essa unidade morfoestrutural compreende um conjunto diversificado de rochas metamórficas e ígneas de idade pré-cambriana a eopaleozóica. Essas rochas, incluídas na Faixa de Dobramentos Ribeira, foram submetidas a diferentes ciclos orogênicos, culminando, no final do Proterozóico, com o Evento Brasileiro (Heilbron *et al.*, 1995).

Após um longo período de estabilidade tectônica no Paleozóico e início do Mesozóico, esses terrenos sofreram uma tectônica extensional associada à reativação Wealdeniana a partir do Jurássico (Almeida, 1967). Essa tectônica extensional prolongou-se pelo Terciário, gerando uma série de falhamentos normais, que produziram os maciços costeiros e as escarpas serranas, tais como as serras do Mar e da Mantiqueira (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978).

O soerguimento de blocos decorrentes dessa tectônica sustentou algumas zonas planálticas, remanescentes de antigas superfícies de aplainamento não-dissecadas no Cenozóico Superior (King, 1956), como os planaltos da Bocaina e de Varre-Sai. Em contrapartida, destacam-se depressões interplanálticas, tal como o médio vale do rio Paraíba do Sul. Frequentemente, essas áreas deprimidas apresentam uma série de alinhamentos serranos que se comportam como degraus escalonados por condicionantes litológicos e estruturais, conforme indicam Coelho Netto *et al.* (1997), para uma seção do médio vale do rio Paraíba do Sul.

Entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior, ocorreu um evento de magmatismo alcalino, também associado à abertura do Atlântico. Esse evento acarretou a geração de maciços intrusivos com estruturas dômicas, os quais ocorrem ao longo do estado do Rio de Janeiro, em um alinhamento que se estende da ilha de Cabo Frio a Poços de Caldas (Almeida, 1992). Junto à zona das baixadas litorâneas, sobressaem-se terrenos colinosos de baixa amplitude topográfica na Região dos Lagos e entre Macaé e Campos, que se caracterizam por superfícies de aplainamento que foram modeladas até o Terciário Superior e, posteriormente, dissecadas ao longo do Quaternário.

As Bacias Sedimentares Cenozóicas podem ser subdivididas nas seguintes unidades morfoesculturais: Tabuleiros de Bacias Sedimentares; Planícies Fluviomarinhas (Baixadas); Planícies Costeiras (figura 1).

Essa unidade morfoestrutural corresponde a rochas sedimentares, pouco litificadas, de idade eocenozóica, e sedimentos inconsolidados, neocenozóicos.

As rochas sedimentares estão armazenadas em bacias tafrogênicas continentais, resultantes da tectônica extensional gerada no início do Cenozóico (Melo *et al.*, 1985). Nesse contexto foram formadas as bacias de Itaboraí (no Paleoceno); Resende; Volta Redonda e Macacu (no Eoceno-Oligoceno) (Ferrari & Silva, 1997). Os tabuleiros do Grupo Barreiras, presentes no norte do estado, também são tentativamente correlacionados ao Plioceno-Pleistoceno, com base em dados obtidos em depósitos correlatos no Nordeste brasileiro (Mabesoone *et al.*, 1972; Bigarella, 1975). Assim sendo, esse pacote sedimentar do Grupo Barreiras seria mais recente que os sedimentos das bacias continentais.

Os sedimentos inconsolidados das baixadas e planícies costeiras foram gerados ao longo dos ciclos transgressivos e regressivos da linha de costa durante o Quaternário (Martin & Suguio, 1989). A partir do último máximo transgressivo, a atual linha de costa registra um "afogamento" generalizado do relevo, observado nas atuais rias, baías e lagunas e nas colinas e morros isolados nos recôncavos das baixadas.

Por fim, todas essas unidades morfoesculturais, delineadas a partir da abertura do Atlântico e consolidadas ao longo do Terciário, continuaram a ser modeladas por eventos de erosão e sedimentação não-uniformes, no tempo e no espaço, ao longo do Cenozóico Superior. Esse conjunto de eventos resultou na atual configuração morfológica do estado.

3.2 Hierarquização das Unidades Morfoestruturais, Morfoesculturais, Geomorfológicas e dos Sistemas de Relevo

Todas as unidades morfoesculturais individualizadas foram subdivididas em unidades geomorfológicas, devido à presença de variações morfológicas internas próprias de cada unidade ou por sua localização geográfica, como pode ser visto na figura 1, anexa, e no quadro 1.

Com o objetivo de executar o mapeamento geomorfológico do estado, ressaltando as variações morfológicas internas aos grandes conjuntos de

Quadro 1 – Hierarquização das Unidades Morfoestruturais, Morfoesculturais e Geomorfológicas do Estado do Rio de Janeiro.

UNIDADES MORFOESTRUTURAIS	
1. Cinturão Orogênico do Atlântico	2. Bacias Sedimentares Cenozóicas
UNIDADES MORFOESCULTURAIS	
1.1 Maciços Costeiros e Interiores 1.2 Maciços Alcalinos Intrusivos 1.3 Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas 1.4 Escarpas Serranas 1.5 Planaltos Residuais 1.6 Depressões Interplanálticas 1.7 Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados	2.1 Tabuleiros de Bacias Sedimentares 2.2 Planícies Fluviomarinhas (Baixadas) 2.3 Planícies Costeiras
UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	
1.1.1 Maciço da Juatinga 1.1.2 Ilha Grande 1.1.3 Ilhas da Marambaia, Jaguanum e Itacuruçá 1.1.4 Maciço da Pedra Branca 1.1.5 Maciço da Tijuca 1.1.6 Maciços da Região dos Lagos 1.1.7 Maciços de Macaé 1.1.8 Maciço de Itaoca 1.1.9 Maciços de Morro do Coco 1.1.10 Maciço de Bom Jesus de Itabapoana 1.1.11 Maciço de Suruí 1.1.12 Maciços de Conceição de Macabu	2.1.1 Bacia de Resende 2.1.2 Bacia de Volta Redonda 2.1.3 Bacia de Macacu 2.1.4 Tabuleiros de Quissamã 2.1.5 Tabuleiros de São Francisco de Itabapoana
1.2.1 Maciço do Itatiaia 1.2.2 Morro Redondo 1.2.3 Maciço do Tinguá 1.2.4 Maciço do Mendanha 1.2.5 Maciço de Itaúna 1.2.6 Maciços de Tanguá-Rio Bonito 1.2.7 Morro de São João 1.2.8 Ilha de Cabo Frio	2.2.1 Baixadas da Baía da Ilha Grande 2.2.2 Baixadas das Baías de Guanabara e Sepetiba 2.2.3 Baixada de Jacarepaguá 2.2.5 Baixada do Rio São João 2.2.6 Baixada do Rio Macaé 2.2.7 Baixada do Rio Macabu 2.2.8 Baixada do Rio Imbé 2.2.9 Baixada Campista 2.2.10 Baixada do Rio Itabapoana

Continuação do Quadro 1

1.3.1 Superfície Aplainada da Região dos Lagos 1.3.2 Superfície Aplainada do Litoral Leste Fluminense	2.3.1 Feixes de Cordões Arenosos de Jurubatiba 2.3.2 Feixes de Cordões Arenosos do Rio Paraíba do Sul
1.4.1 Escarpa da Serra da Mantiqueira 1.4.2 Escarpas das Serras da Bocaina, Mangaratiba e Mazomba 1.4.3 Escarpas das Serras das Araras e Paracambi 1.4.4 Escarpas das Serras do Couto e dos Órgãos 1.4.5 Espigão das Serras de Santana e Botija 1.4.6 Escarpas das Serras de Macaé, Macabu e Imbé 1.4.7 Escarpa Reversa da Serra do Desengano 1.4.8 Escarpa do Planalto de Varre-Sai 1.4.9 Escarpa Reversa do Planalto da Região Serrana	
1.5.1 Planalto da Bocaina 1.5.2 Planalto Reverso da Região Serrana 1.5.3 Planalto de Varre-Sai	
1.6.1 Depressão Interplanáltica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul 1.6.2 Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Negro 1.6.3 Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Pomba	
1.7.1 Depressão Interplanáltica com Alinhamentos Serranos do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul 1.7.2 Depressão Interplanáltica com Alinhamentos Serranos do Norte-Noroeste Fluminense	

relevo individualizados, as unidades morfoesculturais identificadas no estado do Rio de Janeiro podem ser analisadas pela ocorrência, predominante ou subordinada, dos sistemas de relevos inerentes a cada tipo de morfoescultura. Dessa forma, foram subdivididos, por fotoanálise, em conjuntos de formas de relevo semelhantes (quadro 2).

Cada sistema de relevo, por sua vez, foi avaliado quanto às suas propriedades morfológicas e morfométricas, conferindo um caráter quantitativo ao

mapeamento, permitindo avaliar as principais diferenciações entre os sistemas de relevos espacializados pelas unidades morfoesculturais ao longo do estado. As informações obtidas em trabalhos de campo, ou extraídas da análise de cartas topográficas e fotografias aéreas, resumiram-se em: amplitude topográfica; gradiente das vertentes; geometria das vertentes; geometria dos topos; coberturas inconsolidadas; densidade de drenagem e padrão de drenagem (quadro 3).

Quadro 2 – Divisão Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro.

Unidade Morfoestrutural	Unidade Morfoescultural	Sistemas de Relevo Principais	Sistemas de Relevo Subordinados	
Cinturão Orogênico do Atlântico	Maciços Costeiros e Interiores	Maciços Costeiros e Interiores (251)	Alinhamentos Serranos Isolados e "Pães-de-Açúcar" (223) *	
	Maciços Alcalinos Intrusivos	Maciços Alcalinos Intrusivos (241)		
	Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas	Domínio Suave Colinoso (231)	Planícies Aluviais (111)	
			Colinas Isoladas (221)	
			Morrotes e Morros Baixos Isolados (222) *	
			Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotes e Morros Baixos (233)	
	Escarpas Serranas	Escarpas Serranas (252)	Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos (253)	
	Planaltos Residuais	Domínio de Morros Elevados (234)	Domínio Suave Colinoso (231)	
			Domínio Colinoso (232)	
			Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotes e Morros Baixos (233)	
Depressões Interplanálticas	Domínio Montanhoso (254)	Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos (253)		
	Domínio Suave Colinoso (231)	Planícies Aluviais (111)		
Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados	Domínio Colinoso (232)	Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotes e Morros Baixos (233)		
	Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais (235)	Planícies Aluviais (111)		
	Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais (235)	Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotes e Morros Baixos (233)		
Bacias Sedimentares Cenozóicas	Tabuleiros de Bacias Sedimentares Cenozóicas	Tabuleiros (211)	Planícies Aluviais (111)	
	Planícies Fluvio-marinhas	Planícies Colúvio-Alúvio-Marinhas (Baixadas) (122)	Planícies Aluviais (111)	
		Planícies Flúvio-Marinhas (Mangues) (123)	Planícies Costeiras (121)	
		Planícies Flúvio-Lagunares (124)	Colinas Isoladas (221)	
	Planícies Costeiras	Planícies Costeiras (121)	Morrotes e Morros Baixos Isolados (222) *	
		Alinhamentos Serranos Isolados e "Pães-de-Açúcar" (223) *		
		Planícies Fluvio-lagunares (124)		

Está representado nos mapas na escala 1:250.000, disponíveis no CD-ROM.

Quadro 3 – Propriedades Morfológicas e Morfométricas dos Sistemas de Relevô.

Sistema de Relevô	Amplitude Topográfica	Gradiente das Vertentes	Geometria das Vertentes	Geometria dos Topos	Coberturas Inconsolidadas	Densidade de Drenagem	Padrão de Drenagem
Planícies Aluviais (111)		Praticamente nulo	Superfícies subhorizontais		Depósitos argilo-arenosos fluviais e alúvio-colúviais		Terrenos bem a maldrenados
Planícies Costeiras (121)	Inferior a 20m	Suave a médio	Superfícies de microrrelevô ondulado	Cristas de cordões e de dunas alinhadas e arredondadas	Depósitos arenosos marinhos e eólicos		Terrenos bem drenados
Planícies Colúvio-Alúvio-Marinhas ou Baixadas (122)		Praticamente nulo	Superfícies subhorizontais		Depósitos argilo-arenosos colúviais, aluviais e marinhos		Terrenos maldrenados
Planícies Fluviomarinhas (123)		Praticamente nulo	Superfícies planas		Depósitos argilosos orgânicos de mangue		Terrenos muito maldrenados
Planícies Fluviolagunares (124)		Praticamente nulo	Superfícies planas		Depósitos argilosos orgânicos de paleolagunas colmatadas		Terrenos muito maldrenados
Tabuleiros (211)	Inferior a 50m	Muito suave	Retilínea, vales em "U"	Plana e alongada (Superfície tabular)	Colúvios e alúvios	Muito baixa	Paralelo a dendrítico
Colinas Isoladas (221)	Inferior a 100m	Suave	Convexa	Alongada ou arredondada	Alúvios e colúvios	Muito baixa	Dendrítico
Morrotos e Morros Baixos Isolados (222)	Entre 100 e 200m	Suave a médio	Convexa a retilínea	Arredondada ou aguçada	Alúvios e colúvios	Muito baixa	Dendrítico
Alinhamentos Serranos Isolados e "Pães-de-Açúcar" (223)	Superior a 200m	Médio a elevado	Retilínea a côncava, por vezes escarpada	Aguçada ou em cristas alinhadas	Colúvios e depósitos de tálus	Baixa	Variável (dendrítico a treliça ou retangular)
Domínio Suave Colinoso (231)	Inferior a 50m	Muito suave	Convexa	Alongada ou arredondada	Colúvios e alúvios	Baixa a média	Variável (dendrítico a treliça ou retangular)
Domínio Colinoso (232)	Inferior a 100m	Suave	Convexo-côncava	Alongada ou arredondada	Colúvios e alúvios	Média	Variável (dendrítico a treliça ou retangular)
Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotos e Morros Baixos (233)	Entre 100 e 200m	Suave a médio	Convexo-côncava ou retilínea a côncava	Alongada, arredondada ou aguçada	Colúvios e alúvios	Média a alta	Variável (dendrítico a treliça ou retangular)
Domínio de Morros Elevados (234)	Entre 200 e 400m	Médio a elevado	Convexo-côncava	Arredondada ou aguçada	Colúvios e depósitos de tálus	Média a alta	Variável (dendrítico a treliça ou retangular)
Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais (235)	Entre 300 e 700m	Médio a elevado	Retilínea a côncava, por vezes escarpada	Aguçada ou em cristas alinhadas	Colúvios e depósitos de tálus	Alta	Variável (dendrítico ou paralelo a treliça ou retangular)
Maçios Intrusivos Alcalinos (241)	Superior a 500m	Elevado a muito elevado	Retilínea a côncava, por vezes escarpada	Arredondada, aguçada ou em cristas anelares	Colúvios e depósitos de tálus	Alta	Radial
Maçios Costeiros e Interiores (251)	Superior a 300m	Muito elevado	Retilínea a côncava, por vezes escarpada	Aguçada ou em cristas alinhadas	Depósitos de tálus e colúvios	Alta a muito alta	Variável (dendrítico a centrífugo ou treliça)
Escarpas Serranas (252)	Superior a 500m	Muito elevado	Retilínea a côncava, por vezes escarpada	Aguçada ou em cristas alinhadas	Depósitos de tálus e colúvios	Muito alta	Variável (dendrítico ou paralelo a treliça ou retangular)
Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos (253) *	Inferior a 500m	Elevado	Retilínea a côncava, por vezes escarpada	Arredondada	Depósitos de tálus e colúvios	Alta a muito alta	Variável (dendrítico ou paralelo a treliça ou retangular)
Domínio Montanhoso (254)	Superior a 400m	Elevado a muito elevado	Retilínea a côncava, por vezes escarpada	Aguçada ou em cristas alinhadas	Colúvios e depósitos de tálus	Alta	Variável (dendrítico a treliça ou retangular)

4

CARACTERIZAÇÃO E DESCRIÇÃO ANALÍTICA DO MAPA GEOMORFOLÓGICO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Termino em vista a compartimentação do estado do Rio de Janeiro em unidades morfoesculturais e geomorfológicas, a descrição do Mapa Geomorfológico seguirá uma avaliação pormenorizada de cada uma dessas unidades, incluindo os sistemas de relevo presentes, assim como sua gênese e evolução morfogenética. A mineração das Unidades Geomorfológicas, descritas abaixo, estão associadas às do quadro 1 do capítulo 3.

4.1 Unidade Morfoestrutural Cinturão Orogênico do Atlântico

O Escudo Atlântico ou Cinturão Orogênico do Atlântico, ou Cinturão de Cisalhamento do Atlântico representa uma das importantes feições geotectônicas da fachada atlântica brasileira, estendendo-se de Santa Catarina até o norte da Bahia. Compõe-se de diversas faixas de dobramento, dentre as quais

destaca-se a Faixa de Dobramentos Ribeira, que abrange todo o estado do Rio de Janeiro. Esse cinturão constitui-se em um conjunto diversificado de rochas graníticas e gnáissicas, submetidas a diversos eventos orogênicos ao longo do Pré-Cambriano (Almeida *et al.*, 1976; Heilbron *et al.*, 1995).

4.1.1 Unidade Morfoescultural Maciços Costeiros e Interiores

Essa unidade morfoescultural compreende um conjunto de maciços montanhosos relativamente alinhados sob direção WSW-ENE, desde o Maciço da Juatinga ao maciço da Região dos Lagos, estando situados em meio às baías e baixadas litorâneas. Foram inseridos também nessa unidade os maciços ou os alinhamentos serranos situados em posição de contrafortes da escarpa da Serra do Mar, tais como os maciços de Suruí e Conceição de

Macabu. Ainda inserem-se nessa unidade maciços isolados no Norte Fluminense, tais como os de morro do Coco e de Bom Jesus do Itabapoana. Segundo Asmus & Ferrari (1978), os maciços costeiros, como os da Tijuca e da Pedra Branca, consistem em blocos soerguidos durante o Cenozóico, paralelamente ao *front* escarpado das cadeias montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira. Conforme Almeida & Carneiro (1998), os maciços costeiros são remanescentes de uma antiga borda meridional do *graben* da Guanabara, outrora inserida no Planalto Atlântico (no Paleoceno) e que foi intensamente erodida pelo recuo da escarpa da Serra do Mar, originada junto à Falha de Santos.

As unidades descritas a seguir são definidas pelo sistema de relevo Maciços Costeiros e Interiores (251). Apenas os maciços de menor porte são definidos como Alinhamentos Serranos Isolados (223). Suas vertentes íngremes, por vezes rochosas, são freqüentemente recobertas por depósitos de tálus e colúvios e atingem diretamente a linha de costa por meio de pontões rochosos ou as baixadas fluviomarinhas (122, 123) e fluviolagunares (124) em abruptas rupturas de declive. Os gradientes são muito elevados e os topos são aguçados e arredondados (pontões rochosos do tipo “pão-de-açúcar”) ou em cristas alinhadas. Apresentam densidades de drenagem altas a muito altas. O padrão de drenagem é, geralmente, dendrítico e centrífugo, podendo ser treliça.

Apesar de essas unidades apresentarem um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, esses eventos geralmente não são expressivos, devido à preservação da área com a manutenção da cobertura florestal existente. O incremento do cultivo de banana nas baixas encostas de diversos maciços, principalmente os situados no litoral sul-fluminense, assim como a pressão urbana empreendida sobre os maciços da Tijuca e da Pedra Branca, podem gerar movimentos de massa.

4.1.1.1 Unidade Geomorfológica Maciço da Juatinga

Consiste num imponente maciço montanhoso peninsular (251), com altitudes superiores a 1.000m (Pedra da Jamanta – 1.092m; Pico do Cairuçu – 1.070m). Situa-se no extremo sudoeste do litoral sul fluminense, entre a baía de Parati e o oceano Atlântico. Caracteriza-se por um prolongamento destacado da Serra de Parati, importante espigão da escarpa da Serra da Bocaina. Destaca-se da es-

carpa da Serra do Mar pelo Saco de Mamanguá, que consiste num vale submerso, estreito e alongado, com direção SW-NE, originado provavelmente por subsidência de blocos condicionados por linhas de fraqueza do substrato geológico. Nesse saco, registram-se, de forma restrita, zonas de mangues (123). Uma pequena área colinosa (232) individualiza esse maciço da escarpa da Serra da Bocaina (252).

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente nas áreas mais elevadas com relevo mais imponente.

4.1.1.2 Unidade Geomorfológica Ilha Grande

Esse maciço consiste numa unidade insular (251), situada no litoral sul-fluminense, separando a baía da Ilha Grande do oceano Atlântico. São observados diversos alinhamentos de cristas com direção SW-NE, podendo atingir altitudes superiores a 900m (Pico do Papagaio – 959m; Serra do Papagaio – 1.031m) e vales estruturais com direções SW-NE e SE-NW. Junto à linha de costa ocorrem, subordinadamente, planícies costeiras (121) e fluviolagunares (124), na praia de Lopes Mendes e na Reserva Biológica da Praia do Sul.

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente dentro da Reserva Biológica da Praia do Sul.

4.1.1.3 Unidade Geomorfológica Ilhas da Marambaia, Jaguanum e Itacuruçá

Esse conjunto de maciços montanhosos insulares situa-se entre as baías da Ilha Grande e de Sepetiba e define um nítido alinhamento com direção SW-NE, formado pelas ilhas da Marambaia, Jaguanum, de Itacuruçá e da Madeira. A ilha da Marambaia (251) atinge 640m de altitude e consiste na porção terminal da Restinga da Marambaia (121), ancorando a sedimentação marinha até Barra de Guaratiba, isolando, assim, a Baía de Sepetiba do oceano Atlântico (Lamego, 1945). As demais ilhas foram definidas pelo sistema de relevo Alinhamentos Serranos Isolados (223) e apresentam altitudes que variam entre 200 e 300m. Nas vertentes continentais das ilhas de Itacuruçá e da Madeira, são notáveis as ocorrências de planícies fluviomarinhas ou mangues (123), típicas do fundo da baía de Sepetiba.

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal. As planícies fluviomarinhas localizadas nas ilhas de Itacuruçá e da Madeira estão sendo impactadas por aterros, tal como a instalação do

Porto de Sepetiba, e por contaminação por metais pesados oriundos de indústrias instaladas nas proximidades.

4.1.1.4 Unidade Geomorfológica Maciço da Pedra Branca

Consiste num maciço montanhoso imponente e isolado (**251**), com picos elevados, próximo ao litoral (Pico da Pedra Branca – 1.024m), em meio às baixadas fluviomarinhas. Situa-se na zona oeste do município do Rio de Janeiro, atuando como zona dispersora de águas entre as baixadas de Sepetiba e Jacarepaguá. Está sustentado, em grande parte, por rochas graníticas ou granitóides, conferindo um aspecto dômico em sua porção central, com padrão de drenagem dendrítico e centrífugo e densidade alta (Costa, 1984). Sua porção sudoeste consiste num extenso alinhamento de direção SW-NE, que atinge diretamente o oceano Atlântico, junto às localidades de Grumari e Barra de Guaratiba. Destacam-se também os alinhamentos isolados (**222** e **223**) das serras do Cantagalo (254m) e da Paciência (202m), de direção WSW-ENE, e que consistem em prolongamentos do Maciço da Pedra Branca no interior da Baixada de Sepetiba (**122**).

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, tais como os já documentados na bacia do rio Grande durante o evento pluvial extremo de 1996 (Porto Jr. *et al.*, 1997). Tais eventos são desencadeados também pela degradação da cobertura vegetal decorrente da forte pressão urbana a que o maciço é submetido, principalmente em suas vertentes leste (expansão da malha urbana de Jacarepaguá) e norte (expansão da malha urbana de Bangu e Campo Grande). Nesta, a cobertura florestal foi completamente substituída por cobertura de gramíneas.

4.1.1.5 Unidade Geomorfológica Maciço da Tijuca

Consiste também num maciço montanhoso imponente e isolado (**251**), com picos elevados, próximo ao litoral (Pico da Tijuca – 1.021m; Pico do Papagaio – 989m). Apresenta-se em meio às baixadas fluviomarinhas e o litoral e divide as zonas sul, norte e oeste do município do Rio de Janeiro, atuando como zona dispersora de águas entre as baixadas da Guanabara e de Jacarepaguá (**122** e **124**) (foto 01). Caracteriza-se por alinhamentos de cris-

tas de direção WSW-ENE, tais como a Serra da Carioca (700m), e pequenos alinhamentos serranos associados, como a Serra da Misericórdia (**222**), ao norte, ou o Alinhamento Morro dos Cabritos–Pão-de-Açúcar (**223**), ao sul.



Foto 01 – Visão da entrada da Baía de Guanabara, a partir do Maciço Costeiro da Região dos Lagos. Ao fundo, observa-se o relevo acidentado do Maciço da Tijuca, destacando-se elevações rochosas de grande interesse turístico, tais como o Pão-de-Açúcar, o Corcovado, a Pedra da Gávea e o Pico Dois Irmãos. Parque da Cidade de Niterói.

A rede de drenagem segue, freqüentemente, lineamentos estruturais do substrato, tais como os vales dos rios Maracanã e Cachoeira, ambos de direção SW-NE, conferindo um padrão de drenagem dendrítico a retangular. Prolongamentos em direção a NE, junto aos bairros de Santa Teresa e Glória, ressaltam o aspecto bastante dissecado desse maciço, já desfeito em morros e morrotes (**222**).

Praticamente toda a área do Maciço da Tijuca foi devastada no início do século XIX, para plantação de cafezais, e reflorestada por volta de 1860, devido a sérios problemas ambientais decorrentes do desmatamento. Destacam-se, nesse contexto: a erosão das encostas, o assoreamento dos rios e a subsequente escassez de água para o abastecimento urbano. Essa floresta secundária de 140 anos de existência é palco de uma seqüência de estudos de cunho geomorfológico e geoecológico. Tais estudos demonstram a importância da estrutura e funcionalidade da cobertura florestal na regularização da hidrologia das encostas e no controle dos movimentos de massa (Coelho Netto, 1992; Zaú *et al.*, 1995; Rocha Leão *et al.*, 1997, dentre outros).

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, sendo tais eventos documentados em todos os setores do maciço. Durante os eventos extremos de 1966/67 e 1988, foram registrados nas bacias dos rios da Carioca e Maracanã (Meis & Silva, 1967) e, durante o evento pluvial crítico de 1996, foram registrados nas bacias dos rios Quitite e Papagaio, em Jacarepaguá (Cruz *et al.*, 1998; Guimarães *et al.*, 1998). Devido ao fato de o maciço estar junto ao núcleo histórico da metrópole carioca, sofre uma intensa pressão urbana por todos os setores, resultando na degradação da cobertura vegetal. Esse processo se desenvolve por meio de desmatamentos, queimadas ou favelização, com maior intensidade na vertente norte (expansão da malha urbana dos núcleos urbanos da Tijuca e do Méier) e, mais recentemente, na vertente oeste (expansão da malha urbana de Jacarepaguá) (Fernandes *et al.*, 1998).

4.1.1.6 Unidade Geomorfológica Maciços da Região dos Lagos

Esses maciços (**251**) consistem num conjunto de alinhamentos serranos que se prolongam a leste da Baía de Guanabara. Atuam como zona dispersora de águas entre o relevo colinoso que converge para a Baixada Fluminense (**231**) e as baixadas confinadas dos sistemas lagunares de Piratininga-Itaipu, Maricá e Saquarema (**122**, **124** e **221**). Esses sistemas lagunares estão separados por prolongamentos rochosos que atingem a linha de costa, formando pontões, tais como os de Jurujuba, Itacoatiara e Ponta Negra. A unidade é caracterizada por alinhamentos de cristas de direção WSW-ENE e vales estruturais de direção S-N ou SW-NE, com elevações sempre superiores a 200m, destacando-se as serras da Tiririca (344m), de Cassorotiba (503m), de Mato Grosso (890m) (foto 02) e do Palmital (594m). Apresenta, em geral, altitudes menos elevadas que os maciços da Tijuca e da Pedra Branca, situados a oeste da Baía de Guanabara (foto 01).

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa. Tais eventos são, por diversas vezes, desencadeados pela degradação da cobertura vegetal decorrente da pressão urbana registrada em Niterói (Região Oceânica e Pendotiba) e do desmatamento, principalmente nos colos menos elevados do maciço, conforme observado na estrada Maricá-Itaboraí.

4.1.1.7 Unidade Geomorfológica Maciços de Macaé

Caracteriza-se por três alinhamentos serranos isolados e escarpados, circundados pelo domínio colinoso da superfície de aplainamento do litoral leste fluminense (**231** e **232**). Apresentam direção WSW-ENE, paralela à escarpa da Serra de Macaé. São representados pelas serras do Pote (600m), do Segredo (400m) e das Pedrinhas (420m), destacando-se dos contrafortes da Serra do Mar pelo vale do rio Macaé. Estão localmente desfeitos sob forma de morrotes e morros baixos (**233**).



Foto 02 – Aspecto do relevo montanhoso, marcado por vertentes íngremes e florestadas da Serra do Mato Grosso, situado no Maciço Costeiro da Região dos Lagos, delimitando, abruptamente, a baixada fluviolagunar de Saquarema. Estrada Sampaio Correia – Ponta Negra (Jaconé).

A unidade é definida pelo sistema de relevo Alinhamentos Serranos Isolados (**223**).

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente nas áreas mais elevadas com relevo mais imponente. Os solos, em geral muito rasos, e as extensas superfícies de afloramento rochosos, podem tornar essa unidade suscetível a processos de queda de blocos.

4.1.1.8 Unidade Geomorfológica Maciço de Itaoca

Consiste em um pequeno maciço granítico, resistente à erosão diferencial, que atinge 414m de altitude, circundado por colinas suaves da superfi-

cie de aplainamento do litoral leste fluminense (231) e junto à Baixada Campista (122).

A unidade é definida pelo sistema de relevo Alinhamentos Serranos Isolados (223).

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente nas áreas mais elevadas com relevo mais imponente.

4.1.1.9 Unidade Geomorfológica Maciços de Morro do Coco

Consiste em um conjunto de alinhamentos serranos com direções W-E a NW-SE em meio ao domínio colinoso do norte-noroeste fluminense (231 e 232). Estão agrupados sob a forma de um maciço pré-litorâneo e distinguem-se dos grandes alinhamentos serranos de direção WSW-ENE que atravessam o noroeste fluminense, tal como a vizinha Serra de Santo Eduardo. Destaca-se a Serra da Pedra Lisa (890m) (235), que apresenta uma morfologia singular de vertentes íngremes e rochosas de notável convexidade, e topos arredondados, que denotam um antigo processo de esculturação de um bloco granítico residual (foto 03). Elevações menores, tais como a Serra do Camará (518m) e o Morro do Coco (376m), apresentam morfologia semelhante. Estende-se da vila de Morro do Coco à vila de Santa Maria, caracterizando-se por um conjunto de cristas alinhadas de direções variadas, como as serras do Panorama (568m) e Quilombo (540m) (251).



Foto 03 – Morfologia de vertentes escarpadas e rochosas, apresentando uma notável geometria convexa, do maciço interior de Morro do Coco, que se destaca topograficamente da superfície colinosa circundante do Norte Fluminense. Próximo a Vila Nova de Campos.

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, sendo estes, por diversas vezes, desencadeados pela degradação da cobertura vegetal decorrente do desmatamento, como verificado em quase todo o maciço. A Serra da Pedra Lisa, por sua vez, apresenta solos muito rasos e extensas superfícies de afloramentos rochosos, que podem tornar esse terreno suscetível a processos de queda de blocos.

4.1.1.10 Unidade Geomorfológica Maciço de Bom Jesus de Itabapoana

Consiste em um maciço montanhoso isolado (251) no interior do domínio colinoso do norte-noroeste fluminense (231 e 232). Situa-se próximo ao alinhamento serrano de Santo Eduardo (235) e à planície aluvial do rio Itabapoana e tributários (111), um pouco a jusante da cidade de Bom Jesus do Itabapoana. Atua como uma zona dispersora de águas entre as bacias dos rios Muriaé e Itabapoana. Apresenta-se dissecado em cristas de direções variadas, mas com padrão predominante SW-NE. Apresenta diversos pontos elevados, com altitudes que variam entre 500 e 700m, tais como as serras da Boa Vista (673m) e da Ventania (618m). Junto ao sopé do maciço situam-se as localidades de Boaventura e Carabuçu, localizadas em pequenas planícies fluviais (111).

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, promovidos pela retirada de praticamente toda a cobertura florestal remanescente no maciço, como verificado em campo. Esse aspecto confere um caráter árido à paisagem local, principalmente por se tratar de uma das zonas menos úmidas no estado. Dessa forma, a recomposição florestal no maciço é de grande importância para uma melhor disponibilidade de recursos hídricos na região.

4.1.1.11 Unidade Geomorfológica Maciço de Suruí

Consiste em um pequeno maciço granítico bastante dissecado, por vezes escarpado, resistente à erosão diferencial, com altitudes modestas, entre 200 e 350m, no qual se destaca a Serra da Palha (330m). Localiza-se no recôncavo da baixada da Baía de Guanabara, atuando como um baixo contraforte no sopé da Serra dos Órgãos. A unidade destaca-se topograficamente das baixadas fluviais e fluviomarinhas (mangues) dos rios Inhomirim, Su-

ruí, Iriri e Santo Aleixo (**111**, **122** e **123**) e das colinas isoladas do recôncavo da Baía de Guanabara (**221**).

A unidade é definida pelo sistema de relevo Morrotes e Morros Baixos Isolados (**222**), constituído por um antigo bloco montanhoso, desfeito em um relevo amorreado, profundamente desgastado. Os gradientes são elevados e os topos arredondados. Apresenta densidade de drenagem média e padrão predominantemente dendrítico, tornando-se meandrante e divagante, conforme se aproxima dos fundos de vales afogados pela sedimentação fluviomarinha.

A unidade apresenta um médio potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido a seu relevo menos expressivo e acentuado pela relativa preservação da cobertura florestal remanescente no maciço, como verificado em campo. A localidade de Suruí situa-se junto ao seu sopé.

4.1.1.12 Unidade Geomorfológica Maciços de Conceição de Macacu

Consiste em um conjunto de alinhamentos serranos isolados e escarpados, com altitudes superiores a 600m e cristas alinhadas de direção WSW-ENE, paralelos ao *front* da Serra do Mar. Estão circundados pelo domínio colinoso da superfície de aplainamento do litoral leste fluminense (**232** e **233**) e situam-se entre as bacias dos rios Macabu e Imbé. Destacam-se da escarpa da Serra do Mar pelos vales do rios do Imbé e Zangado, atuando como contrafortes da escarpa da serra do Imbé.

A unidade é definida pelo sistema de relevo Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais (**235**). Os gradientes são muito elevados e os topos aguçados e arredondados, ou em cristas, intercalados por colos profundos, o que configura um estágio avançado de dissecação para o maciço em questão.

