

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

EVOLUÇÃO PALEOGEOMORFOLÓGICA
DO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO
E
ARREDORES

LUZIANE SANTOS RIBEIRO

Orientador: Jairo Roberto Jiménez-Rueda

Co-orientador: Juércio Tavares de Mattos

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Área de Planejamento e Gestão do Meio Físico como parte dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)

2010

551.7
R484e

Ribeiro, Luziane Santos

Evolução paleogeomorfológica do Estado do Rio de Janeiro e arredores / Luziane Santos Ribeiro. - Rio Claro : [s.n.], 2010
2 v. : il., figs., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Jairo Roberto Jiménez-Rueda

Co-Orientador: Juércio Tavares de Mattos

1. Geologia estratigráfica. 2. Superfícies residuais. 3. Reconstrução paleoambiental. 4. Isobases confluentes. 5. Morfoestrutura. 6. Geotecnologias. 7. Sudeste brasileiro. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Profº Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda (orientador)

Profº Dr. Juécio Tavares de Mattos (co-orientador)

Profº Dr. Archimedes Perez Filho (Unicamp)

Profª Dr. Maria da Gloria Alves (Uenf)

Profº Dr. Claudio Limeira Mello (UFRJ)

Aluna: Luziane Santos Ribeiro

Rio Claro, 27 de outubro de 2010

DEDICATÓRIA

*A Marcelo,
amigo, companheiro, incentivador,
irmão, pai, filho, esteio,
pastor, 'Catavento', catalisador,
provedor, consolador,
...Marido.*

AGRADECIMENTOS

Ao Jairo, Maestro no sentido mais abrangente da palavra, que foi mais que orientador de pesquisa: orientou-me também na vida. Exemplo de caráter e boa conduta, de liderança e de convergência de valores.

A meu irmão Márcio, por incentivar-me a estudar e sem o qual não teria podido começar a sonhar.

Aos meus irmãos Márcia e Walcimar, pelas orações que sustentaram todos os âmbitos de minha vida.

Aos meus pais, Valdeci e Luzimar, que são a ‘prova viva de que, no Brasil, filha de caminhoneiro e bordadeira pode vir a ser doutor’.

A Cida e Leo, meus sogros, pelo suporte e amparo constantes.

Às minhas cunhadas Mari, Rê e Alex e aos cunhados Nema e Rafa. Aos meus sobrinhos Thais, Alvaro, Gabi, Enzo, Davi, Victoria, Lydía e Samuel (ainda no ventre!).

A Maria da Gloria Alves, minha primeira incentivadora na vida acadêmica. A Paulina Setti Riedel, meu modelo de mulher brasileira. Às secretarias Vânia e Rosangela. A Neuzinha e Maria Antonia. Aos colegas orientandos da ‘Turma do Maestro’ Marcel, Meire, Jane, Elizandra, Sayuri, Pedro, Isabella, Amanda, Ligia, Aline, Fernanda e Simone.

A Juércio Tavares de Mattos, pelo reconhecimento, incentivo ao aperfeiçoamento e oportunidade de parceria.

A CAPES e ao CNPq pelas bolsas de estudo. À Unesp/Rio Claro.

A Deus, por Seu Projeto único para minha vida, traçado mesmo antes de eu nascer. Por me dirigir firmemente, dia após dia, em ritmo constante e perfeito, até o Alvo.

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>1</i>	<i>INTRODUÇÃO</i>	<i>15</i>
<i>2</i>	<i>ÁREA DE ESTUDO</i>	<i>21</i>
<i>3</i>	<i>MATERIAIS E MÉTODOS</i>	<i>42</i>
<i>4</i>	<i>RESULTADOS E DISCUSSÕES</i>	<i>54</i>
<i>5</i>	<i>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</i>	<i>133</i>
<i>6</i>	<i>REFERÊNCIAS</i>	<i>136</i>
<i>7</i>	<i>ANEXOS</i>	<i>153</i>

ÍNDICE

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Problemática e Justificativa	15
1.2	Hipótese.....	20
1.3	Objetivo	20
2	ÁREA DE ESTUDO	21
2.1	Localização da Área.....	21
2.2	Evolução Geológica	21
2.2.1	Evolução Tectono-Sedimentar da Margem Atlântica.....	21
2.2.2	Bacia do Espírito Santo.....	26
2.2.3	Bacia de Campos.....	29
2.2.4	Quaternário	32
3	MATERIAIS E MÉTODOS	42
3.1	Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais (MMMG) ..	42
3.1.1	Extração Manual de Feições – Breve histórico	42
3.1.2	Sistematização do Método.....	45
3.1.3	Diagnóstico Zero	47
3.1.4	Mapa Adensado de Drenagem	47
3.1.5	Mapas de Isobases de Confluentes.....	47
3.1.6	Mapa de Traços de Juntas	50
3.1.7	Mapa de Máximos 1 e Máximos 2	51
3.1.8	Mapas de Densidade.....	51
3.1.9	Mapa de Lineamentos Estruturais	51
3.1.10	Superfícies	52
3.1.11	Mapa Morfoestrutural	52
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	54
4.1	Drenagem	54
4.2	Traços de Juntas.....	78
4.3	Lineamentos Estruturais	90
4.4	Produtos de Imagens de Radar	93
4.5	Morfoestrutura	96

4.6	Isobases Confluentes	98
5	<i>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</i>	133
6	<i>REFERÊNCIAS</i>	136
7	<i>ANEXOS</i>	153
	ANEXO A – Adensamento da Drenagem no Archydro	154
	ANEXO B - Manuseio de Imagens Aster	156
	ANEXO C – Geração Automática de Isobases Confluentes	159

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Síntese <i>Kairós</i> e <i>Kronos</i>	18
Figura 2 – Localização da área de estudo.	22
Figura 3 - Mapa simplificado com a localização das bacias sedimentares brasileiras (BIZZI et al., 2003).	23
Figura 4 - Mapa tectônico simplificado da região sudeste brasileira (BIZZI et al., 2003).	24
Figura 5 - Mapa geológico esquemático da região continental emersa adjacente ao segmento sudeste da margem divergente brasileira (BIZZI et al., 2003).	26
Figura 6 – Seção sísmica na Bacia do Espírito Santo (parte marinha), mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e estruturas extensionais e compressionais características da tectônica de sal (BIZZI et al., 2003).	28
Figura 7 – Seção geológica esquemática na Bacia do Espírito Santo, mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrifte e pós-rifte (BIZZI et al., 2003).	28
Figura 8 - Seção geosísmica na Bacia de Campos, mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e compartimentos tectônicos associados à halocinese (BIZZI et al., 2003).	30
Figura 9 - Modelo evolutivo para a planície deltaica do rio Paraíba do Sul, segundo LAMEGO (1955) e ARAÚJO et al., (1975).	38
Figura 10 – Modelo esquemático evolutivo para a planície deltaica do rio Paraíba do Sul – estágio a (MARTIN; SUGUIO; FLEXOR, 1993).	38
Figura 11 – Modelo esquemático evolutivo para a planície deltaica do rio Paraíba do Sul – Estágio b-5 (Martin; Suguio; Flexor, 1993).	41
Figura 12 – Mapa esquemático da Planície deltaica do rio Paraíba do Sul – Estágio atual (segundo MARTIN, SUGUIO; FLEXOR, 1993).	41
Figura 13 - Ordem de drenagens e confluências.	48
Figura 14 - Proto-drenagens.	49
Figura 15 – Mapa Adensado de Drenagem.	55
Figura 16 – Padrões de drenagem da porção NE.	56
Figura 17 – Padrões de drenagem à NW.	62
Figura 18 – Estruturas dômicas de padrão de drenagem anelar/radial.	63
Figura 19 – Padrão de drenagem à SE.	64

Figura 20 – Zonas de cisalhamento no quadrante SE. (Modificado de CPRM, 2006)...	65
Figura 21 – Zonas de deformação tectônica no quadrante SE. (Modificado de CPRM, 2006)	65
Figura 22 – Zonas de cisalhamento e de dobramentos no quadrante SE. (Imagem Aster – Efeito <i>Slope Shader</i> – <i>Global Mapper</i>).....	66
Figura 23 – Lineamentos e padrões de drenagem entre o Paraíba do Sul e os sedimentos costeiros.....	67
Figura 24 – Lineamentos – Baía de Guanabara.....	69
Figura 25 – Padrão de drenagem na direção SW.....	70
Figura 26 – Domínios de relevo à SW. (Modificado de CPRM, 2006).....	72
Figura 27 – Drenagem e principais lineamentos a N20-60W.	72
Figura 28 – Modelo Digital de Elevação integrado para a região SW	73
Figura 29 – Textura de drenagem no Vale do Paraíba. (Mosaico de imagens Aster – Efeito <i>DayLight Shader</i>)	74
Figura 30 – Mapa de Densidade de Drenagem.....	77
Figura 31 – Detalhes de relevo e drenagem em (a) Campos e (b) Resende. (Mosaico de imagens Aster – Efeito <i>DayLight Shader</i> obtido no <i>Global Mapper</i>)	78
Figura 32 – Diagrama de Rosetas dos traços de juntas.....	79
Figura 33 – <i>Trends</i> de traços de juntas e fraturas determinados na área de estudo.....	81
Figura 34 – Mapa de Zonas de Variação de Densidade de Traços de Juntas e Fraturas.82	
Figura 35 – Concentração de traços de juntas.	83
Figura 36 – Diferentes níveis de fraturamento. (Mosaico de imagens Aster – Efeito <i>Slope Shader</i> obtido no <i>Global Mapper</i>).....	85
Figura 37 – Mapa da 1ª e da 2ª direções de maior frequência de traços.....	86
Figura 38 – Mapa de Densidade de Máximos 1 e 2 para a área de estudo.	88
Figura 39 – Cruzamentos de Máximos 1 e Máximos 2.	89
Figura 40 – Lineamentos estruturais e sua espacialização.....	90
Figura 41 – Densidade de Cruzamentos de lineamentos estruturais.	91
Figura 42 – Cruzamentos de lineamentos estruturais e linhas de isovalores.	92
Figura 43 – Sombreamento do Relevo da área de estudo.	94
Figura 44 – Mapa de Curvaturas de Relevo.	94
Figura 45 – Detalhe de curvaturas de encostas.....	95
Figura 46 – Modelo Integrado Digital de Elevação.....	95
Figura 47 – Mapa Morfoestrutural.....	97

Figura 48 – Isobase confluyente 7. Paleosuperfície possivelmente representativa do Cretáceo Médio a Superior (~100 a 65 Ma).....	100
Figura 49 – Visualização tridimensional da Isobase 7.....	101
Figura 50 – Isobase 6. Associada ao Cretáceo Superior-Paleoceno (~65 a 55 Ma).....	103
Figura 51 – Visadas da Isobase 6 sob difentes ângulos.	104
Figura 52 – Isobase 5 (Paleoceno-Eoceno ~55 a 34 Ma).....	106
Figura 53 – Isobase 5 – 3D.....	107
Figura 54 – Perfil longitudinal entre as cidades de Ouro Preto e Manhuaçu na Isobase 5.	108
Figura 55 – Detalhe da Isobase 5.....	109
Figura 56 – Isobase 4 (Eoceno-Mioceno ~34 a 5 Ma).....	111
Figura 57 – Linhas de visada da Isobase 4.....	112
Figura 58 - Detalhes das Isobases 4 e 5 em relação ao Paraíba do Sul.....	114
Figura 59 – Secção AA’ (esquemmatizada no detalhe da Isobase 4 da Figura 66).....	114
Figura 60 – Detalhe da Isobase 4 – região da cidade do Rio de Janeiro.....	115
Figura 61 – Isobase 3 (Mioceno-Plioceno ~ 5 a 2,5 Ma).....	116
Figura 62 – Isobase 3 – vistas tridimensionais.....	117
Figura 63 – Detalhes da fisiografia da Cordilheira Azóica descrita por Lamego (1946).	118
Figura 64 – Protoestruturas da Serra do Imbé na Isobase 3.	119
Figura 65 – Rifte do Paraíba na Isobase 3. (A) Possível contato do Paraíba com o mar. (B) Nascentes dos rios Paraíba e Paraitinga.	120
Figura 66 – Perfil longitudinal entre Queluz e Piraí na Isobase 3.	121
Figura 67 – Perfil CC’ – Isobase 2.	122
Figura 68 – Isobase 2 (Plioceno-Pleistoceno Médio ~ 2,5 a 0,78 Ma).....	123
Figura 69 – Vistas tridimensionais da Isobase 2.	124
Figura 70 – Detalhe da Isobase 2 à altura de Resende/RJ.....	125
Figura 71 – Isobase 1 (Pleistoceno Médio-Holoceno ~0,78 AP).....	128
Figura 72 – Isobase 1 – 3D.....	129
Figura 73 – Superfície atual.	130
Figura 74- Perfil Ouro Preto-Pirapetinga-Nova Friburgo-Cabo Frio	131
Figura 75 – Perfil Macaé-Campos-Mimoso do Sul-Alto Caparaó.....	131
Figura 76 – Perfil São João del Rei– Juiz de Fora–Rio de Janeiro–Campos.....	132

Figura 77 – Perfil São Sebatião da Bela Vista-Campos do Jordão-Taubaté-Paraibuna-
São Sebatião. 132

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo reconstruir a paleogeomorfológica do Estado do Rio de Janeiro pelo Método das Isobases Confluentes. Foram empregadas técnicas de Geoprocessamento para otimização do Método, que até então era desenvolvido manualmente. Em consequência disso sua aplicação, além de morosa, ficava restrita a áreas de pequena extensão. Mediante a otimização e sistematização do Método chegou-se à paleosuperfície de ordem 7 para o Estado do Rio de Janeiro, a que correspondeu a eventos registrados no Cretáceo. As paleosuperfícies que se seguiram até a superfície erosiva atual mostraram a evolução tectno-estrutural pela qual o sudeste brasileiro passou, evidenciando as etapas do evento rifteamento que encaixou o rio Paraíba do Sul em sua posição atua. Verificou-se que Geoprocessamento se aplica eficientemente como ferramenta para obtenção de paleosuperfícies, as quais podem ser empregadas na reconstrução de cenários e estudo evolutivos ecogeodinâmicos.

Palavras-chave: Isobases confluentes, paleogeomorfologia, morfoestrutura, geotecnologias, sudeste brasileiro.

ABSTRACT

This study aimed to reconstruct the paleogeography Rio de Janeiro State by the Method of Confluent Isobases. GIS techniques were employed to automate the Method, which until then was developed manually. As a result their application was restricted to areas of small extent and it was extremely slow. Through automation and systematization of the method reached the paleosurfaces of order 7 for the State of Rio de Janeiro, which corresponded to events in the Cretaceous. From the seventh paleosurface to the current erosive surface showed step by step the developments structural and tectonic of the Brazilian southeast. The most important event was the establishment of the rift of Paraíba, which changed all physiographic aspects in the area. It was found that GIS is an effective tool for obtaining paleosurfaces, which can be used in the reconstruction of evolutionary scenarios and in the study of dynamic of landscape.

Keywords: Confluent Isobases, paleoenvironmental, morphostructure, geotechnology.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 15 – Mapa Adensado de Drenagem.	54
Figura 30 – Mapa de Densidade de Drenagem.....	76
Figura 33 – <i>Trends</i> de traços de juntas e fraturas determinados na área de estudo.....	80
Figura 34 – Mapa de Zonas de Variação de Densidade de Traços de Juntas e Fraturas.	81
Figura 35 – Concentração de traços de juntas.	82
Figura 38 – Mapa de Densidade de Máximos 1 e 2 para a área de estudo.	87
Figura 39 – Cruzamentos de Máximos 1 e Máximos 2.	88
Figura 42 – Cruzamentos de lineamentos estruturais e linhas de isovalores.	91
Figura 47 – Mapa Morfoestrutural.....	96
Figura 48 – Isobase confluyente 7. Paleosuperfície possivelmente representativa do Cretáceo Médio a Superior (~100 a 65 Ma).....	99
Figura 49 – Visualização tridimensional da Isobase 7.....	100
Figura 50 – Isobase 6. Associada ao Cretáceo Superior-Paleoceno (~65 a 55 Ma).....	102
Figura 51 – Visadas da Isobase 6 sob difentes ângulos.	103
Figura 52 – Isobase 5 (Paleoceno-Eoceno ~55 a 34 Ma).....	105
Figura 53 – Isobase 5 – 3D.....	106
Figura 56 – Isobase 4 (Eoceno-Mioceno ~34 a 5 Ma).....	110
Figura 57 – Linhas de visada da Isobase 4.....	111
Figura 61 – Isobase 3 (Mioceno-Plioceno ~ 5 a 2,5 Ma).....	115
Figura 62 – Isobase 3 – vistas tridimensionais.	116
Figura 68 – Isobase 2 (Plioceno-Pleistoceno Médio ~ 2,5 a 0,78 Ma).....	122
Figura 69 – Vistais tridimensionais da Isobase 2.	123
Figura 71 – Isobase 1 (Pleistoceno Médio-Holoceno ~0,78 AP).....	127
Figura 72 – Isobase 1 – 3D.....	128
Figura 73 – Superfície atual.	129

1 INTRODUÇÃO

1.1 Problemática e Justificativa

Há tempos os órgãos mundiais que estudam o crescimento demográfico e que regulam a ocupação das terras vêm notando a relação inversa que se estabeleceu entre o uso sustentável dos recursos naturais e a fixação da população. Prova disso são as freqüentes ocorrências de catástrofes ambientais, sejam em áreas urbanas ou rurais, para fins extrativistas ou apenas ocupacionais. De modo gradual e crescente o homem deve se conscientizar que medidas tomadas no âmbito administrativo em relação à ocupação das terras podem ter reflexos sócio-econômicos e geoambientais indiscriminados. Em alguns casos, certas atitudes administrativas têm viabilizado situações de risco não só para a população como também para o meio ambiente.

A ordenação territorial é indiscutivelmente necessária, por isso tem se caracterizado como um problema passível de pesquisas que produzam mapas para tender às expectativas e necessidades de instituições públicas e privadas que a executam. Porém, deve ser implantada com base em informações confiáveis a cerca da capacidade de suporte e das restrições do meio físico. O estudo técnico multidisciplinar de soluções mitigadoras quanto ao parcelamento, uso e ocupação do meio, bem como prevenção e controle de danos, deve fazer

parte de todo o processo de planejamento de parcelamento do solo, visando o uso sustentável do bem comum. Autoridades em suas diferentes instâncias precisam ter à mão materiais cartográficos atualizados e em escala adequada para que possam inferir sobre a ocupação das terras. Torna-se convencional e sistemático que se estabeleçam critérios claros e objetivos para determinação da vulnerabilidade dos distintos domínios de relevo, o que se traduz pela execução de estudos e laudos prévios à alocação, por exemplo, de aterros sanitários, parques industriais, arruamentos, loteamentos residenciais e áreas agricultáveis para longe de áreas consideradas de risco. O conhecimento de tais áreas de risco depende da caracterização e delimitação prévias. Aos órgãos gestores cabe a responsabilidade de buscar soluções auto-sustentáveis e aos geocientistas produzir cartas e mapas com a finalidade de prognosticar problemas ambientais para prevenir, minimizar e diagnosticar.

A superfície terrestre, da maneira como se apresenta hoje, é resultado da interação de processos geodinâmicos de natureza exo-endogênica que vêm atuando sobre ela desde os tempos remotos. Talvez por se encontrar em superfície e por isso ter maior visibilidade, o solo é o objeto que recebe maior atenção frente à implantação de uso. Quase sempre o substrato é renegado ao segundo plano. Por não receber a devida atenção, multiplicam-se os gastos com reparos de rodovias abauladas ou de trincas residências. Em casos extremos, há prejuízos incalculáveis e até perdas de vidas.

As civilizações antigas desenvolveram uma relação de dependência com o meio ambiente. As cheias do rio Nilo eram responsáveis por colheitas fartas que saciavam milhões de pessoas nos sete anos seguintes de ‘vacas magras’. Muitos devem ter sido os erros cometidos pelos povos antigos na tentativa de conhecer o equilíbrio dinâmico da paisagem. Com a sociedade moderna não é diferente. Exceto pelo atenuante de dispor de ferramentas capazes de mapear não só o relevo, como também o clima, a produtividade do solo, e todos os diversos fatores que podem melhorar sua qualidade de vida.

As fragilidades e restrições de uma paisagem podem ser descritas por diversos métodos e sob a ótica qualitativa ou quantitativa. A EUPS (Equação Universal de Perdas de Solo), por exemplo, é uma equação de ampla aplicação na quantificação de perdas de solo por erosão. Porém, ela somente considera fatores intrínsecos ao solo, não levando em conta aspectos do substrato nem tão pouco sócio-econômicos. Além disso, seus índices não são capazes de definir áreas naturalmente mais vulneráveis da paisagem. Um método que pode preencher essas lacunas é o “Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais”

proposto por Jiménez-Rueda e Mattos (1992), que propõe o estudo da relação entre aspectos exógenos (solos e domínios de relevo) e endógenos (litologia e morfoestruturas). Em resumo o método apregoa que a paisagem residual superficial guarda registros de toda a ação endogênica imposta por eventos tectônicos. Ressalta também a importância de se mapear zonas de falhas, dobramentos, juntas e fraturas por elas caracterizarem zonas de fraqueza da estrutura. De fato as propriedades e características de uma unidade da paisagem - o solo - advêm das variações físico-químicas sofridas por ele quando da mudança estrutural e/ou topográfica do relevo devido à atuação de forças dúcteis/rúpteis de caráter exo-endogênico. A partir de então o solo torna-se uma fonte de informação de toda a história evolutiva de uma região em seus mais variados parâmetros. Tais informações se confirmam pelas datações de materiais, por exemplo, arqueológicos, palinológicos e geológicos, o que possibilita inferir sobre a paleogeografia de uma época.

Jiménez-Rueda (comunicação pessoal) sintetizou a relação intrínseca entre solo, organismos, clima, rocha-mãe, tempo, meio ambiente e alterações estruturais e topográficas do relevo ao correlacionar dois conceitos cronológicos: *kairós* e *kronos* (**Figura 1**). De origem grega, estes termos denotam aspectos atemporais e temporais. *Kairós* é uma palavra grega que se traduz por ‘momento certo’ ou ‘oportuno’, porém indeterminado no tempo cronológico. Também se aplica na descrição do tempo de forma qualitativa, sugerindo atemporalidade, eternidade. A dimensão de experiência temporal representada por *kairós* instala-se de acordo com a totalidade dos elementos individuais envolvidos e à dinâmica de suas relações. A associação de *kairós* a um objeto, processo ou contexto denota a ele uma expressão de constante movimento ou de dinâmica ininterrupta, um tempo não absoluto, contínuo, linear. Não reflete o passado ou antecede o futuro (ZERUBAVEL, 1982). *Kronos*, ao contrário, refere-se ao tempo seqüencial, cronológico, cronometrado ou a uma dimensão de tempo que se pode medir quantitativamente na dimensão humana, a qual remete a controle (de eventos) e ao estabelecimento de limites futuros (fato com início, meio e fim pré-determinados). O termo *kronos* simboliza a percepção ou delimitação de circunstâncias temporais, ressaltando que as noções de *limitação* e *delimitação* estão em estreita relação com a noção de tempo cronológico. O desenrolar do *kronos* produz no objeto, fato ou evento alteração de suas propriedades e aquisição de características.

Ao estabelecer tal relação o autor chama a atenção para dois fatos importantes: primeiro que a cadeia de eventos que se sucederam no momento de formação das paisagens

da Terra envolveu organismos bióticos e abióticos interagindo simultaneamente, bem como agentes passivos (material de origem) e ativos (clima); segundo que a ordem dos eventos dessa cadeia nem sempre foi a mesma, ou seja, em um período pode ter havido um evento tectônico atuante sobre a litologia que provocou uma evolução continental capaz de alterar o clima e, conseqüentemente, a fisiografia da paisagem, imprimindo a ela nova capacidade de suporte. Na Figura 1 essa seqüência de eventos é indicada pelas setas, que também têm o intuito de caracterizar a dinâmica ininterrupta dos processos *kairós/kronos*.

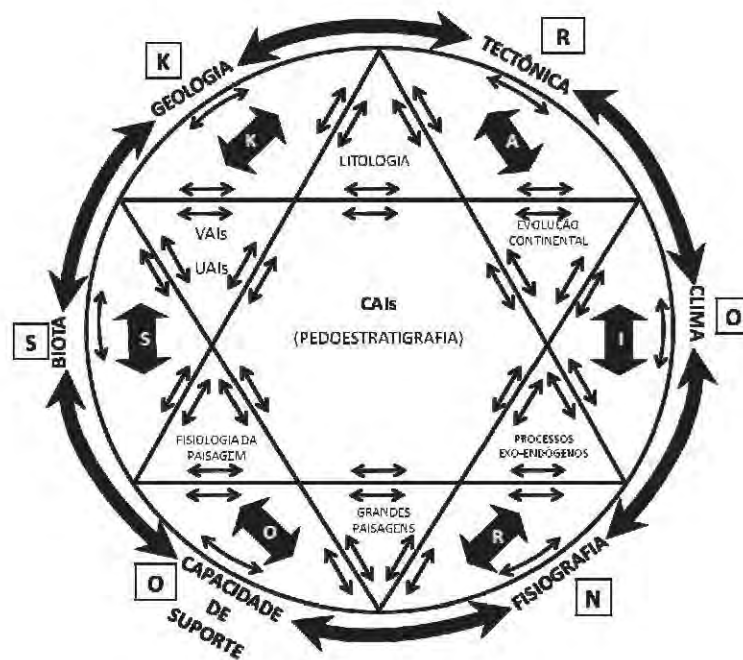


Figura 1 – Síntese *Kairós e Kronos*.