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente nas áreas mais elevadas com relevo mais imponente. Os solos, em geral muito rasos, e as extensas superfícies de afloramentos rochosos, podem tornar a unidade suscetível a processos de queda de blocos.

4.1.2 Unidade Morfoescultural Maciços Alcalinos Intrusivos

Essa unidade morfoescultural compreende um conjunto de maciços montanhosos de rochas alcalinas

geradas num período de atividade vulcânica entre o final do Cretáceo e o início do Terciário, decorrente da abertura do oceano Atlântico (Almeida, 1976). Esse magmatismo gerou uma série de corpos alcalinos que intrudiram o embasamento cristalino de idade pré-cambriana, compondo o alinhamento magmático de Cabo Frio (Almeida, 1992; Sichel *et al.*, 1997), com direção aproximada WNW-ESE. No estado do Rio de Janeiro, esse alinhamento estende-se do Maciço do Itatiaia à Ilha de Cabo Frio.

Esses maciços intrusivos têm, em geral, uma forma dômica, muitas vezes assemelhando-se a vulcões extintos, parcialmente ou bastante erodidos, demonstrando uma drenagem radial e centrífuga. Frequentemente, a base desses maciços intrusivos é constituída de rochas cristalinas encaixantes.

As unidades descritas a seguir são definidas pelo sistema de relevo Maciços Alcalinos Intrusivos (**241**), constituídos por blocos montanhosos escarpados, apresentando vertentes íngremes, frequentemente recobertas por colúvios e depósitos de tálus. Os gradientes são elevados a muito elevados e os topos são aguçados, arredondados ou em cristas anelares. Apresentam altas densidades de drenagem e o padrão de drenagem é radial e centrífugo a dendrítico.

Apesar de essas unidades apresentarem um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, tais eventos, geralmente, não são expressivos, devido à preservação da área com a manutenção da cobertura florestal existente.

4.1.2.1 Unidade Geomorfológica Maciço do Itatiaia

Esse maciço montanhoso e majestoso (**241**) integra a cadeia montanhosa da Serra da Mantiqueira, com prosseguimento ainda a leste no estado do Rio de Janeiro, através da Serra da Pedra Selada (**252**), conforme Lamego (1946). Atua como zona dispersora de águas entre a depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul e o planalto do alto rio Grande, em território mineiro. Estão localizadas nascentes de importantes tributários do rio Paraíba do Sul, tais como os rios Preto, Campo Belo, Pirapeitinga-Alambari e do Salto. Apresenta-se alçado a altitudes superiores a 2.000m (Pico das Agulhas Negras – 2.787m) e desnivelamentos superiores a 1.500m em relação à superfície colinosa do vale do Paraíba. Cristas de estruturas anelares salientam a paisagem do topo do maciço.

O Maciço do Itatiaia possui uma morfologia dômica e levemente alongada no sentido NW-SE. Abrange uma grande extensão, atingindo as proximidades das localidades de Engenheiro Passos, Itatiaia e Penedo e delimita-se com o relevo colinoso do médio vale do rio Paraíba do Sul (232) e os tabuleiros da Bacia de Resende (211). Os topos mais elevados consistem em pontões rochosos agudos de sienitos, resultando na denominação “Aglulhas Negras”. O vale suspenso do ribeirão das Flores apresenta-se como um vale estrutural alçado no Planalto do Itatiaia (254), com direção NW-SE.

Esse planalto elevado consiste numa unidade morfológica singular no Sudeste brasileiro, tendo despertado interesse de pesquisadores desde a década de 30. Apresenta topografia local relativamente suave, interrompida por elevações abruptas, tais como o Pico das Agulhas Negras. Delimita-se por meio de bordas íngremes escarpadas das vertentes abruptas do maciço que mergulham em direção ao vale do rio Paraíba do Sul.

Martonne (1943) sugeriu que esse planalto teria sido gerado por uma antiga superfície de erosão (superfície dos Campos) e que teria sofrido ação de processos glaciais durante o Pleistoceno. A hipótese de uma glaciação no planalto do Itatiaia foi ampliada e sustentada durante muitos anos por vários pesquisadores (Ab’Saber & Bernardes, 1956; Ebert, 1960; Barbosa, 1962), com base em algumas evidências de campo. Dentre essas evidências, destacam-se: os caos de blocos; os vales em “U”; os pequenos lagos e os depósitos de tálus (reconhecidos como tilitos) no sopé do maciço. Uma equipe de geomorfólogos franceses e alemães visitou o planalto do Itatiaia durante o XVIII Congresso Internacional de Geografia e, sob influência da Geomorfologia Climática, considerou, com ressalvas, a hipótese de glaciação no Itatiaia (Cailleux, 1962). Contudo, outros autores já advogavam a ação do intemperismo químico e do diaclasamento da rocha alcalina na geração de uma morfologia pseudoglacial no planalto (Odman, 1955; Penalva, 1974). Apesar de descartadas as idéias glaciais que exerceram tanta influência nas décadas de 50-60, admite-se recentemente a ação de processos de nivação em adendo ao intemperismo químico na geração da morfologia singular do planalto do Itatiaia (Modenesi-Gauttieri & Nunes, 1998).

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente dentro do Parque Nacional do Itatiaia.

4.1.2.2 Unidade Geomorfológica Morro Redondo

Consiste num pequeno maciço intrusivo (241), assemelhando-se a um morro bastante elevado com formato dômico bem definido e topo arredondado, circundado pela depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul (232) e junto aos tabuleiros da Bacia de Resende (211) (foto 04). Situa-se próximo às cidades de Floriano e Resende. Possui altitudes em torno de 800m (Morro Redondo – 838m) e apresenta um desnivelamento de aproximadamente 300m em relação à superfície colinosa adjacente.



Foto 04 – Morfologia dômica do maciço intrusivo alcalino de Morro Redondo, que se destaca topograficamente das superfícies tabulares da Bacia de Resende e do relevo colinoso da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul. Próximo a Floriano (Via Dutra).

Apresenta um médio potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido a seu relevo menos expressivo e acentuado pela relativa preservação da cobertura florestal remanescente no maciço. Todavia, o avanço das pastagens para pecuária extensiva – a atividade econômica mais expressiva na região – pode acentuar os processos erosivos no maciço.

4.1.2.3 Unidade Geomorfológica Maciço do Tinguá

Consiste num maciço montanhoso imponente (241), com formato dômico bem definido, bastante elevado (1.600m de altitude), destacando-se topo-

graficamente na escarpa da Serra do Mar, junto à Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Atua como zona dispersora de águas entre as bacias das baías de Guanabara e de Sepetiba, alojando as nascentes de importantes drenagens dessas bacias, tais como os rios Iguaçu e Tinguá, que drenam para a Baía de Guanabara, e rios Douro e Santo Antônio, que drenam para a Baía de Sepetiba. Em seu topo, ressaltam cristas de estruturas anelares, sugerindo o rebordo de uma antiga cratera vulcânica. Esse rebordo está erodido apenas em sua porção sudoeste pelas cabeceiras de drenagem do rio Douro. A face sul do Maciço do Tinguá forma um escarpamento íngreme e imponente em direção às baixadas litorâneas. Esse limite morfológico é abrupto, onde o escarpamento mergulha sobre uma baixada pontilhada de colinas e morrotes isolados (**221** e **222**) e pela planície fluvial do rio Iguaçu (**111**), onde se situam as localidades de Adrianópolis, Cava e Rio Douro. Na face norte, delimita-se com a escarpa da serra da Bandeira (**252**), através do profundo vale do rio São Pedro, ou com o seu alto curso suspenso e aplainado (**231**), que segue aproximadamente o contato litológico entre as rochas alcalinas e as rochas cristalinas encaixantes. Em sua face leste, o importante escarpamento do maciço tem continuidade em direção a Petrópolis por meio da serra do Couto (**252**), conferindo aspecto monolítico a esse trecho da Serra do Mar.

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente dentro da Reserva Biológica do Tinguá. Todavia, esta vem sofrendo um processo inicial de ocupação devido à pressão urbana crescente exercida pela ocupação da Baixada Fluminense, visto que o Maciço do Tinguá situa-se em zona periférica desse grande núcleo de adensamento populacional.

4.1.2.4 Unidade Geomorfológica Maciço do Mendanha

Denominada também como Gericinó, consiste num maciço montanhoso intrusivo isolado (**241**), com formato dômico, alongado na direção WSW-ENE, atingindo altitudes superiores a 800m (serra de Madureira – 940m) e delimita-se abruptamente com as baixadas fluviomarinhas (**122**) e elevações isoladas (**221** e **222**). Apresenta cristas paralelas e padrão de drenagem dendrítico a retangular, condicionado pela rede de fraturamento. Atua como zona dispersora de águas entre a zona oeste do município do Rio de Janeiro e a Baixada Fluminense, alojando as nascentes de importantes tributá-

rios das bacias dos rios Guandu e Cabuçu, que drenam para a baía de Sepetiba, e dos rios Sarapuí e Iguaçu, que drenam para a Baía de Guanabara. O Morro de Marapicu (620m) integra essa unidade e consiste numa intrusão de rochas alcalinas localizada um pouco a sudoeste do corpo intrusivo principal, apresentando uma perfeita morfologia de cone vulcânico preservando estruturas anelares. Essas estruturas também ocorrem no restante do maciço, porém são menos relevantes que as estruturas WSW-ENE, que controlam a direção das cristas e drenagens principais (Costa, 1984).

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, sendo estes, diversas vezes, desencadeados pela degradação da cobertura vegetal decorrente da forte pressão urbana a que o maciço é submetido. Esse processo verifica-se principalmente em suas vertentes sul (expansão das malhas urbanas de Bangu e de Campo Grande), onde vem se acentuando o desmatamento das baixas encostas para ocupação (Costa *et al.*, 1999), e norte-nordeste (expansão da malha urbana dos núcleos de Nilópolis, Mesquita e Nova Iguaçu), onde a cobertura florestal foi completamente substituída por cobertura de gramíneas.

4.1.2.5 Unidade Geomorfológica Maciço de Itaúna

Consiste num pequeno maciço montanhoso intrusivo (**241**), bastante degradado, localizado no recôncavo da baixada da Baía de Guanabara, junto à extensa planície fluviomarinha das desembocaduras dos rios Macacu-Caceribu, Guaxindiba e Imboassu. Possui altitudes relativamente modestas (Morro do Itaúna – 280m) e formato dômico, alongado na direção SW-NE, bastante erodido na face NE. Assemelha-se a um morro bastante elevado e destaca-se topograficamente da planície de mangue adjacente (**123**) e da baixada fluviomarinha e colinas isoladas (**122** e **221**), onde se assenta a cidade de São Gonçalo. Apresenta gradientes médios a elevados e topos arredondados.

A unidade apresenta um médio potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido a seu relevo menos expressivo. Todavia, a retirada de praticamente toda a cobertura florestal remanescente no maciço acentua os processos erosivos nas vertentes e podem refletir numa maior descarga de sedimentos nas áreas de mangues localizados no sopé do maciço. A recomposição florestal nesse maciço, portanto, é de

grande importância, no intuito de reverter uma das fontes de assoreamento dos canais e degradação dos manguezais da APA de Guapimirim. A vertente sul, por sua vez, sofre a pressão urbana de bairros periféricos de São Gonçalo, que vêm promovendo a ocupação nas baixas encostas.

4.1.2.6 Unidade Geomorfológica Maciços de Tanguá-Rio Bonito

Essa unidade é representada por três maciços montanhosos intrusivos (**241**), com morfologias circulares a semicirculares, dispostos em formação triangular próximos uns aos outros, configurando-se em imponentes contrafortes da escarpa da Serra do Mar. Apresentam formas dômicas bem definidas, conectadas à escarpa da Serra do Mar (**252**) pelo espigão constituído pelas serras de Santana e da Botija (**252** e **253**). Esse conjunto morfológico atua como importante zona dispersora de águas entre a bacia da Baía de Guanabara (especificamente, a bacia do rio Macacu) e a bacia do rio São João. Estão aí situadas importantes nascentes de ambas as bacias, tais como os rios Caceribu e Soarinho, drenando para a bacia da Baía de Guanabara, e os rios São João e Bacaxá, drenando para a bacia do rio São João.

Mais a oeste, próximo à localidade de Tanguá, localiza-se a serra dos Garcias (741m), que consiste em um maciço dômico com cristas anelares intensamente erodido na sua borda leste. Mais a leste, próximo à localidade de Rio Bonito, encontra-se a serra do Sambê, com 961m de altitude, consistindo em um maciço dômico bastante preservado dos processos de dissecação do relevo, apresentando também cristas anelares. Mais a norte, próximo à localidade de Papucaia, localiza-se a serra do Soarinho (715m), que consiste em um maciço dômico alongado na direção W-E, apresentando cristas paralelas.

Os maciços de Tanguá-Rio Bonito situam-se a leste da bacia do rio Macacu e delimitam-se abruptamente com as colinas baixas da superfície de aplainamento da Região dos Lagos (**231**) e os terrenos das baixadas adjacentes, pontilhadas de colinas e morrotes isolados (**221** e **222**), e as planícies fluviais dos rios Macacu, Caceribu e Bacaxá (**111**).

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente nas áreas mais elevadas com relevo mais imponente. Todavia, as baixas encostas desses maciços vêm sendo progressivamente ocupadas por atividades agrícolas, principalmente próximo aos núcleos urbanos de Tanguá

e Rio Bonito, podendo vir a comprometer a cobertura florestal e a disponibilidade hídrica das localidades no seu entorno.

4.1.2.7 Unidade Geomorfológica Morro de São João

Consiste num pequeno maciço montanhoso intrusivo (**241**), bastante preservado dos processos de dissecação do relevo, localizado no baixo curso da baixada fluviolagunar do rio São João, apresentando uma perfeita morfologia de cone vulcânico com estruturas anelares preservadas (foto 05). Possui altitudes expressivas, elevando-se a mais de 700m de altitude (Morro de São João – 728m). Destaca-se topograficamente da planície fluviolagunar adjacente (**124**) e de colinas isoladas (**221**). O rebordo da antiga cratera vulcânica foi dissecado em sua face leste por um pequeno tributário do rio São João.



Foto 05 – Aspecto imponente do maciço intrusivo alcalino do Morro de São João, assemelhando-se a um antigo cone vulcânico. Apresenta vertentes íngremes e florestadas e cristas anelares. Barra de São João.

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, a despeito do avanço do cultivo de banana nas baixas encostas.

4.1.2.8 Unidade Geomorfológica Ilha de Cabo Frio

Consiste num pequeno maciço montanhoso insular (**241**), bastante preservado dos processos de dissecação do relevo, apresentando aparentemente um topo suavizado por processos de aplaina-

mento. A unidade se insere no alto estrutural de Cabo Frio, junto à costa de Arraial do Cabo. Essa linha de costa caracteriza-se por extensas planícies costeiras e campos de dunas da restinga da Massambaba e da planície arenosa de Cabo Frio (**121**) e por pequenos morrotes isolados de Arraial do Cabo, com altitudes inferiores a 200m (**222**). Apresenta-se numa disposição alongada de direção SW-NE, atingindo altitudes superiores a 400m (Morro do Farol – 407m).

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, visto que se trata de uma área protegida pela Marinha.

4.1.3 Unidade Morfoescultural Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas

Essa unidade morfoescultural representa os terrenos colinosos de baixa amplitude de relevo, localizados a leste da Baía de Guanabara e compreendidos entre as planícies costeiras e baixadas fluvio-marinhas e a escarpa da Serra do Mar.

As unidades descritas a seguir são definidas pelo sistema de relevo Domínio Suave Colinoso (**231**), constituído por um relevo suave e uniforme de colinas amplas, baixas e niveladas, apresentando vertentes convexas, muito suaves, e topos alongados ou levemente arredondados, freqüentemente recobertos por colúvios. Sua densidade de drenagem é baixa a média e o padrão é dendrítico. No sopé das vertentes interiores dos maciços costeiros ou nos *fronts* das escarpas serranas, registra-se um relevo um pouco mais movimentado, associado a um padrão de drenagem geralmente dendrítico a retangular. Próximo às baixadas da Guanabara e dos rios São João, Una, das Ostras, Macaé, Macabu e Imbé, essa drenagem torna-se imperfeita, com padrão de canal divagante, devido ao lençol freático subaflorante.

Tal morfologia decorre de processos de aplainamento gerados durante o Terciário Superior, correlacionados à superfície de erosão Velhas (King, 1956) ou ao pediplano Pd1 (Bigarella *et al.*, 1965), dissecados durante o Pleistoceno em níveis de pedimentos (P2 e P1) em cotas mais baixas.

As unidades apresentam um baixo potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido às altitudes modestas e ao gradiente suave do relevo colinoso dominante. Essas áreas situam-se próximas à Região Metropolitana do Rio de Janeiro e trata-se de uma “zona de passagem” entre a metrópole e os balneários turísticos da Região dos Lagos ou o Nordeste brasileiro. A im-

plantação da BR-101 consolida a região como escoadouro da produção de cana-de-açúcar do norte do estado, reafirmando sua vocação histórica, sem contudo se beneficiar desse fato. Além da rodovia, a região é cortada pelas RJ-106 (Rodovia Amaral Peixoto) e RJ-124 (Via Lagos), que intensificam a intervenção humana no ambiente. Sua acessibilidade induz ao desaparecimento da cobertura vegetal remanescente, numa área historicamente ocupada por atividades agropecuárias decadentes, tais como o cultivo de cana-de-açúcar e laranja e a pecuária extensiva.

4.1.3.1 Unidade Geomorfológica Superfície Aplainada da Região dos Lagos

A superfície aplainada da Região dos Lagos consiste numa extensa zona colinosa (**231**), com topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude de relevo em cotas que variam de 50 a 120m de altitude, devido a processos de aplainamento gerados durante o Terciário Superior.

Essa superfície caracteriza-se, na porção oeste, por uma depressão embutida entre o maciço costeiro da Região dos Lagos (**251**) e a escarpa da Serra dos Órgãos (**252**), estando adjacente à baixada da Guanabara (bacia do rio Macacu). Esse domínio colinoso é cortado por uma rede de canais, com sentido aproximado S-N, que drena a vertente norte dos maciços costeiros em direção à baixada da Guanabara. Destacam-se, nesse contexto, as planícies fluviais dos rios da Aldeia, Iguá, dos Duques e Tanguá (**111**). O relevo suave colinoso dominante é gradualmente substituído, em direção ao norte, por colinas isoladas (**221**) em meio à baixada fluvio-marinha e pelos tabuleiros modelados em sedimentos da Formação Macacu (**211**). Nessa porção da superfície aplainada da Região dos Lagos, situam-se a franja periurbana de Niterói (Rio do Ouro e Várzea das Moças) e localidades periféricas de São Gonçalo e Itaboraí, tais como Ipiíba, Cabuçú e São José.

A porção central da superfície aplainada da Região dos Lagos caracteriza-se por uma depressão estrangulada entre o maciço costeiro da Região dos Lagos (**251**) e o espigão da serra da Botija (**252**), destacando-se à sua frente os maciços de Tanguá e Rio Bonito (**241**). Na área, situa-se o divisor de águas entre as bacias dos rios Macacu-Caceribu e São João-Bacaxá. As colinas suaves (**231**) são gradativamente substituídas em direção ao norte por colinas e morros baixos isolados (**221** e **222**) em meio às extensas planícies fluviais dos rios

Caceribu e Bacaxá (**111**), junto ao sopé dos maciços intrusivos alcalinos. Esses morros podem atingir cotas que variam entre 160 e 250m. Junto a essa área, situam-se os núcleos urbanos de Tanguá e Rio Bonito.

A porção leste da superfície aplainada da Região dos Lagos consiste numa depressão marginal entre a Lagoa de Araruama e as planícies costeiras associadas (**121**) e a escarpa da serra de Macaé (**252**), estando adjacente à baixada do rio São João (**124**). O domínio colinoso, apesar de ser cortado pelos rios Capivari e Bacaxá, consiste numa zona dispersora de águas. Esse trecho da superfície aplainada é drenado por pequenas drenagens em direção à lagoa de Araruama ou em direção ao rio São João. Toda a bacia do rio Una que converge diretamente para o oceano também se localiza nesse relevo. O relevo dominante de colinas baixas (**231**) (Foto 06) é gradativamente substituído, em direção ao norte e ao leste, por colinas isoladas (**221**), morrotes e morros baixos isolados (**222**) e pequenos alinhamentos serranos isolados (**223**) em meio às planícies fluviais dos rios Bacaxá e Capivari (**111**) e pelas extensas planícies fluviolagunares dos rios São João e Una (**124**). Dentre os pequenos alinhamentos serranos isolados, esparsos entre colinas e baixadas, destacam-se a serra da Catinga (308m), entre as localidades de Rio Bonito e Silva Jardim, e a serra de Sapiatiba (297m), entre Iguaba Grande e São Pedro da Aldeia. Nessa área situam-se os núcleos urbanos de Silva Jardim, Morro Grande, São Vicente de Paula, Bacaxá e Tamoios. Às margens da lagoa de Araruama, junto a exíguas planícies flu-



Foto 06 – Colinas amplas de gradientes muito suaves da superfície de erosão da Região dos Lagos, apresentando amplitudes de relevo inferiores a 50m. Estrada Tamoios - São Vicente de Paula (Fazenda Angelim).

violagunares imprensadas pelas colinas, situam-se os núcleos urbanos de Araruama, Iguaba Grande e São Pedro da Aldeia.

Sant'anna (1976) e Amador (1978) descrevem, na porção leste da superfície aplainada da Região dos Lagos, uma suave dissecação do pediplano Pd1 em pedimentos mais recentes (P2 e P1), produzindo colinas ou ombreiras em cotas mais baixas. Junto à baixada do rio Una, o contato com as colinas está freqüentemente marcado por escarpas de paleofalésias, atestando níveis marinhos elevados.

4.1.3.2 Unidade Geomorfológica Superfície Aplainada do Litoral Leste Fluminense

A superfície aplainada do litoral leste fluminense, assim como a unidade anterior, consiste numa extensa zona colinosa (**231**), com topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude de relevo em cotas que variam de 40 a 100m de altitude.

Essa superfície caracteriza-se, na porção sudoeste, por uma depressão marginal entre a escarpa da serra de Macaé (**252**) e o oceano, estando delimitada pelas extensas baixadas fluviais e fluviolagunares dos rios São João e Macaé (**111** e **124**). Próximo a Casimiro de Abreu, no sopé da escarpa degradada da serra de Macaé (**253**), destaca-se um conjunto de colinas isoladas (**221**) em meio à baixada fluviolagunar do rio São João, que bordejando o morro de São João (**241**). O relevo de colinas suaves abrange grande extensão nesse trecho da superfície aplainada, sendo drenada por pequenos tributários do rio Macaé ou por rios que deságuam diretamente no oceano, tais como os rios Imboacica e das Ostras. Junto à linha de costa, desenvolvem-se planícies costeiras (**121**) ancoradas por pontões rochosos e a planície fluviolagunar associada à desembocadura do Rio das Ostras. Esse domínio colinoso é esparsamente pontilhado por morrotes e morros baixos (**233**), apresentando cotas que variam de 150 a 250m. Destacam-se topograficamente, nesse conjunto, os alinhamentos serranos de Macaé (**223**), circundados pelas colinas. Nessa porção da superfície aplainada do litoral leste fluminense, assentam-se os núcleos urbanos de Casimiro de Abreu e Rio Dourado, assim como áreas periféricas das cidades de Rio das Ostras e Macaé.

A porção central dessa unidade caracteriza-se também por uma depressão marginal entre a escarpa das serras de Macaé e Macabu (**252** e **253**) e o oceano, estando delimitada pelas extensas bai-

xadas fluviais e flúvio-lagunares dos rios Macaé, São Pedro e Macabu (111 e 124), pontilhadas por colinas isoladas (221). O domínio colinoso abrange grande extensão nesse trecho da superfície aplainada. A área é drenada tanto por tributários dos rios Macaé e São Pedro, quanto por tributários do rio Macabu (rio do Meio). Em direção da escarpa serrana, as colinas baixas de topos nivelados (231) são substituídas por colinas mais altas (232), com cotas que variam de 100 a 160m de altitude. Morrotes e morros baixos (233) também são encontrados nesse relevo colinoso, destacando-se a serra de São Manuel (280m). Em direção à linha de costa, o domínio colinoso delimita-se com as cristas de cordões arenosos da planície costeira de Jurubatiba (121) e com tabuleiros de Quissamã (211). Na área, assentam-se os núcleos urbanos de Cabiúnas, Carapebus e Conceição de Macabu, esse último localizado próximo ao sopé da escarpa serrana.

A porção nordeste da superfície aplainada do litoral leste fluminense, assim como o restante da unidade, caracteriza-se por uma depressão marginal entre as escarpas das serras de Macabu e Imbé (252) e a Baixada Campista. Delimita-se com as extensas baixadas fluviais e fluviolagunares dos rios Macabu e Imbé (111 e 124), com esparsa ocorrência de colinas isoladas (221). O domínio colinoso também abrange grande extensão nesse trecho da superfície aplainada (Foto 07). A área é drenada tanto por tributários do rio Macabu e da lagoa Feia (rios da Prata e do Gino), quanto por tributários do rio do Imbé e da lagoa de Cima (rios Zangado e do Urubu). A superfície colinosa estende-se entre os rios do Imbé e Paraíba do Sul, sendo cortada pelo



Foto 07 – Aspecto da superfície de erosão do litoral leste fluminense, caracterizado por colinas amplas, baixas e subniveladas, de gradientes muito suaves. Próximo a Morangaba.

rio Preto, que deságua no rio Ururaí, o qual interliga as lagoas de Cima e Feia. Esse relevo suave é esparsamente pontilhado por morrotes e morros baixos (233) com cotas que variam de 200 a 350m. No contato entre as colinas e a Baixada Campista, registram-se alguns remanescentes de tabuleiros (211) do Grupo Barreiras. Destacam-se topograficamente, nesse conjunto, os contrafortes serranos de Conceição de Macabu (235) e o Maciço de Itaoca (223), ambos bordejados pelo domínio colinoso. Na área, assentam-se as localidades de Serrinha, Ibitioca e Morangaba.

4.1.4 Unidade Morfoescultural Escarpas Serranas

Essa unidade morfoescultural compreende um conjunto de escarpas montanhosas festonadas, fortemente alinhadas sob direção WSW-ENE, compostas pelas serras do Mar e da Mantiqueira. A escarpa da Serra da Mantiqueira abrange um pequeno trecho do território fluminense, junto ao médio vale do rio Paraíba do Sul, entre o Maciço alcalino intrusivo do Itatiaia, na divisa com o estado de São Paulo, e a garganta de Passa-Vinte, estendendo-se, a partir daí, em território mineiro. A escarpa da Serra do Mar prolonga-se em grande extensão no território fluminense, com diversas configurações morfológicas, desde a Serra da Bocaina, na divisa com o estado de São Paulo, até a serra do Imbé, próximo ao norte do estado. Segundo Asmus & Ferrari (1978), tanto os maciços costeiros, quanto os escarpamentos das cadeias montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira são resultantes do soerguimento e basculamento de blocos escalonados de direção WSW-ENE. Essa tectônica cenozóica originou, entre os blocos elevados, depressões tectônicas que se comportam como hemigrabens, tais como o médio vale do rio Paraíba do Sul e a baixada Fluminense. Conforme Almeida & Carneiro (1998), a escarpa da Serra do Mar resulta de um extenso recuo erosivo de antiga escarpa de falha originada junto à Falha de Santos, a partir do Paleoceno. Segundo esses autores, a escarpa da Serra da Mantiqueira não sofreu recuo tão extenso, sendo que seu plano de falha localiza-se junto à borda norte das bacias de Resende e Taubaté.

As escarpas serranas apresentam, em geral, desnivelamentos extremamente elevados, por vezes, superiores a 2.000m com vertentes muito íngremes e rochosas. As configurações morfológicas dos escarpamentos são bastante diversificadas, causadas principalmente por condicionantes lito-

estruturais. Assim sendo, pode-se observar tanto uma muralha montanhosa imponente, quanto um degrau escarpado mais degradado devido à ação diferencial dos processos tectônicos e erosivos durante todo o Cenozóico.

As unidades descritas a seguir são definidas pelo sistema de relevo Escarpas Serranas (252) e, subordinadamente, Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos (253). Apresentam vertentes íngremes, por vezes rochosas, freqüentemente recobertas por depósitos de tálus e colúvios. Os gradientes são muito elevados e os topos aguçados ou em cristas alinhadas. A densidade de drenagem é muito alta e o padrão de drenagem é, geralmente, dendrítico a paralelo ou retangular.

Apesar do fato de essas unidades apresentarem um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, tais eventos geralmente não são expressivos, devido à preservação da área com a manutenção da cobertura florestal existente, principalmente nos terrenos mais íngremes e elevados. Todavia, as baixas vertentes das Escarpas Serranas estão freqüentemente desmatadas devido à expansão das atividades agropastoris tipicamente desenvolvidas no Vale do Paraíba e nas baixadas litorâneas, ou mesmo devido à expansão urbana no entorno da Região Metropolitana.

4.1.4.1 Unidade Geomorfológica Escarpa da Serra da Mantiqueira

Essa escarpa ocupa, no território fluminense, apenas um pequeno braço do escarpamento principal, que se estende do Maciço de Itatiaia até a garganta de Passa-Vinte, com direção WSW-ENE, sendo denominada serra da Pedra Selada. Nessa garganta, o rio Preto, que forma a divisa com o Estado de Minas Gerais, é capturado por uma importante linha de fraqueza estrutural de direção N-S, formando um vale estrutural que atravessa o *front* da Escarpa da Serra da Mantiqueira, colocando-a, portanto, em território mineiro a partir desse trecho.

Consiste num relevo de transição entre a depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul e o planalto do alto rio Grande, em território mineiro. Na escarpa da serra da Pedra Selada (252), situam-se os formadores dos rios Pirapetinga e da Pedra Preta, que drenam para o rio Paraíba do Sul, e o seu reverso montanhoso (254) é drenado por pequenos tributários do rio Preto. Essa unidade é caracterizada por um alinhamento montanhoso

bastante elevado, alçado por tectônica, sendo que sua linha de cumeada sustenta altitudes entre 1.100 e 1.400m, atingindo mais de 1.700m (Pico da Pedra Selada – 1.755m). Atinge, em média, desnivelamentos superiores a 800m em relação à superfície colinosa do Vale do Paraíba e superiores a 400m em relação ao nível de base do rio Preto. Em direção a leste, aproximando-se das localidades de Fumaça e Falcão, a serra da Pedra Selada torna-se menos elevada, perdendo seu aspecto monolítico devido à influência de lineamentos estruturais de direção N-S, que promovem um desgaste erosivo mais acentuado nesse trecho do escarpamento. Registram-se vales estruturais de direção N-S tanto no setor leste da serra da Pedra Selada, quanto nas zonas colinosas (232), e degraus serranos (233 e 235) adjacentes. Segundo Lamego (1946), a serra da Pedra Selada não consiste apenas em um contraforte serrano, mas integra o Sistema Mantiqueira. Delimita-se com a depressão colinosa do médio vale do rio Paraíba do Sul, onde se assenta a localidade de Pedra Selada.

As vertentes estão protegidas por densa cobertura florestal, principalmente nas áreas mais elevadas com relevo mais imponente.

Escarpa da Serra do Mar

A Escarpa da Serra do Mar compreende um conjunto diversificado de alinhamentos montanhosos e degraus de borda de planalto com configurações morfológicas distintas. Trata-se, portanto, de uma macrounidade geomorfológica, estando subdividida neste estudo em seis subunidades: escarpas das serras da Bocaina, Mangaratiba e Mazomba; escarpas das serras das Araras e Paracambi; escarpas das serras do Couto e dos Órgãos; espigão das serras de Santana e Botija; escarpas das serras de Macaé, Macabu e Imbé e escarpa reversa da serra do Desengano.

Essas subunidades, pertencentes à cadeia montanhosa da Serra do Mar, são descritas a seguir pelas unidades 1.4.2 a 1.4.7.

4.1.4.2 Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras da Bocaina, Mangaratiba e Mazomba

Consiste num imponente alinhamento serrano que se notabiliza como uma muralha montanhosa, alçada por tectônica a mais de 1.000m de altitude. Esse escarpamento mergulha diretamente sobre as águas das baías da Ilha Grande e de Sepetiba

por meio de costões rochosos, produzindo uma paisagem pontilhada de ilhas, cabos, sacos e enseadas que configuram o litoral sul fluminense (foto 08). Esse escarpamento prolonga-se ininterruptamente desde a serra de Parati – um grande esporão que parte da escarpa principal da Serra da Bocaina e demarca a divisa com o estado de São Paulo – até a escarpa da serra do Mazomba, alcançando a baixada de Sepetiba. Consiste num importante segmento da cadeia montanhosa da Serra do Mar, que prossegue, a oeste, no litoral norte do Estado de São Paulo.



Foto 08 – Aspecto imponente da muralha montanhosa e festonada da escarpa da Serra da Bocaina no litoral sul fluminense, atingindo cotas superiores a 1.000m em sua linha de cumeada. A linha de costa assume um padrão recortado, alternando exíguas planícies fluviomarinhas em fundos de baías e enseadas com pontões rochosos que atingem o litoral. Estrada Parati – Angra dos Reis (São Roque), (rodovia Rio-Santos).

A escarpa da Serra da Bocaina (**252**) caracteriza-se como um relevo de transição entre os terrenos planos das exíguas baixadas fluviomarinhas (**111**, **122** e **123**) que ocupam as reentrâncias do litoral, recortado do sul fluminense e a zona colínosa a montanhosa do planalto da Bocaina (**231**, **232** e **254**). Rios de planalto descem vertiginosamente a escarpa em direção aos fundos de enseadas e embaixamentos da baía da Ilha Grande, tais como os rios do Funil, Mambucaba, Bracuí-Paca Grande e Ariró. Rios menores drenam exclusivamente a escarpa da Serra da Bocaina, tais como os rios Parati-Mirim, Perequê-Açu, da Barra Grande e do Frade, dentre outros. Essa unidade é caracterizada por uma majestosa barreira orográfica, sendo que sua

linha de cumeada sustenta altitudes entre 1.400 e 1.700m, a oeste do rio Mambucaba, e em torno de 1.000 a 1.200m, entre o rio Mambucaba e o colo da estrada Angra dos Reis-Lídice. Destaca-se, nesse trecho, o Pico do Frade (1.589m).

As escarpas das serras de Mangaratiba (ou das Lajes) e do Mazomba (**252**) consistem em um prolongamento a leste da escarpa da Serra da Bocaina. Formam um relevo de transição entre a depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul (**254**, **233** e **232**), onde se assentam os núcleos urbanos de Lídice e Rio Claro e o reservatório de Ribeirão das Lajes, e as exíguas baixadas fluviomarinhas (**111**, **122** e **123**), situadas em reentrâncias das baías da Ilha Grande e de Sepetiba. As principais drenagens que drenam essas escarpas são as dos rios Japuíba, Ingaíba e do Saco. O rio Mazomba, por sua vez, não desemboca diretamente no litoral, atravessando um grande trecho da baixada fluviomarinha de Sepetiba (**122** e **123**). A linha de cumeada do topo do escarpamento sustenta altitudes entre 1.200 e 1.400m, na serra de Mangaratiba, atingindo cotas superiores a 1.500m (Morro das Lajes – 1.692m), e em torno de 900 a 1.200m, entre o colo do rio do Saco e a porção terminal da serra do Mazomba.

Importantes espigões destacam-se do escarpamento principal e prolongam-se em direção à linha de costa ao longo de todo esse alinhamento montanhoso, tais como as serras de Parati, da Pedra Branca, do Frade, de Capivari e de Muriqui. Tais feições conferem um padrão de escarpas festonadas e digitadas ao conjunto montanhoso. Vales estruturais de direção W-E (rios Pequeno, da Barra Grande e Mazomba) e SW-NE (Rio do Saco) demonstram um relativo controle estrutural no processo de dissecação diferencial da escarpa, que ainda apresenta um aspecto monolítico, apesar da ocorrência de colos bastante rebaixados em trechos específicos.

Acima da cota de 100m, todo o escarpamento a oeste do rio Mambucaba pertence ao Parque Nacional da Serra da Bocaina. Todavia, as baixas vertentes desse escarpamento estão fortemente impactadas devido à abertura da rodovia Rio-Santos (BR-101) na década de 70. A implantação da rodovia acelerou o crescimento urbano das antigas vilas de pescadores e a proliferação de condomínios de alta renda, através do desenvolvimento de atividades turísticas e do setor industrial calcado na indústria naval e nas usinas nucleares, em detrimento das atividades portuária e pesqueira. Em decorrência, os processos de movimentos de

massa, bastante comuns na região, foram potencializados pela abertura da rodovia e pela expansão da malha urbana de Angra dos Reis.

4.1.4.3 Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras das Araras e Paracambi

Consiste num degrau de borda de planalto intensamente dissecado e recuado, apresentando cristas amorreadas. Está alçado por tectônica a mais de 500m de altitude, emoldurando o recôncavo da Baixada de Sepetiba. A Serra das Araras se individualiza da escarpa da serra da Bocaina, a oeste, e das escarpas das serras do Couto e dos Órgãos, a leste, por sua posição mais interiorana e altitudes mais modestas. Trata-se de uma unidade de relevo transicional entre os terrenos planos e colinas isoladas da Baixada de Sepetiba (**111**, **122**, **221** e **222**) e o relevo colinoso da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul (**232**). Esse escarpamento estende-se da serra da Calçada até o sítio do conduto forçado da represa de Ribeirão das Lajes numa direção SSW-NNE, evidenciando o recuo diferencial desse trecho da escarpa da Serra do Mar. A partir daí, segue uma direção SW-NE até às proximidades de Governador Portela.

A unidade é definida pelo sistema de relevo Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos (**253**), sendo drenada pelos principais formadores da bacia do rio Guandu: ribeirão das Lajes e rio Santana. A linha de cumeada do topo do escarpamento sustenta altitudes entre 500 e 600m, na Serra das Araras, e entre 500 e 700m, nas serras de Paracambi e Pau-Ferro, um pouco mais a leste. Esse trecho da Serra do Mar reflete um marcante controle estrutural evidenciado pela adaptação do rio Santana e ribeirão das Lajes ao importante Lineamento Jacuecanga-Conrado. O lineamento, de direção SW-NE, está paralelo ao *front* da escarpa, em contraposição aos vales estruturais com direção SE-NW, ortogonais ao Lineamento referido. O marcante controle estrutural, associado a uma litologia menos resistente aos processos de intemperismo e erosão (os granitos sin- e pós-tectônicos que recobrem grandes extensões das serras da Bocaina e dos Órgãos não afloram na serra das Araras, mas sim os granitóides anatóticos do Batólito Serra das Araras), parece ter condicionado o recuo diferencial e a degradação mais intensa desse trecho da escarpa da Serra do Mar. A frente original do escarpamento parece ter se situado ao longo do alinhamento serra da Calçada (**253** e **223**)-serra da Bandeira (**252**), próximo ao núcleo urbano de Jape-

ri. A competência erosiva do rio Guandu recuou a escarpa da Serra das Araras até o lineamento Jacuecanga-Conrado, capturando o rio Santana e o ribeirão das Lajes, que, anteriormente, drenavam para o vale do rio Paraíba do Sul. Tal situação é semelhante à descrita por Almeida & Carneiro (1998), para o vale do Ribeira, num trecho paulista da Serra do Mar (serra do Paranapiacaba). Esses autores, inclusive, destacam o recuo proeminente da escarpa da Serra das Araras promovendo o truncamento da superfície de erosão (Superfície Velhas ou Pd1), que caracteriza o médio vale do rio Paraíba do Sul, visto que os topos da escarpa estão subnivelados com os topos das colinas na depressão interplanáltica.

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, tanto pelo relevo escarpado submetido a um forte controle litoestrutural, quanto pelo desmatamento generalizado ocorrido. Trata-se do trecho da escarpa da serra do Mar mais devastado no estado do Rio de Janeiro. Esse fato deve-se às altitudes relativamente modestas da escarpa da Serra das Araras, tornando-se, portanto, no principal eixo de comunicação entre a metrópole carioca e o Vale do Paraíba, sendo atravessada pela Estrada de Ferro Rio-São Paulo e pela Via Dutra (BR-116). A Usina Hidrelétrica de Lajes também aí está instalada, desviando as águas das bacias dos rios Pirai e Paraíba do Sul para a bacia do rio Guandu, por meio dos reservatórios de Ribeirão das Lajes e do Vigário. Assim sendo, a escarpa da serra das Araras consiste numa unidade de relevo extremamente vulnerável a eventos de chuvas intensas. Os eventos extremos de 1966 e 1967, descritos por Domingues *et al.* (1971) e Jones (1973), quando foi registrado um expressivo número de movimentos de massa ao longo do escarpamento, caracterizam o processo de evolução geomorfológica desse tipo de relevo. O núcleo urbano de Engenheiro Paulo de Frontin localiza-se num patamar escalonado da escarpa, enquanto os núcleos de Paracambi e Japeri situam-se junto ao sopé, no recôncavo da Baixada de Sepetiba.

4.1.4.4 Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras do Couto e dos Órgãos

Consiste em uma muralha montanhosa, alçada por tectônica, que delimita o recôncavo da bacia da Baía de Guanabara. Na sua porção ocidental, esse escarpamento está separado da escarpa degradada da Serra das Araras (**253**) pelo profundo

vale do rio Santana, impresso sobre o Lineamento Jacuecanga-Conrado, e prolonga-se ininterruptamente em direção a leste, como um paredão monolítico, até às cabeceiras do rio Macacu, nas proximidades de Nova Friburgo.

Esse escarpamento **(252)** caracteriza-se como um relevo de transição entre os terrenos planos e elevações isoladas do recôncavo da baixada da Baía de Guanabara **(111, 122, 123, 221, 222 e 223)** e a zona montanhosa do planalto reverso da Região Serrana **(254)**. Esse escarpamento é drenado pelas principais bacias de drenagem que desembocam na Baía de Guanabara, tais como as bacias dos rios Iguaçú-Tinguá, Estrela-Saracuruna-Inhomirim, Suruí, Santo Aleixo e Macacu-Guapiaçu-Guapimirim. Na porção oeste, o rio São Pedro drena as vertentes íngremes da serra da Bandeira **(252)** e do Maciço alcalino intrusivo de Tinguá **(241)** em direção à Baixada de Sepetiba. A serra da Bandeira consiste num prolongamento ocidental da serra do Couto, que contorna o Maciço do Tinguá e termina junto à localidade de Japeri, no médio curso do rio Guandu. Registra altitudes em torno de 600 a 800m; no seu topo, observa-se uma pequena zona colinosa **(231)** que se caracteriza como um remanescente de uma superfície aplainada alçada a mais de 700m de altitude. Entre as serras da Bandeira e do Couto e a serra de Miguel Pereira, localiza-se a bacia do alto curso do rio Santana, que consiste num relevo montanhoso **(254)** inserido entre dois alinhamentos de escarpas, drenando diretamente para a Baixada de Sepetiba.

A unidade caracteriza-se por uma majestosa e abrupta barreira orográfica, de orientação WSW-ENE, sendo que sua linha de cumeada apresenta uma significativa elevação de oeste para leste na serra do Couto (de 900 para 1.500m), destacando-se o Morro do Caramujo (1.400m). No colo de Petrópolis, sob denominação local de serra da Estrela, o alinhamento montanhoso sofre uma inflexão de direção N-S, provavelmente condicionado por estruturas regionais de orientação SSW-NNE. A leste de Petrópolis, a direção original é retomada na Serra dos Órgãos, atingindo altitudes superiores a 2.000m (Pedra do Sino – 2.263m; Pedra do Açú – 2.218m).

Nos topos mais elevados da Serra dos Órgãos, entre Petrópolis e Teresópolis, salienta-se uma estreita superfície rochosa ou com solos muito rasos, dominada por campos de altitude e relevo praticamente plano, bruscamente delimitada por paredes subverticais, tanto voltados para a Baía de Guanabara, quanto para o continente. Esse planalto elevado, alçado a mais de 2.000m de altitude,

contrasta com o relevo extremamente acidentado das escarpas serranas, caracterizado por vertentes muito íngremes e topos aguçados (foto 09). Ruellan (1944) associou esse planalto elevado a um remanescente de uma antiga superfície de erosão, denominada Superfície dos Campos, cuja idade seria anterior à abertura do oceano Atlântico. Posteriormente, King (1956) relacionou o planalto do Açú à Superfície Gondwana.



Foto 09 – Detalhe da morfologia de um trecho da escarpa da Serra dos Órgãos, destacando-se o Pico Dedo-de-Deus. Os paredões subverticais dos pináculos rochosos, que dão origem à denominação deste segmento da Serra do Mar, resultam do processo de erosão diferencial de rochas graníticas a granodioríticas submetidas a um padrão de diaclasamento ortogonal. Estrada Rio - Teresópolis.

A escarpa da Serra dos Órgãos, entre Teresópolis e Nova Friburgo, mantém seu aspecto monolítico imponente, sendo que sua linha de cumeada sustenta altitudes entre 1.100 e 1.300m, a oeste, para 1.400 a 2.000m, a leste. Destaca-se, próximo a Nova Friburgo, o Pico da Caledônia, com 2.319m, como o ponto mais elevado da Serra do Mar em todo o território brasileiro.

Essa unidade mantém sua cobertura florestal preservada, principalmente dentro do Parque Nacional da Serra dos Órgãos. Todavia, é comum a ocorrência de movimentos de massa nas escarpas florestadas, demonstrando, assim, o processo de evolução geomorfológica dessa unidade de relevo. Assim sendo, eventos de enxurrada durante eventos pluviais críticos podem promover problemas em localidades situadas nos altos cursos de rios em posição de sopé da escarpa, tais como Tinguá, Xerém, Inhomirim, Santo Aleixo, Guapimirim e Cachoeiras de Macacu.

4.1.4.5 Unidade Geomorfológica Espigão das Serras de Santana e Botija

Consiste em um proeminente alinhamento serrano, de orientação SSW-NNE, bastante dissecado, que se projeta da Serra do Mar, próximo às cabeceiras do rio Macacu, em direção às baixadas litorâneas. Trata-se de um típico espigão destacado (**252** e **253**), que sofreu um recuo erosivo menos acentuado em relação ao escarpamento principal da Serra do Mar, devido ao fato de estar protegido à retaguarda dos maciços intrusivos alcalinos de Tanguá e Rio Bonito (**241**). Situação semelhante foi descrita por Almeida & Carneiro (1998) no promontório do planalto de Juqueriquerê, no litoral norte de São Paulo, situado à retaguarda dos maciços alcalinos intrusivos da Ilha de São Sebastião. Configura-se no divisor principal entre as bacias dos rios Macacu e São João (**111**, **221** e **222**), ambas drenando para os terrenos planos das baixadas litorâneas. A linha de cumeada do topo do espigão apresenta altitudes decrescentes entre o escarpamento principal e os maciços de Tanguá e Rio Bonito. As elevações decrescem rapidamente, de 1.600 a 900m, mantendo-se o espigão com altitudes entre 800 e 1.000m.

A leste dos maciços alcalinos, destaca-se um alinhamento serrano degradado, com orientação preferencial W-E, onde se encaixa a bacia do alto rio São João. Constitui-se pelas serras de Monte Azul (500 a 700m) e Cachoeira Grande (300 a 500m), terminando próximo ao médio curso do rio São João.

Apenas algumas localidades ocupam o entorno desse alinhamento montanhoso, tais como os núcleos urbanos de Japuiba e Gaviões, situados junto às planícies fluviais dos rios Macacu e São João, respectivamente.

4.1.4.6 Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras de Macaé, Macabu e Imbé

Caracteriza-se por um conjunto de alinhamentos serranos escarpados com orientação preferencial W-E ou WSW-ENE, que se sucedem a leste da Serra dos Órgãos, alçados por tectônica a mais de 1.000m de altitude, sendo que alguns picos atingem quase 2.000m. Consiste no último trecho escarpado da cadeia montanhosa da Serra do Mar em território fluminense.

A partir de Nova Friburgo, a escarpa da Serra do Mar perde o seu aspecto de uma barreira montanhosa monolítica e passa a adquirir o padrão de um

conjunto de cadeias serranas paralelas entre si e separadas pelos vales dos principais rios que cortam a região: São João, Macaé, Macabu e Imbé. Esses rios correm em direção preferencial W-E ou WSW-ENE, em parte condicionados por estruturas de mesma direção, promovendo o desmantelamento desse trecho da Serra do Mar, que apresenta direção SW-NE. O relevo acidentado prolonga-se até o rio Paraíba do Sul, a jusante de São Fidélis, num trecho estrangulado dessa bacia, a partir de onde se inicia o seu baixo curso.

A escarpa da serra do Taquaruçu (**252**) apresenta orientação W-E e caracteriza-se como um relevo de transição entre terrenos planos e elevações isoladas da baixada do rio São João (**111**, **124**, **221**, **222** e **223**) e a zona montanhosa do alto curso da bacia do rio Macaé (**254**). Tributários do rio São João drenam essa escarpa, tais como os rios Pirineus, da Bananeira e Aldeia Velha. A escarpa é caracterizada como a primeira barreira montanhosa desse sistema de escarpamentos paralelos que caracteriza essa unidade, sendo que sua linha de cumeada apresenta altitudes decrescentes em direção a leste, variando de 1.400 para 1.000m. As localidades de Correntezas e Aldeia Velha situam-se na sua base. O paredão montanhoso é completamente desmantelado próximo a Casimiro de Abreu, pela ação erosiva do rio Macaé, que atinge a baixada litorânea nesse trecho (foto 10). Um pequeno alinhamento serrano degradado (**253**) persiste a leste de Casimiro de Abreu, com altitudes entre 300 e 500m



Foto 10 – Profundo vale do rio Macaé, dissecando e fragmentando a escarpa da Serra do Mar neste trecho. Morfologia de vertentes íngremes e dissecadas, de elevadas amplitude de relevo, superiores a 700m. Estrada Lumiar - Casimiro de Abreu (fazenda Quilombo), (futura rodovia Serra - Mar).

(destaca-se um pico de mais de 900m de altitude), desaparecendo próximo à localidade de Rocha Leão.

A escarpa da serra de Macaé (252) apresenta orientação WSW-ENE e caracteriza-se, a oeste, como um relevo de transição entre a zona montanhosa do alto curso da bacia do rio Macaé (254) e o planalto reverso da Região Serrana (254). Em direção a leste, esse escarpamento caracteriza-se com um relevo de transição entre os terrenos planos e colinas isoladas da planície fluvial do rio Macaé (111 e 221) e a zona montanhosa do alto curso da bacia do rio Macabu (254). O planalto da bacia do alto rio Macaé insere-se entre dois alinhamentos de escarpas, reunindo os principais formadores do rio Macaé, destacando-se os rios Macaé de Cima e Bonito. Aí, situam-se os núcleos urbanos de Lumiar e São Pedro da Serra. Em direção a leste, extensos tributários do rio Macaé drenam a escarpa, tais como os rios Sana, do Ouriço e São Pedro. A escarpa da serra de Macaé é caracterizada como a segunda barreira montanhosa do sistema de escarpamentos paralelos que caracteriza a unidade, sendo que sua linha de cumeada sustenta altitudes entre 1.200 e 1.600m, com picos de 1.900m. Os colos entre as localidades de São Pedro da Serra e Barra Alegre e entre Glicério e Vila da Grama apresentam altitudes em torno de 900 e 1.000m. As localidades de Sana, Cachoeiros, Frade e Glicério situam-se na base desse escarpamento. O paredão montanhoso é gradualmente desmantelado (253) em direção à localidade de Córrego do Ouro pela ação erosiva do rio São Pedro e, em direção a Conceição de Macabu, pela ação erosiva do rio Macabu. Esses rios atingem a baixada litorânea nessas posições.

A escarpa da serra de Macabu (252) apresenta orientação SW-NE e caracteriza-se, a oeste, como um relevo de transição entre a zona montanhosa do alto curso da bacia do rio Macabu (254) e o planalto reverso da Região Serrana (254). Em direção a leste, esse escarpamento caracteriza-se com um relevo de transição entre os terrenos planos e colinas suaves da planície fluvial do rio Macabu e da superfície aplainada do litoral leste fluminense (111, 221, 231 e 232) e o relevo escarpado do alto curso da bacia do rio do Imbé. O planalto da bacia do alto rio Macabu insere-se entre dois alinhamentos de escarpas, por onde, de forma encaixada, corre o alto curso do rio Macabu. Aí, situam-se os núcleos urbanos de Vila da Grama e Sodrelândia e a represa de Macabu. Ao longo de toda a zona montanhosa, a bacia do rio Macabu apresenta-se estreita e alongada,

não possuindo grandes tributários. A escarpa da serra de Macabu é caracterizada como a terceira barreira montanhosa do sistema de escarpamentos paralelos que caracteriza essa unidade, sendo que sua linha de cumeada sustenta altitudes entre 1.100 e 1.500m, com picos de 1.600m. O colo entre as localidades de Sodrelândia e Trajano de Moraes apresenta altitudes em torno de 700 e 800m. Próximo a essa zona rebaixada da cadeia serrana nasce o rio do Imbé. Assim, não existe uma escarpa serrana delineada separando as bacias dos rios Macabu e Imbé, mas apenas um conjunto de cristas alinhadas. A leste de Trajano de Moraes, a escarpa da serra de Macabu torna-se um imponente degrau de borda de planalto com altitudes em torno de 700 a 800m (serra dos Seixas), estendendo-se até a localidade de Triunfo. Os contrafortes dos maciços de Conceição de Macabu (251) parecem ser um prolongamento a leste dessa escarpa, porém já completamente desmantelada.

A escarpa da serra do Imbé (252) apresenta orientação SW-NE e caracteriza-se, a oeste, como um relevo de transição entre a zona montanhosa do alto curso da bacia do rio Macabu (252 e 254) e o planalto reverso da Região Serrana (254). Em direção a leste, esse escarpamento caracteriza-se com um relevo de transição entre os terrenos planos, colinas e morros da planície fluvial do rio do Imbé e da superfície aplainada do litoral leste fluminense (111, 221, 231, 232 e 233) e a escarpa reversa da serra do Desengano (254) (foto 11). O alto curso do



Foto 11 – Relevo movimentado no sopé da escarpa da serra do Imbé (trecho da Serra do Mar). Esta caracteriza-se por uma muralha montanhosa de vertentes íngremes e florestadas, alçadas a mais de 1.200m de altitude. Próximo a Santo Antônio do Imbé.

rio do Imbé percorre um vale estreito e alongado até descer vertiginosamente o escarpamento serrano, quando passa a percorrer paralelamente ao sopé da escarpa até desaguar na lagoa de Cima. Importantes tributários do rio do Imbé drenam a escarpa, tais como os rios do Norte e Mocotó. A escarpa da serra do Imbé é caracterizada como o prosseguimento da escarpa da serra de Macabu, sendo que sua linha de cumeada sustenta altitudes entre 900 e 1.300m, entre Trajano de Moraes e Santa Maria Madalena, e entre 1.200 e 1.600m, com picos de 1.800m, na sua porção leste. A partir da bacia do rio Preto, a escarpa da serra do Imbé perde progressivamente o seu aspecto de muralha montanhosa, com altitudes decrescentes em direção a NE, que variam de 1.000 para 700m, no seu trecho final (serra de São José). Prolongamentos da Serra do Mar, sob forma de alinhamentos serranos escalonados, ocorrem também além do rio Paraíba do Sul, seguindo a mesma direção estrutural da serra do Imbé, atingindo cotas superiores a 800m. Enquanto os núcleos urbanos de Trajano de Moraes e Dr. Loretti se instalaram no alto curso da bacia do rio do Imbé, as localidades de Santo Antônio do Imbé, Sossego e Morangaba situam-se na base desse escarpamento.

Devido ao recuo erosivo acentuado desses escarpamentos, sobressaem-se importantes espigões que se destacam do escarpamento principal e prolongam-se em direção às baixadas litorâneas, principalmente na escarpa das serras de Macaé e do Imbé. Tais feições conferem um padrão de escarpas festonadas e digitadas ao conjunto montanhoso. No conjunto desses escarpamentos serranos são definidos nitidamente vales estruturais de direção N-S (rios do Ouriço, d'Anta e Macabuzinho) em conjugação com estruturas W-E ou WSW-ENE, demonstrando um efetivo controle estrutural no processo de dissecação diferencial dos escarpamentos (foto 12). A escarpa da serra do Imbé apresenta um condicionamento estrutural muito mais intenso, sendo retalhada por estruturas ortogonais de direções WSW-ENE e SSE-NNW, controlando os principais canais num padrão de drenagem retangular.

A região tem um grande potencial turístico pouco explorado, exceto nos núcleos de Lumiar e São Pedro da Serra. O restante da área é caracterizado por atividades rurais de pouca expressão ou por extensas áreas de remanescentes de Mata Atlântica. Destaca-se, nesse contexto, o Parque Nacional da Serra do Desengano, na escarpa da serra do Imbé.



Foto 12 – Vale estrutural de direção N-S do rio D'Anta, cortando o sistema de alinhamentos serranos de direção WSW-ENE da escarpa da serra de Macaé (trecho da Serra do Mar). Estrada Rio Dourado - Atalaia (fazenda Córrego Fundo).

4.1.4.7 Unidade Geomorfológica Escarpa Reversa da Serra do Desengano

Consiste na vertente interiorana da escarpa da serra do Imbé (**252**), de orientação SW-NE, e é definida pelo sistema de relevo Domínio Montanhoso (**254**). Trata-se de um alinhamento montanhoso dissecado em degraus escalonados, caracterizando a influência dos controles litoestruturais na evolução geomorfológica do escarpamento. Delimita-se no seu rebordo continental com as exíguas planícies fluviais do rio Paraíba do Sul e relevo de colinas e morros da depressão interplanáltica com alinhamentos serranos do norte-noroeste fluminense (**111**, **231**, **232** e **234**). Assim como sua vertente oceânica, o escarpamento reverso apresenta também desnivelamentos significativos e gradientes muito elevados, tendo em vista que o nível de base do rio Paraíba do Sul, nesse trecho, registra valores inferiores a 50m, semelhantes aos das baixadas litorâneas. A unidade, situada ao reverso da escarpa da serra do Imbé, todavia, não se configura como uma barreira montanhosa abrupta. Em contraste com sua vertente oceânica, a escarpa reversa mergulha em direção às calhas dos rios Grande ou Dois Rios e Paraíba do Sul sob forma de degraus escalonados, paralelos ao escarpamento principal, que perdem altitude progressivamente em direção a esses rios (foto 13). Assim sendo, a linha de cumeada do escarpamento principal sustenta altitudes entre 1.200 e 1.600m, com picos de 1.800m,



Foto 13 – Aspecto montanhoso do reverso da serra do Mar, com desenvolvimento de alvéolos nos fundos de vales principais, associados a um relevo morroso, menos acidentado. Ao fundo, a escarpa reversa da serra do Desengano. Estrada Vila da Grama - Trajano de Moraes (serra dos Crubixais).

com altitudes decrescentes em direção a NE. Alinhamentos de cristas paralelos, tais como a serra de São Benedito e a serra da Catalunha, mantêm altitudes entre 600 e 1.000m e 400 e 700m, respectivamente. Os canais principais que drenam a escarpa reversa são tributários do rio Paraíba do Sul que se encaixaram por entre os alinhamentos de cristas escalonados, tais como o rio do Colégio e o córrego São Benedito. Assim como a escarpa da serra do Imbé, essa unidade apresenta um forte condicionamento estrutural, visto que seu terreno é marcado por estruturas ortogonais de direções WSW-ENE e SSE-NNW, controlando os principais canais num padrão de drenagem retangular.

Apenas algumas localidades ocupam o entorno desse alinhamento montanhoso, tais como os núcleos urbanos de Cambiasca, São Fidélis e Ernesto Machado. A localidade de Renascença, por sua vez, situa-se na descida da escarpa reversa da serra do Desengano.

4.1.4.8 Unidade Geomorfológica Escarpa do Planalto de Varre-Sai

Caracteriza-se por um conjunto de espigões amorreados a montanhosos e degraus de borda de planalto, de gradientes médios a elevados, intensamente dissecados, recuados e sustentados a mais de 600m de altitude. Configura-se numa unidade de relevo transicional entre o relevo de colinas e morros da depressão interplanáltica com alinha-

mentos serranos do Norte-Noroeste Fluminense (**111**, **231**, **232** e **233**) e o relevo de colinas e morros do planalto de Varre-Sai (**232** e **234**). Esse escarpamento estende-se, numa direção geral NW-SE, de Porciúncula até Bom Jesus do Itabapoana, às margens do rio Itabapoana, na divisa com o Estado do Espírito Santo.

A unidade é definida pelo sistema de relevo Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos (**253**), sendo drenada por diversos tributários dos rios Carangola, Muriaé e Itabapoana, que descem da zona planáltica, tais como os ribeirões Conceição ou Pirapetinga. Longe de ser uma escarpa retilínea, esse escarpamento é profundamente escavado e recuado por rede de canais que formam vales profundos e extensos espigões de cotas subniveladas às cotas da zona planáltica, como as serras do Paraíso, da Esperança e do Tamanduá. Ressalta-se, assim, o alto grau de dissecação a que essa unidade foi submetida. Alguns dos extensos espigões prolongam-se até a calha do rio Muriaé, como o espigão existente nas cercanias da cidade de Itaperuna. Nessa situação, os espigões apresentam-se intensamente erodidos e desfeitos em morrotes e morros baixos (**233**), com altitudes inferiores a 300m. A linha de cumeada do topo do escarpamento sustenta altitudes entre 600 e 900m, num perfil aproximado W-E que se estende das localidades de Porciúncula, às margens do rio Carangola, a Calheiros, às margens do rio Itabapoana. A partir da localidade de Pirapetinga do Bom Jesus, a escarpa se divide num outro ramo que toma direção NW-SE, mantendo altitudes em torno de 400 a 600m até as proximidades de Bom Jesus do Itabapoana. A bacia do ribeirão Pirapetinga, que se aloja entre os dois braços da escarpa, caracteriza-se por relevo de morros elevados (**234**).

A unidade apresenta um potencial médio a elevado de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa. Apesar de apresentar vertentes menos declivosas que as da escarpa da Serra do Mar, registra um desmatamento mais intenso, motivado pela expansão da cafeicultura desde o início do século, restando apenas alguns remanescentes florestais nos terrenos mais elevados. Alguns núcleos urbanos ocupam o entorno desse degrau montanhoso, tais como as cidades de Porciúncula, Natividade, Itaperuna e Bom Jesus do Itabapoana. As localidades de Purilândia, Ourânia e Pirapetinga do Bom Jesus, por sua vez, situam-se nas vertentes da Escarpa do Planalto de Varre-Sai.

4.1.4.9 Unidade Geomorfológica Escarpa Reversa do Planalto da Região Serrana

Consiste em um conjunto de alinhamentos serranos e degraus de borda de planalto, que apresentam ora escarpamentos abruptos, ora intensamente dissecados e recuados, elevados por tectônica a mais de 600m de altitude, sendo definido pelo sistema de relevo Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos (253). Configura-se numa unidade de relevo transicional entre o *graben* do médio-baixo curso do rio Paraíba do Sul (111, 231, 232 e 233) e o relevo amorreado a montanhoso do planalto reverso da Região Serrana (234 e 254). Esse escarpamento estende-se, numa direção geral WSW-ENE, paralelamente à escarpa da Serra do Mar, entre as localidades de Anta e Coronel Teixeira, seguindo um extenso trecho retilíneo, marcado por cotovelos de 90° do vale estrutural do rio Paraíba do Sul, condicionado pelo Lineamento Além-Paraíba (Almeida *et al.*, 1976). Observa-se um ligeiro decréscimo de altitude do escarpamento de oeste para leste, sugerindo que o planalto reverso da Região Serrana, além de estar basculado para norte, conforme demonstra Ruellan (1944), parece estar ligeiramente adernado para leste.

Entre as localidades de Anta e Jamapar, sob denominação local de serra Morena, esse escarpamento  drenado por pequenos cursos fluviais que nascem no alto da escarpa e descem vertiginosamente para o vale encaixado do rio Paraíba do Sul. Nesse trecho, o escarpamento caracteriza-se também por uma sucessão de degraus escalonados que mergulham em direção ao rio Paraíba do Sul, freqüentemente atingindo, sob forma de vertentes íngremes, a calha do rio, produzindo vales estrangulados marcados por corredeiras e pequenos níveis de base locais. Esporadicamente, desenvolve-se uma estreita faixa colinosa entre a calha do rio e o sopé da escarpa. A linha de cumeada do topo do escarpamento sustenta altitudes entre 600 e 900m, sendo que algumas cristas atingem mais de 1.000m de altitude, num perfil aproximado WSW-ENE. As serras da Laje, Quebra-Ovo e do Mangueira comportam-se como degraus escalonados de mesma orientação  do escarpamento principal. Suas cristas registram altitudes entre 500 e 800m, enquanto o nível de base do rio Paraíba do Sul, nesse trecho, eleva-se a apenas 200m de altitude. Ao longo do rio Paraíba do Sul, situam-se os núcleos urbanos de Anta, Sapucaia e Jamapar. Transposta a escarpa, na zona planáltica adjacente, situa-se a localidade de Nossa Senhora de Aparecida.

Entre as localidades de Jamapar e Ilha dos Pombos, a escarpa reversa da Região Serrana  localmente interrompida, sofrendo um intenso processo de dissecação e um recuo acentuado promovido pela ação erosiva dos rios Paquequer e São Francisco. Esses rios drenam extensas áreas da zona planáltica e, devido ao seu maior porte, destruíram a escarpa abrupta junto ao gráben do rio Paraíba do Sul. A dissecação mais efetiva produziu uma descida mais suave entre o planalto e a calha do rio, por onde se desenvolve um compartimento mais extenso de colinas e morros (232 e 234). Nesse compartimento, instalam-se os núcleos urbanos de Barra de São Francisco e Carmo, enquanto no alto da escarpa recuada localiza-se a cidade de Sumidouro. Os vales estruturais do rio Paquequer e tributários, com orientações ortogonais WSW-ENE e SSE-NNW, também evocam um condicionamento estrutural a esse recuo da escarpa, localmente mais acentuado. A linha de cumeada do topo da escarpa sustenta altitudes entre 700 e 1.000m, mantendo uma direção geral WSW-ENE, enquanto o nível de base do rio Paraíba do Sul, nesse trecho, eleva-se a 140m de altitude.

Entre as localidades de Porto Velho do Cunha e São Sebastião do Paraíba, a escarpa retoma a configuração morfológica anterior, caracterizada por vertentes íngremes e abruptas e degraus escalonados que mergulham em direção  calha do rio Paraíba do Sul. Esse escarpamento  drenado por pequenos cursos fluviais que nascem no alto da escarpa, destacando-se o ribeirão do Quilombo, sob nítido controle estrutural. Registra-se uma estreita faixa de colinas e morrotes alinhados (231, 232 e 233) entre a calha do rio Paraíba do Sul e o sopé da escarpa. A linha de cumeada do topo do escarpamento sustenta altitudes entre 600 e 700m, num perfil aproximado WSW-ENE. As serras do Prata e do Português comportam-se como degraus escalonados de mesma orientação  do escarpamento principal. Suas cristas registram altitudes entre 400 e 700m, enquanto o nível de base do rio Paraíba do Sul, nesse trecho, eleva-se a apenas 100m de altitude. No sopé da escarpa situa-se o núcleo urbano de Córrego do Prata. Transposta a escarpa, na zona planáltica adjacente, situa-se a localidade de Santa Rita da Floresta, num extenso domínio colinoso (232).

A partir de São Sebastião do Paraíba, a escarpa reversa do planalto da Região Serrana se ramifica em dois braços, denominados serra do Gavião e serra das guas Quentes. Consistem em degraus de alinhamentos serranos (253 e 235) que se proje-

tam do planalto reverso da Região Serrana (**232** e **234**) para a depressão interplanáltica do vale do rio Negro (**232** e **233**). A serra do Gavião consiste em um prolongamento da escarpa reversa, junto à calha do rio Paraíba do Sul, sustentando altitudes entre 400 e 500m. Elevações isoladas além do rio Paraíba do Sul, tal como a serra da Bolívia (480m), consistem em prolongamentos fragmentados desse sistema de cristas. A serra das Águas Quentes prolonga-se paralelamente à serra do Gavião, sustentando cotas entre 400 e 600m. Os alinhamentos de morrotes da serra da Caledônia (**233**) caracterizam o fecho desse sistema de cristas. O limite entre as zonas planáltica e colinosa é marcado por um degrau suavizado entre as duas serras. Na depressão colinosa situam-se os núcleos urbanos de Laranjais e Coronel Teixeira, enquanto no degrau da borda do planalto situam-se as localidades de Boa Sorte e Euclidelândia.

A unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido ao gradiente elevado de suas vertentes e aos esparsos remanescentes florestais existentes. Subsistem apenas atividades agropastoris de pouca relevância.