Com o avanço dos estudos desenvolvidos para a interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite estabelecidos por Guy (1966), o Método Morfoestrutural foi tomando sentido e forma. Os pesquisadores da época começaram a vislumbrar mais aplicações para os dados extraídos das fotointerpretações. Riverau (1972) e Soares e Fiori (1976) implementaram as técnicas de fotointerpretação para as condições brasileiras, as quais foram também adaptadas para imagens de satélite por Veneziani e Anjos (1982).

Para a área de pesquisa da Geologia, Soares e Fiori (1976) cunharam o conceito de três processos imprescindíveis na interpretação de fotografias aéreas. A fotoleitura, que consiste no reconhecimento e identificação de elementos nas imagens com os objetos correspondentes e sua repartição; a foto-análise, que pode ser definido como o estudo das

relações entre as imagens, associação e ordenação das partes de imagens; e a fotointerpretação, que compreende o estudo da imagem fotográfica visando à descoberta e a avaliação, por métodos indutivos, dedutivos e comparativos do significado, função e relação dos objetos correspondentes as imagens.

Tendo referências nesses conceitos, Riverau (1972), Mattos et al., (1982) e Soares et al., (1982) desenvolveram os princípios básicos da análise morfoestrutural para estudos geológicos de prospecção de petróleo em bacias sedimentares. Toda a base da interpretação de informações está nos elementos de drenagem e relevo e suas relações espaciais com as morfoestruturas, as quais surgem como feições anômalas dentro da tendência regional, representando deformações dúcteis dos maciços. A tônica da análise centra-se no fato de que estruturas podem ser refletidas em superfície e que esse reflexo é passível de identificação através de produtos de sensoriamento remoto. A análise morfotectônica foi desenvolvida concomitantemente e a partir de reflexos dessas premissas. Ela busca identificar alinhamentos de relevo e drenagem, de grandes e pequenas extensões, que possam ser interpretados como deformações rúpteis da crosta terrestre, evidenciando áreas com diferentes graus de estabilidade tectônica.

As aplicações tem sido muitas e em áreas diversas. Foram utilizadas para análises ambientais, tais como controle de aplicação de vinhoto na produção sucroalcooleira (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1989a), estudos agroecológicos (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1989b), na prospecção de águas subterrâneas em regiões cristalinas (MADRUCCI et al., 2003), no planejamento territorial (OHARA et al., 2003), definição de traçados de obras lineares (FRANZONI, 2000; CAETANO 2000), na caracterização de coberturas de alteração intempérica e suas aplicações, bem como sua caracterização mineralógica (GONÇALVES, 1993; VOLKMER, 1993, respectivamente), no zoneamento geoambiental da região do Alto-Médio Paraíba do Sul (SP) (OHARA, 1995). Também são referências de aplicação do Método os trabalhos de Fancicani (1995), Silva (1995), Nunes (1996), Silva (1997), Oliveira (1998), Vedovello (2000), Lisboa (2001), Godoy (2001), Napoleão (2002), Joinhas (2002), Cardoso (2002), Crisóstomo Neto (2003), Paula (2003), Michelin (2004), Sadenberg (2005), Caetano (2006), Moura (2006), Guimarães (2006), Shimbo (2006), Piedade (2006), Vilanova (2007), Moraes (2008), Concenza (2008), entre outros.

Entretanto, mesmo com os sucessivos avanços tecnológicos ocorridos nas últimas décadas, o Método Morfoestrutural é aplicado manualmente, o que eleva em muito o tempo

de trabalho, tornando quase que inviável sua aplicação para extensas áreas. Todos os procedimentos de extração de feições (drenagem, traços de juntas, fraturas, lineamentos estruturais, entre outros) é feito de forma manual.

Um dos produtos de maior relevância que o método traz é a produção de paleosuperfícies pela interpolação de confluências de drenagem. Isso permite elaborar representações tridimensionais do relevo em épocas pretéritas de sua formação pela aplicação de Isobases Confluentes. Tal produto também preenche uma lacuna, pois entre os geocientistas no contexto mundial há uma ininterrupta busca pela definição e entendimento de como se deu o desenvolvimento dos continentes. Porém, quanto maior a tentativa de remontar esse passado, maior é o nível de desconhecimento e imprecisão a que se chega, havendo de se trabalhar com uma larga margem de incerteza e aceitação de teorias. Bizzi et al., (2003) comentam que, se por um lado o nível do conhecimento e de certa forma a intensidade do dissenso acerca da formação dos supercontinentes cresce com o recuo no tempo geológico, por outro o histórico da evolução geológica e tectônica da Plataforma Sul-Americana estará sempre condicionado ao nível e à qualidade deste conhecimento, não havendo escapatória científica a este debate e a esta investigação.

Diante desse quando, o Método Morfoestrutural aliado a ferramentas geotecnológicas apresenta-se como uma ferramenta capaz de minimizar incertezas e maximizar opções de visualização precisas da superfície terrestre em algumas épocas de formação.

1.2 Hipótese

A hipótese que norteia esse trabalho é possibilidade de informatizar e sistematizar o “Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais” proposto por Jiménez-Rueda e Mattos (1992) através da combinação de ferramentas de geoprocessamento.

1.3 Objetivo

O objetivo deste trabalho é reconstruir a paleogeografia Estado do Rio de Janeiro pelo Método das Isobases Confluentes conjugado com técnicas de Geoprocessamento.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização da Área

Embora o foco principal deste trabalho seja o Estado do Rio de Janeiro, foi necessário expandir a área de estudo para as áreas vizinhas (parte dos Estados do Espírito Santo, Minas Gerais e São Paulo), para uma melhor compreensão dos movimentos estruturais exo-endógenos que modelaram o relevo e definiram a paisagem atual, além de permitir a reconstituição paleogeográfica. Desta forma a área total de trabalho constou de aproximadamente 172.987 km² e cerca de 400 municípios (**Figura 2**).

2.2 Evolução Geológica

Os itens que se seguem constituem um breve resumo da situação geológica, geomorfológica, tectônica e estrutural do sudeste brasileiro, tomando como base as informações referentes a geoevolução da área que apresentam maior relevância na literatura.

2.2.1 Evolução Tectono-Sedimentar da Margem Atlântica

O supercontinente Gondwana formou-se no Proterozóico Superior como resultado da assembléia de terrenos acrescidos aos crátons Amazonas e São Francisco durante a orogenia Brasiliana ou Pan-Africana (ALMEIDA; HASUI; BRITO NEVES, 1976; ALMEIDA; BRITO NEVES; CARNEIRO, 2000, HEILBRON et al., 2000). Os cinturões de dobramento

separando massas cratônicas pré-cambrianas são caracterizados por estruturas de direção NE-SW na margem leste e sudeste brasileira, principalmente ao longo do segmento entre as bacias de Espírito Santo e Santos, estando associados à transpressão dextral ao longo da zona de cisalhamento Além-Paraíba (RADAMBRASIL, 1983; SZATMARI et al., 1984; COBBOLD et al., 2001).

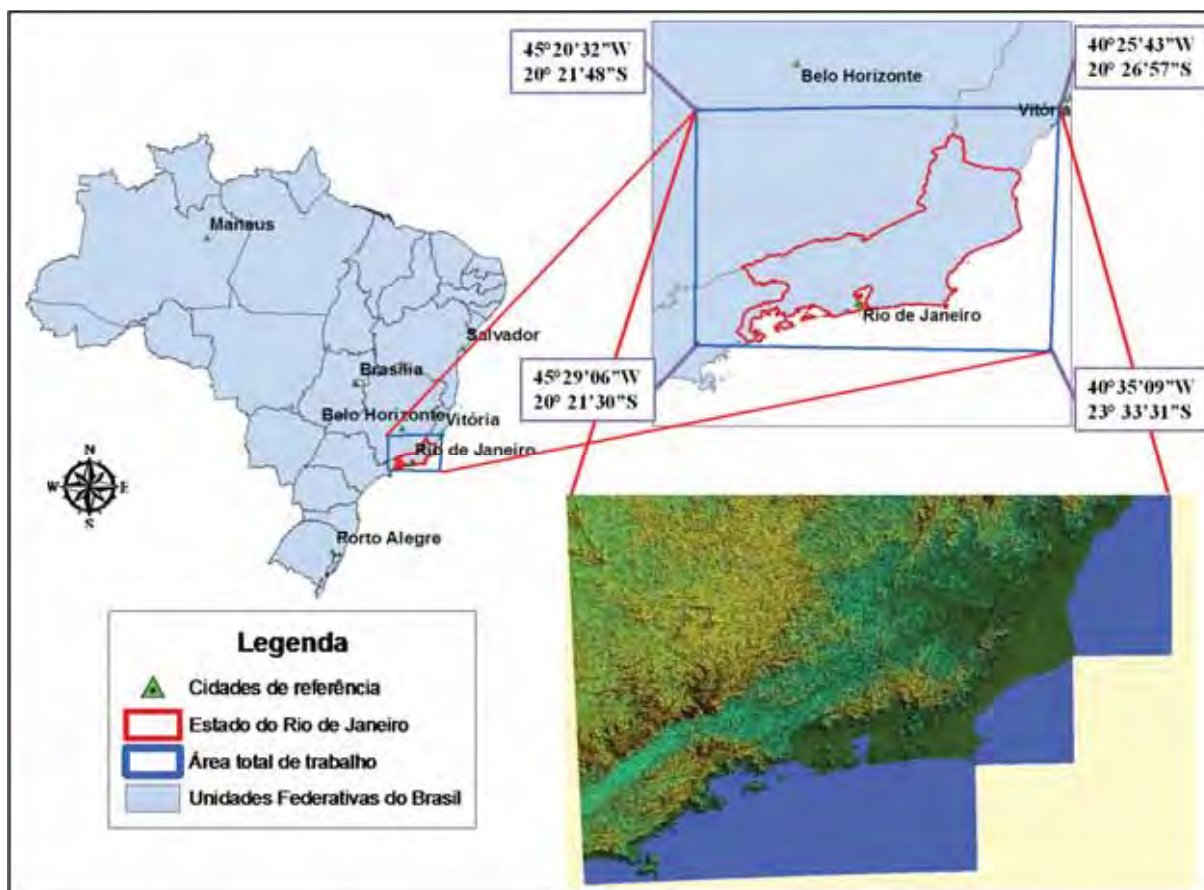


Figura 2 – Localização da área de estudo.

A ruptura do Gondwana é caracterizada por alguns riftes abortados na região emersa intracontinental. A região sudeste registra vários pequenos grábens localizados entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os riftes ao longo da margem continental, que evoluíram até formar as bacias sedimentares (**Figura 3**) da margem passiva, formam um conjunto de bacias sedimentares que se estende desde o limite com a Guiana até o limite com as águas territoriais do Uruguai.

Alves et al., (1997) identificam três principais zonas de fraturas na margem leste brasileira: a Zona de Fratura de Martin Vaz, cujo prolongamento para leste vai coincidir com o Monte Almirante Saldanha, a Zona de Fratura do Rio de Janeiro, cujo prolongamento para

oeste vai coincidir com o lineamento de alcalinas na região de Cabo Frio (SADOWSKI; DIAS NETO, 1981), e a Zona de Fratura de Rio Grande – Lineamento de Florianópolis, que separa as bacias de Santos e Pelotas.



Figura 3 - Mapa simplificado com a localização das bacias sedimentares brasileiras (BIZZI et al., 2003).

As bacias de Santos e Campos estão localizadas no Platô de São Paulo, a mais importante feição fisiográfica da margem sudeste brasileira (PONTE; MORALES; FONSECA, 1977; PONTE; ASMUS, 1978; PONTE; FONSECA; CAROZZI, 1980; ASMUS, 1982; KOWSMANN et al., 1982; PALMA, 1984). Uma das principais feições observadas no Atlântico Sul corresponde ao alinhamento NW que se estende desde a região continental (como Alto do Paranaíba, separando as Bacias do Paraná e São Francisco, CORDANI et al., 1984), e atinge a região da plataforma continental nas proximidades do Alto de Cabo Frio, entre as bacias de Santos e Campos (**Figura 4**). Esse lineamento (designado como Cruzeiro do Sul, SOUZA et al., 1993) continua para SE através de várias intrusões ígneas e, em crosta oceânica, é caracterizado por feições tectônicas extensionais interpretadas como riftes intra-oceânicos. Szatmari e Mohriak (1995) caracterizam feições extensionais e compressionais

como associadas à movimentação da placa sul-americana durante a deriva continental, com uma rotação no sentido anti-horário entre a cadeia de Vitória–Trindade e a região do Alto do Rio Grande.