4.1.5 Unidade Morfoescultural Planaltos Residuais

Essa unidade morfoescultural representa os terrenos montanhosos e amorceados, de amplitude de relevo elevada, localizados, em geral, no reverso das escarpas serranas. Ocorrem, subordinadamente, compartimentos colinosos no interior da zona planáltica. Trata-se de superfícies residuais, soerguidas por tectônica, e que resistiram aos processos erosivos e de aplainamento atuantes durante o Cenozóico Superior, configurando-se, portanto, nos terrenos mais elevados no estado. Esses planaltos residuais associam-se a superfícies de erosão mais antigas que as que modelaram as depressões interplanálticas ou as superfícies aplainadas junto às baixadas litorâneas. Podem estar correlacionados a processos de aplainamento do relevo gerados no Terciário Inferior, correspondentes à Superfície de erosão Sul-Americana (King, 1956) ou ao pediplano Pd3 (Bigarella *et al.*, 1965).

As zonas planálticas apresentam características morfológicas muito diferenciadas, sendo definidas, predominantemente, pelos sistemas de relevo Domínio Colinoso (**232**), Domínio de Morros Elevados (**234**) ou Domínio Montanhoso (**254**). Caracterizam-se por relevos colinosos de baixa amplitude de

relevo, alternados com tipos de relevos mais movimentados com morros mais elevados, degraus estruturais ou zonas montanhosas que se sobressaem em relação à superfície colinosa regional. Apresentam vertentes de gradientes suaves a médios, ou elevados, nas áreas de relevo acidentado, frequentemente recobertas por colúvios. Possuem densidade de drenagem alta e padrão dendrítico a treliça.

4.1.5.1 Unidade Geomorfológica Planalto da Bocaina

Ocupa uma área restrita no Estado do Rio de Janeiro, localizando-se em estreitas áreas a montante do imponente escarpamento da Serra da Bocaina, junto à divisa com o Estado de São Paulo, por onde se estende essa zona planáltica. O planalto caracteriza-se por uma alternância de relevos colinosos (**231** e **232**), de topografia suave, e topos subnivela-dos a terrenos montanhosos (**234**, **253** e **254**), apresentando amplitudes de relevo elevadas. Essas duas unidades morfológicas foram tentativamente correlacionadas por King (1956) às superfícies elevada delimita-se a sul com a escarpa da serra da Bocaina (**252**) e as exíguas baixadas fluviomarínhas da baía da Ilha Grande e, a leste, com a escarpa da serra da Carioca (**252**) e a depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul. A norte e a oeste, essa zona planáltica estende-se adentro do território paulista.

O Planalto da Bocaina é drenado por uma extensa rede de canais, cujas nascentes localizam-se próximo à borda de sua escarpa norte. A rede de canais segue uma direção preferencial SW-NE. Destacam-se os rios Mambucaba e Bracuí-Paca Grande, que deságuam na baía da Ilha Grande, e o rio do Braço, afluente do rio Piraí, que drena para o vale do rio Paraíba do Sul. A superfície geral registra o caimento de norte para sul, onde seu nível de base decresce, em média, de 1.400-1.500m para 1.100-1.000m de altitude. No trecho que abrange o estado do Rio de Janeiro, o Planalto da Bocaina é drenado pelos rios do Funil (afluente do rio Mambucaba), Bonito (afluente do rio Bracuí-Paca Grande), Ariró e pelo próprio rio do Braço.

Na bacia do rio Funil, o Planalto da Bocaina caracteriza-se por duas superfícies colinosas (**232**) alçadas a cotas de 1.200-1.300m e 1.500m, separadas por um degrau estrutural (**253**), de orientação WSW-ENE. Em direção a oeste, junto à divisa com São Paulo, o terreno torna-se mais movimentado, caracterizado por morros elevados (**234**).

Na bacia do rio Bonito, compreendida entre os rios Mambucaba e Bracuí-Paca Grande, destaca-se um pequeno promontório constituído de colinas suaves (**231**) subníveladas a 1.200m de altitude. Ressalta-se, como relevo mais elevado, o Pico do Frade (1.589m) na extremidade desse promontório. Nas cabeceiras do rio Bonito, o relevo torna-se montanhoso (**254**), apresentando amplitudes de relevo elevadas, com picos que atingem cotas superiores a 1.600m. Trata-se de um dos vários núcleos montanhosos que se elevam sobre a superfície geral do Planalto da Bocaina, em território paulista.

A bacia do rio Ariró ocupa uma pequena porção da zona planáltica, caracterizada por colinas suaves (**231**), com cotas em torno de 1.100m. A bacia do rio do Braço apresenta, no trecho fluminense, a mesma morfologia, onde o relevo suave colinoso sustenta cotas entre 1.000 e 1.100m. Em direção a leste, esse rio desce em direção à depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul, cruzando a escarpa da serra da Carioca (**252**). Esse escarpamento, de orientação SW-NE, consiste em um relevo de transição entre o Vale do Paraíba e o Planalto da Bocaina e caracteriza-se como um braço da escarpa da serra da Bocaina, que se inflete no rumo NE, a oeste do colo de Angra dos Reis-Lídice. A serra da Carioca marca, portanto, o limite oriental do Planalto da Bocaina e apresenta altitudes decrescentes (de 1.400m para 900m), até se desfazer em morrotes alinhados junto à localidade de Getulândia. No rio Piraí, que acompanha a direção desse alinhamento serrano, estão instalados os núcleos urbanos de Lídice e Rio Claro.

A unidade é definida, predominantemente, pelos sistemas de relevo Domínio Suave Colinoso e Colinoso (**231** e **232**) e Domínio Montanhoso (**254**). Apresenta um baixo potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido ao gradiente suave do relevo colinoso dominante e à preservação da cobertura florestal, pois insere-se no Parque Nacional da Serra da Bocaina. Apenas os flancos escarpados, ainda que florestados, da serra da Carioca, apresentam um maior potencial a movimentos de massa.

4.1.5.2 Unidade Geomorfológica Planalto Reverso da Região Serrana

Trata-se de uma das mais importantes unidades geomorfológicas do Estado do Rio de Janeiro. Esse extenso planalto situa-se no reverso da Serra do Mar, entre as serras de Miguel Pereira e do Couto, a oeste, e a serra do Desengano, a leste. Prolon-

ga-se, a norte, até a escarpa reversa do planalto da Região Serrana (**253**), próximo ao gráben do médio-baixo curso do rio Paraíba do Sul. Essa zona planáltica foi caracterizada por Ruellan (1944) por um bloco basculado para norte devido aos processos epirogenéticos que soergueram a cadeia montanhosa da Serra do Mar. Um exame minucioso da fisiografia do planalto demonstra que, além desse fato claro, pressupõe-se também que o planalto foi adernado para leste, visto que se observa, também, um ligeiro mas constante decréscimo de altitudes de oeste para leste.

De sul para norte, podemos individualizar três unidades morfológicas distintas no planalto reverso da Região Serrana, ressaltando uma gradativa redução das amplitudes de relevo, em direção ao Vale do Paraíba: uma escarpa reversa logo após a linha de cumeada da escarpa da Serra do Mar, sendo esse relevo expressivo principalmente no reverso da Serra dos Órgãos, entre as cidades de Petrópolis e Nova Friburgo; o domínio montanhoso (**254**), que se estende a norte por uma vasta área do planalto, a partir da base da escarpa reversa; e o domínio de morros elevados (**234**), que, gradualmente, substitui o relevo acidentado de vertentes íngremes e rochosas do domínio montanhoso por um relevo de amplitudes de relevo menores e vertentes menos declivosas, apresentando, contudo, um relevo bem mais movimentado que o ambiente colinoso. Degraus escalonados (**253**) e patamares colinosos (**232** e **233**) ocorrem subordinadamente nesses terrenos menos elevados do planalto.

No setor ocidental do planalto, entre as cidades de Miguel Pereira e Petrópolis, essa unidade delimita-se, ao sul, com as vertentes íngremes da escarpa da serra de Miguel Pereira (**252**) e o vale encaixado do alto curso do rio Santana (**254**), afluente do rio Guandu. A norte e a oeste, delimita-se com o relevo de colinas dissecadas e morros baixos da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul (**232** e **233**). A partir das cidades de Miguel Pereira e Pati do Alferes, em direção a leste, os terrenos montanhosos (**254**) começam a ganhar expressão em área e altitude até o vale do rio Piabanha. Numa direção N-S, do núcleo urbano de Petrópolis até a localidade de Posse, toda a região está englobada por relevos acidentados e de elevada amplitude de relevo do Domínio Montanhoso. Esse fato pode estar relacionado à presença de marcantes estruturas de direção SSW-NNE, que controlam os principais canais da região, tais como os rios Fagundes, Pequeno, da Maria Comprida e Piabanha, todos tributários do rio Paraíba do Sul. As cidades

estruturas parecem se comportar como patamares estruturais que elevam e alargam progressivamente a zona montanhosa até o vale encaixado do rio Piabanha. Dessa forma, os alinhamentos das serras de Miguel Pereira e do Facão, de direção WSW-ENE, localizados a oeste do vale do rio Fagundes, apresentam cristas com cotas entre 1.000 e 1.200m, enquanto os alinhamentos das serras das Araras e do Taquaril, de mesma direção, localizados a leste do vale do rio Fagundes, apresentam cristas com cotas superiores a 1.400m e picos que atingem quase 2.000m (Pico da Maria Comprida – 1.926m; Pico da Maria Antônia – 1.869m). Estruturas de direção W-E e WSW-ENE também são relevantes nesse trecho do planalto, controlando os rios das Araras e da Cidade, respectivamente (foto 14). Destacam-se nesse setor do planalto os núcleos urbanos de Petrópolis, Itaipava, Pedro do Rio e Posse, todos no vale do rio Piabanha.

O setor central do planalto, compreendido entre as cidades de Petrópolis e Nova Friburgo, destaca-se como a sua porção mais elevada, sendo denominado por Lamego (1946) como “bloco de Petrópolis”. Essa unidade delimita-se, ao sul, com as vertentes abruptas da escarpa da serra dos Órgãos (252) e a baixada da Guanabara e, a norte, com a escarpa reversa desse planalto (253), separando-o do gráben do rio Paraíba do Sul por um degrau escarpado. A rede de drenagem também está fortemente condicionada por estruturas de direção SSW-NNE, tais como os rios Cuiabá, Preto-Paquequer (tributários do rio Piabanha) e da

Bengala (tributário do rio Grande). A partir da localidade de São José do Vale do Rio Preto, o rio Preto inflete para a direção WSW-ENE, seguindo uma importante estrutura até desaguar no rio Piabanha. Outra bacia importante na região é a do rio Paquequer, que drena diretamente para o rio Paraíba do Sul. Nesse trecho do planalto, a escarpa reversa da Serra do Mar é bastante imponente. A partir da linha de cumeada da Serra dos Órgãos, que sustenta altitudes entre 1.400 e 2.200m, exceto nos colos de Teresópolis e Nova Friburgo, projetam-se vertentes íngremes e rochosas em direção à zona montanhosa do planalto, com nível de base em torno de 800 a 1.100m (foto 15). Sua base é aproximadamente delimitada pelo traçado da rodovia Teresópolis-Nova Friburgo. A rodovia Petrópolis-Teresópolis galga esse reverso da escarpa. A área montanhosa (254) ocupa uma grande extensão desse setor do planalto, apresentando cotas sempre superiores a 1.000m, podendo registrar picos com 1.800m de altitude. Caracteriza-se por um bloco montanhoso homogêneo de relevo bastante acidentado, com presença de pequenos alinhamentos serranos com direção WSW-ENE, paredões rochosos e picos elevados (234) sustenta cotas entre 700 e 1.000m, apresentando ainda um relevo bastante movimentado e amplitudes de relevo significativas. Ressalta-se um importante degrau (253) entre as localidades de Campo do Coelho e Sumidouro, pertencente à serra do Paquequer, onde ocorre um significativo desnivelamento de 400m. A montante desse degrau,



Foto 14 – Vale estrutural de direção E-W do rio das Araras em relevo montanhoso, caracterizado por vertentes íngremes, paredões rochosos subverticais e, freqüentemente, depósitos de tálus na base. Estrada Paty do Alferes - Petrópolis (Santa Catarina).



Foto 15 – Escarpa reversa da Serra do Órgãos, apresentando vertentes rochosas e muito íngremes e significativos desnivelamentos topográficos. Em primeiro plano, observa-se um dos compartimentos colinosos embutidos no planalto reverso da Região Serrana. Estrada Teresópolis - Nova Friburgo (próximo a Conquista).

desenvolve-se um compartimento de colinas e morros baixos (**233**), onde é praticada, em larga escala, a olericultura em torno de pequenos núcleos agrícolas. Esse compartimento possui um relevo mais suave, aparentemente condicionado pela elevação do nível de base local, comportando-se como uma bacia suspensa. Destacam-se nesse setor montanhoso do planalto os núcleos urbanos de Teresópolis, Nova Friburgo, Vieira e Campo do Coelho e, nos terrenos menos elevados, as localidades de São José do Vale do Rio Preto, Nossa Senhora de Aparecida, Volta do Pião e Sumidouro.

O setor oriental do planalto, compreendido entre as cidades de Nova Friburgo e Santa Maria Madalena, delimita-se, ao sul e a leste, com a escarpa das serras de Macaé, Macabu e Imbé (**252**) e as restritas zonas planálticas dos altos cursos dos rios Macaé e Macabu (**254**). A norte, delimita-se com a escarpa reversa desse planalto (**253**) e o relevo colinoso da depressão interplanáltica do vale do rio Negro (**232**). As bacias dos rios Grande e Negro, formadores do rio Dois Rios, drenam praticamente toda essa porção do planalto. Assim como os rios das Areias e do Quilombo, que drenam uma pequena extensão do trecho menos elevado do planalto diretamente para o rio Paraíba do Sul, a rede de canais segue uma direção geral WSW-ENE, em contraste com a direção SSW-NNE que predomina no conjunto do planalto. Esse fato expressa um menor controle estrutural dos lineamentos anteriormente citados. Nesse trecho do planalto, a escarpa reversa da Serra do Mar é menos expressiva e o domínio montanhoso é menos elevado que na porção central (foto 16). O relevo montanhoso (**254**), de morfologia bastante acidentada, com presença de pequenos alinhamentos serranos com direção WSW-ENE, paredões rochosos e ocorrência generalizada de “pães-de-açúcar” (fotos 17 e 18), abrange uma área significativa desse setor do planalto, apresentando cotas entre 900 a 1.000m, podendo registrar picos com 1.300m de altitude. Em direção a leste, o setor montanhoso do planalto torna-se menos expressivo, associado a uma profunda dissecação promovida pelo rio Grande no seu médio curso, apresentando cotas entre 700 e 800m e picos ainda bastante elevados. Mais ao norte, a superfície de morros elevados (**234**) demonstra uma nítida inclinação de oeste para leste, visto que da localidade de Duas Barras para as localidades de Euclidelândia e Macuco as cotas decrescem gradativamente de 800 para 400m (foto 19). Destaca-se, nesse relevo, um compartimento colinoso

(**232**), com amplitudes de relevo baixas e gradientes suaves, alçado a 500m de altitude, onde se localiza o núcleo urbano de Santa Rita da Floresta. Esse domínio de morros elevados apresenta, em geral, um relevo bastante movimentado, com freqüente ocorrência de “pães-de-açúcar” (*monadnocks*). Observa-se outro degrau (**253**) entre as localidades de Bom Jardim e Macuco, denominado serra de São Sebastião, com desnivelamentos em torno de 300m. A montante desse degrau, desenvolve-se um compartimento de colinas e morros baixos (**233**).



Foto 16 – Aspecto regional do relevo montanhoso do planalto reverso da Região Serrana, caracterizado por terrenos acidentados com amplitudes de relevo superiores a 400m e ocorrência subordinada de alvéolos intramontanos ocupados por morros e colinas. Próximo a São Sebastião do Alto.



Foto 17 – Relevo montanhoso situado no reverso da escarpa da serra de Macaé. Observam-se vertentes íngremes, por vezes escarpadas e picos rochosos, com elevadas amplitudes de relevo, superiores a 400m. Estrada São Pedro da Serra – Barra Alegre (Fazenda da Barra Alegre).



Foto 18 – Detalhes da morfologia da zona montanhosa, destacando-se vertentes íngremes e dissecadas, por vezes desprovidas de cobertura florestal, e pães-de-açúcar rochosos (“monadnocks”), apresentando notável convexidade, conforme visto ao fundo. Estrada Manuel Moraes - Santa Maria Madalena (serra do Castelo).



Foto 19 – Aspecto do relevo movimentado do Domínio de Morros Elevados, apresentando vertentes menos declivosas, desprovidas, em geral, de cobertura florestal, e amplitudes de relevo entre 200 e 400m, menos elevadas que as do Domínio Montanhoso. Estrada Valão do Barro – Macuco (Fazenda São Joaquim).

Destacam-se nesse setor montanhoso do planalto os núcleos urbanos de Bom Jardim, Monnerat, Amparo, São José do Ribeirão, Barra Alegre, Dr. Elias, Trajano de Moraes, Visconde de Imbé, Manuel Moraes, São Sebastião do Alto e Santa Maria Madalena, e, nos terrenos menos elevados, as localidades de Duas Barras, Cordeiro, Cantagalo, Santa Rita da Floresta, Euclidelândia e Macuco.

A unidade é definida, predominantemente, pelos sistemas de relevo Domínio de Morros Elevados (234) e Domínio Montanhoso (254). Um aspecto relevante no planalto da Região Serrana é a ocorrência de alvéolos de relevo suave, subordinados ao domínio montanhoso (foto 20). Esses alvéolos, produzidos pela dissecação mais efetiva de uma determinada rede de drenagem ou condicionados por degraus estruturais, favorecem a implantação dos sítios urbanos e o desenvolvimento das atividades agrícolas na região. Os sítios urbanos de Petrópolis, Teresópolis e Nova Friburgo estão instalados sobre importantes alvéolos intramontanos dos rios Piabanha, Paquequer e Bengalas, respectivamente. Da mesma forma, os núcleos agrícolas situados entre Teresópolis e Nova Friburgo ocupam os fundos de vales e baixas encostas de alvéolos de relevo menos acidentado dos vales dos rios Grande e Paquequer.

Essa unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido ao gradiente elevado do relevo montanhoso dominante, associado à expansão das atividades econômicas na região. Destacam-se, nesse contexto, a expansão da malha urbana (ocupação de encostas), o desenvolvimento do setor turístico e o incremento de um cinturão hortifrutigranjeiro entre as localidades de Teresópolis, Nova Friburgo e Sumidouro. Em geral, os terrenos mais íngremes e elevados preservam a cobertura florestal, atenuando o potencial erosivo demonstrado pela região.



Foto 20 – Detalhe da ocorrência de compartimentos colinosos embutidos em alvéolos dos vales principais no Domínio de Morros Elevados. Próximo a Duas Barras.

4.1.5.3 Unidade Geomorfológica Planalto de Varre-Sai

Consiste numa extensa zona de colinas e morros, com topografia uniforme e topos subnivelados em cotas que variam de 600 a 900m de altitude (foto 21). Essa superfície elevada delimita-se a sul com relevos colinosos a amorreados da depressão interplanáltica com alinhamentos serranos do norte-noroeste fluminense, junto ao vale do rio Muriaé (111, 231, 232 e 233), por meio da escarpa do planalto de Varre-Sai (253). A oeste, delimita-se com a depressão interplanáltica do vale do rio Carangola, em território mineiro, por meio de um escarpamento de aproximadamente 400m de desnivelamento, que consiste na divisa entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. A norte e a leste, essa zona planáltica estende-se adentro do território capixaba.

O planalto é drenado por uma rede de canais com direção predominante SW-NE (ribeirões Varre-Sai, da Onça e do Ouro) em direção ao rio Itabapoana. Em direção ao sul, nota-se a presença de degraus escalonados, marcando um relevo transicional entre o relevo colinoso (232) do planalto e os terrenos acidentados (253) que mergulham para o vale do rio Muriaé, com seu nível de base elevado a apenas 100m de altitude junto à cidade de Itaperuna. Dentre esses degraus escalonados, destaca-se a serra do Bálamo (1.038m), junto ao rio Itabapoana. Descendo esse degrau, os terrenos colinosos conspícuos ao planalto de Varre-Sai são sucedidos por terrenos amorreados com amplitudes de relevo mais elevadas, junto à localidade de Rosal. No trecho compreendido entre a serra do Bál-



Foto 21 – Relevo colinoso, apresentando vertentes convexas, com amplitudes de relevo inferiores a 100m, do planalto de Varre-Sai, utilizadas pela cafeicultura e pecuária. Estrada Santa Clara - Santa Rita do Prata (fazenda do Onça).

samo e a cidade de Bom Jesus do Itabapoana, o rio Itabapoana percorre um vale estrangulado, por vezes condicionado por estruturas N-S, marcado por corredeiras e cachoeiras, configurando-se num trecho transicional entre o seu curso de planalto para um curso de planície. As áreas compreendidas entre os degraus escalonados e o topo do escarpamento caracterizam-se por um domínio de morros elevados (234). No restante do planalto, predomina o Domínio Colinoso (232).

Essa zona planáltica do extremo-norte do Estado do Rio de Janeiro foi englobada pela literatura corrente (Lamego, 1946; Domingues *et al.*, 1976; CIDE, 1997) ao sistema de serras da cadeia montanhosa da Mantiqueira, sendo uma unidade pertencente à Mantiqueira Setentrional. Todavia, tanto o planalto, quanto o escarpamento adjacente, registram altitudes mais baixas e não acompanham a orientação geral da Serra da Mantiqueira (SW-NE). Essa unidade dista por mais de 20km dos primeiros contrafortes da Mantiqueira em território mineiro que sustentam altitudes em torno de 1.200 a 1.400m, ou seja, 500 a 700m mais elevados do nível de base do Planalto de Varre-Sai. Entre esse planalto e as primeiras cristas da Serra da Mantiqueira, foi modelada, também em território mineiro, a depressão interplanáltica do rio Carangola, com altitudes mais modestas, entre 300 e 500m. Dessa forma, optou-se por englobar essa unidade ao Planalto Sul-Capixaba, visto que possui uma maior identidade morfológica e genética em relação aos terrenos que se sucedem além do rio Itabapoana, no Estado do Espírito Santo.

A unidade é definida pelos sistemas de relevo Domínio Colinoso (232) e Domínio de Morros Elevados (234). Apresenta um potencial baixo a médio de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido ao gradiente suave do relevo colinoso dominante. Os terrenos de relevo mais acidentado correspondem, em geral, a áreas de coberturas florestais remanescentes. Todavia, a região está sendo francamente utilizada para expansão da cafeicultura nos últimos anos, aliada a extensas áreas de pastagem. Localizam-se nesse planalto os núcleos urbanos de Varre-Sai e Santa Clara.

4.1.6 Unidade Morfoescultural Depressões Interplanálticas

Essa unidade morfoescultural representa os terrenos colinosos de baixa a média amplitude de relevo, embutidos entre zonas planálticas ou alinhamentos serranos ao longo do Estado do Rio de Janeiro. Em termos gerais, foram originados por in-

fluência de rebaixamento tectônico a partir da abertura do oceano Atlântico e do soerguimento das cadeias montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira durante o final do Cretáceo e o Terciário (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978). Trata-se de um extensa unidade caracterizada por colinas, morrotes e morros baixos com vertentes convexo-côncavas de gradiente suave a médio e topos arredondados ou alongados e nivelados. Assim, como os terrenos colinosos junto às baixadas litorâneas, essa morfologia atesta uma marcante influência de processos de aplainamento do relevo durante o Terciário Superior correlacionados à Superfície de erosão Velhas (King, 1956) ou ao pediplano Pd1 (Bigarella *et al.*, 1965). O pediplano gerado foi posteriormente reafeiçoado por processos de pedimentação durante o Pleistoceno, configurando-se na atual morfologia suave ondulada a ondulada, composta por um monótono ambiente colinoso que caracteriza essa unidade. Esse relevo foi caracterizado por Ab'Saber (1966) no médio vale do rio Paraíba do Sul como a área-tipo do domínio morfoclimático dos mares de morros.

As unidades descritas a seguir são definidas, predominantemente, pelos sistemas de relevo Domínio Suave Colinoso (231) e Domínio Colinoso (232), constituídas por um relevo uniforme de colinas e morros baixos, freqüentemente recobertos por colúvios. Apresenta uma média densidade de drenagem com padrão dendrítico a treliça.

Essas unidades apresentam, em geral, um médio potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, devido às amplitudes de relevo, geralmente baixas, e aos gradientes suaves a médios do relevo colinoso dominante. Não há evidências de ravinamentos ou voçorocamentos nas vertentes colinosas, exceto no médio vale do rio Paraíba do Sul. Essas áreas caracterizam-se por uma extensa zona de pecuária extensiva, com esparsos remanescentes de cobertura florestal.

4.1.6.1 Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul

Consiste numa extensa zona colinosa, com topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude de relevo, em cotas que variam de 400 a 600m de altitude. O nível de base regional, caracterizado pelo rio Paraíba do Sul, que corta a depressão longitudinalmente, registra cotas entre 300 e 380m, entre as cidades de Três Rios e Itatiaia. A unidade desenvolve-se a partir de um marcante controle

tectônico, no qual essa superfície encontra-se deprimida entre as cadeias montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira, configurando-se como um hemigráben.

Essa superfície caracteriza-se, na porção oeste, por uma depressão embutida entre alinhamentos serranos escalonados do médio vale do rio Paraíba do Sul (233 e 235). Esses alinhamentos configuram-se como os primeiros contrafortes da Serra da Mantiqueira, tais como as serras do Rio Bonito, da Concórdia e das Abóboras, e o limite superior dos abruptos escarpados das serras da Bocaina e das Araras (252 e 253). Esse monótono domínio colinoso (231 e 232) é atravessado longitudinalmente pelo rio Paraíba do Sul, seu principal coletor, sendo drenado basicamente por seus tributários da margem direita, destacando-se o rio Piraí. Também cortam a região os rios da Sesmaria, Barreiro de Baixo e Bananal. O rio Turvo é o único importante tributário da margem esquerda do rio Paraíba do Sul, que drena a região.

Estão inseridas, nessa depressão, as bacias tafrogênicas de Resende e Volta Redonda (211 e 111) e o maciço intrusivo de Morro Redondo (241). O relevo colinoso (232), típico dessa unidade, é gradualmente substituído em direção ao alto curso do rio Piraí e dos formadores do reservatório de Ribeirão das Lajes, por morrotes e morros baixos (233), onde se destaca a serra dos Cristais, cujas cotas situam-se acima de 700m de altitude, e por um domínio montanhoso (254) em posição de reverso da escarpa das serras da Bocaina, Mangaratiba e do Mazomba (252), atingindo elevações superiores a 1.300m de altitude. O núcleo urbano de Lídice situa-se próximo a essa zona mais elevada. Próximo à calha do rio Paraíba do Sul, observa-se um relevo arrasado constituído por colinas estreitas e baixas e pequenos morrotes alinhados (231). Essa zona coincide, em grande parte, com a faixa de ocorrência da zona de cisalhamento do Lineamento Além-Paraíba (Almeida *et al.*, 1976), também descrito por Lamego (1946). Heilbron *et al.* (1991) também analisaram essa feição geotectônica, denominando-a “megassinforma do rio Paraíba do Sul”. Aparentemente, esse conjunto de rochas intensamente deformadas, fraturadas e milonitizadas sofreu um ataque mais efetivo dos processos de intemperismo e de erosão, compondo, assim, um cenário de relevo mais arrasado. Esse tipo de relevo ocorre numa estreita faixa alongada de direção WSW-ENE, localmente interrompida, que estende-se de Getulândia a Três Rios. Próximo à Bacia de Volta Redonda, as colinas baixas assumem

grande expressão em área, junto aos núcleos urbanos de Arrozal, Volta Redonda, Pinheiral, Vargem Alegre e Dorândia. Um pouco a leste, o relevo estende-se ao longo da calha do rio Paraíba do Sul entre as localidades de Barra do Piraí e Barão de Juparanã. Nessa porção da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul, localizam-se importantes cidades, tais como Engenheiro Passos, Itatiaia, Resende, Floriano, Quatis, Barra Mansa, Nossa Senhora do Amparo, Volta Redonda, Pinheiral, Piraí, Barra do Piraí e Mendes.

A porção leste da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul consiste também numa depressão embutida entre alinhamentos serranos escalonados do médio vale do rio Paraíba do Sul (**233** e **235**) e o reverso montanhoso (**254**) do planalto da Região Serrana, no reverso da escarpa das serras de Paracambi e Miguel Pereira (**252** e **253**). Esse trecho da depressão é menos extenso que o anterior, alinhado na direção estrutural WSW-ENE. Caracteriza-se também por um domínio colinoso (**231**) no eixo da depressão, por onde segue o rio Paraíba do Sul, e por um relevo de morrotes e morros baixos (**233**), em direção aos terrenos elevados circundantes. A área também é drenada por tributários da margem direita do rio Paraíba do Sul, como os rios Alegre, Ubá e Matozinhos. Os baixos cursos dos rios Fagundes e Piabanha também atravessam a região. Próximo a Três Rios, os canais principais não seguem mais a direção preferencial WSW-ENE e passam a seguir direções controladas por estruturas SSW-NNE ou SE-NW, como demonstram os vales estruturais dos rios Fagundes e Piabanha. Os rios Matozinhos e Ubá parecem estar condicionados também por esse padrão estrutural. As colinas baixas ocorrem, de forma ininterrupta, ao longo de uma estreita faixa alongada de direção WSW-ENE, que abrange os núcleos urbanos de Vassouras, Andrade Pinto, Paraíba do Sul, Salutaris, Werneck e Três Rios. Trata-se da zona mais deprimida do médio vale do rio Paraíba do Sul, com cotas em torno de 350 a 500m. Frequentemente, observa-se, no contato entre as colinas baixas e o conjunto do relevo de colinas (**232**) ou de morrotes e morros baixos (**233**), um pequeno degrau de 50 a 100m de desnivelamento que demarca a área deprimida (foto 22). A serra da Boa Vista (679m) consiste num serrote elevado e escarpado em meio a esse domínio de colinas baixas, seguindo orientação WSW-ENE. Em direção ao planalto reverso da Região Serrana, a sul e a leste, o relevo começa a se tornar um pouco mais movimentado, com amplitudes de relevo em torno de 200m, cujas cotas se

elevam progressivamente de 500 para 800m (foto 23). Nessa área localizam-se os núcleos urbanos de Miguel Pereira, Pati do Alferes, Arcozelo, Avelar e Inconfidência.

Algumas áreas dessa unidade destacam-se pela intensidade dos processos geomorfológicos, motivando uma série de estudos em escala de detalhe na região. Dentre esses processos, destacam-se voçorocamentos (foto 24), geração de concavidades estruturais (foto 25), capturas de drenagem e inversão de relevo, podendo estar condicionados pela dinâmica da água subterrânea sobre as linhas de fraqueza do substrato geológico (Meis *et al.*, 1985; Coelho Netto *et al.*, 1988; Coelho Netto & Fernandes, 1990; Avelar & Coelho Netto, 1992; Coelho Netto, 1997) ou por reativações neotectônicas de estruturas antigas (Hees *et al.*, 1993; Mello *et al.*, 1999). As planícies fluviais que ocorrem frequentemente nos fundos de vales marcados por uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos, por vezes suspensos por níveis de base locais (Eirado Silva *et al.*, 1993), registram uma estocagem diferencial de sedimentos aluviais (Dantas *et al.*, 1995) ou de encosta, gerados durante ciclos de maior efetividade dos processos erosivo-deposicionais (Meis & Moura, 1984; Moura & Mello, 1991; Coelho Netto *et al.*, 1994; Dantas & Coelho Netto, 1996).

Essa unidade apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, mesmo considerando as amplitudes de re-



Foto 22 – Relevo de colinas baixas junto à calha do rio Paraíba do Sul, coincidindo com a faixa de rochas miolíticas do Lineamento Além-Paraíba. Caracteriza-se por pequenas colinas e morrotes alinhados e dissecados, delimitados por morrotes mais elevados, como visto ao fundo, evidenciando um forte controle estrutural no modelado do relevo. Próximo a Andrade Pinto.



Foto 23 – Relevo de colinas dissecadas e morros baixos da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul, próximo à zona montanhosa do planalto da Região Serrana. Apresenta uma geometria convexo-côncava, com gradientes moderados e desnivelamentos entre 100 e 200m, ocupados, em geral, por pastagens. Estrada Alberto Torres - Inconfidência (Fazenda Sossego).



Foto 25 – Aspectos do intenso voçorocamento verificado em algumas áreas colinosas da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul. Estrada Getulândia - Barra Mansa (fazenda Vila Pepita).

levo, geralmente baixas, e os gradientes suaves a médios do relevo colinoso dominante. Destaca-se, nesse contexto, o grande número de voçorocamentos que atingem determinadas áreas do médio vale do rio Paraíba do Sul, principalmente uma faixa alinhada, de direção WSW-ENE, que compreende os municípios de Bananal (SP), Barra Mansa, Barra do Piraí, Vassouras (Barão do Juparanã), Paraíba do Sul e Três Rios. Essa faixa de maior concentração de voçorocamentos coincide, em grande parte, com a zona de cisalhamento do Lineamento



Foto 24 – Erosão e ravinamento concentrados em colinas e morros baixos da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul. Observa-se a deposição de rampas de colúvio na base da concavidade. Estrada Vieira Cortes - Rio das Flores (fazenda Santa Helena).

Além-Paraíba. Sugere-se, assim, um efetivo controle estrutural na geração dessas feições de erosão linear acelerada que, associada à dinâmica hidrológica subsuperficial e ao uso do solo, favorece a iniciação e expansão do processo erosivo.

O processo de ocupação humana do médio vale do rio Paraíba do Sul remonta ao final do século XVIII e caracteriza-se pela derrubada em larga escala da floresta nativa para implantação da cafeicultura. O acelerado desgaste do solo ao longo do século XIX acarretou a substituição da cafeicultura pela pecuária leiteira. A intervenção efetuada nos últimos 200 anos na região promoveu sérios impactos na dinâmica climática, hidrológica e geomorfológica, que refletem num cenário atual de pastagens extensivas e fragmentos de capoeiras e marcado pela erosão dos solos (Dantas & Coelho Neto, 1995). A atividade econômica mais importante da região, assim como todo o médio vale do rio Paraíba do Sul, é a pecuária leiteira, caracterizando a paisagem regional por uma zona de extensas pastagens de uso extensivo. A implantação da Via Dutra (BR-116) na década de 40, atravessando o médio vale do rio Paraíba do Sul, consolidou a região como eixo de passagem entre Rio de Janeiro e São Paulo, promovendo o desenvolvimento de atividades industriais.