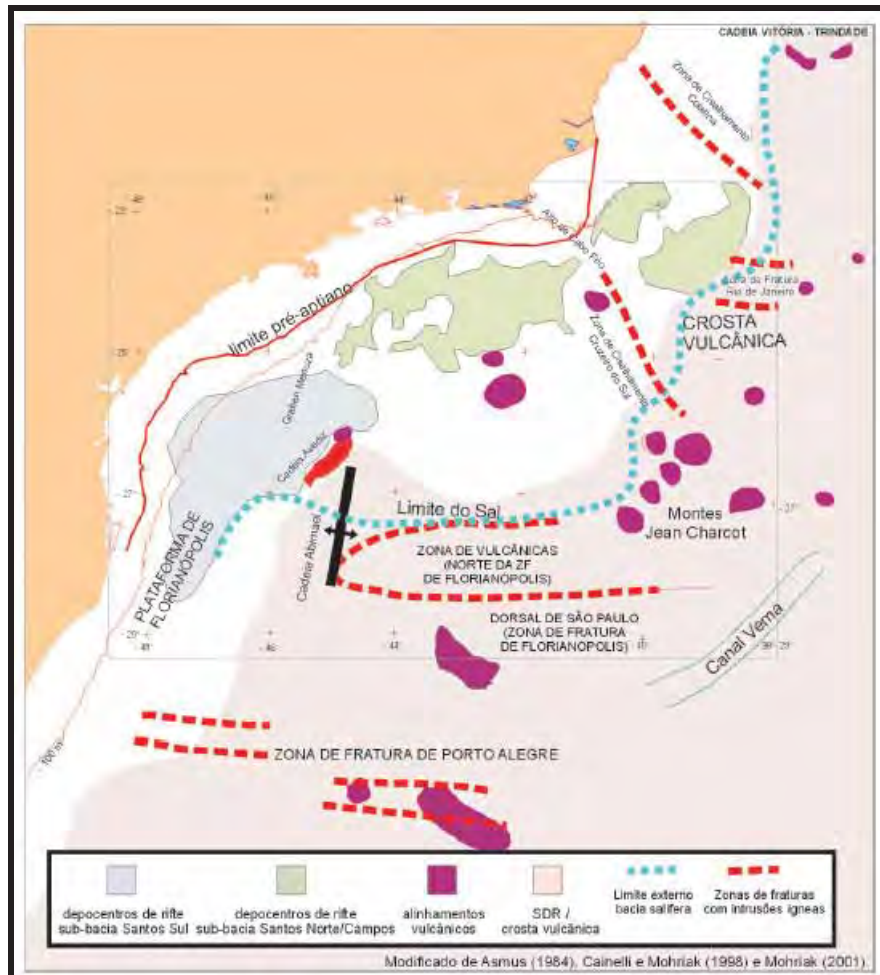


Figura 4 - Mapa tectônico simplificado da região sudeste brasileira (BIZZI et al., 2003).

A maior inflexão leste–oeste ao longo da margem continental leste brasileira localiza-se ao longo do Estado do Rio de Janeiro, entre as bacias de Campos e Santos. A deflexão do limite pré-aptiano dessas bacias, que em geral tem direção NE, é marcada, na província de Cabo Frio, por ampla atividade magmática com vulcanismo e intrusões alcalinas datadas do Cretáceo Superior até o Terciário Inferior (MOHRIAK; BARROS; FUJITA, 1990; MIZUSAKI; MOHRIAK, 1992).

Além das bacias oceânicas, ocorrem também alguns riftes abortados que são parte integrante da evolução tectonossedimentar da margem continental, estando relacionados à ruptura do Gondwana, tendo sua gênese associada a semelhantes processos formadores de

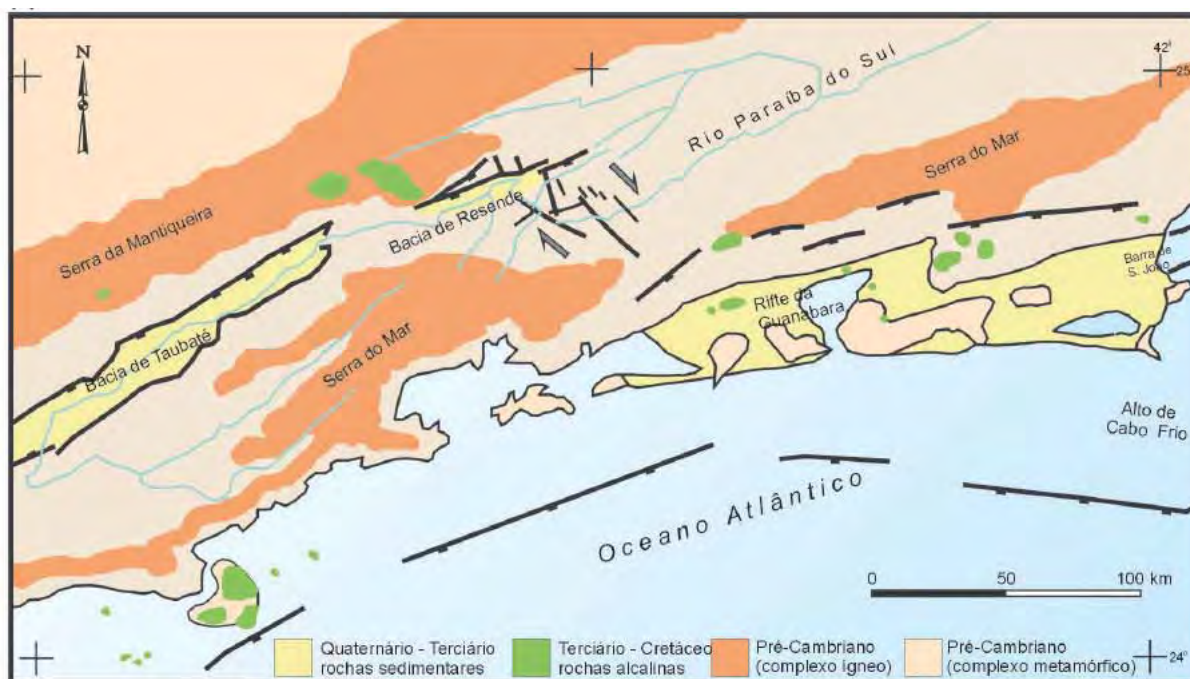
bacias. Entre esses riftes está o de *São Paulo–Taubaté–Resende–Volta Redonda–Itaboraí–Barra de São João*, de ocorrência na área de estudo.

Vários riftes abortados (com reduzido desenvolvimento de subsidência da fase termal e sedimentação marinha) são encontrados ao longo da margem continental e também no interior do continente. São bacias relativamente pequenas, mas que podem alcançar grandes espessuras. Alguns deles estão associados à fase inicial de ruptura do Gondwana, com evolução tectono-sedimentar estendendo-se até o Triássico–Jurássico, enquanto outros estão diretamente ligados à formação dos riftes das bacias da margem continental, no Cretáceo Inferior. Outros ocorrem na plataforma continental rasa e são cobertos por sedimentos da fase de subsidência termal das bacias marginais. Há ainda aqueles associados a reativações tectônicas tardias, durante a fase de deriva continental, notadamente na região sudeste, onde ocorrem pequenas bacias com preenchimento sedimentar com idade terciária a quaternária (bacia de Taubaté e outras bacias da região entre São Paulo e Rio de Janeiro).

O gráben de Barra de São João (MOHRIAK; BARROS, 1990) é um pequeno rifte localizado na parte oeste da bacia de Campos, estando associado a um sistema de falhas terciárias de direção NE que se estendem desde a região da Lagoa Feia e Cabo de São Tomé até a região de Búzios. Aparentemente o gráben está associado a outros riftes cenozóicos da região sudeste, que se desenvolvem entre a porção emersa da Bacia de Campos (próximo ao Cabo de São Tomé), constituindo diversas bacias alongadas e com reduzida espessura sedimentar destacando-se as bacias de Itaboraí, Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo (ALMEIDA, 1976; MELO et al., 1985; MOHRIAK; BARROS, 1990). O evento tectônico responsável pela formação dessas bacias também formou intrusões alcalinas que se estendem desde Poços de Caldas até o Morro de São João, próximo de Rio das Ostras (ALMEIDA, 1983; SADOWSKI; NETO, 1981).

A Bacia de Taubaté é a maior bacia desse sistema de riftes terciários da região sudeste (**Figura 5**), sendo controlada por grandes falhas de direção NE no embasamento pré-cambriano, que foram reativadas como falhas extensionais normais e direcionais (RADAMBRASIL, 1983). A **Figura 5** mostra que o preenchimento sedimentar dessa bacia é associado à ambientes continentais lacustrinos e fluviais, que preenchem diversos compartimentos controlados por falhas normais que apresentam alternâncias de polaridade (MARQUES, 1990). A idade da sedimentação é atribuída a eventos tectônicos iniciados no

Eoceno, em função da ocorrência de lavas ankaramíticas datadas de 50 Ma na bacia de Volta Redonda (RICCOMINI; FRANCISCO, 1992) e estende-se até o Quaternário.



Modificado de Radambrasil (1963), Mohriak e Barros (1990), Valeriano e Heilbron (1993)

Figura 5 - Mapa geológico esquemático da região continental emergida adjacente ao segmento sudeste da margem divergente brasileira (BIZZI et al., 2003).

2.2.2 Bacia do Espírito Santo

A Bacia do Espírito Santo se estende do centro-norte do estado até o litoral sul do Estado da Bahia, onde se confronta com a Bacia Mucuri, e limita-se ao sul com Bacia de Campos. Limite este, que caracteriza a feição geológica conhecida como Alto de Vitória.

A evolução tectono-sedimentar pode ser associada a três megassequências ou fases principais (BIASSUSI et al., 1990; VIEIRA et al., 1994). A fase sinrifte (Formação Cricaré), de idade Neocomiano/Aptiano, é composta por rochas sedimentares depositadas em ambiente continental, registrando-se rochas vulcânicas, representadas pela Formação Cabiúnas, que repousam discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano, na base da coluna sedimentar, ou intercaladas com sedimentos sinrifte. A megassequência transicional (Formação Mariricu), de idade aptiana, é composta por sedimentos siliciclásticos (Membro Mucuri) e evaporitos (Membro Itaúnas), que marcam as primeiras incursões marinhas na bacia. Esta sequência relaciona-se ao estágio final da fase rifte, durante o processo de separação dos continentes. A megassequência pós-rifte ou marinha é caracterizada por uma sequência marinha de idade albiana, composta por rochas siliciclásticas e carbonáticas do

Grupo Barra Nova, recoberta por uma seqüência siliciclástica marinha transgressiva (Formação Urucutuca) de idade cenomaniana a eo-eocena, seguida por uma seqüência marinha regressiva (formações Rio Doce e Caravelas), do Meso/Eoceno ao Recente. Durante a fase de subsidência termal a evolução da bacia é intensamente influenciada pela tectônica salífera.

O Complexo Vulcânico de Abrolhos é caracterizado por rochas vulcânicas extrusivas e intrusivas recobrando sedimentos terciários e cretácicos das bacias de Mucuri e Espírito Santo (CORDANI, 1970; CORDANI; BLAZEKOVIĆ, 1970). A seqüência vulcanoclástica inclui tipos litológicos distintos como tufos, basaltos, hialoclastitos, brechas, diabásio e gabro, com datações pelo método K-Ar apresentando idades entre 64 e 32 Ma (CORDANI; BLAZEKOVIĆ, 1970). Idades obtidas pelo método Ar-Ar sugerem uma concentração de idades no intervalo Paleoceno–Eoceno (SZATMARI et al., 2000).

Bacoccoli (1982) e Sobreira (1996) propõem modelos geológicos em que as vulcânicas de Abrolhos são alimentadas por diápiros do manto e intrusões ígneas locais, com focos vulcânicos na plataforma continental da Bacia do Espírito Santo, enquanto Parsons et al., (2001) interpretam que as rochas vulcânicas são extrusivas e com fonte distante da área de ocorrência. Diques ígneos e evidências de estruturas afetando a seção sedimentar do Terciário Superior são reportadas por Sobreira (1997). Na zona de charneira da bacia são notadas reativações de falhas associadas à fase sinrifte do Cretáceo Inferior, algumas das quais apresentam movimentações até o Terciário Superior (SOBREIRA, 1999).

Na região entre as bacias de Mucuri e Espírito Santo, peculiar estilo de tectônica de sal (**Figura 6**) é condicionado pela sobrecarga das vulcânicas de Abrolhos formando frentes de empurrões com vergência na direção do continente (VAN der VEN et al., 1998; BIASSUSI et al., 1999). Numa primeira fase de halocinese, ocorreu a formação de falhas extensionais normais com mergulho predominante para leste, à semelhança das falhas da Bacia de Campos. Numa segunda fase de halocinese, a barreira formada pela extrusão e intrusão de lavas basálticas e rochas ígneas na região de Abrolhos resultou num obstáculo para o fluxo de sal na direção da bacia profunda, resultando na mobilização de evaporitos e folhelhos em direção contrária (oeste), associada a falhas de empurrão com vergência na direção do continente, e formação de feições compressionais. No terceiro estágio, ocorreu a formação de diápiros de sal penetrantes nas camadas sedimentares mais jovens, alguns dos quais afetam o Terciário Superior e Quaternário.

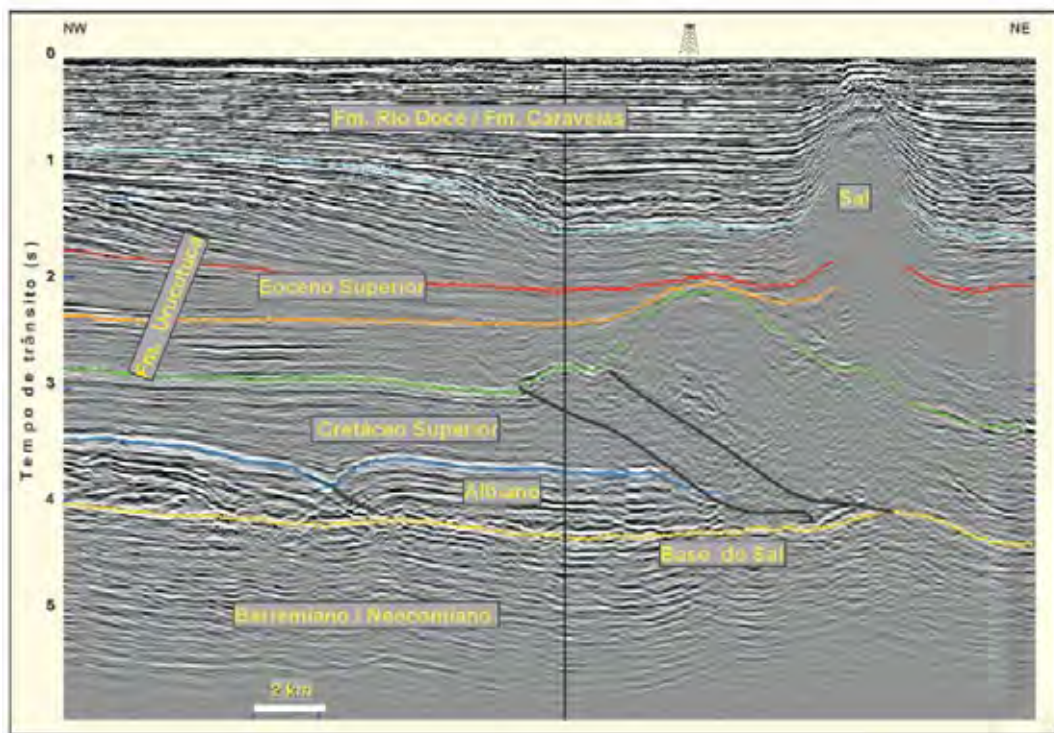


Figura 6 – Seção sísmica na Bacia do Espírito Santo (parte marinha), mostrando seqüências estratigráficas sinrife e pós-rife e estruturas extensionais e compressivas características da tectônica de sal (BIZZI et al., 2003).

Na região do talude e bacia profunda, particularmente no embainhamento da parte sul da bacia do Espírito Santo, nota-se a ocorrência de diápiros de sal (**Figura 7**) que afetam o fundo do mar (CAINELLI; MOHRIAK, 1998).

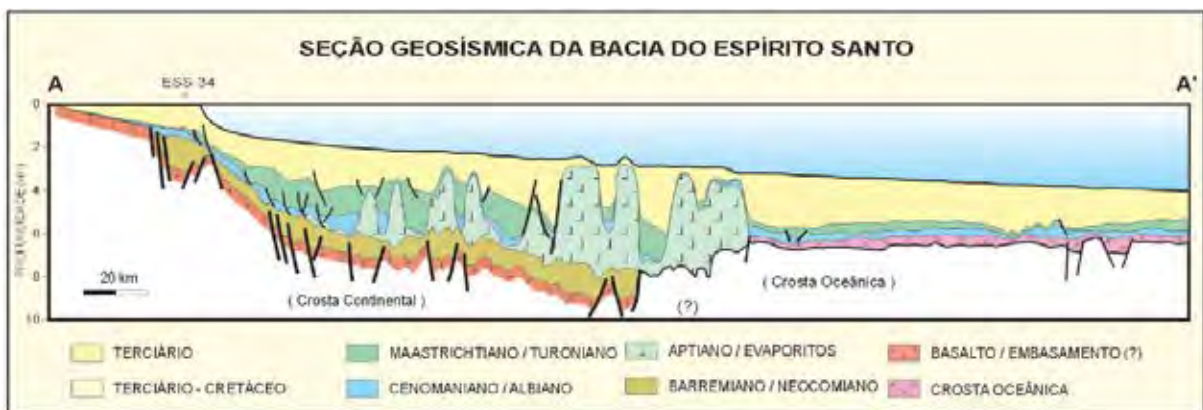


Figura 7 – Seção geológica esquemática na Bacia do Espírito Santo, mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrife e pós-rife (BIZZI et al., 2003).

2.2.3 Bacia de Campos

Dentro do contexto das bacias sedimentares da margem continental brasileira, a Bacia de Campos está no segmento divergente da chamada margem leste, sudeste e sul. Limita-se a norte com a Bacia do Espírito Santo, pelo Alto de Vitória, e a sul, com a Bacia de Santos, pelo Alto de Cabo Frio. Genericamente, seu arcabouço tectono-sedimentar pode ser caracterizado por três megassequências distintas (RANGEL et al., 1994). A fase sinrifte é marcada pela ocorrência de basaltos tholeiíticos amigdaloidais (Formação Cabiúnas), na base da coluna sedimentar, com datação radiométrica entre 134 e 122 Ma (MIZUSAK; THOMAZ; VALENÇA, 1988). Os sedimentos continentais da Formação Lagoa Feia correspondem a uma sequência carbonática-siliciclástica predominantemente lacustre, incluindo em sua parte superior um pacote de coquinas de pelecípodes (Membro Coqueiros), intercalada com folhelhos pretos carbonosos (PEREIRA; TRINDADE; GAGLIANONE, 1984; DIAS; OLIVEIRA; VIEIRA, 1988; GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989; ABRAHÃO; WARME, 1990). A megassequência transicional é caracterizada por um período de relativa quietude tectônica, registrando-se depósitos siliciclásticos aptianos acima da discordância *break-up*, e por depósitos evaporíticos do Membro Retiro, também incluídos na Formação Lagoa Feia. A megassequência pós-rifte ou marinha é inicialmente representada pelos carbonatos de água rasa da Formação Macaé (Albiano–Cenomaniano ~112 a 99 Ma), com fácies arenosa (Membro Goitacás) e calcarenítica (Membro Quissamã) que gradam no topo e na direção da bacia para uma sequência de margas e folhelhos (Membro Outeiro). A Formação Tamoios corresponde a pelitos de idade turoniano a cretáceo superior (~88 a 65 Ma), marcando uma fase marinha transgressiva. A partir do Cretáceo Superior a Terciário Inferior caracteriza-se uma fase marinha regressiva, com a deposição de siliciclásticos do Grupo Campos, que inclui uma sequência proximal (Formação Emborê), uma plataforma carbonática (Formação Grussaí), uma sequência distal com pelitos de talude (Formação Ubatuba), além de depósitos arenosos turbidíticos (Formação Carapebus) intercalados nos folhelhos batiais.

A tectônica de sal é pouco desenvolvida na plataforma continental, mas apresenta grandes diápiros de sal e muralhas na região além da quebra de plataforma, sopé de talude e bacia profunda, influenciando fortemente as sequências mais jovens, formando anticlinais, *roll-overs*, depocentros localizados entre diápiros de sal (mini-bacias), registrando-se também feições compressivas próximas do limite crustal (FIGUEIREDO; MARTINS, 1990;

DEMERCIAN; SZATMARI; COBBOLD, 1993; COBBOLD et al., 1995; MOHRIAK et al., 2000).

Ricci e Becker (1991) dividem a fase marinha regressiva em 4 principais unidades estratigráficas ou seqüências: a unidade I (Paleoceno–Eoceno Médio) é tipicamente progradante, a unidade II (Eoceno Médio–Oligoceno Inferior) é tipicamente agradacional, a unidade III (Oligoceno Inferior–Mioceno Inferior) é novamente progradacional, e a unidade IV (Mioceno Inferior–Recente) é caracterizada por grandes sigmoidais. Souza Cruz e Appi (1999) e Souza Cruz (2001) caracterizam hierarquicamente diversas seqüências estratigráficas e discutem as principais fácies sedimentares observadas nas progradações sigmoidais do Terciário Superior na Bacia de Campos. Johann (1999) caracteriza as diversas fácies de reservatórios turbidíticos das principais acumulações de hidrocarbonetos da porção central da Bacia de Campos.

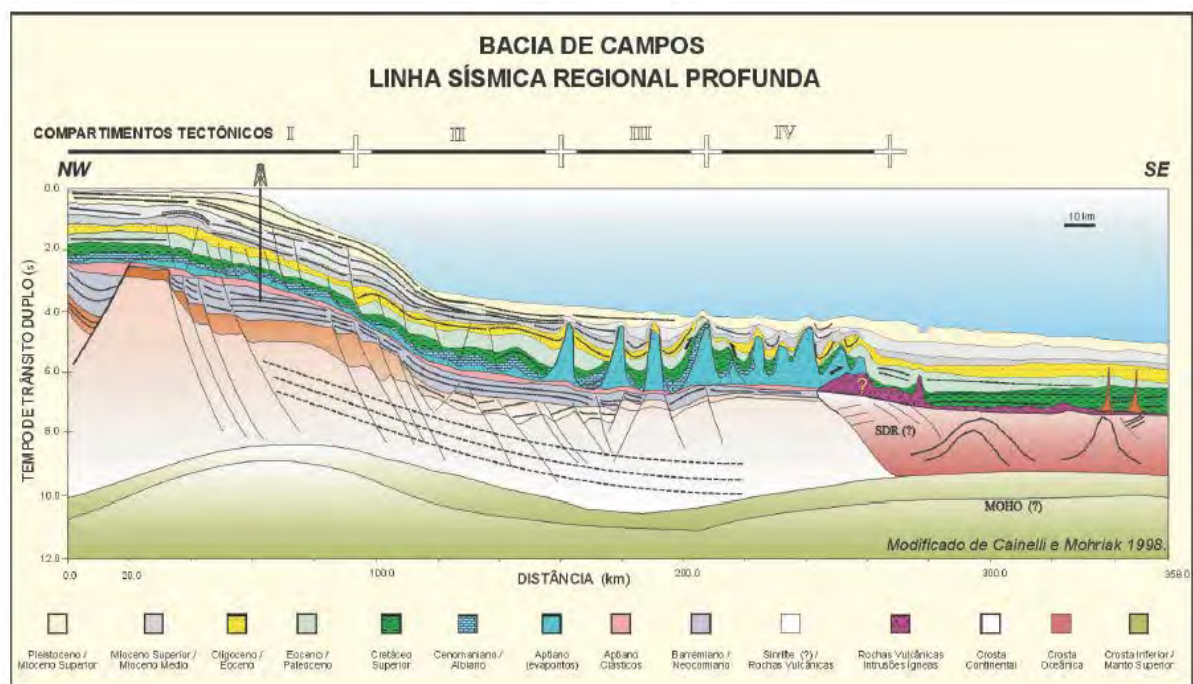


Figura 8 - Seção geosísmica na Bacia de Campos, mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e compartimentos tectônicos associados à halocinese (BIZZI et al., 2003).