4.1.6.2 Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Negro

Consiste numa zona de transição entre os terrenos de morros elevados (234) e montanhosos (254)

do planalto reverso da Região Serrana e as colinas baixas (**231** e **232**) junto à calha do rio Paraíba do Sul, no norte fluminense. Trata-se de uma faixa alongada colinosa (**232**), com topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude de relevo, em cotas decrescentes que variam de 350 para 150m de altitude em direção ao rio Paraíba do Sul, próximo à localidade de Cambuci, junto à foz do rio Dois Rios. Essa depressão é cortada longitudinalmente pelos rios Negro e das Areias, cujas bacias nascem no planalto reverso da Região Serrana e percorrem esse relevo colinoso numa direção SW-NE a WSW-ENE. As duas bacias de drenagem são individualizadas por um importante alinhamento serrano (serra das Águas Quentes, com cristas de cotas superiores a 500m).

Essa superfície caracteriza-se por uma depressão delimitada, a norte, por alinhamentos serranos escalonados da depressão do Norte-Noroeste Fluminense (**235**), tais como as serras do Gavião (532m), da Bolívia (480m) e do Monte Verde (1.030m). A sul e a oeste, delimita-se com degraus e elevações do planalto reverso da Região Serrana (**234** e **253**), destacando-se as serras do Deus-me-Livre (635m), de Ibipeba (560m) e de Santa Vitória (420m), essa última próximo à calha do rio Paraíba do Sul. Esses alinhamentos estendem-se além desse rio, sendo denominados de serra do Timbó (443m). Esse monótono domínio colinoso é drenado pelas bacias dos rios Negro e das Areias ou por pequenos tributários que convergem diretamente para o rio Paraíba do Sul, seguindo uma direção preferencial SW-NE a WSW-ENE. Em alguns trechos, o fundo de vale do rio Negro é preenchido por uma expressiva sedimentação fluvial (**111**). O rio Grande corre próximo e paralelamente ao rio Negro, porém num patamar mais elevado, inserido no Domínio de Morros Elevados (**234**) da zona planáltica. Nesse relevo, o rio Paraíba do Sul corre encaixado num vale estrutural, marcado por corredeiras e afloramentos rochosos no seu leito, seguindo uma direção WSW-ENE, desviado por cotovelos de 90°, entre as localidades de Coronel Teixeira e Pureza. Uma notável feição morfológica observada no meio da depressão é um conjunto alinhado de elevações modestas, que se estende por mais de 20km numa nítida direção estrutural SW-NE, caracterizado por morrotes e morros baixos (**233**). Esse alinhamento, denominado serra Vermelha ou do Portela, apresenta vertentes mais declivosas e topos arredondados a aguçados, situando-se entre as localidades de Estrada Nova e Cambuci (foto 26). Sustenta altitudes entre 250 e

350m, elevando-se a mais de 100m do relevo colinoso circundante. Está condicionado, aparentemente, por rochas subverticalizadas de zona de cisalhamento, mais resistentes à erosão, conforme observado em campo. Situam-se nessa região os núcleos urbanos de Valão do Barro, Estrada Nova, Laranjais, Ibipeba, Cambiasca, Coronel Teixeira, Itaocara, Portela, Cambuci e Pureza.



Foto 26 – Evidência marcante de controle estrutural no modelado, assinalada pelo extenso alinhamento de morrotes, perfazendo aproximadamente 20km de extensão, denominado de serra do Portela, em meio ao relevo colinoso da depressão interplanáltica do vale do rio Negro. Estrada Macuco - Itaocara (próximo a Jaguarembé de Cima).

4.1.6.3 Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Pomba

Consiste numa extensa zona colinosa (**232**), com topografia uniforme e topos nivelados de baixa a média amplitude de relevo, em cotas que variam entre 180 e 300m de altitude, embutida entre os alinhamentos serranos escalonados do norte-noroeste fluminense, apresentando direções SW-NE ou W-E (**235**). Essa depressão é cortada longitudinalmente pelo baixo curso do rio Pomba, importante afluente do rio Paraíba do Sul, numa direção SE-NW e trata-se do nível de base regional dessa região, cujas cotas situam-se em torno de 80m de altitude.

Essa superfície caracteriza-se por uma depressão delimitada, a norte e a nordeste, pelas serras de Santo Antônio (853m) e da Prosperidade (930m). Esses alinhamentos serranos contornam a depressão por meio de um conjunto de cristas com elevações sempre superiores a 400m, exceto no colo a montante da localidade de Venda das Flores.

A sul e a sudeste, é delimitada pelas serras do Catete (640m) e das Freixeiras (Pico da Ponta Grossa – 1.011m), cujas cristas sustentam cotas sempre superiores a 500m de altitude. Destacam-se, a sudoeste, as serras da Pedra Bonita (760m) e do Bonfim (458m), na divisa com o Estado de Minas Gerais. Em direção a oeste, a depressão interplanáltica do vale do rio Pomba estende-se adentro do território mineiro. Esse domínio de colinas (**232**) e morros baixos (**233**) é drenado pela bacia do rio Pomba (Foto 27). Este converge para o rio Paraíba do Sul numa direção NW-SE, apresentando esparsas planícies fluviais e marcado por cotovelos de direção SE-NW, enquanto seus tributários seguem a direção preferencial SW-NE. No vale do ribeirão Santo Antônio, situado ao sopé do alinhamento serrano, observa-se um fundo de vale amplo, recoberto por uma expressiva planície fluvial (**111**), onde se situa a localidade de Venda das Flores. Essa planície, atravessada por um lineamento de direção WNW-ESE, que controla os vales estruturais de mesma direção, parece caracterizar o *front* soerguido da serra de Santo Antônio. Situam-se nessa região os núcleos urbanos de Miracema, Santo Antônio de Pádua, Aperibé, Venda das Flores e Paraíso do Tobias.

4.1.7 Unidade Morfoescultural Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados

Essa unidade morfoescultural representa os terrenos colinosos de baixa amplitude de relevo em al-



Foto 27 – Morfologia típica do relevo colinoso, com gradientes suaves a médios, geometria de encostas convexas e desnivelamentos inferiores a 100m. Depressão do vale do rio Pomba. Aperibé.

ternância com alinhamentos de cristas serranas de elevada amplitude de relevo ao longo do interior do Estado do Rio de Janeiro. Trata-se de uma extensa unidade caracterizada por colinas, morros e morros baixos de baixa amplitude de relevo, com vertentes convexo-côncavas de gradiente suave a médio e topos arredondados e nivelados, semelhantes aos analisados nas depressões interplanálticas. Entremeados a esse relevo colinoso, destacam-se alinhamentos serranos com direção preferencial WSW-ENE, caracterizados por imponentes elevações de elevada amplitude de relevo com vertentes íngremes, por vezes rochosas, de altos gradientes e topos aguçados de cristas alinhadas. Essas serras consistem em relevos residuais associados a litologias mais resistentes à erosão diferencial ou foram soerguidas durante o evento tectônico extensional gerado durante fins do Cretáceo e ao longo do Terciário, em decorrência da abertura do oceano Atlântico e do levantamento das cadeias montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira.

As unidades descritas a seguir são definidas, predominantemente, pelos sistemas de relevo Domínio Colinoso (**232**) e Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais (**235**). As colinas apresentam vertentes de gradiente suave a médio e topos alongados ou arredondados, freqüentemente recobertos por colúvios, enquanto as serras apresentam vertentes íngremes e escarpadas, por vezes rochosas, freqüentemente recobertas por colúvios e depósitos de tálus. Apresentam uma densidade de drenagem média a elevada com padrão dendrítico a treliça ou retangular.

Essas unidades apresentam médio a alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, mesmo considerando as amplitudes de relevo, geralmente baixas, e os gradientes suaves a médios do relevo de colinas e morros baixos dominantes. Os alinhamentos serranos apresentam alta vulnerabilidade devida às elevadas amplitudes de relevo e às vertentes íngremes associadas à esparsa cobertura florestal, concentrada apenas nos terrenos mais elevados.

4.1.7.1 Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica com Alinhamentos Serranos do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul

Consiste num prolongamento da extensa zona colinosa que caracteriza a depressão do médio vale do rio Paraíba do Sul. Essa unidade, entretanto, apresenta uma seqüência de alinhamentos ser-

ranos escalonados de direção WSW-ENE no seu interior, estendendo-se das cidades de Itatiaia a Três Rios (foto 28). Essas serras configuram-se como degraus ou contrafortes da escarpa da Serra da Mantiqueira, dissecados de forma diferencial pelos sistemas de drenagem instalados (Coelho Netto *et al.*, 1997). Nessa unidade, o relevo homogêneo de colinas, morrotes e morros baixos (**232** e **233**) alterna-se bruscamente com alinhamentos serranos bastante elevados (**235**).

Essa superfície caracteriza-se por uma depressão compartimentada por cristas de serras alinhadas e escalonadas, convergindo ao sul para o relevo uniforme das colinas da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul. Em direção ao norte, essa unidade estende-se adentro do território mineiro até o escarpamento principal da Serra da Mantiqueira. Um pequeno trecho situado a noroeste delimita-se diretamente com a escarpa da Serra da Mantiqueira (**252**), com denominação local de serra da Pedra Selada, e o Maciço de Itatiaia (**241**). As cristas alinhadas ocorrem sucessivamente em três conjuntos principais de direção WSW-ENE: serras das Abóboras e da Concórdia; serras da Charneca e Santa Teresa; serras das Coroas, da Taquara e do Rio Bonito. A drenagem principal se encaixa entre esses alinhamentos serranos e convergem para os rios Preto e Paraíba, na divisa dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Destacam-se, nesse contexto, os rios São Fernando (entre a serra do Rio Bonito e o rio Preto), Bonito



Foto 28 – Aspecto regional do relevo de colinas e morros baixos, ocupados por pastagens e capoeiras, da Depressão Interplanáltica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, sendo denominado de relevo de “mar-de-morros”. Ao fundo, a Serra da Mantiqueira, em território mineiro. Estrada Barra do Pirai – Valença (Topo da serra da Concórdia).

(entre as serras do Rio Bonito e da Charneca) e das Flores (entre as serras da Charneca e da Concórdia). Alguns canais, de menor porte, drenam diretamente para o rio Paraíba do Sul, tais como os rios Pirapetinga (próximo a Resende) ou da Barra do Rio Novo (próximo a Três Rios).

O alinhamento das serras das Abóboras (pedra do Monte Cristo – 986m) e da Concórdia (1.045m) sustenta na sua linha de cumeada elevações de 700m de altitude e picos que atingem 1.000m de altitude, sendo que as colinas e morros baixos do seu entorno mantêm cotas em torno de 500 e 600m. Enquanto o setor leste da serra das Abóboras, junto às localidades de Afonso Arinos e Mont Serrat, encosta na calha do rio Preto, a serra da Concórdia aproxima-se da calha do rio Paraíba do Sul, junto à localidade de Barão de Juparanã. Destaca-se nesse contexto um degrau estrutural (**253**) com desnivelamentos superiores a 300m, que separa esse conjunto das colinas deprimidas da calha do rio Paraíba do Sul (**231**) próximo à localidade de Andrade Pinto. Nessa área situam-se os núcleos urbanos de Comendador Levy Gasparian, Mont Serrat, Afonso Arinos, Manuel Duarte, Rio das Flores, Abarracamento, Barão de Juparanã e Valença.

O alinhamento das serras da Charneca (1.119m) e Santa Teresa (898m) sustenta na sua linha de cumeada elevações de 800m de altitude, atingindo, localmente, mais de 1.100m de altitude. O relevo colinoso circundante registra cotas entre 500 e 700m, sendo progressivamente elevadas em direção a NW, por pequenos degraus escalonados (**253**) de direção WSW-ENE, com desnivelamentos inferiores a 200m, observados nitidamente na estrada entre Barra do Pirai e Conservatória. Esse segundo alinhamento de cristas está individualizado das outras serras pelos vales dos rios das Flores e Bonito. Nessa área situam-se os núcleos urbanos de Valença, Ipiabas, Conservatória e Pentagna.

O alinhamento das serras das Coroas (787m), da Taquara (1.100m), do Cavalito Ruço (1.296m) e do Rio Bonito (1.300m) é o mais extenso e imponente na região. Sustenta na sua linha de cumeada elevações de 900m de altitude, decrescendo para 700m na porção leste da serra da Taquara e, na serra das Coroas, com picos de mais de 1.200m de altitude. Na porção oeste da serra do Rio Bonito, ocorre também um progressivo decréscimo de altitudes e uma inflexão do alinhamento para norte, desfeito em elevações modestas em meio ao Domínio Colinoso, condicionado por estruturas de direção N-S. Nesse terreno observa-se uma sucessão de vales estruturais de direção N-S, próximo à localidade

de Ribeirão São Joaquim, sendo associados a uma zona de fraqueza crustal (Almeida *et al.*, 1999). As colinas e morros baixos circundantes registram cotas entre 500 e 600m, nas bacias dos rios Bonito e Turvo, e entre 600 e 800m, nas bacias que drenam diretamente para o rio Preto. Tais cotas são crescentes em direção aos altos cursos dessas bacias. Na área situam-se os núcleos urbanos de Pentagna, Conservatória, Nossa Senhora do Amparo, Santa Isabel do Rio Preto e Ribeirão São Joaquim. Mais a oeste ocorrem alguns alinhamentos serranos (235) em posição de contrafortes da escarpa da Serra da Mantiqueira (252). Nesse trecho, destaca-se, em meio ao relevo colinoso (232), o amplo vale do rio Pirapetinga recoberto por sedimentos fluviais, numa seção desse rio localizada ao sopé da escarpa da serra da Pedra Selada. Esses depósitos fluviais estão interdigitados com extensos depósitos de tálus, que descem a vertente leste do maciço de Itatiaia (241). Segundo Tupinambá *et al.* (1997), essa extensa planície fluvial (111) representa o preenchimento sedimentar de uma depressão condicionada tectonicamente numa direção WSW-ENE, similar à da Bacia de Resende.

O relevo colinoso dessa porção do médio vale do rio Paraíba do Sul não apresenta a mesma intensidade de processos erosivos que a região adjacente da depressão interplanáltica, sendo observado um número pouco expressivo de voçorocamentos ou de inversões de relevo. Essa região também foi ocupada durante o século XIX pela cafeicultura, acarretando importantes desequilíbrios ambientais durante aquela época. Devido a sua antiga ocupação, que remonta ao ciclo da mineração, a região possui uma grande vocação turística representada pela atração histórica dos hotéis-fazendas, tal como já observado na localidade de Conservatória.

4.1.7.2 Unidade Geomorfológica Depressão Interplanáltica com Alinhamentos Serranos do Norte-Noroeste Fluminense

Consiste numa extensa zona colinosa intercalada com alinhamentos serranos escalonados de direção predominante WSW-ENE, abrangendo grandes extensões do norte do estado. Essas serras mantêm semelhança morfológica e estrutural com os alinhamentos de cristas identificados no médio vale do rio Paraíba do Sul e caracterizados como degraus ou contrafortes da Serra da Mantiqueira. Nessa unidade, o relevo homogêneo de colinas,

morrotes e morros baixos (232 e 233) alterna-se bruscamente com alinhamentos serranos bastante elevados (235) (foto 03). É marcante o controle dos lineamentos de direção WSW-ENE, tanto sobre a rede de drenagem tributária aos canais principais, quanto no alinhamento das cristas serranas.

Esse relevo colinoso caracteriza-se por uma extensa depressão marginal compreendida entre os terrenos elevados interiores, destacando-se o planalto de Varre-Sai (232 e 234), o planalto reverso da Região Serrana (234 e 254), o domínio colinoso da Zona da Mata Mineira, os tabuleiros costeiros (211) e a Baixada Campista (122). Estão inseridos nessa depressão os maciços de morro do Coco e de Bom Jesus do Itabapoana (251). Essa região fica compreendida entre os rios Paraíba do Sul e Itabapoana e é atravessada por importantes bacias, como as dos rios Pomba e Muriaé. Ao contrário da rede de drenagem secundária que corre numa direção preferencial WSW-ENE, os rios Pomba, Muriaé, Carangola, Itabapoana e o próprio rio Paraíba do Sul (a jusante da cidade de São Fidélis) seguem uma direção predominante NW-SE, cortando ortogonalmente a direção estrutural do substrato rochoso. Devido a esse fato, tais rios não possuem expressivas planícies fluviais. A drenagem secundária se encaixa entre os alinhamentos serranos, freqüentemente associada a vales estruturais, ou segue uma direção semelhante à dos canais-tronco. As cristas alinhadas ocorrem sucessivamente em quatro conjuntos principais de direção predominante WSW-ENE: serras da Bandeira e do Penedo; serras das Freixiras, Monte Alegre e Santo Eduardo; serras do Boqueirão, de Santo Antônio e da Prosperidade; serras do Sertão e do Alto da Taquara.

O alinhamento da serra da Bandeira (841m) representa um prolongamento da Serra do Mar que se estendeu além do rio Paraíba do Sul e sustenta na sua linha de cumeada elevações de 500m de altitude. Esse alinhamento reproduz-se em direção ao interior, por alinhamentos serranos menos elevados, tais como os das serras do Timbó (443m) e do Penedo (446m). O relevo de colinas e morros baixos (232 e 233) circundante apresenta cotas modestas em torno de 100 e 200m. O valão São Luís, tributário do rio Muriaé, destaca-se como um vale estrutural de direção WSW-ENE encaixado entre esses alinhamentos de cristas (foto 29). Em direção a leste, apresentam-se ainda os últimos possíveis remanescentes isolados da Serra do Mar no Norte Fluminense, tais como as serras de São Joaquim (340m) e do Onça (457m) em meio a um domínio colinoso. O divisor Muriaé-Itabapoana, ao sul da ser-



Foto 29 – Contato entre os terrenos colinosos de amplitudes de relevo inferiores a 100m e os elevados alinhamentos serranos do Norte - Noroeste Fluminense, separados pelo estrutural do rio São Luís de direção WSW-ENE. Estrada Ipuca - Cardoso Moreira (fazenda Ventura).

ra de Santo Eduardo, apresenta, em meio ao relevo colinoso, diversos morros e pequenos “pães-de-açúcar”, podendo representar resquícios de um antigo relevo mais elevado. Nessa área situam-se os núcleos urbanos de Cardoso Moreira, São Joaquim, Vila Nova de Campos e Morro do Coco.

Entre os rios Pomba e Muriaé, destaca-se o mais extenso e imponente conjunto de serras na região, constituído pelos alinhamentos de direção WSW-ENE das serras da Aliança-Monte Verde (1.030m) e das Freixiras-São Romão (1.011m), que sustentam na sua linha de cumeada elevações de 500 a 600m de altitude (foto 30). Entre os rios Muriaé e Itabapoana, estende-se esse alinhamento de cristas, sob denominações de serras de Santo Eduardo (720m) e do Garrafão (582m). O relevo colinoso circundante apresenta cotas baixas em torno de 150 e 250m. Entre as serras de Monte Verde e das Freixiras, destaca-se um importante lineamento estrutural de direção WSW-ENE, que controla os vales estruturais do ribeirão das Freixiras (tributário do rio Pomba) e do valão Grande (tributário do rio Muriaé). A norte da serra das Freixiras, corre o rio São Domingos, seguindo a mesma direção. A partir da serra de São Romão, destacam-se ainda alguns prolongamentos serranos com cristas superiores a 400m de altitude, tais como as serras de Vista Alegre (647m), das Sete Voltas (634m) e da Alvarenga (586m). Entre os rios Muriaé e Itabapoana, as planícies fluviais (111) tornam-se mais amplas, principalmente no entorno do Maciço de Bom Jesus de



Foto 30 – Morfologia de vertentes íngremes e rochosas, freqüentemente desmatadas, dos alinhamentos serranos escalonados do Norte-Noroeste Fluminense, circundadas pelo relevo colinoso de baixa amplitude de relevo. Serra do Monte Verde (1.030m). Estrada Cambuci - São João do Paraíso (fazenda Santa Teresa).

Itabapoana (251) e na base da escarpa do planalto de Varre-Sai (253). Nessa área, situam-se os núcleos urbanos de Itaperuna, São José do Ubá, São João do Paraíso, Italva, Boa Ventura, Santa Maria e Santo Eduardo.

Os alinhamentos serranos do Boqueirão (759m), de Santo Antônio (853m) e da Prosperidade (930m) sustenta na sua linha de cumeada elevações de 600m de altitude, mas, exceto a serra da Prosperidade, apresenta uma direção aproximada W-E, diferenciada do conjunto analisado anteriormente. Esse padrão se repete no alinhamento das serras do Sertão (715m), do Paraíso (730m) e do Alto da Taquara (556m), que consistem num conjunto de cristas agrupadas de direção predominante W-E e elevações sempre superiores a 400m. O relevo colinoso circundante a esses conjuntos de cristas situados entre os rios Pomba, Muriaé e Carangola registra cotas entre 200 e 300m. Nessa área situam-se os núcleos urbanos de Natividade, Porciúncula, Retiro do Muriaé, Comendador Venâncio, Laje do Muriaé e Raposo.

Os alinhamentos serranos apresentam alta vulnerabilidade à erosão devida às elevadas amplitudes de relevo e às vertentes íngremes associadas à retirada total da cobertura florestal. Essa região também foi ocupada no início do século XX pela cafeicultura, caracterizando um estado de visível degradação ambiental. Atualmente, ocupada por grandes pastagens de pecuária extensiva, trata-se de uma das áreas mais estagnadas do estado.

4.2 Unidade Morfoestrutural Bacias Sedimentares Cenozóicas

As Bacias Sedimentares Cenozóicas representam uma das mais importantes feições geotectônicas resultantes da tectônica extensional pós-cretácica no Sudeste brasileiro. Compreendem um conjunto de bacias tafrogênicas continentais: Bacia de Curitiba (PR); bacias de São Paulo e Taubaté (SP); bacias de Resende, Volta Redonda, Macacu e Itaboraí (RJ). Essas bacias, de idade terciária (Paleoceno ao Oligoceno), foram denominadas “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” por Almeida (1976) ou “Sistema de *Rifts* Continentais do Sudeste do Brasil” por Riccomini (1989). Os sedimentos do Grupo Barreiras, expressivos no norte do estado, possuem idades mais recentes (Mioceno-Plioceno) que as bacias sedimentares continentais e suas fases de sedimentação prolongam-se, provavelmente, até o Pleistoceno Inferior. Essa formação abrange extensa área da costa brasileira do Estado do Rio de Janeiro ao Estado do Pará (Mabe-soone et al., 1972; Bigarella, 1975). Os setores de maior subsidência do *graben* da Guanabara e junto à linha de costa são preenchidos por sedimentação fluvial ou marinha de idade quaternária, associada aos últimos eventos transgressivos do nível do mar.

4.2.1 Unidade Morfoescultural Tabuleiros de Bacias Sedimentares

Essa unidade morfoescultural compreende um conjunto de tabuleiros e colinas tabulares presentes nas bacias tafrogênicas continentais que ocorrem no médio vale do rio Paraíba do Sul e no *graben* da Guanabara e nos afloramentos do Grupo Barreiras que ocorrem no norte do estado.

As superfícies tabulares são dissecadas, em geral, por uma rede de drenagem paralela de baixa densidade, formando vales encaixados em “U”, ou em colinas tabulares, principalmente quando a densidade de drenagem torna-se maior, próximo ao contato com o substrato pré-cambriano. Nas áreas continentais, os tabuleiros inseridos em depressões tectônicas estão associados a extensas planícies fluviais, enquanto os tabuleiros costeiros estão associados a feições singulares, tais como lagunas estreitas e alongadas e falésias ativas.

As unidades descritas a seguir são definidas pelo sistema de relevo Tabuleiros (211), caracterizado por superfícies tabulares ou colinas alongadas de topo plano (tabular) ou suavemente arredondado, de amplitude de relevo muito baixa. Des-

tacam-se das planícies fluviais ou fluviolagunares adjacentes por meio de vertentes de gradientes suaves, freqüentemente recobertas por colúvios. Apresentam uma densidade de drenagem muito baixa com padrão paralelo a dendrítico.

Essa unidade apresenta um baixo potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, tendo em vista a ocorrência de extensas áreas planas, baixas amplitudes de relevo e gradientes suaves do relevo das colinas tabulares.

4.2.1.1 Unidade Geomorfológica Bacia de Resende

Consiste numa bacia sedimentar tafrogênica, alongada na direção WSW-ENE, de idade eocênica (Melo *et al.*, 1985), constituída por colinas tabulares e alongadas (211) de baixa amplitude de relevo e extensas planícies fluviais do rio Paraíba do Sul (111). A bacia insere-se no relevo colinoso (232) da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul, por processos de subsidência tectônica. A gênese da bacia é posterior à dos maciços intrusivos vizinhos de Itatiaia e Morro Redondo (241), visto que o pacote sedimentar apresenta tanto sedimentos oriundos do embasamento cristalino, quanto de rochas alcalinas (Amador, 1975). Trata-se de um *hemigraben* basculado para norte, bruscamente delimitado por uma falha normal e seccionado por altos estruturais de direção SSW-NNE, enquanto a borda sul da bacia mantém um contato erosivo. O limite norte da bacia apresenta um contato abrupto entre os tabuleiros e as colinas cristalinas, principalmente na porção nordeste, junto à localidade de Quatis, onde se notam morrotes e morros alinhados (233) na direção WSW-ENE com cerca de 200m de desnivelamento em relação à Bacia de Resende. O limite sul da bacia apresenta um contato gradual, sem grandes desníveis topográficos.

A Bacia de Resende estende-se entre as localidades de Engenheiro Passos e Quatis, sendo atravessada longitudinalmente pelo rio Paraíba do Sul. Para ela convergem importantes tributários, como os rios Pirapetinga e Barreiro de Baixo. O nível de base do rio Paraíba do Sul registra, nesse trecho, cerca de 390m de altitude, enquanto as colinas tabulares atingem cotas entre 430 e 460m e as colinas dos substrato pré-cambriano sustentam cotas superiores a 500m.

A evolução geológica e geomorfológica da Bacia de Resende foi amplamente analisada pela literatura nos últimos 30 anos, enfatizando aspectos

tectônicos e climáticos que determinaram a sua origem e sedimentação. Amador (1975) identificou duas formações distintas na Bacia de Resende: Resende e Floriano. Com base em critérios morfoestratigráficos e análise mineralógica, essas seqüências sedimentares foram datadas respectivamente no Mioceno e no Pleistoceno, associadas a ambientes deposicionais fluviais gerados em clima semi-árido (Formação Resende) a semi-úmido (Formação Floriano). Tais formações seriam depósitos correlativos dos pediplanos Pd2 e Pd1, respectivamente. Os depósitos rudáceos da Formação Resende interdigitam-se ou sobrepõem-se aos sedimentos fluviais arcólios da Formação Resende e abrangem o flanco sul do maciço do Itatiaia e a borda norte da Bacia de Resende. Melo *et al.* (1985), calcados em análise morfológica e tectônica, e apoiados em datações absolutas, rediscutem a evolução geológica da bacia e sugerem idade eocênica para os depósitos da Formação Resende, sendo que os sedimentos areno-argilosos da Formação Floriano resultam do intemperismo da Formação Resende. Lima & Melo (1994) analisam, com base em critérios palinológicos, o membro rudáceo da Formação Resende, denominando-o Formação Itatiaia, e atribuem-lhe idade oligocênica sobre clima quente e úmido, ou seja, um pouco mais recente que a Formação Resende e sob condições climáticas diferenciadas.

Atravessada longitudinalmente pela Via Dutra (BR-116), a bacia de Resende, devido a suas extensas áreas planas ou suave onduladas, tem sido o principal local de implantação do pólo industrial do médio vale do rio Paraíba do Sul, concentrado nos municípios de Resende e Porto Real. Situam-se nessa área também os núcleos urbanos de Engenheiro Passos, Itatiaia, Floriano e Quatis.

4.2.1.2 Unidade Geomorfológica Bacia de Volta Redonda

Assim como a Bacia de Resende, essa unidade consiste em uma bacia sedimentar tafrogênica de idade eocênica, que integra o sistema de *rifts* continentais do Sudeste do Brasil. A bacia é constituída por colinas tabulares e alongadas (211), de baixa amplitude de relevo, e por uma extensa planície fluvial do rio Paraíba do Sul (111). Situa-se embutida no relevo colinoso (231 e 232) da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul por processos de subsidência tectônica. O pacote sedimentar aflora próximo à calha do rio Paraíba do Sul ou numa depressão tectônica que se estende na direção WSW-ENE a partir do sul da cidade de

Volta Redonda, em direção à localidade de Pinheiral, denominada *graben* de Casa de Pedra (Riccomini *et al.*, 1985). Essa bacia está separada da Bacia de Resende por uma zona de transtensão representada por uma importante falha transcorrente de direção NW-SE, onde se encaixa o rio Paraíba do Sul num vale estrutural retilíneo (Valeriano & Heilbron, 1993). Insere-se numa das áreas de relevo mais deprimido da depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul.

A Bacia de Volta Redonda é atravessada longitudinalmente pelo rio Paraíba do Sul, sendo que seu nível de base registra nesse trecho cerca de 380m de altitude. As colinas tabulares atingem cotas entre 410 e 450m e as colinas do substrato pré-cambriano sustentam cotas superiores a 500m, estas com amplitudes de relevo e gradientes um pouco mais elevados.

A evolução geológica e geomorfológica da Bacia de Volta Redonda foi discutida por Amador & Castro (1976), que identificaram na base um pacote sedimentar de idade terciária, semelhante à Formação Resende, e uma seqüência de camadas areno-argilosas, de idade quaternária, denominada Formação Volta Redonda. Esses depósitos configuram-se como depósitos correlativos das fases de pedimentação pleistocênica P2 e P1. Riccomini *et al.* (1983) dataram, entre os sedimentos da Bacia de Volta Redonda correlacionáveis à Formação Resende, um derrame de ankaramito por determinações K/Ar em aproximadamente 43 milhões de anos. A partir dessa datação, todas as bacias sedimentares do médio vale do rio Paraíba do Sul tiveram sua gênese associada ao Terciário Inferior (Eoceno/Oligoceno). Lima *et al.* (1994), apoiados em dados palinológicos, confirmam essa idade para a Bacia de Volta Redonda, sob clima quente e seco, assim como determinado para a Formação Resende na bacia homônima (Lima & Amador, 1985).

Nessa bacia estão instalados o núcleo urbano de Volta Redonda e a Companhia Siderúrgica Nacional (CSN), atestando a vocação industrial desse trecho do médio vale do rio Paraíba do Sul cortado pela Via Dutra (BR-116).

4.2.1.3 Unidade Geomorfológica Bacia de Macacu

Consiste numa bacia sedimentar tafrogênica, localizada entre a baixada fluviomarinha da bacia do rio Macacu, a norte (122, 123 e 221), e o relevo de colinas baixas da superfície aplainada da Região dos Lagos, a sul (231), apresentando direção

aproximada WSW-ENE. A bacia foi originada durante o Eoceno-Oligoceno, segundo Lima *et al.* (1996), com base em análise palinológica. Consiste em colinas tabulares e alongadas (**211**), de baixa amplitude de relevo, e extensas planícies fluviais (**111**) resultantes da dissecação dos tabuleiros, produzida pelos rios Macacu, Caceribu, Iguá e da Aldeia. A bacia delimita-se a sul com a Falha de Rio Bonito e é encoberta a norte e a oeste pelos sedimentos recentes da baixada da Guanabara. A leste, delimita-se com o Maciço de Tanguá (Ferrari & Silva, 1997). Situadas no recôncavo da Baía de Guanabara, as colinas tabulares atingem cotas entre 30 e 50m, enquanto as colinas do substrato pré-cambriano adjacente atingem elevações entre 80 e 150m (foto 31).

Meis & Amador (1977) descreveram os sedimentos areno-argilosos da Formação Macacu semelhantes aos depósitos do Grupo Barreiras, originados por leques aluviais durante climas secos e atribuindo-lhes idade pleistocênica. Subjacente a essa formação, foi identificado um pacote sedimentar de idade terciária, denominado “camadas pré-Macacu”. A Bacia de Macacu foi formalizada recentemente por Ferrari & Silva (1997), integrando o sistema de *rifts* continentais do Sudeste do Brasil, caracterizado por um único pacote sedimentar de idade eocênica-oligocênica. Pequenas manchas de tabuleiros correlacionáveis à Bacia de Macacu também são encontrados na Ilha do Governador, Duque de Caxias e Magé.

Atravessada pela rodovia Rio-Campos (BR-101), a área vem sofrendo crescente pressão urbana proveniente da expansão da Região Metropoli-



Foto 31 – Aspecto regional das superfícies tabulares pouco dissecadas embasadas por sedimentos da Formação Macacu. Caracteriza-se por colinas amplas, de topo plano e muito suaves, com amplitudes de relevo inferiores a 50m. Próximo a Venda das Pedras.

tana do Rio de Janeiro. O incremento populacional de Itaboraí e o avanço da periferia de São Gonçalo promoveram a implantação da malha urbana sobre os tabuleiros. Apesar de serem adequados para ocupação urbana, a falta de saneamento básico implica sérios problemas ambientais. Situam-se nessa área os núcleos urbanos de Porto das Caixas, Venda das Pedras e Sambaetiba.

4.2.1.4 Unidade Geomorfológica Tabuleiros de Quissamã

Representam uma superfície de tabuleiros pouco dissecados embasados por sedimentos do Grupo Barreiras (**211**), correlacionados ao Terciário Superior (Mioceno/Plioceno) e Pleistoceno Inferior (Bigarella, 1975). Esses tabuleiros situam-se entre a planície fluviolagunar do baixo curso do rio Macabu, a norte (**124**), e os feixes de cordões arenosos de Jurubatiba (**121**), a sul. Em direção ao oeste, as colinas tabulares apresentam contato gradual com o relevo de colinas baixas da superfície aplainada do litoral leste fluminense (**231**). Sua delimitação em base morfológica é difícil, pois as colinas embasadas pelo substrato cristalino apresentam morfologia semelhante à das colinas tabulares, caracterizada por colinas amplas, alongadas e levemente arredondadas. Assim como os tabuleiros, possuem amplitudes de relevo muito baixas e cotas semelhantes, que variam de 20 a 50m. Frequentemente, as colinas modeladas no embasamento pré-cambriano apresentam cobertura detrítico-laterítica de idade pliocênica ou pleistocênica, que dificulta a individualização dos tabuleiros, conforme observado junto à localidade de Guriri.

A rede de drenagem que disseca essa superfície tabular consiste em pequenos tributários do rio Macabu ou de pequenos canais que drenam diretamente para o oceano. Destaca-se nesse contexto a lagoa de Carapebus, que consiste num vale profundo escavado sobre os sedimentos do grupo Barreiras em períodos de máxima regressão marinha, sendo posteriormente afogado pela última transgressão marinha, formando uma laguna estreita e alongada, ortogonal à direção das cristas de cordões arenosos da planície costeira. A norte do vale do rio Macabu, registra-se uma franja de pequenas manchas de tabuleiros, localizadas entre as colinas da superfície aplainada do litoral leste fluminense e a Baixada Campista.

Atualmente, a área é ocupada por pastagens de pecuária extensiva e monocultura de cana-de-açúcar em franca decadência. Situam-se junto à área

os núcleos urbanos de Carapebus, Quissamã, Dolores de Macabu e Guriri.