A **Figura 8** apresenta a interpretação esquemática da arquitetura crustal, com a divisão dos diversos domínios ou compartimentos tectônicos da bacia, em função do estilo de tectônica de sal (JACKSON et al., 1998; MOHRIAK; CRAMEZ; JACKSON, 1999; MOHRIAK et al., 2000). O domínio I é caracterizado por tectônica extensional, com falhas lítricas normais sintéticas e antitéticas, o domínio II é caracterizado por almofadas de sal, o domínio III por diápiros e muralhas de sal, localmente com indicações de incipiente inversão

de falhas, e o domínio IV por feições compressionais, particularmente com empurrões junto ao limite crustal e localmente ocorrem línguas de sal alóctone.

O desenvolvimento de seu arcabouço tectono-estratigráfico compreende três megasseqüências (PEREIRA; MACEDO, 1990; PEREIRA; FEIJÓ, 1994). A megasseqüência sinrifte ou continental, de idade neocomiana/barremiana, foi amostrada em poucos poços proximais, registrando-se siliciclásticos grosseiros (Formação Guaratiba) assentados discordantemente sobre rochas vulcânicas (basaltos tholeiíticos amigdaloidais, de cor verde escuro), de idade aproximada de 130–120 Ma (PEREIRA; FEIJÓ, 1994), englobados na Formação Camboriú. A megasseqüência transicional caracteriza-se pela deposição de siliciclásticos e evaporitos aptianos, depositados acima da discordância *break-up*, em ambiente marinho restrito, registrando-se carbonatos, anidrita e halita na Formação Ariri. A terceira fase tectônica corresponde à megasseqüência pós-rifte ou marinha, associada a subsidência térmica durante a deriva dos continentes. Esta fase inicia-se por depósitos siliciclásticos (Formação Florianópolis) e carbonáticos (Formação Guarujá) de idade eo/mesoalbiana, que posteriormente foram recobertas por sistemas transgressivos clástico/carbonáticos (Formação Itanhaém) do Neo-Albiano ao Eo/Cenomaniano (PEREIRA et al., 1986). O subsequente aprofundamento da bacia resultou na implantação de um ambiente marinho transgressivo até o Meso/Turoniano (Formação Itajaí-Açu), seguido por fortes eventos regressivos a partir do Maastrichtiano (formações Santos e Juréia), resultando num sensível avanço da linha de costa na direção do mar (PEREIRA; MACEDO, 1990). O Terciário da Bacia de Santos é representado pelo sistema Iguape/Marambaia, com dominância de plataformas carbonáticas na porção centro-sul e forte influxo de clásticos grosseiros na porção norte. A sedimentação culmina com a deposição de areias e folhelhos da Formação Sepetiba, de idade pleistocênica (PEREIRA; MACEDO, 1990; PEREIRA; FEIJÓ, 1994). O segmento central do sistema de depocentros da fase rifte que se estende entre a Bacia de Santos e o sul da Bacia de Campos é caracterizado por uma faixa de anomalias gravimétricas negativas, com direção NNE, indicativas de grande profundidade da base do sal e do embasamento, com um principal depocentro a leste do gráben de Merluza (KARNER; DRISCOLL, 1999; MEISLING et al., 2001). Destaca-se na parte centro-norte da Bacia de Santos, entre a região de Cabo Frio até a região central da Bacia, ao sul da Ilha Grande, a ocorrência de uma grande falha lítrica antitética, associada a tectônica de sal (MOHRIAK et al., 1995b). Esta feição relaciona-se com uma progradação maciça de sedimentos siliciclásticos no Cretáceo Superior, resultando em expulsão dos evaporitos e criando uma

cicatriz de sal que é coberta por sedimentos pós-albianos, que ficam cada vez mais novos à medida que se aproximam do plano da falha de baixo ângulo. A falha de Cabo Frio controla também uma grande faixa alongada com ausência de sedimentos albianos (*Albian gap* ou vazio albiano), cujo modelo de formação tem sido discutido em diversos trabalhos (MOHRIAK et al., 1995b; CAINELLI; MOHRIAK, 1998). Modelagens físicas desta feição halocinética sugerem diferentes hipóteses, algumas com grande extensão da cobertura sedimentar, e outras, alternativamente, com pouca extensão (SZATMARI et al., 1996; GE et al., 1997, MOHRIAK; SZATMARI, 2001).

Na parte norte da bacia, junto ao Alto de Cabo Frio, ocorrem feições vulcânicas do Cretáceo Superior (notadamente na Bacia de Santos) e do Terciário (na direção da Bacia de Campos), formando cones vulcânicos e diversas fácies vulcanoclásticas (MIZUSAKI; MOHRIAK, 1992). Na parte sul da bacia, próximo à região da Plataforma de Florianópolis, destaca-se a ocorrência de muralhas de sal com geometria linear em planta e que em seções sísmicas aparecem com forma de agulhas atravessando toda a seqüência sedimentar cretácica e terciária. Ocorrem também nessa região anomalias gravimétricas e magnéticas de direção NNE associadas a altos vulcânicos na direção da plataforma de Florianópolis e anomalias E-W que correspondem a zonas de fraturas (Zona de Fratura do Rio Grande).

2.2.4 Quaternário

O Quaternário representa cerca de 1,81 Ma, correspondendo a menos de 1/2.550 da história a Terra (SUGUIO, 2001). Esse fato, porém, não isenta pesquisadores da busca por mais informações sobre o período uma vez que ele abrange desde o aparecimento do homem até aos dias atuais. Este período foi pano de fundo para definitivas mudanças peleambientais de natureza paleoclimática ocorridas na superfície terrestre (LOWE; WALKER, 1997).

Nos últimos 7.000 anos acredita-se que pelo menos três fases de formação de lobos deltaicos foram desenvolvidas na foz do rio Paraíba do Sul, com variações também na posição da calha principal (ARGENTO, 1979). O contorno do litoral deve ter sido alterado diversas vezes por afogamentos, erosões e dissecações, que influenciaram na deposição dos sedimentos nas lagoas costeiras, principalmente devido a fases transgressivas e regressivas do mar e da reversão do regime de ondas do setor sul. Esses fatores devem ter desempenhado fundamental importância na evolução ambiental desta região (SILVA, 1987; MARTIN, SUGUIO; FLEXOR, 1993; MARTIN et al., 1997).

Para a cidade de Jacareí, interior de São Paulo, Garcia et al., (2003) observaram que entre 9.720 anos A.P. e cerca de 8.240 anos A.P. (idades 14C) o médio vale do rio Paraíba do Sul foi caracterizado por possuir um clima regional úmido e frio. Entre + 8.240 até cerca de 5.400 anos A. P. o clima foi úmido e quente e a partir de 5.400 anos A. P. a + 3.500 anos A. P. o clima se tornou mais seco do que atualmente. Nos últimos 3.500 anos o clima apresentou condições mais frias e úmidas na região. Para Barros (2003), o médio vale do rio Paraíba do Sul no limite São Paulo com Rio de Janeiro, na cidade de Bananal, apresentou entre 13.000 a 9.000 anos A. P. (idade 14C) período de instabilidade climática, com alternância de estações de alta pluviosidade e de estio. Já em Barros, Barth e Mello (1999) e Barros et al. (2000) a interferência do europeu na região foi muito evidente com a diminuição da floresta.

No litoral sul do Rio de Janeiro, na região de Sepetiba, Coelho et al., (1999), Santos et al., (2000) e Coelho et al., (2002) descreveram o comportamento da vegetação de 6.300 a 700 anos A.P. (idade 14C): sob um clima inicialmente úmido, houve o favorecimento da expansão florestal e da vegetação costeira de mangue e restinga (fase de 6.300 a 4.650 anos A.P.). De 4.650 a 1.350 anos A.P. teria ocorrido uma redução nas condições úmidas com aumento das áreas de mangue e de campo. Em 3.500 anos A.P. teria ocorrido o início de um período regressivo marinho que duraria até 2.700 anos A.P. De 2.700 a 2.400 anos A.P. um período transgressivo de proporções menos acentuadas teria ocorrido na região. A partir de 2.400 anos A.P. o último evento regressivo trouxe o nível do mar até o existente na atualidade. De 1.350 a 100 anos A.P. as condições de umidade retornaram (nessa fase teria havido um intervalo de menos umidade em 775 a 213 anos A.P.), aumentando os elementos florestais e decaindo os dos campos. As condições de maior e menor umidade dos últimos 1.000 anos em Sepetiba foram relacionadas por Coelho et al., (1999) a variações climáticas, porém os últimos 100 anos marcaram a passagem de condições anteriores favoráveis para a vegetação florestal para uma situação de acelerada diminuição espacial desta. Esta condição foi relacionada com a intensa exploração humana na região.

No litoral nordeste do estado do Rio de Janeiro, estudos antracológicos em Sambaquis, localizada entre Saquarema e Cabo Frio, demonstraram duas flutuações significativas do espectro de carvão relacionado ao manguezal: duas fases úmidas - de 5.500 a 4.900/4.500 anos A.P. e outra de 2.300 a 2.000 anos A.P. (idade 14C) - e dois episódios secos - de 4.900/4.500 a 2.300 e outro de 2.000 a 1.400 anos A.P. (idade 14C) - mas essas fases não

foram relacionadas a variações do nível do mar, e sim atribuídas às condições edáficas desses ambientes (SCHEEL-YBERT, 2000).

No litoral norte do estado, dados palinológicos obtidos de estudos na Lagoa de Cima indicaram quatro fases de desenvolvimento da vegetação (LUZ; BARTH; MARTIN, 1999; BARTH et al., 2001): uma primeira fase quente e úmida teria ocorrido em torno de 6.000 anos A.P. (idade 14C). As áreas brejosas em torno da lagoa se encontravam colonizadas por uma floresta do tipo pioneira na sucessão ecológica. No final da fase teria ocorrido um período seco quando o espelho de água da lagoa se retraiu estabelecendo-se um sistema fluvial que predominou sobre o lacustre, inclusive com a deposição de areias no local de amostragem. A expressão mais dominante da vegetação regional era a campestre. Uma segunda fase ainda quente, porém mais úmida que a anterior, teria ocorrido após 6.000 anos A.P. O lago se encontrava novamente instalado, no entanto com reduzido espelho de água. A vegetação brejosa e a floresta estacional semidecidual se apresentavam em um estágio desenvolvido na sucessão ecológica. A floresta ombrófila densa se encontrava em estágio pioneiro nos vales mais úmidos. Uma terceira fase teria sido quente e úmida, porém sazonalmente seca no período anterior a 4.000 anos A.P. O nível do mar que gradualmente abaixou depois de 5.100 anos A.P. teria provocado um abaixamento do nível de água na lagoa. A vegetação regional era caracterizada pela presença da floresta ombrófila densa nos vales, encostas e topos das montanhas, enquanto a floresta estacional semidecidual ocupava as colinas e a planície. No final dessa fase teria ocorrido um período de transição com uma redução da vegetação brejosa. A última fase registrada no testemunho de sondagem teria sido mais seca e com altas temperaturas, em torno de 4.000 anos A.P. O lago teria perdido mais água. A floresta estacional semidecidual estava bem desenvolvida na região enquanto a floresta ombrófila densa estava confinada nas encostas e vales mais úmidos. No final dessa fase um novo processo fluvial teria predominado sobre o lacustre.

Já na Lagoa Salgada (RJ), litoral de Campos, próximo a Cabo de São Tomé, que está atualmente localizada em área de restinga, Toledo, Barth e Silva (1998) e Barth et al., (2001) constataram uma situação de clima úmido nos últimos 3.000 anos A.P. (idade 14C), bastante semelhante ao atual, interrompida por um período de condições ambientais secas, datado em torno de 2.540 anos A.P.

2.2.4.1.1 Mudanças Paleogeográficas Registradas no Holoceno

Vários pesquisadores sugeriram a ocorrência de mudanças paleogeográficas na planície costeira do rio Paraíba do Sul durante o Holoceno, conforme suas observações de caráter geológico. São eles Lamego (1955), Bacoccoli (1971), Araújo et al., (1975), Dias; Gorini (1979 e 1980), Dias (1981) e Dias et al., (1984). No entanto, nenhum desses autores considerou o papel desempenhado pelo abaixamento do nível relativo do mar e as fases de ocorrência de prováveis “El Niño”.

Argento (1979; 1987) em suas pesquisas geomorfológicas no norte fluminense, assumiu que as vigências de climas semi-áridos frios no sudeste do Brasil corresponderam a abaixamentos do nível do mar e que as mudanças climáticas havidas no passado afetaram o regime fluviométrico do rio Paraíba do Sul. O autor relata ainda que com o final da grande ascensão do nível do mar, a planície de Campos tornou-se um “locus” deposicional, onde lâminas deltaicas passaram a surgir. Os sedimentos depositados superficialmente formaram lobos deltaicos de textura fina e pertencentes a um único talhe (o silte), o que corrobora sua geração ao clima hoje vigente.

As variações do nível do mar explicando a existência de praias fósseis interiorizadas e faixas de restingas geradas durante a fase máxima da última transgressão (há cerca de 3.900 anos A.P., idade 14C), devem ter estado relacionadas no passado geológico. O processo de progradação da costa foi contínuo, embora a velocidade de acumulação possa ter variado, como também a posição da calha principal do rio Paraíba do Sul. Atualmente, os rios Ururaí, Macabu, Paraíba do Sul e Muriaé, além do córrego do Cula, são os que participaram de maneira significativa para a evolução dos lobos sub-atuais e atuais. Como são rios de planície, parte de suas cargas fluviais transportadas sofre deposição nos seus baixos vales, chegando apenas os sedimentos finos à área deltaica.

De acordo com o modelo evolutivo proposto por Lamego (1955), um primeiro delta foi construído na planície da foz do rio Paraíba do Sul durante o Holoceno antigo, coincidindo com a transgressão pós-glacial. Este delta seria do tipo Mississipi, com a orientação do rio Muriaé, alcançando a zona sul do atual cabo de São Tomé. Segundo Lamego (1945) o “Cômoro de São Tomé era uma formidável barragem, responsável pelo alagamento geral das planícies, e somente depois da abertura permanente da Barra do Furado, esse fenômeno foi controlado”. Esse delta teria sido formado em 4 fases principais: Na primeira fase, no Holoceno antigo, o leito principal do rio tomava direção NW-SE, como mencionado acima, denominado de Córrego do Cula. Numa segunda etapa, após a transgressão pós-glacial,

formou-se um delta do tipo Ródano. Esse teve início quando o rio Paraíba do Sul, ao atravessar os Tabuleiros na altura da cidade de Campos, penetrou imediatamente nos fundos da baía, ao norte do antigo delta. Seus inúmeros braços vertiam para o Córrego do Cula, onde o antigo delta foi sendo soterrado por aluviões e pelas enchentes do rio Paraíba do Sul. A partir da terceira fase, o rio já não penetraria livremente pelo mar, porém o delta se comportaria como do tipo Paraíba, i.e, em forma de cúspide. Os fatores marinhos predominariam sob os fluviais, sendo que o rio desceria encaixado por entre uma sucessão de faixas de restingas paralelas, sedimentando estreitas faixas de aluviões de ambos os lados do rio. Na fase final, as correntes costeiras e as ondas retrabalharam o material de fundo de uma baía chamada "Baía da Lagoa Feia" que eram provenientes da erosão de uma parte dos Tabuleiros do Grupo Barreiras, existentes em torno da antiga baía. Formou-se então a sucessão de restingas existentes a sudoeste do Cabo de São Tomé, fechando essa baía e tomando assim sua forma atual. Devido à descarga proveniente da Lagoa Feia no Atlântico, o conflito gerado pelo encontro dessas águas formaria um delta de maré, próximo ao Cabo de São Tomé. Além desses tipos de delta, os deltas de ondas, produzidos nas grandes tempestades, teriam transportado e espalhado areias pelo interior e ao longo de toda a costa. Segundo Araújo et al., (1975), "a construção do complexo deltaico holocênico do rio Paraíba do Sul iniciou-se depois que o mar atingiu seu nível mais elevado na transgressão Flandriana, e desenvolveu-se em duas fases distintas: uma abandonada e outra atuante". A reconstrução paleogeográfica desses autores foi baseada na idéia anterior de Lamego (1955) (**Figura 9**).

Entretanto, segundo Dias e Gorini (1980), um delta do tipo Mississipi não poderia ter sido construído mar adentro em litoral de alta energia como foi proposto por Lamego (1955) e confirmado por Araújo et al., (1975), devido ao regime de ondas na área ser incompatível com isso. De acordo com Martin et al., (1984), Martin, Suguio e Flexor (1993) e Martin et al., (1997) o modelo evolutivo do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul é semelhante ao da formação da planície do rio Doce, que teria sido reflexo da variação do nível do mar nos últimos 7.000 anos A.P. A reconstrução mais completa de uma curva das variações holocênicas do nível do mar para a costa do Brasil foi a da região de Salvador na Bahia, sendo prontamente aplicável na evolução da planície deltaica do rio Paraíba do Sul (LUZ, 2003). De acordo com os estudos desenvolvidos na região norte fluminense por esse pesquisador e equipe, na fase anterior a 120.000 anos A.P. teria ocorrido a sedimentação continental Terciária da Formação Barreiras sob um clima semi-árido e quando o nível marinho deveria estar bem abaixo do nível atual. Provavelmente teriam sido formados leques aluviais

coalescentes pós-Barreiras. No entanto, não foram observados na atualidade vestígios disso. Uma segunda fase corresponderia à penúltima transgressão ocorrida há + 123.000 anos A.P., quando o nível do mar situava-se de 2 a 8 metros acima do atual. Nesta fase a planície costeira não existiria. Os sedimentos Terciários do Grupo Barreiras, juntamente com os vales e rochas do embasamento Cristalino, teriam sido invadidos pelo mar, desenvolvendo-se numerosas lagunas. Essa ingressão do mar foi delimitada na atualidade por uma linha de falésias interiores localizadas nos sedimentos do Grupo Barreiras. O curso inferior do rio Paraíba do Sul teria formado um estuário. Em uma terceira fase, após 120.000 anos A.P., o nível do mar começou a descer e a construir os terraços arenosos Pleistocênicos recobertos pelos cordões litorâneos, onde uma rede hidrográfica se instalou sobre a planície costeira, escavando vales profundos. Esses terraços estão diretamente encostados nos sedimentos do Grupo Barreiras. Na quarta fase, após 18.000 anos A.P. (máximo da última glaciação Quaternária de maior amplitude que atingiu o hemisfério norte), o nível do mar se elevou rapidamente, destruindo grande parte da planície costeira Pleistocênica. No Holoceno, a partir de 7.000 anos A.P., teria havido o assoreamento parcial de uma vasta paleolaguna, que estaria separada do mar aberto por ilhas barreiras, tendo início a formação da planície costeira Holocênica. Essas ilhas deveriam estar localizadas em posições mais externas, tendo atingido sua posição final por volta de 5.000 anos A.P. (**Figura 10**).

As zonas baixas do Grupo Barreiras e os vales escavados nos terraços Pleistocênicos foram, nesta fase, invadidos pelo mar, formando-se muitas lagunas alongadas. A última fase, a partir de 5.100 anos A.P., está relacionada ao abaixamento do nível relativo do mar, que foi acompanhado pela transferência de areias da plataforma continental interna para a praia. Essas areias teriam sido retrabalhadas pelas correntes de deriva litorânea de sentido S-SE, tendo contribuído na construção dos terraços arenosos Holocênicos. A ressecção parcial da extensa laguna ocorreu não somente pelo abaixamento do nível relativo do mar, mas também pelo aporte fluvial do rio Paraíba do Sul, que despejava totalmente seus sedimentos dentro da paleolaguna (**Figuras 10 e 11**).

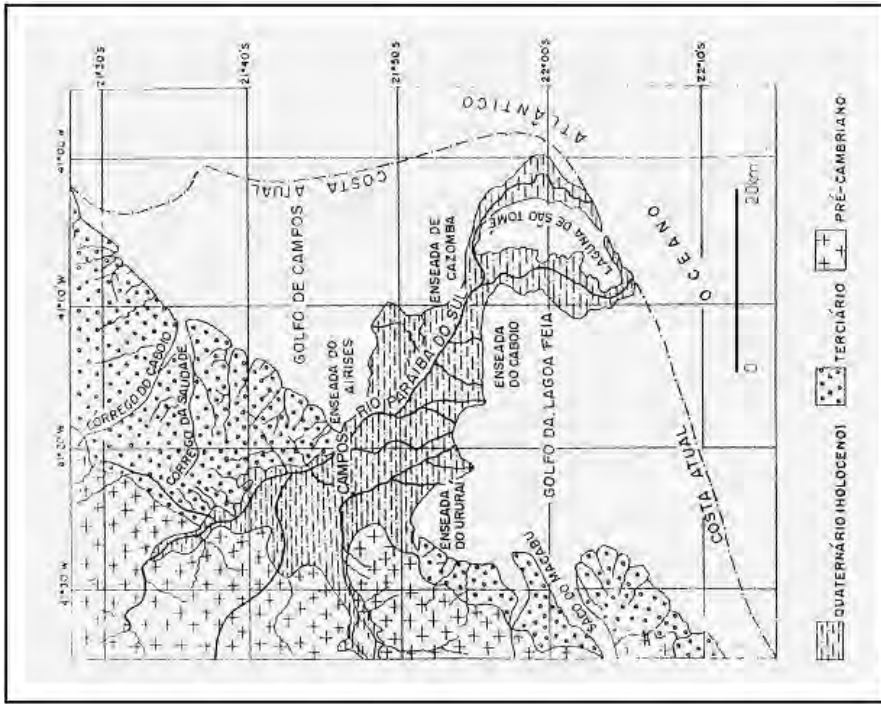


Figura 9 - Modelo evolutivo para a planície deltaica do rio Paraíba do Sul, segundo LAMEGO (1955) e ARAÚJO et al., (1975).

Primeira etapa de evolução do “Delta Holocênico”. Repare que as Lagoas de Cima e Lagoa do Campelo não estão representadas nesse esquema por que ainda não tinham sido formadas.

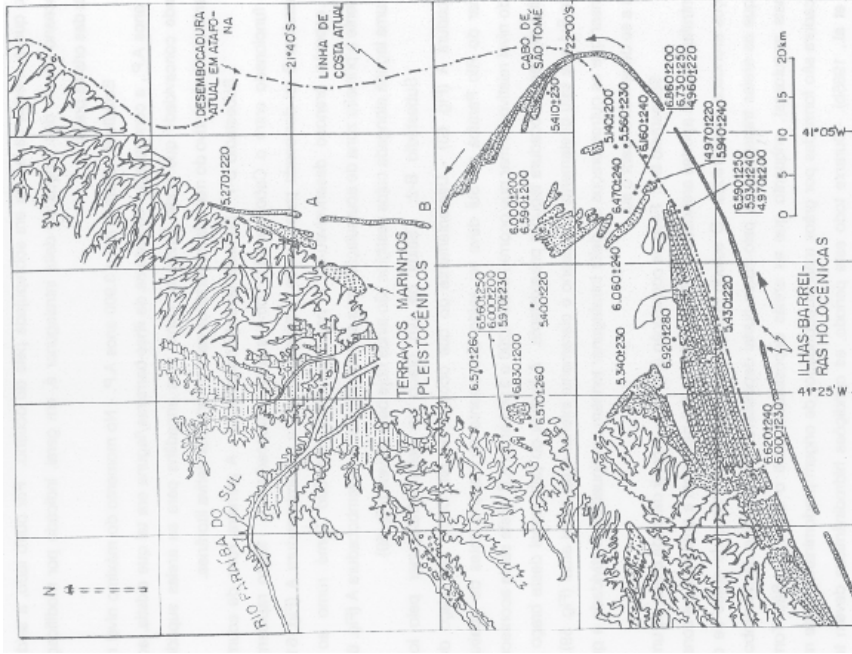


Figura 10 – Modelo esquemático evolutivo para a planície deltaica do rio Paraíba do Sul – estágio a (MARTIN; SUGUIO; FLEXOR, 1993).

Fase em torno de 5.100 anos A.P. – situação do sistema de ilhas barreiras/laguna correspondente ao nível máximo holocênico. Note que a Lagoa de Cima foi representada nesse esquema e a Lagoa do Campelo não, pois a área ainda era lagunar e delimitada pela desembocadura A (círculo em vermelho). Notar ainda a outra desembocadura B (círculo em vermelho) e que nesse estágio nenhum braço do rio Paraíba do Sul atingia diretamente o oceano.

De acordo com os estudos desenvolvidos por Silva (1987) na Lagoa Feia, localizada na planície deltaica do rio Paraíba do Sul, foram identificadas cinco fases associadas às variações eustáticas ocorridas no final do Terciário e início do Quaternário. A primeira fase englobaria um primeiro evento transgressivo, o que provocou o afogamento e erosão parcial dos Tabuleiros (Grupo Barreiras), esculpindo falésias. A fase subsequente estaria relacionada a um evento regressivo, com a formação de um primeiro sistema de cristas de praia, paralelas à orientação das paleofalésias do Grupo Barreiras.

A terceira fase englobaria o evento posterior, novamente transgressivo, que truncou as cristas de praia formadas anteriormente, pelo desenvolvimento de cordões litorâneos e ilhas-barreira. Este terceiro evento é associado à transgressão Cananéia (120.000 anos A.P.).