4.2.1.5 Unidade Geomorfológica Tabuleiros de São Francisco de Itabapoana

Representam extensas superfícies tabulares embasadas por sedimentos do Grupo Barreiras (211), pouco dissecadas por uma rede de drenagem que converge diretamente para o oceano, produzindo vales em “U”. Tais vales são caracterizados por bordas íngremes dos tabuleiros e de fundo de chato, recobertos por sedimentação fluvial ou fluviolagunar recente (111 e 124) (foto 32). Sua morfologia assemelha-se bastante à dos tabuleiros costeiros que abrangem grandes extensões em direção ao norte, nos estados do Espírito Santo e Bahia. Esses tabuleiros situam-se entre a depressão interplanáltica com alinhamentos serranos do norte-noroeste fluminense (231, 232, 233 e 235), a oeste; a Baixada Campista (122), a sul; e a porção norte dos feixes de cordões arenosos do rio Paraíba do Sul (121), a leste. Em direção ao norte, essa superfície é delimitada pela planície fluvial do rio Itabapoana (122), na divisa com o Estado do Espírito Santo. No contato gradativo com as colinas mais baixas do embasamento pré-cambriano, a oeste, as colinas tabulares apresentam um padrão morfológico semelhante, baseado em colinas amplas, alongadas e levemente arredondadas, dificultando sua delimitação. Os tabuleiros possuem amplitudes de relevo muito baixas e cotas que variam entre 15 e 80m, sendo crescentes a partir da linha de costa e da calha do rio Paraíba do Sul em direção ao interi-



Foto 32 – Morfologia dos tabuleiros pouco dissecados de São Francisco do Itabapoana, apresentando extensas superfícies planas, vales encaixados em “U” e bordas mais declivosas, ocupados por pastagens. Estrada Maniva - Santa Luzia (vale do rio Guaxindiba).

or. Extensas superfícies tabulares, muito pouco dissecadas, são observadas no entorno da localidade de Travessão.

A rede de drenagem que disseca essa superfície tabular consiste em pequenos tributários dos rios Itabapoana ou Paraíba do Sul ou da lagoa do Campelo, ou de rios que drenam diretamente para o oceano, tal como o rio Guaxindiba. Destaca-se no contato entre os tabuleiros e a Baixada Campista e os cordões arenosos adjacentes à formação de uma série de pequenas lagunas e brejos de conformação estreita e alongada, os quais ocupam antigos fundos de vales fluviais, que foram escavados sobre os sedimentos do Grupo Barreiras em períodos de máxima regressão marinha. A transgressão marinha subsequente elevou o nível de base geral e as desembocaduras desses vales foram tampoadas por intensa descarga de sedimentos fluviais do rio Paraíba do Sul e por sedimentos fluviais e marinhos de sua planície deltaica. O bloqueio das desembocaduras desses pequenos vales escavados promoveu a geração de uma série de lagunas que, ao longo do atual período regressivo, vêm sendo progressivamente colmatadas, transformando-se em brejos. Na porção norte desses tabuleiros, junto à linha de costa, destaca-se a ocorrência de falésias ativas, podendo atingir mais de 10m de altura junto à localidade de Ponta Buena (foto 33).

Atualmente, a área é ocupada por pastagens de pecuária extensiva e pelo cultivo de cana-de-açúcar, maracujá, abacaxi, dentre outros. Situam-se junto a essa área a porção norte da cidade de Campos e os núcleos urbanos de São Francisco de Itabapoana, Travessão, Conselheiro Josino, Maniva, Buena e Barra do Itabapoana.



Foto 33 – Aspecto das falésias ativas do Grupo Barreiras atingindo o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro. Ponta Buena.

4.2.2 Unidade Morfoescultural Planícies fluviomarinhas (Baixadas)

Essa unidade morfoescultural compreende um conjunto de baixadas aluviais, planícies fluviomarinhas e fluviolagunares, que preenchem extensas áreas deprimidas localizadas próximo ao litoral, tais como as baixadas de Sepetiba, da Guanabara e Campista. Também compreendem os baixos cursos dos principais canais que deságuam diretamente no oceano, como os rios São João, Macaé e Itabapoana. Essas baixadas são caracterizadas por uma sedimentação de interface entre ambientes continentais e marinhos ou transicionais.

As planícies fluviomarinhas e fluviolagunares foram originadas pelas flutuações do nível relativo do mar desde o Pleistoceno Superior. Desde então, registram-se pelo menos dois máximos transgressivos associados a períodos interglaciais: a penúltima transgressão, datada de aproximadamente 120.000 anos A.P. (Pleistoceno Superior), e a última, datada de aproximadamente 5.100 anos A.P. (Holoceno) (Martin & Suguio, 1989; Martin *et al.*, 1997). Entre os dois máximos transgressivos registram-se testemunhos de antigos cordões arenosos e terraços fluviais de idade pleistocênica, não erodidos pela transgressão holocênica. A partir de 5.100 anos A.P., foram geradas ilhas-barreiras que isolaram extensos corpos lagunares com características distintas ao longo do estado (Amador, 1985) e delimitaram a configuração atual das baixadas, marcadas por intensa sedimentação fluviomarinha ou fluviolagunar resultante do período de regressão marinha subsequente ao máximo transgressivo holocênico.

As unidades descritas a seguir são definidas pelo sistema de relevo Planícies Colúvio-Alúvio-Marinhas (122). Estão associadas ao sistema de relevo Planícies fluviomarinhas (123) nas baixadas do litoral sul fluminense e das baías de Guanabara e de Sepetiba. Nas baixadas do litoral leste e norte fluminense, estão associadas aos sistemas de relevo Planícies Costeiras (121) e Planícies fluviolagunares (124).

Caracterizam-se, nos altos cursos fluviais, por leques aluviais, terraços fluviais e planícies de inundação, convergentes aos amplos vales fluviais dos baixos cursos. Nestes, caracterizam-se por superfícies subhorizontais de gradiente extremamente suave, convergentes em direção à linha de costa em interface com superfícies planas situadas em zonas intermarés ou em antigos fundos de lagunas isoladas do oceano por cordões litorâneos. Delimi-

tam-se bruscamente com as escarpas serranas e os maciços costeiros por meio de vertentes íngremes, sendo que os depósitos colúviais de tálus se interdigitam ou se sobrepõem com os depósitos aluviais. Caracterizam-se originalmente por terrenos mal a muito maldrenados, com padrão de canais meandantes a divagantes, porém, as sucessivas obras de aterros e retificação de canais tornaram viável a ocupação agrícola e urbana na maioria dessas baixadas.

Essas unidades apresentam um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de inundação nas baixadas aluviais, planícies fluviomarinhas e fluviolagunares, exceto as planícies marinhas adjacentes.

4.2.2.1 Unidade Geomorfológica Baixadas da Baía da Ilha Grande

Consiste em pequenas áreas de acumulação fluviomarinha espremidas pelas vertentes íngremes da escarpa da serra da Bocaina, situando-se no côncavo de enseadas e reentrâncias do litoral recortado do sul fluminense, geralmente associado a desembocaduras fluviais. Essas estreitas planícies fluviomarinhas ocorrem ao longo do litoral sul fluminense, entre as localidades de Parati e Muriqui, sendo freqüentemente interrompidas por extensos costões rochosos que mergulham diretamente nas baías da Ilha Grande ou de Sepetiba (foto 34). Essas planícies fluviomarinhas geralmente apresentam, junto à linha de costa, significativas áreas de mangues (123) e, na retaguarda dos manguezais, extensas áreas de brejos e baixadas aluviais (122),



Foto 34 – Extensas áreas planas, utilizadas por pastagens, associadas a uma planície fluviomarinha situada próximo a Mangaratiba, confinada entre os abruptos espigões da Serra do Mar no litoral sul fluminense. Estrada Mangaratiba - Rio Claro (serra do Piloto).

como visto no fundo das baías de Parati, da Ribeira e de Mangaratiba. Também são encontrados pequenos cordões arenosos (121), tais como os da desembocadura do rio Mambucaba, ou na praia do Sul, esta situada na vertente oceânica da Ilha Grande (251). O cordão arenoso de Mambucaba isola, à retaguarda, uma extensa área de manguezais e, a montante, a planície fluvial do rio Mambucaba (111), junto à escarpa da serra da Bocaina (252). O cordão arenoso da praia do Sul, por sua vez, isola uma extensa planície lagunar (124), associado com mangues e restingas, em processo de colmatação pela sedimentação fluvial (Amador, 1988).

Dentre as mais importantes planícies fluviomarinhas do litoral sul fluminense, destacam-se, na baía de Parati, as baixadas do rio Perequê-Açu, Pequeno e da Barra Grande, onde se situam os núcleos urbanos de Parati e São Roque; a baixada do rio Mambucaba, onde se localiza a vila operária de Mambucaba; na baía da Ribeira, as baixadas dos rios Bracuí, Ariró e Japuiba, onde se situam o núcleo urbano de Frade e a periferia de Angra dos Reis; na baía de Mangaratiba, as baixadas dos rios Ingaíba e do Saco. Registram-se também baixadas menores, onde se situam os núcleos urbanos de Monsuaba, Jacuecanga e Muriqui, esse último na Baía de Sepetiba.

Com a implantação da rodovia Rio-Santos (BR-101), verificou-se um acelerado incremento da expansão da malha urbana sobre essas baixadas, e de empreendimentos imobiliários com fins turísticos, descaracterizando a vegetação original dessas planícies e aterrando áreas de mangue. A ocupação da planície fluviomarina (mangue) de Japuiba, na periferia de Angra dos Reis, é um exemplo bastante relevante dessa situação, configurando-se como uma área de risco de enchentes e degradação ambiental.

4.2.2.2 Unidade Geomorfológica Baixadas das Baías de Guanabara e Sepetiba

Consistem em importantes áreas de acumulação fluviomarina que preenchem o recôncavo dessas baías. Resultam de uma sucessão de eventos de regressão e transgressão do nível relativo do mar que modelaram sua morfologia original e que, posteriormente, foi modificada pela intervenção humana (Amador & Amador, 1995). Localizam-se entre a linha de costa, a sul, e as escarpas das serras das Araras (253) e dos Órgãos (252) e o Maciço do Tinguá (241), a norte e a oeste. A leste, a baixada da Baía de Guanabara delimita-se com os Maciços

costeiros da Região dos Lagos (251), a superfície aplainada da Região dos Lagos (231) e os maciços de Tanguá e Soarinho (241). Essas baixadas, preenchidas por sedimentação recente, ocupam uma depressão tectônica denominada *graben* da Guanabara (Ferrari, 1990), de idade correlata à das bacias tafrogênicas do médio vale do rio Paraíba do Sul, sendo que nela também se inserem as bacias sedimentares de idade terciária, de Macacu e de Itaboraí. Importantes unidades geomorfológicas estão realçadas nessas baixadas, tais como os maciços costeiros da Tijuca, da Pedra Branca e Suruí (251 e 222), os maciços intrusivos do Mendanha e de Itaúna (241) e os tabuleiros da Bacia de Macacu (211). Essas amplas planícies fluviomarinhas são popularmente denominadas de Baixada Fluminense e estendem-se ao longo do recôncavo das baías de Sepetiba e de Guanabara, entre as localidades de Itacuruçá e Rio Bonito. No fundo das baías, ocorrem significativas áreas de mangues (123), tais como os manguezais de Guaratiba e da desembocadura dos rios Guandu-Mazomba, na Baía de Sepetiba, e os manguezais das desembocaduras dos rios Iguaçu-Estrela e Macacu-Guapiaçu, na baía de Guanabara. No entanto, a feição morfológica dominante nessa unidade consiste nas extensas planícies colúvio-aluviais (122), que recobrem grandes áreas da Baixada Fluminense e das zonas norte e Oeste da cidade do Rio de Janeiro (foto 35). À medida que essas baixadas se aproximam das escarpas serranas, as superfícies planas das baixadas são substituídas por um relevo de colinas e morros isola-



Foto 35 – Extensa planura dos baixos cursos dos rios Macacu, Guapiaçu e Caceribu, associada à planície flúvio-marinha destes rios no recôncavo da baixada da Baía de Guanabara, ocupadas por pastagens e agricultura. Estrada Magé - Manilha (loteamento Vale das Pedrinhas).

dos por sedimentos fluviais ou rampas de colúvio (**221** e **222**) ou cortadas pelas planícies fluviais dos principais rios (**111**). Tal morfologia demonstra uma grande diversidade de ambientes deposicionais nessas baixadas (Meis *et al.*, 1975; Amador, 1980).

Toda a rede de drenagem tributária das baías de Sepetiba e Guanabara tem suas nascentes situadas nas escarpas serranas ou, subordinadamente, nos maciços costeiros. Na bacia da Baía de Sepetiba, destacam-se os rios Guandu, Santana e Mazomba, que drenam as escarpas das serras do Mazomba e das Araras; o rio São Pedro, que drena o Maciço do Tinguá; e o rio Piraquê, que drena o Maciço da Pedra Branca. Trata-se de uma área intensamente urbanizada, destacando-se a zona oeste do Rio de Janeiro (bairros de Campo Grande, Santa Cruz e Sepetiba) e os núcleos urbanos de Queimados, Japeri, Paracambi, Seropédica, Itaguaí, Coroa Grande e Itacuruçá, integrando a porção ocidental da Baixada Fluminense.

Na bacia da Baía de Guanabara, destacam-se os rios Iguaçu, Inhomirim-Estrela, Suruí, Santo Aleixo, Guapimirim, Guapiaçu e Macacu, que drenam as escarpas das serras do Couto e dos Órgãos; os rios Sarapuí e Pavuna, que drenam os maciços da Pedra Branca e do Mendanha; os rios Faria-Timbó e Maracanã, que drenam o Maciço da Tijuca; e os rios Guaxindiba e Caceribu, que drenam as vertentes continentais do Maciço da Região dos Lagos e os maciços intrusivos de Tanguá e Rio Bonito. Consiste na zona mais populosa do Estado do Rio de Janeiro, destacando-se as zonas sul e norte do Rio de Janeiro e os núcleos urbanos de Niterói, São Gonçalo, Nova Iguaçu, Belford Roxo, Nilópolis, São João de Meriti, Duque de Caxias, Magé, Itaboraí, Tanguá e Rio Bonito, integrando a porção oriental da Baixada Fluminense.

Essa região caracteriza-se como a área mais degradada do estado e, assim como todas as outras regiões metropolitanas no Brasil, apresenta graves problemas de natureza socioambiental decorrentes do expressivo “inchaço populacional” verificado nas últimas décadas. A degradação ambiental instalada é proveniente da má disposição de resíduos sólidos, da falta de saneamento básico, do desmatamento das encostas, do assoreamento dos canais e da ocupação inadequada do solo, conforme demonstram Moura *et al.*, (1999) para a zona oeste do Rio de Janeiro. Os manguezais da desembocadura dos rios Guandu-Mazomba e Iguaçu-Estrela encontram-se fortemente impactados, ou mesmo com grandes áreas aterradas. A desembocadura dos rios Macacu-Guapiaçu, onde

se localiza a APA de Guapimirim, e os manguezais de Guaratiba se encontram ainda bastante preservados. Todos esses fatores estão acarretando o assoreamento da Baía de Guanabara (Amador, 1980).

4.2.2.3 Unidade Geomorfológica Baixada de Jacarepaguá

Consiste numa pequena área de acumulação fluviomarina circundada pelos maciços costeiros da Tijuca e da Pedra Branca (**251**), onde estão implantados os bairros da Barra da Tijuca e de Jacarepaguá. Essa baixada foi originada a partir da ancoragem de duas ilhas-barreiras entre as pontas do Joá e da Prainha durante dois períodos de transgressão marinha no Holoceno (Maia *et al.*, 1984). Os cordões arenosos formados (**121**) isolaram, à sua retaguarda, extensos corpos lagunares, que sofreram um progressivo processo de colmatação durante o período regressivo recente. Dessa forma, a retaguarda do cordão arenoso mais recente, por onde passa a Av. Sernambetiba, é ocupada pela lagoa de Marapendi, e o cordão arenoso mais antigo, formado durante o máximo transgressivo, por onde passa a Av. das Américas, é ocupado pelas lagoas da Tijuca, Camorim e Jacarepaguá. O ressecamento dessas lagoas expôs extensas planícies fluviolagunares (**124**) ao seu redor. Os cordões arenosos e os sistemas fluviolagunares caracterizam a paisagem da Barra da Tijuca. O recôncavo da Baixada de Jacarepaguá, onde está situado o bairro homônimo, é caracterizado por uma extensa superfície colúvio-aluvial (**122**), que se delimita bruscamente com as vertentes íngremes dos maciços da Tijuca e da Pedra Branca. Toda a rede de drenagem deságua na lagoa de Jacarepaguá, destacando-se o rio do Anil, que drena o Maciço da Tijuca, e o rio Grande, que drena o Maciço da Pedra Branca.

Destaca-se a expansão acelerada dos bairros da Barra da Tijuca e de Jacarepaguá, principal zona de crescimento da cidade do Rio de Janeiro. Localidades como Cidade de Deus e Rio das Pedras, extremamente vulneráveis a eventos de inundação, foram instaladas sobre as planícies fluviolagunares, demonstrando assim a problemática decorrente da ocupação desordenada nas zonas de expansão urbana. Todavia, são os corpos lagunares que sofrem o processo de degradação mais intenso na região, devido ao lançamento de grandes quantidades de esgoto e detritos, associado à baixa capacidade de renovação de suas águas.

4.2.2.4 Unidade Geomorfológica Baixadas da Região dos Lagos

Representam uma seqüência de baixadas fluvio-marinhas alinhadas num trecho retilíneo do litoral, de direção W-E, entre as cidades de Niterói e Cabo Frio. Essas baixadas foram originadas a partir da formação de um duplo sistema de ilhas-barreiras, a partir do último máximo transgressivo no Holoceno. É freqüente a ocorrência de pequenas lagunas alongadas ou brejos intercordões entre os dois alinhamentos de cristas arenosas. Esses cordões arenosos (121) isolaram uma série de corpos lagunares que preencheram as reentrâncias do antigo litoral delineado pelas elevações do embasamento cristalino (foto 36). Esses sistemas lagunares estão sendo progressivamente colmatados pelo movimento recente de regressão marinha, expondo amplamente as planícies fluviolagunares (124), ou sendo recobertos pelos sedimentos das baixadas colúvio-aluviais (122). Frequentemente, são mapeadas colinas isoladas (221) no interior dessas baixadas.

Nesse contexto, destacam-se os sistemas lagunares de Piratininga e Itaipu, na Região Oceânica de Niterói; os de Maricá e Guarapina, na baixada de Maricá; e os de Jacané e Saquarema, na baixada de Saquarema. Todas essas baixadas estão circundadas pelos maciços costeiros da Região dos Lagos (251). A laguna de Araruama, localizada a leste desses corpos lagunares, consiste na maior laguna da região e é delimitada, a norte, pelo relevo



Foto 36 – Planície fluviolagunar e laguna de Jacané, confinada entre o maciço costeiro da Região dos Lagos e os cordões arenosos de construção marinha, estes, vistos ao fundo. Estrada Sampaio Correia - Ponta Negra (Jacané).

de colinas baixas da superfície aplainada da Região dos Lagos (231). Todos os sistemas lagunares têm comunicação natural com o oceano, sendo que, atualmente, essa comunicação tornou-se permanente com o alargamento e dragagem dos canais naturais. A rede de drenagem que converge para as lagunas é muito pouco expressiva, o que lhes confere caráter hipersalino, apresentando gradiente crescente em direção a leste, devido ao clima mais seco. A lagoa de Araruama, devido à sua extensa área de evaporação, apresenta os maiores valores de salinidade. As correntes de circulação internas dos sistemas lagunares promovem o desenvolvimento de pontões arenosos, perpendiculares ao eixo longitudinal das lagunas, formando feições morfológicas peculiares, denominadas esporões. Estes tendem a produzir a subdivisão e a colmatagem das lagunas e são mais evidentes na laguna de Araruama (Lamego, 1945; Muehe, 1993). Dentre os principais canais que convergem para os sistemas lagunares, pode-se destacar os rios do Vigário e Ubatiba, que desembocam na lagoa de Maricá; os rios Tingui e Jundiá, que desembocam na lagoa de Saquarema; e o rio Santana, que desemboca na lagoa de Araruama. O duplo sistema de cordões arenosos representados pelas restingas de Maricá, Saquarema e Massambaba, ancorados por pontões rochosos, tais como as pontas de Itacoatiara, Ponta Negra e Saquarema, mantém uma direção retilínea W-E até atingir as elevações isoladas de Arraial do Cabo (222) e a ilha de Cabo Frio (241). A partir desse trecho, os cordões arenosos infletem na direção SW-NE, ancorando-se no cabo de Búzios (221). Essa porção leste das planícies costeiras é mais extensa e desenvolvida, e, associada a um clima mais seco e de ventos freqüentes de direção NE, propiciou a formação de campos de dunas, tais como as dunas da restinga de Massambaba, próximo à localidade de Figueira (foto 37); as dunas de Arraial do Cabo, entre as cidades de Arraial do Cabo e Cabo Frio; e as dunas do Perú, entre as cidades de Cabo Frio e Búzios.

Essa unidade caracteriza-se pela acelerada expansão imobiliária verificada nos últimos 25 anos em função da construção de casas de veraneio e do incremento do turismo. Os corpos lagunares também se encontram seriamente comprometidos, devido ao lançamento de esgoto e detritos, e de sucessivos aterros, sendo que as lagunas de Piratininga e Itaipu encontram-se em situação mais crítica, devido à expansão urbana acelerada dos bairros da Região Oceânica de Niterói. As planícies arenosas apresentam, localmente, problemas de erosão costeira, tal



Foto 37 – Campos de dunas da restinga de Massambaba, recobertos por vegetação de restinga. Ao fundo, o Maciço intrusivo alcalino da ilha de Cabo Frio e morrotes isolados de Arraial do Cabo. Estrada Arraial do Cabo - Figueira.

como verificado em Piratininga e Itaipuaçu, e sofrem risco de contaminação dos lençóis freáticos por implantação inadequada de fossas sanitárias. Destacam-se, nessa região, os núcleos urbanos de Itaipuaçu, Inoã, Maricá e Ponta Negra, na baixada de Maricá; Jaconé, Sampaio Correa, Bacaxá e Saquarema, na baixada de Saquarema; Praia Seca; Figueira; Araruama, Iguaba Grande e São Pedro d'Aldeia, na orla da lagoa de Araruama; e Arraial do Cabo e Cabo Frio, nas planícies costeiras.

4.2.2.5 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio São João

Compreende os extensos fundos de vales dos rios São João, Una e das Ostras, preenchidos por sedimentos de origem fluvial e fluviolagunar. Esses fundos de vales são delimitados pelas colinas baixas da superfície aplainada da Região dos Lagos (231) ou por colinas isoladas (221) e as vertentes íngremes situadas no sopé da escarpa da serra do Taquaruçu (252). A baixada foi originada a partir do empilhamento de uma seqüência de cristas de cordões arenosos (121), a partir do último máximo transgressivo no embaçamento compreendido entre o cabo de Búzios e o promontório de Rio das Ostras. A sedimentação marinha isolou, à sua retaguarda, corpos lagunares, que ocuparam os fundos de vales dos rios citados. Posteriormente, essas lagunas foram ressecadas e parcialmente recobertas por sedimentos

aluviais até os dias atuais, caracterizando as planícies fluviolagunares (124) dos baixos cursos dos rios São João, Una e das Ostras. Resquícios de cordões arenosos pleistocênicos são identificados no interior da planície fluviolagunar do rio Una. A montante do baixo curso do rio São João, registram-se expressivas planícies fluviais representadas pelo alto curso do rio São João (Foto 38) e pelos rios Bacaxá e Capivari (111). As bacias de drenagem que convergem para os rios São João, Una e das Ostras drenam uma extensa área que compreende a superfície aplainada da Região dos Lagos (231) e as vertentes dos maciços costeiros da Região dos Lagos (251), o Maciço intrusivo de Rio Bonito (241) e a escarpa da serra do Taquaruçu (252).

As obras de retificação dos rios Una e São João e a construção da barragem de Juturnaíba, para abastecimento de água para a Região dos Lagos, rebaixaram o nível do lençol freático, tornando grandes extensões das baixadas aptas ao desenvolvimento de atividades agropecuárias. Contudo, essas intervenções desencadeiam uma série de impactos, tais como sedimentação fluvial a montante da barragem e erosão a jusante, e o incremento da descarga de sedimentos fluviais na foz do rio São João (Cunha, 1995). Na bacia dos rios São João, Una e das Ostras, destacam-se os núcleos urbanos de Silva Jardim, Aldeia Velha, Casimiro de Abreu, Rio Dourado, Tamoios, Barra de São João e Rio das Ostras.



Foto 38 – Aspecto da planície fluvial do rio São João, próximo ao seu alto curso, ocupado por pastagens e áreas de extração de areia. Nota-se colinas isoladas junto ao vale e a imponente escarpa da serra do Taquaruçu (trecho da serra do Mar). Estrada Silva Jardim – Gaviões (Fazenda Vietnã).

4.2.2.6 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio Macaé

Compreende os extensos fundos de vales dos rios Macaé e São Pedro preenchidos por sedimentos de origem fluvial e fluviolagunar. Esses fundos de vales são delimitados pelas colinas baixas da superfície aplainada do litoral leste fluminense (231) ou por colinas isoladas (221) e as vertentes íngremes situadas no sopé da escarpa da serra de Macaé (252). Essa baixada foi originada a partir do empilhamento de uma seqüência de cristas de cordões arenosos da planície costeira de Jurubatiba (121), de idade pleistocênica, e de cordões litorâneos situados entre o promontório de Rio das Ostras e a foz do rio Macaé, originados a partir do último máximo transgressivo. Essa sedimentação marinha isolou uma antiga laguna que ocupou o baixo vale do rio Macaé e formou, inclusive, a atual laguna de Imboacica. Posteriormente, essas lagoas foram ressecadas e parcialmente recobertas por sedimentos aluviais até os dias atuais, caracterizando as planícies fluviolagunares (124) (foto 39). A montante do baixo curso do rio Macaé, registram-se expressivas planícies fluviais (111) representadas pelo alto curso do rio Macaé e pelo rio São Pedro. As bacias de drenagem que convergem para os rios Macaé e São Pedro drenam uma extensa área que compreende a superfície aplainada do litoral leste fluminense (231) e as vertentes da escarpa da serra de Macaé.

O baixo curso do rio Macaé também sofreu, em parte, obras de retificação, com o intuito de rebaixar o nível do lençol freático e drenar as planícies



Foto 39 – Planície fluviolagunar do baixo curso do rio Macaé, apresentando solos orgânicos e delimitadas por colinas suaves de baixa amplitude de relevo, inferiores a 50m. Próximo a Macaé.

fluviolagunares alagadas, expondo, em certos trechos, solos orgânicos de turfas.

4.2.2.7 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio Macabu

Compreende os extensos fundos de vales dos rios Macabu e do Meio, preenchidos por sedimentos de origem fluvial e fluviolagunar, que desembocam na lagoa Feia. Esta consiste na mais importante laguna da Baixada Campista. Esses fundos de vales estão delimitados pelos tabuleiros de Quissamã (211), pelas colinas baixas da superfície aplainada do litoral leste fluminense (231) e por colinas isoladas (221). À medida que essa baixada se aproxima dos contrafortes da escarpa da serra de Macabu (252), o relevo torna-se um pouco mais elevado, caracterizado por colinas e morros baixos (232 e 233), conforme observado nas cercanias de Conceição de Macabu. A configuração atual da baixada foi originada a partir do último máximo transgressivo, quando se formou a paleoenseada da lagoa Feia, que se estendeu pelo baixo curso do vale do rio Macabu. Sedimentos pleistocênicos ocorrem nos atuais terraços fluviais (Martin *et al.*, 1997). A partir do subsequente evento de regressão marinha que se prolonga até os dias atuais, foi depositada no fundo de vales dos baixos cursos dos rios Macabu e do Meio uma sedimentação fluvial sobreposta aos sedimentos lagunares (124). O médio curso do rio Macabu caracteriza-se por planícies e terraços fluviais (111). A bacia de drenagem do rio Macabu drena uma expressiva área, que compreende a superfície aplainada do litoral leste fluminense (231) e os contrafortes e vertentes da escarpa da serra de Macabu (252).

4.2.2.8 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio do Imbé

Compreende os extensos fundos de vales dos rios do Imbé e Urubu, preenchidos por sedimentos de origem fluvial e fluviolagunar, que desembocam na lagoa de Cima. Esses fundos de vales estão delimitados, ao sul, pelas colinas baixas da superfície aplainada do litoral leste fluminense (231) e, ao norte, por colinas isoladas (221) e pelas vertentes íngremes do sopé da escarpa da serra do Imbé (252). A configuração atual da baixada foi originada a partir da formação da lagoa de Cima, que consiste numa lagoa confinada entre colinas e tamporada pela sedimentação aluvial da Baixada Campista (122) após o máximo transgressivo holocênico.

co. Essa lagoa se comunica com a lagoa Feia através do rio Ururá e define o nível de base do rio do Imbé. Os vales dos rios do Imbé e Urubu consistem essencialmente de sedimentos fluviais (111), notando-se a deposição de sedimentos fluviolagunares (124) apenas no rebordo da lagoa de Cima. A bacia de drenagem do rio do Imbé drena uma expressiva área, que compreende a superfície aplainada do litoral leste fluminense, e corre paralelamente à escarpa da serra do Imbé, sendo o coletor principal dos rios do Norte, Mocotó e Preto, que drenam esse escarpamento.

4.2.2.9 Unidade Geomorfológica Baixada Campista

Abrange uma expressiva área do Norte Fluminense, caracterizada por uma importante baixada fluviolagunar isolada do oceano pelas planícies costeiras de Jurubatiba e da desembocadura do rio Paraíba do Sul (121), durante o último máximo transgressivo no Holoceno. A Baixada Campista e as planícies costeiras adjacentes compõem a planície deltaica do rio Paraíba do Sul, que resulta de uma seqüência de eventos transgressivos e regressivos que remontam ao Pleistoceno Superior. Essas variações do nível do mar marcaram períodos cíclicos de erosão e sedimentação dos depósitos continentais e marinhos, que modelaram a atual morfologia da região. O litoral é caracterizado pelo sucessivo empilhamento de cristas de cordões arenosos e, na retaguarda desses cordões, por uma extensa planície fluvio-lagunar (124), resultante do ressecamento da lagoa Feia recoberta, em parte, por uma extensa baixada aluvial (122) (Martin *et al.*, 1984; Martin *et al.*, 1997). Na baixada aluvial, notam-se evidências de canais distributários que testemunham antigas posições do delta do rio Paraíba do Sul (Dias & Gorini, 1980). A Baixada Campista delimita-se, a sul e a leste, pelas planícies costeiras de Jurubatiba e da foz do rio Paraíba do Sul; a norte, com os tabuleiros de São Francisco de Itabapoana (211); e, a oeste, com os tabuleiros de Quissamã (211) e com o relevo colinoso da superfície aplainada do litoral leste fluminense (231). Notam-se, frequentemente, depósitos arenosos inseridos na baixada, tratando-se de resquícios de antigos cordões litorâneos de idade pleistocênica.

A Baixada Campista abrange os baixos cursos dos rios Paraíba do Sul e Muriaé e de rios que convergem para a lagoa Feia, tais como os rios Macabu e da Prata. O rio Ururá interliga as lagoas de Cima e Feia, escoando para essa última toda a va-

zão dos rios do Imbé e Preto. O canal do Furado foi construído justamente para conectar a lagoa Feia ao oceano e drenar toda a Baixada Campista, que, em estado natural, consistia na maior zona alagada do estado.

A unidade caracteriza-se por extensos terrenos alagados, que consistem em sedimentos de origem lagunar resultantes do ressecamento moderno da lagoa Feia (foto 40). As obras de saneamento dessa porção setentrional da Baixada Fluminense, efetivadas com a abertura do canal do Furado, promoveram a drenagem da baixada e o rebaixamento do lençol freático subaflorante. Dessa forma, viabilizou-se a utilização agrícola de extensas áreas inaproveitadas, principalmente atrelada ao cultivo da cana-de-açúcar, hoje em franca decadência. Problemas de ocupação inadequada do solo também ocorrem na região, como visto na periferia de Farol de São Tomé, onde estão sendo edificadas construções sobre terrenos argilosos orgânicos das planícies lagunares (124). Destacam-se, nessa região, os núcleos urbanos de Campos, Saturnino Braga, Tocos, Santo Amaro, Farol de São Tomé e Quissamã.

4.2.2.10 Unidade Geomorfológica Baixada do Rio Itabapoana

Situa-se na divisa com o Espírito Santo e compreende o extenso fundo de vale do rio Itabapoana, preenchido por sedimentos de origem fluvial e fluviolagunar. Essa baixada estende-se, a montante,



Foto 40 – Aspecto de extensa Baixada Campista, apresentando freqüentes áreas inundáveis. Caracteriza-se por uma extensa planície lagunar recentemente colmatada por sedimentos fluviais e ocupados por pastagens. Estrada Santo Amaro de Campos - Farol de São Tomé (próximo ao canal Quitungute).

até aproximadamente o trecho em que o rio Itabapoana é cruzado pela BR-101. Esses fundos de vales estão delimitados pelos tabuleiros de São Francisco de Itabapoana (211) e pelo relevo colinoso da depressão interplanáltica do norte-noroeste fluminense (231 e 232).

A baixada foi originada a partir do empilhamento de uma seqüência de cristas de cordões arenosos da planície costeira da praia de Neves, situada no litoral sul capixaba, originados a partir do último máximo transgressivo, junto à foz do rio Itabapoana. A formação desses cordões arenosos condicionou, à sua retaguarda, a geração de um extenso corpo lagunar que ocupou o fundo de vale do baixo curso do rio Itabapoana. Posteriormente, essas lagoas foram ressecadas e parcialmente recobertas por sedimentos aluviais provenientes de uma grande bacia de drenagem, cujas nascentes localizam-se nos estados do Espírito Santo e Minas Gerais. Dessa forma, a planície fluvial do rio Itabapoana caracteriza-se por uma extensa baixada fluviolagunar (124).

4.2.3 Unidade Morfoescultural Planícies Costeiras

Essa unidade morfoescultural compreende uma sucessão de feixes de restingas resultantes do empilhamento de cristas de cordões litorâneos por ação marinha em linha de costa progradante. Esses feixes de cordões arenosos, freqüentes no litoral norte fluminense, possuem idade pleistocênica, sendo originados após a penúltima transgressão (Martin *et al.*, 1997) e preservados do último máximo transgressivo; ou idade holocênica, associados à planície deltaica do rio Paraíba do Sul.

Caracteriza-se por um microrrelevo muito suave, marcado pela alternância de cristas arenosas paralelas entre si (antigas linhas de praia) com depressões embrejadas intercordões. No topo dessas cristas arenosas pode ocorrer algum retrabalhamento do material por ação eólica, resultando na formação de campos de dunas.

As unidades descritas a seguir são definidas pelo sistema de relevo Planícies Costeiras (121), caracterizadas por uma sucessão de cristas de cordões arenosos intercalados por depressões embrejadas, apresentando relevo muito suavemente ondulado, bastante suscetível à erosão eólica, quando desprovido da vegetação original da Mata de Restinga. Caracterizam-se originalmente por terrenos muito bem drenados, excetuando-se as depressões intercordões.

A linha de costa apresenta tanto áreas de progradação (sedimentação), como visto na localidade de Grussaí, quanto áreas de retrogradação (erosão), como observado em Atafona, junto à foz do rio Paraíba do Sul, e em João Francisco, no litoral de Quissamã.

Essas unidades apresentam um baixo potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão ou inundação.

4.2.3.1 Unidade Geomorfológica Feixes de Cordões Arenosos de Jurubatiba

É constituída por um empilhamento de feixes de cordões litorâneos de origem marinha, que se estendem entre as localidades de Macaé e Barra do Furado, ao longo do litoral leste fluminense (foto 41). Essa seqüência de cordões arenosos (121) registra idade pleistocênica (Martin *et al.*, 1997) e apresenta uma série de pequenas lagoas situadas ao longo da linha de costa, sendo que algumas delas desenvolvem-se em direção ortogonal à linha de costa ou paralelamente, ao longo das depressões embrejadas intercordões. Destacam-se, nesse contexto, as lagoas de Carapebus e Preta. Tais lagoas são nitidamente truncadas pelo cordão litorâneo em linha de costa retrogradante (Dias & Gorini, 1980). Esse fato, associado à baixa altitude dos cordões arenosos, sugere uma subsidência tectônica desse trecho do litoral, em contraposição aos feixes de cordões arenosos situados mais ao norte, na linha de costa progradante da planície deltaica do rio Paraíba do Sul.



Foto 41 – Aspecto da planície costeira de Jurubatiba, recoberta por vegetação de restinga, sendo constituída por uma sucessão de cordões arenosos marinhos em condições de linha de costa progradante. Estrada Macaé - Carapebus (próximo a Cabiúnas).

Essa planície costeira está delimitada, a norte, pelos tabuleiros de Quissamã (211) e pelos terrenos alagados da planície lagunar ou fluviolagunar (124) do entorno da lagoa Feia, na Baixada Campista. Nos cordões arenosos, a rede de drenagem segue encaixada nas depressões intercordões, paralelamente à linha de costa, até desaguar nos corpos lagunares.

Historicamente, essa planície arenosa consistiu numa zona de escoamento da produção canaveira através da abertura do canal Macaé-Campos, que aproveitava a lagoa Feia e as depressões embreadas entre as lagoas menores. A planície costeira de Jurubatiba, inserida nos municípios de Macaé, Carapebus e Quissamã, registrou um avanço significativo do cultivo de coco nos terrenos arenosos da restinga. A criação do Parque Nacional de Jurubatiba tende a viabilizar a preservação da rica biodiversidade dessa Mata de Restinga.

4.2.3.2 Unidade Geomorfológica Feixes de Cordões Arenosos do Rio Paraíba do Sul

A sedimentação marinha da planície deltaica do rio Paraíba do Sul é constituída por um empilhamento de feixes de cordões litorâneos de origem marinha, a sul da desembocadura do rio Paraíba do Sul, ou de origem fluvial e marinha, a norte da desembocadura. Essa diferenciação do padrão sedimentar nas duas porções da planície deltaica decorre do fato de que ocorre um predomínio no sentido da corrente de deriva litorânea de sul para norte. O efeito de molhe hidráulico, promovido pela des-

carga fluvial do rio Paraíba do Sul, acarreta deposição marinha ao sul da foz e deposição fluvial e marinha a norte da foz (Martin *et al.*, 1984).

A planície costeira estende-se entre as localidades de Farol de São Tomé e Guaxindiba, ao longo do litoral norte fluminense. A seqüência de cordões arenosos (121) registra idade holocênica (Martin *et al.*, 1997), sendo que, junto ao Farol de São Tomé, consiste em um único cordão litorâneo (antiga ilha-barreira), que isola do oceano uma extensa planície fluviolagunar alagada, que caracteriza esse trecho da Baixada Campista. No trecho mais próximo à desembocadura do rio Paraíba do Sul, os feixes de cordões arenosos registram uma sucessão de truncamentos que evidenciam o caráter dinâmico dos eventos erosivos e deposicionais numa zona de interface entre processos fluviais e marinhos. A localidade de Atafona, situada na foz do rio Paraíba do Sul, foi parcialmente destruída por ação da erosão marinha (foto 42). Essa planície costeira está delimitada, a norte, pelos tabuleiros de São Francisco de Itabapoana (211), e, a oeste, pelos terrenos alagados da planície lagunar ou fluviolagunar (124) da Baixada Campista. Assim como na planície costeira de Jurubatiba, a escassa rede de canais segue encaixada nas depressões intercordões, paralelamente à linha de costa, até desaguar em pequenas lagoas, tais como as lagoas Salgada e das Ostras.

Esse trecho do litoral tornou-se zona de veraneio da população de Campos. Destacam-se nessa unidade os núcleos urbanos de Farol de São Tomé, Grussaí, Atafona, São João da Barra, Gargaú e Guaxindiba.



Foto 42: Aspectos da intensa erosão marinha, destruindo parte da malha urbana do distrito de Atafona, situado junto à desembocadura do rio Paraíba do Sul. Atafona.

5 BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. 1966. O domínio dos mares de morros no Brasil. São Paulo : USP. *Geomorfologia*, 2. 9p.
- _____. 1972. Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro. São Paulo : USP. *Geomorfologia*, 28. 38p.
- _____. & BERNARDES, N. 1956. Vale do Paraíba, serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 24 (143). p. 284-292.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma continental brasileira. Rio de Janeiro : DNPM. *Boletim [da] Div. de Geologia e Mineralogia*, 241. 36p.
- _____. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (suplemento). p. 15-26.
- _____. 1992. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Anais ...* p. 423-428.
- _____.; HASUÍ, Y.; CARNEIRO, C.D.R. 1976. O lineamento de Além Paraíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43(3/4). p. 575.
- _____.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo : USP. *Boletim Instituto de Geociências*, 7. p. 45-80.
- _____. & CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), p. 135-150.
- ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G.; DIOS, F.; GONTIJO, A.H.F.; HEILBRON, M. & VALERIANO, C.M. (1999). A zona de fraqueza crustal de Barra Mansa – RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, Águas de São Pedro/SP. *Boletim de Resumos...* p. 96.
- AMADOR, E.S. 1975. Estratigrafia e sedimentação da bacia de Resende – RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47(suplemento). p. 181-225.
- _____. & CASTRO, M.I.B. 1976. Depósitos neo-cenozóicos da bacia de Volta Redonda, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, *Anais ...*, v.1, Ouro Preto, SBG, p. 307-327.
- _____. 1980a. Unidades sedimentares cenozóicas do Recôncavo da Baía de Guanabara. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52(4). p. 742-762.
- _____. 1980b. Assoreamento da baía da Guanabara – taxas de sedimentação. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52(4). p. 723-741.
- _____. 1980. Traços gerais da evolução quaternária da bacia do rio São João (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, *Anais*, v.1, Camboriú, SBG, p. 542-556.
- _____. 1985. Lagunas fluminenses: classificação com base na origem, idade e processos de evolução. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57(4), p.526-527.
- _____. 1988. Geologia e geomorfologia da planície costeira da praia do Sul, Ilha Grande: uma contri-

- buição à elaboração do plano diretor da reserva biológica. *In: Anuário do Instituto de Geociências/UFRJ*, 11, p. 35-58.
- _____. (1997). *Baía de Guanabara e ecossistemas periféricos: homem e natureza*. Tese de Doutorado. PPGG – Instituto de Geociências/UFRJ, Ed. Reproarte Gráfica e Editora, 539 pp.
- _____. & AMADOR, A.B. 1995. Cenários paleogeográficos da baía de Guanabara. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA)*, 5, Niterói, p. 65-72.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. *In: PETROBRAS. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil (Série Projeto REMAC, 4)*, Rio de Janeiro, p. 75-88.
- AVELAR, A.S. & COELHO NETTO, A.L. 1992. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2), p. 222-227.
- BARBOSA, G.V. 1983. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL. *Geociências*, 2, Rio Claro/SP, p. 7-20.
- BARBOSA, O. 1962. Considerações sobre alguns aspectos geomorfológicos do Itatiaia. *Notícia Geomorfológica*, 9/10, p. 66-69.
- BIGARELLA, J.J. 1975. The Barreiras group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47 (suplemento), p. 365-393.
- _____.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. 1965. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17, Curitiba, p. 85-116.
- CAILLEUX, A. 1962. Observações e estudos no Itatiaia (simposium). *Notícia Geomorfológica*, 9/10, p. 41-61.
- CIDE. 1997. *Território*. Fundação Centro de Informações e Dados do Estado do Rio de Janeiro, 80pp.
- COELHO NETTO, A.L. 1992. O geoecossistema da floresta da Tijuca *In: Natureza e Sociedade no Rio de Janeiro*. ABREU, M.A. (ed.). Secretaria Municipal de Cultura/DGDI – Biblioteca Carioca, 21, p. 104-142.
- _____. 1997. Mecanismos e condicionantes geo-hidroecológicos do voçorocamento em ambiente rural: implicação na estabilidade de encostas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO*, 26, CD-ROM, Rio de Janeiro.
- _____.; FERNANDES, N.F.; DEUS, C.E. 1988. Gullying in the Southeastern Brazilian plateau. *IAHS Publication*, 174, p. 35-42.
- _____. & FERNANDES, N.F. 1990. Hillslope erosion-sedimentation and relief inversions in SE Brazil: Bananal, SP. *IAHS Publication*, 192, p. 174-182.
- _____.; FERNANDES, N.F.; DANTAS, M.E.; DIETRICH, W.E.; MONTGOMERY, D.; DAVIS, J.C.; PROCTOR, I.; VOGEL, J.; SOUTHON, J. 1994. ¹⁴C AMS evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brazil: stratigraphy and stratigraphic inversions. *In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS*, 14, Recife/PE, IAS, p. D29-30.
- _____.; EIRADO SILVA, L.G.; FREITAS, M.M.; AVELAR, A.S. 1997. Sistemas de drenagem superpostos à estruturação do segmento central da faixa Ribeira: médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ-SP). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 5, Atas, Penedo, p. 86-88.
- COSTA, N.M.C. 1984. Geomorfologia estrutural aplicada aos maciços litorâneos do Rio de Janeiro: uma análise preliminar. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, v.4, *Anais*, Rio de Janeiro, SBG, p. 411-425.
- COSTA, R.G.S.; ANTUNES, F.S.; MOURA, J.R.S. 1999. Uso do solo no maciço do Mendanha e áreas circunvizinhas – impactos ambientais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, *Anais*, v.1, Belo Horizonte, SBG, p. 227.
- CRUZ, E.S.; VILELA, C.L.; AZEREDO, M.; COELHO NETTO, A.L. 1998. Influência da geomorfologia e da vegetação nas cicatrizes geradas por movimentos de massa no maciço da Tijuca-RJ. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA*, 2, Florianópolis, p. 359-363.
- CUNHA, S.B. 1995. Gestão de bacia hidrográfica: uma necessidade urgente para o rio São João – RJ. *In: ENCONTRO DE GEOMORFOLOGIA DO SUDESTE: HOMENAGEM À PROF. MARIA REGINA MOUSINHO DE MEIS*, 1, *Anais*, Rio de Janeiro/RJ, p. 136-141.
- DANTAS, M.E. & COELHO NETTO, A.L. 1995. O impacto do ciclo cafeeiro na evolução da paisagem geomorfológica do médio vale do rio Paraíba do Sul. *Cadernos de Geociências*, 15, IBGE, Rio de Janeiro, p. 65-72.
- _____.; EIRADO SILVA, L.G.; COELHO NETTO, A.L. 1995. Níveis de base locais e estocagem diferencial de sedimentos nas bacias dos rios Bananal (SP/RJ) e do Salto (RJ): controles geológicos e morfométricos. *In: CONGRESSO DA*

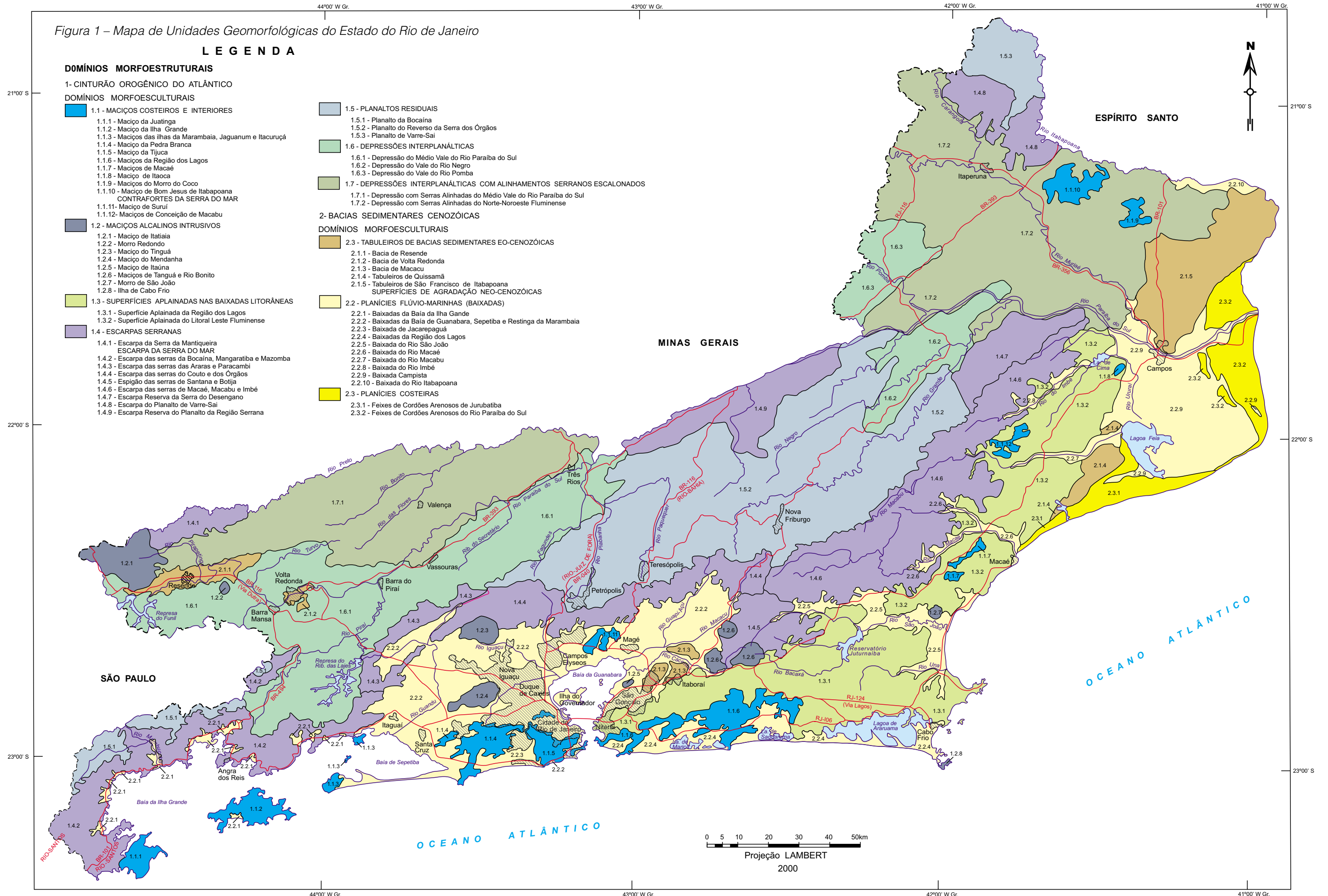
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUARTERNÁRIO (ABEQUA), 5, Niterói, p. 176-182.
- ____ & COELHO NETTO, A.L. 1996. *Taxas de sedimentação e de rebaixamento estimado do relevo: bacia do rio Piracema (RJ-SP), médio vale do rio Paraíba do Sul*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 1, Uberlândia/MG, Anais, p. 61-65.
- DIAS, G.T.M. & GORINI, M.A. 1980. *A baixada Campista – estudo morfológico dos ambientes litorâneos*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Anais, v.1, Camboriú, SBG, p. 588-602.
- DOMINGUES, A.J.P.; LIMA, G.R.; ALONSO, M.T.A.; BULHÕES, M.G. 1971. Serra das Araras: os movimentos coletivos do solo e aspectos da flora. *Revista Brasileira de Geografia*, 33(3), Rio de Janeiro : IBGE, p. 3-51.
- ____ et al. 1976. Estudo do relevo, hidrografia, clima e vegetação das regiões-programa do estado do Rio de Janeiro. *Boletim Geográfico*, 34(248), Rio de Janeiro : IBGE, p. 5-73.
- EBERT, H. 1960. Novas observações sobre a glaciação pleistocênica na serra do Itatiaia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 32(1), p. 51-73.
- EIRADO SILVA, L.G.; DANTAS, M.E.; COELHO NETTO, A.L. 1993. *Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (knickpoints) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP)*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Atas, Rio de Janeiro, p. 96-102.
- FERNANDES, M.C.; ROSAS, R.O.; COELHO NETTO 1998. *Análise dinâmica do uso e cobertura do solo do maciço da Tijuca-RJ: subsídios ao entendimento dos vetores de transformação*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2, Florianópolis, p. 304-307.
- FERRARI, A.L. 1990. *A geologia do rift da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Anais, Natal, SBG, p. 2858-2872.
- ____ & SILVA, M.A.M. 1997. *Bacia do Macacu (RJ): proposta de uma nova bacia do rift continental do Sudeste do Brasil*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Atas, Penedo, p. 32-34.
- GUIMARÃES, R.F.; VIEIRA, B.C.; GOMES, R.A.T.; FERNANDES, N.F. 1998. *Avaliação de parâmetros morfológicos das cicatrizes dos escorregamentos da bacia do rio Quitite (RJ)*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2, Florianópolis, p. 316-320.
- HEES, F.J.; MELLO, C.L.; LIMA, C.C.; MOURA, J.R.S. 1993. *Relações entre lineamentos, fraturas e aspectos geomorfológicos quaternários na região do médio vale do rio Paraíba do Sul*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, Atas, p. 89-95.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. 1991. *A megassinformação do rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da faixa Ribeira*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, Atas, São Paulo, SBG. p. 519-527.
- ____; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), p. 249-266.
- IPT. 1981. *Mapa geomorfológico do estado de São Paulo*. São Paulo : Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 2 v.
- JONES, F.O. 1973. Landslides of Rio de Janeiro and the serra das Araras escarpment, Brazil. *U.S. Geological Professional Paper*, 697, 42pp.
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18(2), Rio de Janeiro : IBGE, p. 147-266.
- LAMEGO, A.R. 1945. Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses. *Boletim da Div. de Geologia e Mineralogia. DNPM*, 118, Rio de Janeiro, 45pp.
- ____. 1946. Análise tectônica e morfológica do sistema da Mantiqueira. *Boletim Geográfico*, 8 (91 e 92), Rio de Janeiro : IBGE, p.765-804 e 897-918.
- LIMA, M.R. & AMADOR, E.S. 1985. Análise palinológica de sedimentos da formação Resende, Terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. Brasília, DNPM. (Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2), p. 371-378.
- ____ & MELO, M.S. 1994. Palinologia dos depósitos rudáceos terciários da região do Itatiaia, bacia de Resende, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66(4), p. 496-497.
- ____; RICCOMINI, C.; SOUZA, P.A. 1994. Palinologia de folhelhos do graben de Casa de Pedra, Terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Acta Geologica Leopoldensia*, 27 (2/3), p. 485-504.
- ____; CABRAL Jr., M.; STEFANI, F.S. 1996. Palinologia de sedimentos da formação Macacu – rifte da Guanabara, Terciário do estado do Rio de Ja-

- neiro, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(4), p. 531-544.
- MABESOONE, J.M.; CAMPOS SILVA, A.; BEURLEN, K. 1972. Estratigrafia e origem do grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, 2 (3), p. 173-188.
- MAIA, M.C.A.C.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1984. *Evolução holocênica da planície costeira de Jacarepaguá*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, *Anais*, v. 1, Rio de Janeiro, SBG, p. 105-118.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; AZEVEDO, A.E.G. 1984. *Evolução da planície costeira do Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, *Anais*, v. 1, Rio de Janeiro, SBG, p. 84-97.
- ____ & SUGUIO, K. 1989. *Excursion route along the Brazilian coast between Santos (SP) and Campos (RJ)*. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY. São Paulo. *Publicação Especial*, 2, IG-USP.
- ____; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. 1997. *Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte : CPRM, 112pp.
- MARTONNE, E. 1943/44. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, 5(4), p.523-550 e 6(2), p.155-178, IBGE, Rio de Janeiro.
- MEIS, M.R.M. & SILVA, J.X. 1967. Contribuição ao estudo dos movimentos de massa ocorridos na Guanabara em janeiro de 1966 e fevereiro de 1967. *Revista Brasileira de Geografia*, 30(1). Rio de Janeiro : IBGE. p. 55-73.
- ____; MACHADO, M.B.; CUNHA, S.B. 1975. Note on the distribution and origin of late Quaternary rampas near Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47 (supl.), p. 269-275.
- ____ & AMADOR, E.S. 1977. Contribuição ao estudo do neocenozóico da baixada de Guanabara – formação Macacu. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2), p. 150-174.
- ____ & MOURA, J.R.S. 1984. Upper Quaternary sedimentation and Hillslope evolution – SE Brazilian plateau. *American Journal of Science*, 281, p. 241-254.
- ____; COELHO NETTO, A.L.; MOURA, J.R.S. 1985. *As descontinuidades nas formações colúvias como condicionantes dos processos hidrológicos e da erosão acelerada*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE À EROÇÃO, 3, ABGE, Maringá, p. 179-189.
- MELLO, C.L.; METELO, C.M.S.; RODRIGUES, L.F.; CARMO, I.O. 1999. *Neotectonic influence on river capture systems in the Paraíba do Sul river valley (southeastern Brazil)*. In: REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, *Abstracts*, v.1, Rio de Janeiro, IAG/UGB, p. 37.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. 1985. Sedimentação e tectônica da bacia de Resende – RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57(4), p. 467-479.
- ____; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. 1985. Gênese e evolução de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3), p. 193-201.
- MODENESI-GAUTTIERI, M.C. & NUNES, L.H. 1998. *Processos geocriogênicos quaternários nas terras altas do Sudeste do Brasil: considerações climáticas*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2, Florianópolis, p. 391-393.
- MOURA, J.R.S. & MELLO, C.L. 1991. Classificação alo-estratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 21(3), p. 236-254.
- ____; SAMPAIO, A.C.; BARBOSA, D.R.; GAMA, S.V.G.; MENDONÇA, J.R. 1999. *Unidades pedo-geomorfológicas quaternárias e o planejamento do uso do solo na baixada de Sepetiba (RJ)*. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), *Anais*, 7, Porto Seguro, CD-ROM.
- MUEHE, D. 1993. Lagoa de Araruama: geomorfologia e sedimentação. *Cadernos de Geociências*, 10. Rio de Janeiro : IBGE. p. 53-62.
- ODMAN, O.H. 1955. On the presumed glaciation in the Itatiaia mountains, Brazil. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 21 (123), p. 107-108.
- PENALVA, F. 1974. *Interpretação morfotectônica do relevo no planalto de Itatiaia*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, *Anais*, v. 3, Porto Alegre, SBG, p. 103-114.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. 1979. *O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo*. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 2, Atas, Rio Claro, p. 253-262.

- PORTO Jr., R.; CORREA, R.P.; GARIN, Y. 1997. *Estudo do condicionamento geológico da movimentação de massa na região do Pau da Fome, Jacarepaguá, Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Atas, Penedo, p. 246-248.*
- RADAMBRASIL. 1983. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória: Geomorfologia. Rio de Janeiro.
- RICCOMINI, C. 1989. *O rift continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP, 256 p.
- _____; MELO, M.S.; ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MIOTO, J.A.; HASUI, Y. 1983. *Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, Boletim de Resumos, São Paulo/SP, p. 23-24.*
- _____; MELO, M.S.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. 1985. *Geologia da bacia de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 57(3), p. 518-519.*
- ROCHA LEÃO, O.M.; BALESSENT, F.C.; CRUZ, E.S.; COELHO NETTO, A.L. 1997. *Os processos hidroerosivos superficiais e a revegetação de cicatrizes de movimento de massa: subsídios à recuperação de áreas degradadas em vertentes íngremes, maciço da Tijuca - RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 7, Anais, CD-ROM, Curitiba, p. 339.*
- RONCARATI, H. & NEVES, L.E. 1976. *Projeto Jacarepaguá: estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da baixada de Jacarepaguá, Município do Rio de Janeiro - RJ. PETROBRAS-CENPES-DEXPRO, 89 p.*
- ROSS, J.L.S. 1990. *Geomorfologia, ambiente e planejamento*. São Paulo : Ed. Contexto.
- RUELLAN, F. 1944. *Evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. Revista Brasileira de Geografia, 4(4). Rio de Janeiro: IBGE. p. 455-508.*
- SANT'ANNA, E.M. 1975. *Estudo geomorfológico da área de Barra de São João e morro de São João. Revista Brasileira de Geografia, 37 (3). Rio de Janeiro : IBGE. p. 3-15.*
- SICHEL, S.E.; ALVES, E.C.; ARAUJO, A.N.; CARLSON, R.W.; ESPERANÇA, S.; CHIANELLO, E.L. 1997. *Geocronologia dos maciços alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Rio Bonito, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio (RJ) e a natureza do lineamento alcalino de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Atas, Penedo, p. 62-64.*
- STERNBERG, H'R. 1949. *Enchentes e movimentos coletivos do solo no Vale do Paraíba em dezembro de 1948 - influência de exploração destrutiva das terras. Revista Brasileira de Geografia, 11(2). Rio de Janeiro : IBGE. p. 67-102.*
- TUPINAMBÁ, M.; THOMAZ FILHO, A.; VALERIANO, C.; HEILBRON, M.; VALLADARES, C.; DUARTE, B.P.; ALMEIDA, J.C.H. 1997. *Depósitos de movimento de massa da vertente leste do maciço do Itatiaia e processos quaternários superpostos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Atas, Penedo, p. 51-53.*
- VALERIANO, C.M. & HEILBRON, M. 1993. *A zona de transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção dos rifts do vale do Paraíba e o da Guanabara: dados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Anais, Rio de Janeiro, p. 9-15.*
- ZAÚ, A.S.; OLIVEIRA, R.R.; COELHO NETTO, A.L. 1995. *A floresta da Tijuca vai acabar? Considerações teóricas sobre a fragmentação e degradação da floresta do Parque Nacional da Tijuca. In: ENCONTRO DE GEOMORFOLOGIA DO SUDESTE: HOMENAGEM À PROF. MARIA REGINA MOUSINHO DE MEIS, 1, Anais, Rio de Janeiro/RJ, p. 129-131.*

ANEXOS

Figura 1 – Mapa de Unidades Geomorfológicas do Estado do Rio de Janeiro



LEGENDA

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS

1- CINTURÃO OROGÊNICO DO ATLÂNTICO

DOMÍNIOS MORFOESCULTURAIS

1.1 - MACIÇOS COSTEIROS E INTERIORES

- 1.1.1 - Maciço da Juatinga
- 1.1.2 - Maciço da Ilha Grande
- 1.1.3 - Maciços das ilhas da Marambaia, Jaguanum e Itacuruçá
- 1.1.4 - Maciço da Pedra Branca
- 1.1.5 - Maciço da Tijuca
- 1.1.6 - Maciços da Região dos Lagos
- 1.1.7 - Maciços de Macaé
- 1.1.8 - Maciço de Itaoca
- 1.1.9 - Maciços do Morro do Coco
- 1.1.10 - Maciço de Bom Jesus de Itabapoana
- CONTRAFORTES DA SERRA DO MAR**
- 1.1.11 - Maciço de Suruí
- 1.1.12 - Maciços de Conceição de Macabu

1.2 - MACIÇOS ALCALINOS INTRUSIVOS

- 1.2.1 - Maciço de Itatiaia
- 1.2.2 - Morro Redondo
- 1.2.3 - Maciço do Tinguá
- 1.2.4 - Maciço do Mendanha
- 1.2.5 - Maciço de Itaúna
- 1.2.6 - Maciços de Tanguá e Rio Bonito
- 1.2.7 - Morro de São João
- 1.2.8 - Ilha de Cabo Frio

1.3 - SUPERFÍCIES APLAINADAS NAS BAIXADAS LITORÂNEAS

- 1.3.1 - Superfície Aplainada da Região dos Lagos
- 1.3.2 - Superfície Aplainada do Litoral Leste Fluminense

1.4 - ESCARPAS SERRANAS

- 1.4.1 - Escarpa da Serra da Mantiqueira
- ESCARPA DA SERRA DO MAR**
- 1.4.2 - Escarpa das serras da Bocaina, Mangaratiba e Mazomba
- 1.4.3 - Escarpa das serras das Araras e Paracambi
- 1.4.4 - Escarpa das serras do Couto e dos Órgãos
- 1.4.5 - Espigão das serras de Santlana e Botija
- 1.4.6 - Escarpa das serras de Macaé, Macabu e Imbé
- 1.4.7 - Escarpa Reserva da Serra do Desengano
- 1.4.8 - Escarpa do Planalto de Varre-Sai
- 1.4.9 - Escarpa Reserva do Planalto da Região Serrana

1.5 - PLANALTOS RESIDUAIS

- 1.5.1 - Planalto da Bocaina
- 1.5.2 - Planalto do Reverso da Serra dos Órgãos
- 1.5.3 - Planalto de Varre-Sai

1.6 - DEPRESSÕES INTERPLANÁLTICAS

- 1.6.1 - Depressão do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul
- 1.6.2 - Depressão do Vale do Rio Negro
- 1.6.3 - Depressão do Vale do Rio Pomba

1.7 - DEPRESSÕES INTERPLANÁLTICAS COM ALINHAMENTOS SERRANOS ESCALONADOS

- 1.7.1 - Depressão com Serras Alinhadas do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul
- 1.7.2 - Depressão com Serras Alinhadas do Norte-Noroeste Fluminense

2- BACIAS SEDIMENTARES CENOZOICAS

DOMÍNIOS MORFOESCULTURAIS

2.3 - TABULEIROS DE BACIAS SEDIMENTARES EO-CENOZOICAS

- 2.1.1 - Bacia de Resende
- 2.1.2 - Bacia de Volta Redonda
- 2.1.3 - Bacia de Macacu
- 2.1.4 - Tabuleiros de Quissamã
- 2.1.5 - Tabuleiros de São Francisco de Itabapoana

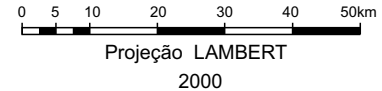
SUPERFÍCIES DE AGRADEAÇÃO NEO-CENOZOICAS

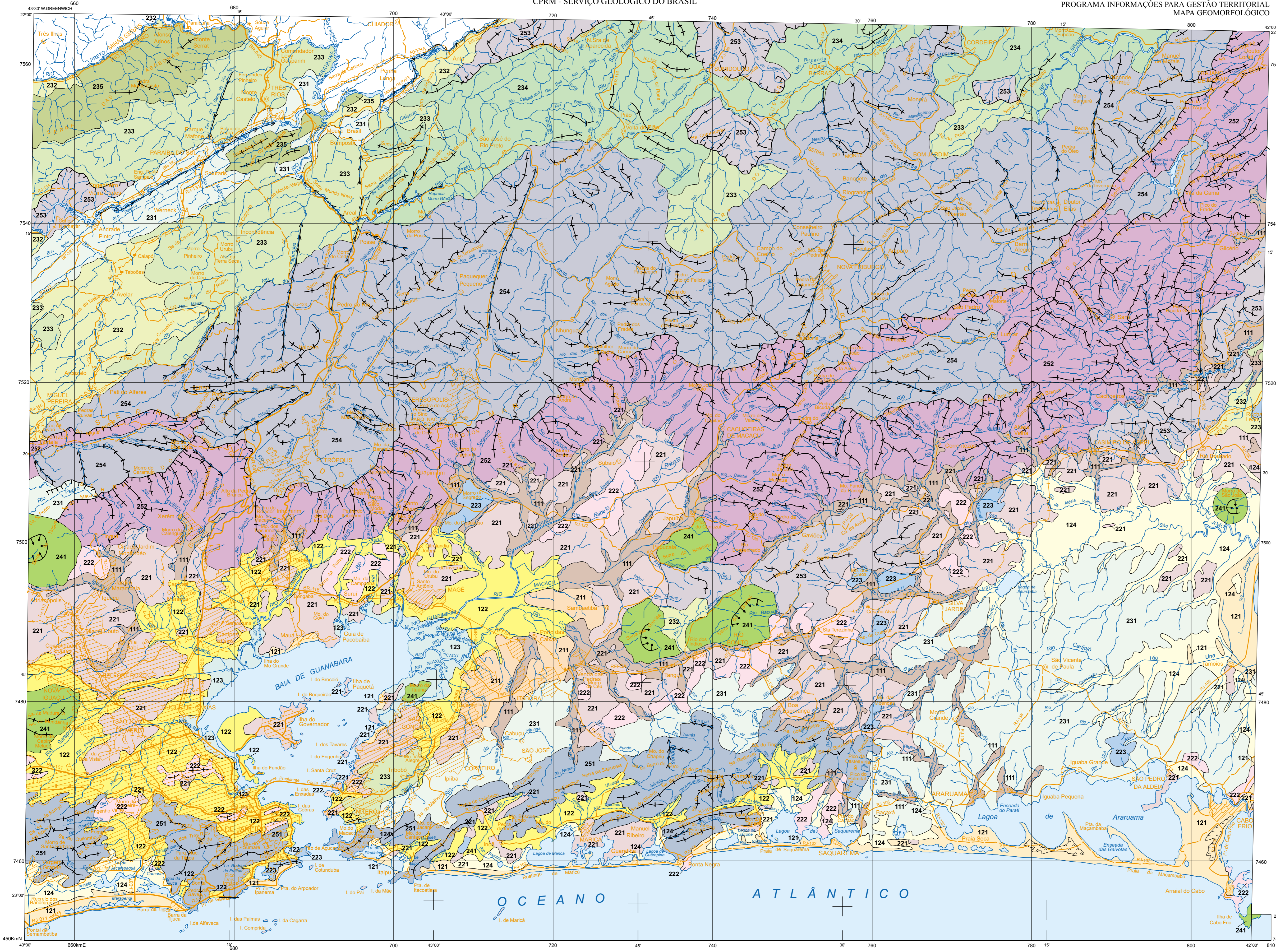
2.2 - PLANÍCIES FLÚVIO-MARINHAS (BAIXADAS)

- 2.2.1 - Baixadas da Baía da Ilha Gande
- 2.2.2 - Baixadas da Baía de Guanabara, Sepetiba e Restinga da Marambaia
- 2.2.3 - Baixada de Jacarepaguá
- 2.2.4 - Baixadas da Região dos Lagos
- 2.2.5 - Baixada do Rio São João
- 2.2.6 - Baixada do Rio Macaé
- 2.2.7 - Baixada do Rio Macabu
- 2.2.8 - Baixada do Rio Imbé
- 2.2.9 - Baixada Campista
- 2.2.10 - Baixada do Rio Itabapoana

2.3 - PLANÍCIES COSTEIRAS

- 2.3.1 - Feixes de Cordões Arenosos de Jurubatiba
- 2.3.2 - Feixes de Cordões Arenosos do Rio Paraíba do Sul





SISTEMAS DE RELEVO

RELEVOS DE AGRADEAÇÃO

CONTINENTAIS

111 Planícies Aluviais (Planícies de Inundação, Terraços Fluviais e Leques Alúvio-Cólicas). Superfícies subhorizontais, com gradientes extremamente suaves e convergentes em direção aos canais-tronco.

LITORÂNEOS

121 Planícies Costeiras (Terrenos Arenosos de Terraços Marinhos, Cordões Arenosos e Campos de Dunas). Superfícies subhorizontais, com microrelevo ondulado de amplitudes topográficas inferiores a 20m, geradas por processos de sedimentação marinha e/ou eólica. Terrenos bem drenados com padrão de drenagem paralelo, acompanhando as depressões intercordões.

122 Planícies Colúvio-Alúvio-Marinhas (Terrenos Argilo-Arenosos das Baixadas). Superfícies subhorizontais, com gradientes extremamente suaves e convergentes à linha de costa, de interface com os Sistemas Depositionais Continentais (processos fluviais e de costa) e Marinhos. Terrenos muito mal drenados com padrão de canais meandrante e divergente. Presença de superfícies de aplainamento e pequenas colinas ajustadas ao nível de base das Baixadas.

123 Planícies Flúvio-Marinhas (Terrenos Argilosos Orgânicos de Fundo de Baías ou Enseadas, ou Deltas dominados por Maré). Superfícies subhorizontais, de interface com os Sistemas Depositionais Continentais e Marinhos. Terrenos muito mal drenados com padrão de canais bastante meandrantes e divergentes, sob influência de refluxo de mares.

124 Planícies Flúvio-Lagunares (Terrenos Argilosos Orgânicos de Paleolagunas Colmatadas). Superfícies planas, de interface com os Sistemas Depositionais Continentais e Lagunares. Terrenos muito mal drenados com tempo de recarga subforante.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO SOBRE DEPOSITOS SEDIMENTARES

211 Tabuleiros. Formas de relevo suavemente dissecadas, com extensas superfícies de gradientes extremamente suave ou colinas tabulares, com topografias alongadas e vertentes retilhneas nos vales encaixados em "forma de U", resultantes da dissecação fluvial recente. Densidade de drenagem muito baixa com padrão de drenagem paralelo. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 50m e gradientes muito suaves, com sedimentação de colúvios e alúvios.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO ENTREMEDIADOS NA BAIXADA

221 Colinas isoladas. Formas de relevo residuais, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados, com sedimentação de colúvios, remanescentes do afogamento generalizado do relevo produzido pela sedimentação flúvio-marinha que caracteriza as baixadas litorâneas. Essas também classificadas ilhas oceânicas. Densidade de drenagem muito baixa com padrão de drenagem dendrítico e drenagem impenetrável nos fundos de vales afogados. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100m e gradientes suaves.

222 Morrotes e Morros Baixos Isolados. Formas de relevo residuais, com vertentes convexas a retilhneas e topos aguçados ou arredondados, com sedimentação de colúvios, remanescentes do afogamento generalizado do relevo produzido pela sedimentação flúvio-marinha, que caracteriza as baixadas litorâneas. Essas também classificadas ilhas oceânicas. Densidade de drenagem muito baixa com padrão de drenagem dendrítico e drenagem impenetrável nos fundos de vales afogados. Predomínio de amplitudes topográficas entre 100 e 200m e gradientes suaves a médios.

223 Alinhamentos Serranos Isolados e "Pães-de-Açúcar". Formas de relevo residuais, com vertentes retilhneas a côncavas e escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados, com sedimentação de colúvios e subordinadamente, depósitos de talús, solos rasos e afloramentos de rocha, remanescentes do afogamento generalizado do relevo produzido pela sedimentação flúvio-marinha que caracteriza as baixadas litorâneas. Densidade de drenagem baixa com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 200m e gradientes médios a elevados.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO EM PLANALTOS DISSECADOS OU SUPERFÍCIES APLAINADAS

231 Domínio Suave Colinoso. Relevo de colinas muito pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados, com expressiva sedimentação de colúvios e alúvios. Ocorrência subordinada de morrotes alinhados. Densidade de drenagem baixa a média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 50m e gradientes muito suaves.

232 Domínio Colinoso (zona típica do domínio de "mar de morros"). Relevo de colinas pouco dissecadas, com vertentes convexo-côncavas e topos arredondados ou alongados, com sedimentação de colúvios e alúvios. Ocorrência subordinada de morrotes alinhados e morros baixos. Densidade de drenagem média a alta com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100m e gradientes suaves.

233 Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotes e Morros Baixos. Relevo de colinas dissecadas, com vertentes convexo-côncavas e topos arredondados e/ou alongados e de morrotes e morros dissecados, com vertentes retilhneas e côncavas e topos aguçados ou alinhados, com sedimentação de colúvios e alúvios. Densidade de drenagem média a alta com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas entre 100 e 200m e gradientes suaves a médios.

234 Domínio de Morros Elevados (com ocorrência de "Pães-de-Açúcar"). Relevo de morros convexo-côncavas dissecados e topos arredondados ou aguçados, com sedimentação de colúvios, alúvios e, subordinadamente, depósitos de talús. Presença de "moradnock". Ocorrência de compartimentos colinosos em seções alveolares nos vales principais. Densidade de drenagem média a alta com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas entre 200 e 400m e gradientes médios, com presença de formas residuais proeminentes e gradientes elevados.

235 Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais. Relevo de patamares litoestruturais, com vertentes predominantemente retilhneas a côncavas e escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados, que se destacam topograficamente do domínio colinoso. Densidade de drenagem média a alta com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas entre 300 e 700m e gradientes médios a elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de talús, solos rasos e afloramentos de rocha.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO SUSTENTADOS POR LITOLOGIAS ESPECÍFICAS

241 Maciços Intrusivos Alcalinos. Relevo domínico sustentado por Maciços Alcalinos, com vertentes predominantemente retilhneas a côncavas, escarpadas, com topos arredondados, por vezes, preservando uma borda circular (cratera vulcânica erodida). Densidade de drenagem alta com padrão de drenagem radial ou anelar. Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 500m e gradientes elevados a muito elevados, com sedimentação de colúvios e depósitos de talús e solos rasos.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO EM ÁREAS MONTANHOSAS

251 Maciços Costeiros e Interiores. Relevo montanhoso, extremamente acidentado, localizado em meio ao domínio das baixadas e planícies costeiras, ou em meio ao domínio colinoso, no caso dos maciços interiores. Vertentes predominantemente retilhneas a côncavas, escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados. Densidade de drenagem alta a muito alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendrítico, geralmente centrifugo. Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 300m e gradientes muito elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de talús, solos rasos e afloramentos de rocha.

252 Escarpas Serranas. Relevo montanhoso, extremamente acidentado, transicional entre dois sistemas de relevo. Vertentes predominantemente retilhneas a côncavas, escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados. Densidade de drenagem muito alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendrítico, ou treliça a retangular. Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 500m e gradientes muito elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de talús, solos rasos e afloramentos de rocha.

253 Escarpas Serranas Degradadas e Degraus em Borda de Planaltos. Relevo montanhoso, muito acidentado, transicional entre sistemas de relevo. Constituem-se em escarpas bastante dissecadas por erosão fluvial e/ou ablatimento tectônico. Vertentes predominantemente retilhneas a côncavas, com feições escarpadas, recuadas e suavizadas com topos arredondados. Densidade de drenagem alta a muito alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendrítico, ou treliça a retangular. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 500m e gradientes elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de talús, solos rasos e afloramentos de rocha.

254 Domínio Montanhoso. Relevo montanhoso, muito acidentado, localizado, em geral, no reverso da escarpa de serra do Mar. Vertentes predominantemente retilhneas a côncavas, escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados. Ocorrência de compartimentos colinosos e/ou de morros, em seções alveolares nos vales principais. Ocorrência pontual de relevo suave ondulado, com elevações locais, localizado nos planaltos elevados das serras a leste da Mantiqueira. Densidade de drenagem alta com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 400m e gradientes elevados a muito elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de talús, solos rasos e afloramentos de rocha.

FEIÇÕES DE RELEVO SUBORDINADAS

- Limite Superior das Escarpas Serranas e Degraus Estruturais.
- Cristas Indiferenciadas e principais Interflúvios.
- Estruturas Dômicas ou Anelares.
- Vales Estruturais principais, controlados por Linhas de Falha ou Fratura.
- Campos de dunas
- LIMITE CONVENCIONAL
- Delimitação dos Sistemas de Relevo

UNIDADES MORFOESCUCLURAIS

- CIDADE
- Vila
- Estrada pavimentada
- Estrada não pavimentada, tráfego permanente
- Estrada de ferro
- Limite interstadial
- Curso de água
- Lagoa, lago

Autor: Marcelo Eduardo Dantas

Colaboradores:
Carlos Eduardo Osório Ferreira, Antonio Ivo de Menezes Medina, Regina Célia Gimenez Armesto, Pedro de Paulo Osório Ferreira, Adriana Gomes do Nascimento, Carla Verônica Pereira da Silva

Colaboração Especial:
Fundação CIDe - Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro

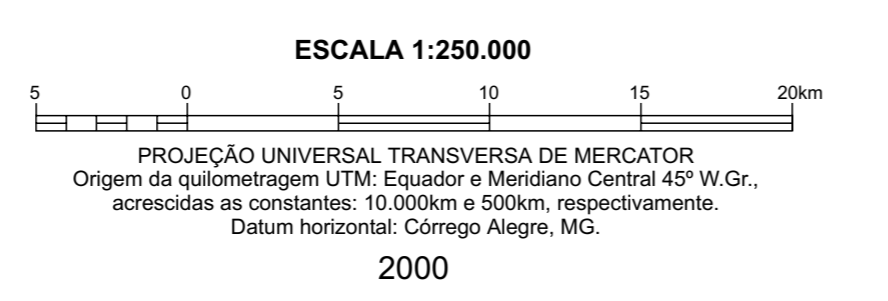
Coordenação:
Cássio Roberto da Silva
Antonio Ivo de Menezes Medina

O Projeto Rio de Janeiro consiste em estudos multimetodicos de mapeamento realizados através do Programa Informações para Gestão Territorial - GATE, da Diretoria de Hidrologia e Gestão Territorial do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, em parceria com a EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, DRM-RJ - Departamento de Recursos Minerais, CIDe - Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro, SERLA - Superintendência Estadual de Rios e Lagos, EMOP - Empresa de Obras Públicas do Estado do Rio de Janeiro, PUC-RJ - Pontifícia Universidade Católica, UFF - Universidade Federal Fluminense, UERJ - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, UFRJ - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, UFRJ - Universidade Federal do Rio de Janeiro, ANEEL - Agência Nacional de Energia Elétrica, RESUB - Rede de Geotecnologia em Águas Subterrâneas e INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. Os estudos foram integrados e representados no Mapa Geoambiental, produto básico para o desenvolvimento sustentável do Estado do Rio de Janeiro.

Geoprocessamento:
Divisão de Geoprocessamento - DIGEOP / Departamento de Informações Institucionais - DEINF
Chefe da DIGEOP: Paulo César de Azevedo Branco
Digitalização do tema: Vanilton Silva Badaró

Editoração Cartográfica:
Divisão de Cartografia - DICART / Departamento de Apoio Técnico - DEPAT
Chefe da DICART: Paulo Roberto Micozzi Bastos
Editoração: Wilhelm Pelter de Feres Bernardi, Maria José Cabral Cezar, Valter Alvarenga Barradas e Regina de Sousa Ribeiro
Digitalização da base: Marília Santos Salinas do Rosário, Ivan Soares dos Santos, João Carlos de Souza Albuquerque, Carla Cristina Martins da Conceição e Elcio Rosa de Lima.

PROJETO RIO DE JANEIRO MAPA GEOMORFOLÓGICO



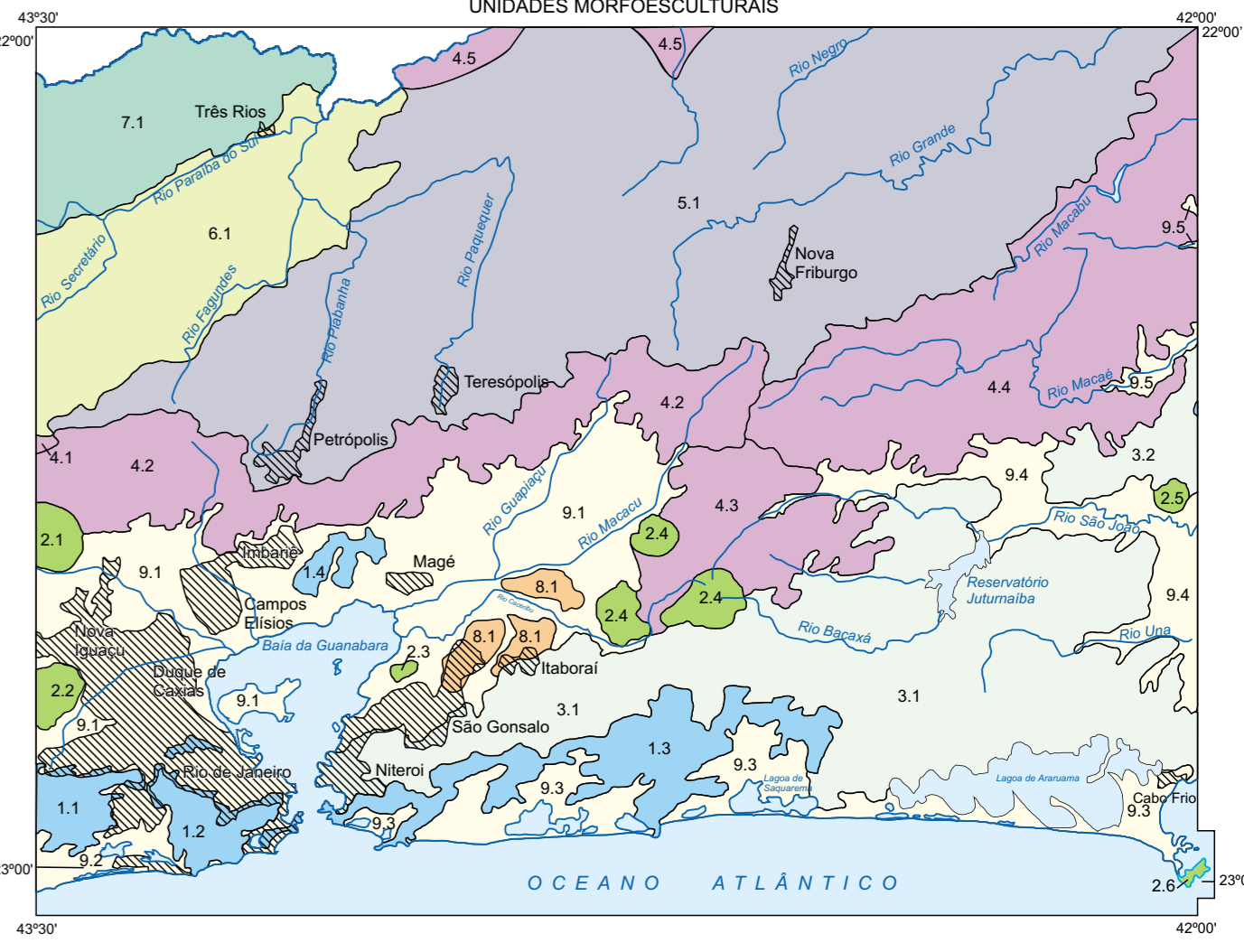
ARTICULAÇÃO DA FOLHA

BARBACENA SF 23-X-C	JUIZ DE FORA SF 23-X-D	CAMPOS SF 24-V-C
VOLTA REDONDA SF 23-Z-A	RIO DE JANEIRO SF 23-Z-B	MACAÉ SF 24-Y-A
LIJA GRANDE SF 23-Z-C		

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



MACIÇOS COSTEIROS	PLANALTOS RESIDUAIS
1.1 Maciço da Pedra Branca	5.1 Planalto Reverso da Região Serrana
1.2 Maciço da Tijoca	DEPRESSÕES INTERPLANALTICAS
1.3 Maciços da Região dos Lagos	6.1 Depressão do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul
1.4 Maciço de Sunil	DEPRESSÕES INTERPLANALTICAS COM ALINHAMENTOS SERRANOS ESCALONADOS
MACIÇOS ALCALINOS INTRUSIVOS	7.1 Depressão com Serras Alinhadas do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul
2.1 Maciço do Tiniquá	TABULEIROS DE BACIAS SEDIMENTARES
2.2 Maciço de Mendanha	8.1 Baía de Macaçu
2.3 Maciço de Itaboraí	PLANÍCIES FLÚVIO-MARINHAS (BAIXADAS)
2.4 Maciços de Tangará-Rio Bonito	9.1 Baía da Baía de Guanabara
2.5 Morro de São João	9.2 Baía de Jacarepaguá
2.6 Ilha de Cabo Frio	9.3 Baixadas da Região dos Lagos
SUPERFÍCIES APLAINADAS NAS BAIXADAS LITORÂNEAS	9.4 Baixada do Rio São João
3.1 Superfície Aplainada da Região dos Lagos	9.5 Baixada do Rio Macaé
3.2 Superfície Aplainada do Litoral Leste Fluminense	
ESCARPAS SERRANAS	
4.1 Escarpas das Serras das Araras e Paracambi	
4.2 Escarpas das Serras do Coato e dos Orgãos	
4.3 Espigões das Serras de Santana e Botija	
4.4 Escarpas das Serras de Macaé, Macaúba e Imbé	
4.5 Escarpa Reversa da Serra dos Orgãos	



PROJETO RIO DE JANEIRO

MAPA GEOMORFOLÓGICO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

ESCALA 1:500.000

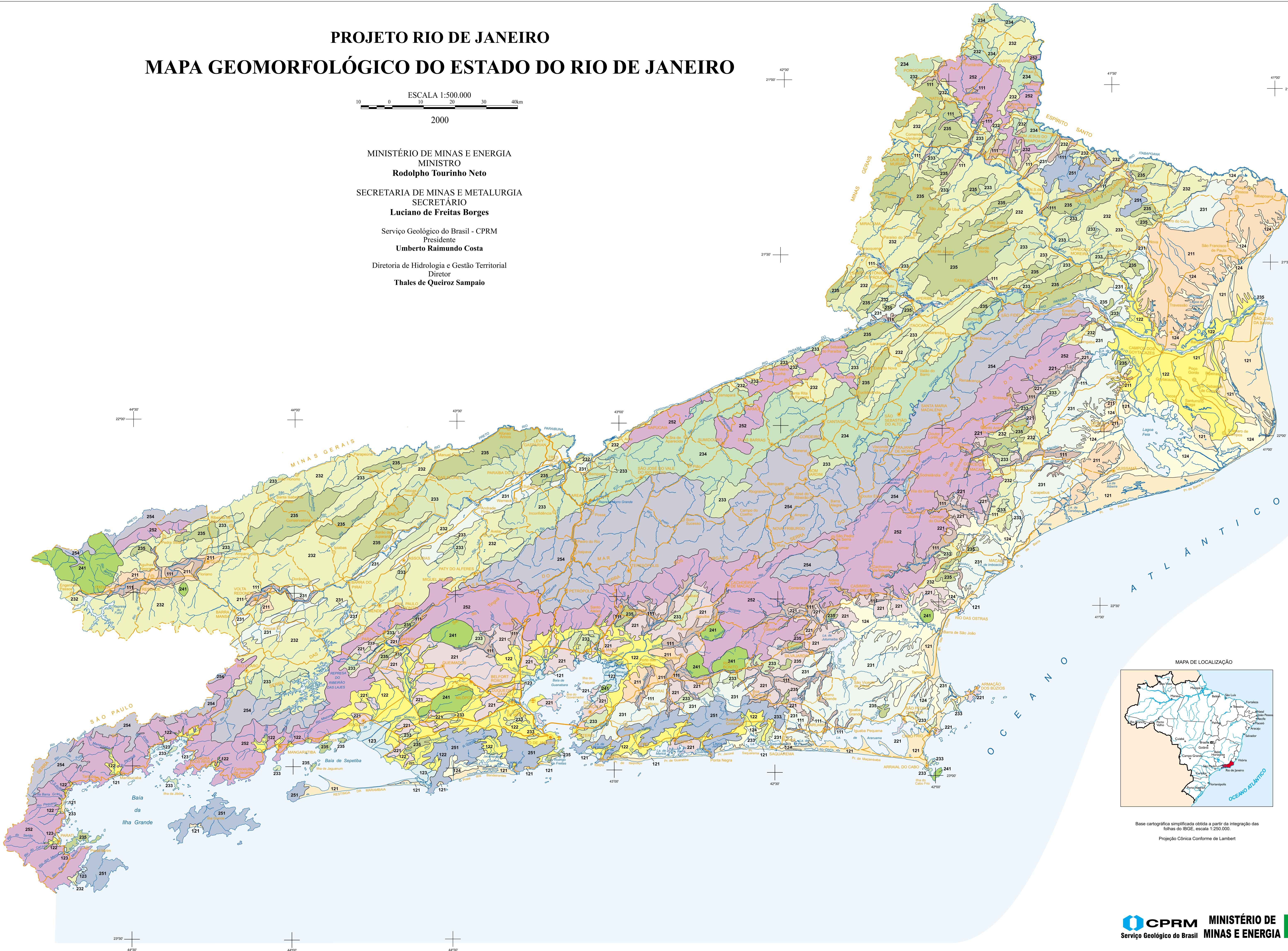
2000

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
 MINISTRO
Rodolpho Tourinho Neto

SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
 SECRETÁRIO
Luciano de Freitas Borges

Serviço Geológico do Brasil - CPRM
 Presidente
Umberto Raimundo Costa

Diretoria de Hidrologia e Gestão Territorial
 Diretor
Thales de Queiroz Sampaio



SISTEMAS DE RELEVO

RELEVOS DE AGRAÇÃO

CONTINENTAIS
 111 Planícies Aluviais (Planícies de Inundação, Terrços Fluviais e Leques Alúvio-Cônvexos)
 Superfícies subhorizontais, com gradientes externamente suaves e convergentes em direção aos canais-treco.

LITORÂNEOS
 121 Planícies Costeiras (Terrenos Arenosos de Terrços Marinhos, Cordões Arenosos e Campos de Dunas)
 Superfícies subhorizontais, com microrelevo ondulado de amplitudes topográficas inferiores a 20m, geradas por processos de sedimentação marinha e/ou eólica. Terrenos bem drenados com padrão de drenagem paralelo, acompanhando as depressões intercordões.

122 Planícies Colúvio-Alúvio-Marinhas (Terrenos Argilo-Arenosos das Baixadas)
 Superfícies subhorizontais, com gradientes externamente suaves e convergentes à linha de costa, de interface com os Sistemas Depositionais Continentais (processos fluviais e de encosta) e Marinhos. Terrenos mal drenados com padrão de canais meandrante e divagante. Presença de superfícies de aplainamento e pequenas colinas ajustadas ao nível de base das Baixadas.

123 Planícies Flúvio-Marinhas (Terrenos Argilosos Orgânicos de Fundo de Baías ou Enseadas, ou Deltas dominados por Maré)
 Superfícies planas, de interface com os Sistemas Depositionais Continentais e Marinhos. Terrenos muito mal drenados com padrão de canais bastante meandrantes e divagantes, sob influência de refluxo de marés.

124 Planícies Flúvio-Lagunares (Terrenos Argilosos Orgânicos de Paleolagunas Colmatadas)
 Superfícies planas, de interface com os Sistemas Depositionais Continentais e Lagunares. Terrenos muito mal drenados com lençol freático subafiorante.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO SOBRE DEPÓSITOS SEDIMENTARES

211 Tabuleiros
 Formas de relevo suavemente dissecadas, com extensas superfícies de gradientes externamente suave ou colinas tabulares, com topos planos e alongados e vertentes retilíneas nos vales encaixados em "forma de U", resultantes da dissecção fluvial recente.
 Densidade de drenagem muito baixa com padrão de drenagem paralelo.
 Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 50m e gradientes muito suaves, com sedimentação de colúvios e alúvios.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO ENTREMeadOS NA BAXADA

221 Colinas Isoladas
 Formas de relevo residuais, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados, com sedimentação de colúvios, remanescentes do aplainamento generalizado do relevo produzido pela sedimentação flúvio-marinha que caracteriza as baixadas litorâneas. Densidade de drenagem muito baixa com padrão de drenagem dendríco e drenagem impetista nos fundos de vales alongados. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100m e gradientes suaves.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO EM PLANALTOS DISSECADOS OU SUPERFÍCIES APLAINADAS

231 Domínio Suave Colinoso
 Relevo de colinas muito pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados, com expressiva sedimentação de colúvios e alúvios. Ocorrência subordinada de morrotes alinhados.
 Densidade de drenagem baixa a média com padrão de drenagem variável, de dendríco a trelça ou retangular.
 Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 50m e gradientes muito suaves.

232 Domínio Colinoso (zona típica do domínio de "mar de morros")
 Relevo de colinas pouco dissecadas, com vertentes convexo-côncavas e topos arredondados ou alongados, com sedimentação de colúvios e alúvios. Ocorrência subordinada de morrotes alinhados e morros baixos.
 Densidade de drenagem média com padrão de drenagem variável, de dendríco a trelça ou retangular.
 Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100m e gradientes suaves.

233 Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotes e Morros Baixos
 Relevo de colinas dissecadas, com vertentes convexo-côncavas e topos arredondados e/ou alongados e de morrotes e morros dissecados, com vertentes retilíneas e côncavas e topos aguçados ou alinhados, com sedimentação de colúvios e alúvios.
 Densidade de drenagem média a alta com padrão de drenagem variável, de dendríco a trelça ou retangular.
 Predomínio de amplitudes topográficas entre 100 e 200m e gradientes suaves a médias.

234 Domínio de Morros Elevados (com ocorrência de "Pães-de-Açúcar")
 Relevo de morros convexo-côncavos dissecados e topos arredondados ou aguçados, com sedimentação de colúvios, alúvios e, subordinadamente, depósitos de látils. Presença de "monadnocks". Ocorrência de compartimentos colinosos em seções alveolares nos vales principais.
 Densidade de drenagem média a alta com padrão de drenagem variável, de dendríco a trelça ou retangular.
 Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 200 e gradientes médios, com presença de formas residuais proeminentes e gradientes elevados.

235 Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais
 Relevo de patamares litoestruturais, com vertentes predominantemente retilíneas a côncavas e escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados, com sedimentação de colúvios e alúvios.
 Densidade de drenagem alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendríco.
 Predomínio de amplitudes topográficas entre 300 a 700m e gradientes médios a elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de látils, solos rasos e afloramentos de rocha.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO SUSTENTADOS POR LITOLOGIAS ESPECÍFICAS

241 Maciços Intrusivos Alcalinos
 Relevos cônicos sustentados por Maciços Alcalinos, com vertentes predominantemente retilíneas a côncavas, escarpadas, com topos arredondados, por vezes apresentando uma borda circular (cratera vulcânica erodida).
 Densidade de drenagem alta com padrão de drenagem radial ou anelar.
 Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 500m e gradientes elevados a muito elevados, com sedimentação de colúvios e depósitos de látils e solos rasos.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO EM ÁREAS MONTANHOSAS

251 Maciços Costeiros e Interiores
 Relevo montanhoso, extremamente acidentado, localizado em meio ao domínio das baixadas e planícies costeiras, ou em meio ao domínio colinoso, no caso dos maciços interiores. Vertentes predominantemente retilíneas a côncavas, escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados.
 Densidade de drenagem alta a muito alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendríco, geralmente centrifugo.
 Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 300m e gradientes muito elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de látils, solos rasos e afloramentos de rocha.

252 Escarpas Serranas
 Relevo montanhoso, extremamente acidentado, transicional entre dois sistemas de relevo. Vertentes predominantemente retilíneas a côncavas, escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados.
 Densidade de drenagem muito alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendríco, ou trelça a retangular.
 Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 500m e gradientes muito elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de látils, solos rasos e afloramentos de rocha.

254 Domínio Montanhoso
 Relevo montanhoso, muito acidentado, localizado, em geral, no reverso da escarpa da Serra do Mar. Vertentes predominantemente retilíneas a côncavas, escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados.
 Ocorrência de compartimentos colinosos e/ou de morros, em seções alveolares nos vales principais.
 Ocorrência pontual de relevo suave ondulado, com elevações locais, localizado nos planaltos elevados das serras do Mar e da Mantiqueira.
 Densidade de drenagem alta com padrão de drenagem variável, de dendríco a trelça ou retangular.
 Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 400m e gradientes elevados a muito elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de látils, solos rasos e afloramentos de rocha.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

Legenda:

- CAPITAL DO ESTADO
- CIDADE
- VILA
- Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
- Estrada pavimentada
- Limite interestadual
- Curso de água
- Lagoa

Autor: Marcelo Eduardo Dantas

Colaboradores:
 Carlos Eduardo Osório Ferreira, Antonio Ivo de Menezes Medina, Regina Célia Gimenez Armesto, Pedro de Paulo Osório Ferreira, Adriana Gomes do Nascimento, Carla Verônica Pereira da Silva

Colaboração Especial:
 Fundação CIDE - Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro

Coordenação:
 Cassio Roberto da Silva
 Antonio Ivo de Menezes Medina

O Projeto Rio de Janeiro consiste em estudos multitemáticos de meio físico realizados através do Programa Informações para Gestão Territorial - GATE, da Diretoria de Hidrologia e Gestão Territorial do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, em parceria com a EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, DIBRAJ - Departamento de Recursos Minerais, CIDE - Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro, SERLA - Superintendência Estadual de Rios e Lagos, EMOP - Empresa de Obras Públicas do Estado do Rio de Janeiro, PUC-RJ - Pontifícia Universidade Católica, UFF - Universidade Federal Fluminense, UERJ - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, UFRJ - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ - Universidade Federal do Rio de Janeiro, ANEEL - Agência Nacional de Energia Elétrica, RESUB - Rede de Geotecnologia em Águas Subterrâneas e INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. Os estudos foram integrados e representados no Mapa Geomorfológico, produto básico para o desenvolvimento sustentável do Estado do Rio de Janeiro.

Geoprocessamento:
 Divisão de Geoprocessamento - DIGEOP/ Departamento de Informações Institucionais - DEINF
 Chefe da DIGEOP: Paulo Cesar de Azevedo Branco
 Digitalização do tema: Vanilton Silva Badaró

Editoração Cartográfica:
 Divisão de Cartografia - DICART/ Departamento de Apoio Técnico - DEPAT
 Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Bastos
 Editoração: Wilhelm Petter de Freire Bernard, Maria José Cabral Ceazar, Valter Alvarenga Barradas e João Batista S. dos Santos
 Digitalização da base: Ivan Soares dos Santos

Base cartográfica simplificada obtida a partir da integração das folhas do IBGE, escala 1:250.000.
 Projeção Cônica Conforme de Lambert

Departamento de Apoio Técnico

Giuseppina Giaquinto de Araújo

Divisão de Cartografia

Paulo Roberto Macedo Bastos

Divisão de Editoração Geral

Maria da Conceição C. Jinno

EQUIPES DE PRODUÇÃO

Cartografia Digital

Afonso Lobo	José Pacheco Rabelo
Carlos Alberto da Silva Copolillo	Julimar de Araújo
Carlos Alberto Ramos	Leila Maria Rosa de Alcantara
Elaine de Souza Cerdeira	Luiz Guilherme Araújo Frazão
Elcio Rosa de Lima	Marco Antonio de Souza
Hélio Tomassini de O. Filho	Maria José Cabral Cezar
Ivan Soares dos Santos	Maria Luiza Poucinho
Ivanilde Muniz Caetano	Marília Santos Salinas do Rosário
João Batista Silva dos Santos	Paulo José da Costa Zilves
João Bosco de Azevedo	Regina de Sousa Ribeiro
João Carlos de Souza Albuquerque	Risonaldo Pereira da Silva
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Sueli Mendes Sathler
José Barbosa de Souza	Valter Alvarenga Barradas
José Carlos Ferreira da Silva	Wilhelm Petter de Freire Bernard
José de Arimatéia dos Santos	

Editoração

Antonio Lagarde	Marília Asfura Turano
Edalair Rizzo	Pedro da Silva
Jean Pierre Souza Cruz	Sandro José Castro
José Luiz Coelho	Sergio Artur Giaquinto
Laura Maria Rigoni Dias	

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

<i>Ministro de Estado</i>	Rodolpho Tourinho Neto
<i>Secretário Executivo</i>	Helio Vitor Ramos Filho
<i>Secretário de Minas e Metalurgia</i>	Luciano de Freitas Borges

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM
Serviço Geológico do Brasil

<i>Diretor-Presidente</i>	Umberto Raimundo Costa
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	Thales de Queiroz Sampaio
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Luiz Augusto Bizzi
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	José de Sampaio Portela Nunes
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Paulo Antonio Carneiro Dias
<i>Chefe do Departamento de Gestão Territorial</i>	Cássio Roberto da Silva

SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<i>Superintendente de Belém</i>	Xafi da Silva Jorge João
<i>Superintendente de Belo Horizonte</i>	Oswaldo Castanheira
<i>Superintendente de Goiânia</i>	Mário de Carvalho
<i>Superintendente de Manaus</i>	Fernando Pereira de Carvalho
<i>Superintendente de Porto Alegre</i>	Cladis Antonio Presotto
<i>Superintendente de Recife</i>	Marcelo Soares Bezerra
<i>Superintendente de Salvador</i>	José Carlos Vieira Gonçalves da Silva
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Chefe da Residência de Fortaleza</i>	Clodionor Carvalho de Araújo
<i>Chefe da Residência de Porto Velho</i>	Rommel da Silva Sousa