A quarta fase corresponderia a um evento regressivo (15.000 anos A.P.), formando um novo sistema de cristas de praia a partir da ilha-barreira, que truncou ortogonalmente o sistema de cristas de praia formadas anteriormente, na segunda fase. O quinto e último evento correspondeu à última transgressão Holocênica, com o nível do mar máximo alcançado em 5.100 anos A.P., atingindo 4 metros acima do nível atual, o que provocou o afogamento parcial de grande parte da planície costeira, afogando as cristas de praia formadas na quarta fase. Nesta fase originou-se uma extensa paleolaguna desenvolvendo lagunas e mangues. A Lagoa Feia teria sido formada posteriormente na planície deltaica do rio Paraíba do Sul. Também nessa fase teria ocorrido a mudança de orientação do rio Paraíba do Sul para sua posição atual. Ao norte do Cabo de São Tomé esta fase transgressiva atingiu porções mais interiores e a base das paleofalésias do Grupo Barreiras. Oscilações eustáticas menores após 5.100 anos A.P. provocaram a erosão de parte dos cordões arenosos da quarta fase e, foram responsáveis pela formação de cordões arenosos simples, a partir de sedimentos da Lagoa Feia, principalmente em sua margem oeste. Também após 5.100 anos A.P. houve o retrabalhamento das conchas do fundo da Lagoa Feia, além da deposição de sedimentos de pântanos e turfas pela região.

Segundo Dominguez, Martin e Flexor (1989), verificou-se desde o Pleistoceno que a região principal de acumulação de sedimentos tem se deslocado progressivamente para o setor norte da planície quaternária. Assim, a linha de costa progradou por mais de 30 km e o curso do rio sofreu uma mudança para norte, representada pelos lobos atuais.

De acordo com Argento (1979), os baixos vales possuem morfologia muito ampla para os respectivos rios e com fundo deposicional plano, indicando oscilação do nível do mar, com uma submersão recente próxima às desembocaduras dos rios.

A Lagoa de Cima, estando encravada em um vale escavado entre os aluviões do rio Paraíba do Sul, o Grupo Barreiras e o Sistema Cristalino, teria sua provável origem no limite Terciário Superior/Pleistoceno, quando sedimentos fluviais provenientes do rio Paraíba do Sul juntamente com os sedimentos detríticos formadores do Grupo Barreiras e daqueles carreados do relevo mais íngreme da microbacia, entulharam e barraram a comunicação direta de uma paleoenseada (chamada Ururaí por LAMEGO, 1955) com o mar (LAMEGO, 1955; MARTIN et al., 1984; MARTIN, SUGUIO; FLEXOR, 1993). Seria a lagoa de formação geológica mais antiga da região norte fluminense (SOFFIATI NETTO, 1985).

É provável que a Lagoa do Campelo tenha sido formada como consequência do rebaixamento eustático, após o pico transgressivo de 5.100 anos A.P., quando o contato de uma paleolaguna com o mar foi fechado. A Lagoa do Campelo é então remanescente de processos lagunares e da deposição dos cordões arenosos (“*beach ridges*”) da restinga, que a isolou do mar a cerca de 3.000 anos A.P. (LAMEGO, 1955; MARTIN et al., 1984; MARTIN, SUGUIO; FLEXOR, 1993) (**Figura 12**).

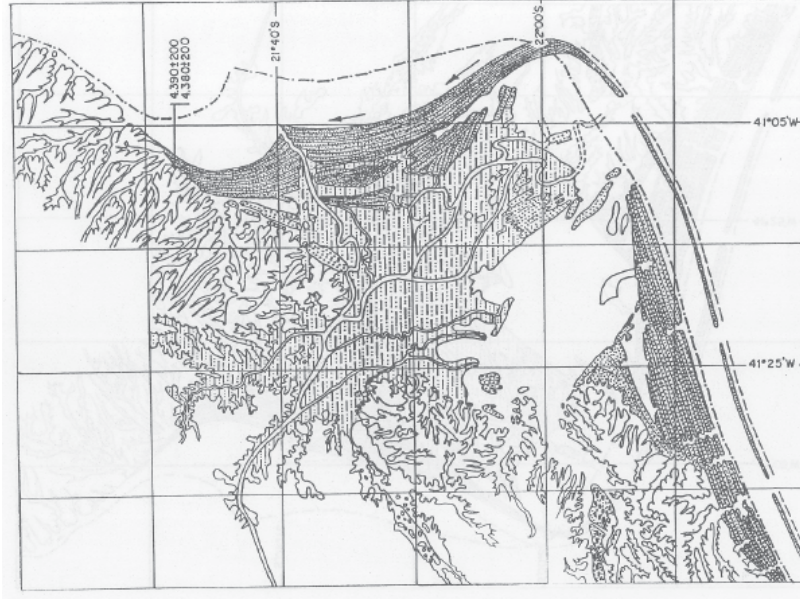


Figura 11 – Modelo esquemático evolutivo para a planície deltaica do rio Paraíba do Sul – Estágio b-5 (Martin; Suguio; Flexor, 1993).

Segunda fase de construção a partir da desembocadura, no intervalo de tempo correspondente a 5.100 a 3.900 anos A.P. Note que a Lagoa de Cima e a Lagoa do Campelo foram representadas neste esquema. Notar que o regime de ondas vinha do setor sul e que havia braços do rio Paraíba do sul desaguando dentro da paleolaguna. Notar também que somente a desembocadura A progradação pela deposição de sedimentos estava ativa.

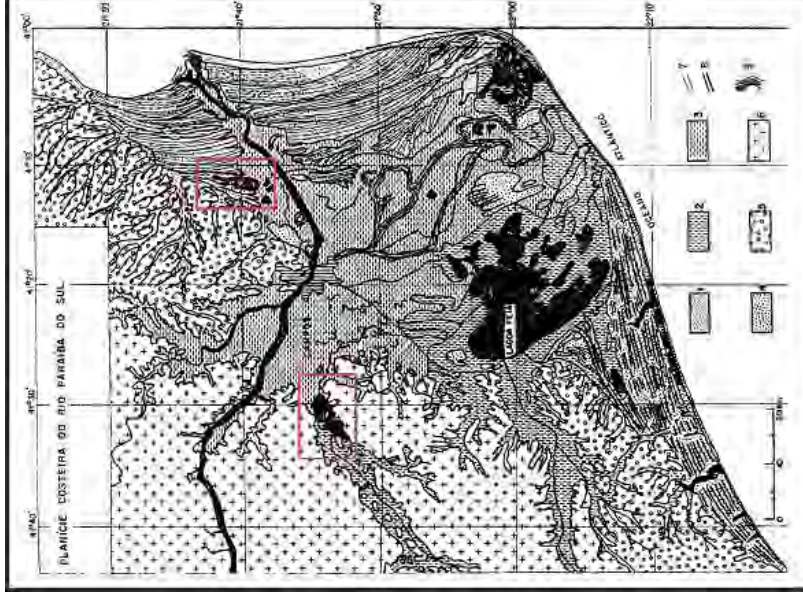


Figura 12 – Mapa esquemático da Planície deltaica do rio Paraíba do Sul – Estágio atual (segundo MARTIN, SUGUIO; FLEXOR, 1993).

Em destaque as lagoas de Cima (mais à esquerda) e do Campelo. (1) Terraço marinho holocênico, (2) sedimentos lagunares, (3) sedimentos fluviais (delta intralagunar), (4) terraço pleistocênico, (5) sedimentos continentais terciários (Fm Barreiras), (6) embasamento cristalino pré-cambriano, (7) alinhamento de cristas praias holocênicas, (8) alinhamento de cristas praias pleistocênicas e (9) paleocanais fluviais.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais aspectos deste capítulo consistiram em desenvolver roteiros e procedimentos geotecnológicos capazes de gerar produtos eficazes na implementação do ‘Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais’, que até então era desenvolvido manualmente. Essa era a grande barreira a ser transposta, se levado em consideração que o método só poderia ser aplicado a pequenas áreas devido à morosidade do processo manual. Há que se ressaltar, no entanto, que o método não passou a ser automático, e sim, semi-automático. Essa aparente ‘pequena’ mudança nada tem de pequena. Ao contrário, foi um grande passo rumo à automatização na aplicação de ferramentas geotecnológicas específicas para obtenção de um produto conciso e apurado quando comparado ao obtido manualmente.

3.1 Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais (MMMG)

3.1.1 Extração Manual de Feições – Breve histórico

Todo o trabalho de confecção de mapas no MMMG é desenvolvido pela extração manual de feições (fraturas, juntas, falhas, lineamentos estruturais) em suas diferentes etapas. A primeira delas, em qualquer estudo de mapeamento geoambiental, está na produção do ‘Diagnóstico Zero’ (DZ), que consiste em pesquisas bibliográficas e cartográficas para a área de interesse com o objetivo maior de coletar informações relevantes para o desenvolvimento

do trabalho, bem como a detecção de lacunas no banco de dados atual que possam vir a ser preenchidas pelos produtos (cartas, tabelas, mapas). Dentre os aspectos bibliográficos e cartográficos principais, destacam-se hidrologia, hidrografia, hidrogeologia, geologia, geomorfologia, pedologia, uso/ocupação, cobertura vegetal, clima, estruturas, morfoestruturas, morfotectônica, palinologia, arqueologia, datações, paleoclima, antropologia e toda a sorte de mapas/cartas que estivessem disponíveis para a área de interesse.

Em geral, ao fim da elaboração do DZ verificam-se muitas lacunas que podem vir a comprometer o desenvolvimento do trabalho e conseqüentemente os resultados. Como estes dependem diretamente do objetivo a que se propõe a pesquisa, cabe ao analista decidir preencher todas as lacunas encontradas ou apenas aquelas de influência e peso consideráveis. As lacunas encontradas no DZ é que vão dar as diretrizes a serem seguidas a fim de que o mapeamento atinja o objetivo proposto. O DZ, em linhas gerais, tem como objetivo organizar e adequar informações sobre a região de estudo bem como homogeneizar as escalas, tornando-as passíveis de serem integradas e interpretadas uma vez que as informações advêm de fontes diversas, geralmente com dátuns e sistemas de projeção distintos. Além disso, viabiliza o diagnóstico específico de complementações dos dados que contribuirão para consecução do trabalho.

A primeira etapa prática e a base do 'Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais' consistia no adensamento da drenagem, que era feito através da reunião de cartas topográficas, geralmente em escala 1: 50.000, que recobrissem a região de interesse, e desta, a cópia manual das linhas de drenagem para formar um plano de informação independente. Com base nestas cartas, em conjunto com cartas hipsométricas e imagens de satélite ou aerofotos pancromáticas, a drenagem era adensada até onde o olho humano conseguia fazer distinção entre alvos, o que por si só já é um fator limitante e, possivelmente, uma fonte de incertezas. Evidentemente sempre se corre o risco de classificar como dreno uma estrada vicinal e vice-versa. Eram empregadas técnicas e critérios fotointerpretativos pertinentes a fim de evidenciar a textura e o padrão de textura da drenagem. Quando necessário, era empregado estereoscópio de espelho para fotointerpretação do objeto.

Este procedimento era necessário para completar, principalmente, drenos de 1ª ordem, os quais estão diretamente associados à acuracidade dos mapas de traços de juntas e de máximos 1 e máximos 2.

Após a complementação da drenagem, passava-se à extração de lineações de drenagem, que segundo Veneziani, Anjos (1982), são feições lineares de drenagem sob a forma de segmentos retilíneos de elementos texturais fortemente estruturados unidirecionalmente. Eram destacados os drenos de 1ª ordem estritamente retilíneos, classificados como traços de juntas e fraturas, de comprimento médio, independente da escala, sempre entre 2 e 3mm. A partir deste plano de informação eram gerados, como já dito, os mapas de traços de juntas e de máximos 1 e máximos 2. O primeiro consistia apenas das lineações retilíneas extraídas e o segundo restringia-se às duas maiores frequências de traços de juntas por unidade de área, definidas por análise espacial seguida de contagem de máximos 1 e 2, gerando o mapa de zonas de variação máximos 1 e 2, onde cada unidade de área era analisada de forma independente dos seus vizinhos. O eixo de variação de cada zona era definido pela contagem do número de máximos, prevalecendo a maior frequência. O tamanho da unidade de área em geral era de 4 km².

Eram extraídos também alinhamentos de drenagem e relevo, os quais dão base à geração do mapa de lineamentos estruturais. Estes compõem feições lineares, simples ou composta, contínua ou descontínua da superfície terrestre, cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo, que diferem substancialmente dos padrões das feições adjacentes (O'LEARY, 1976). Quando as diferenças classificavam-se em anômalas e/ou assimétricas dentro da tendência regional, era possível inferir através delas sobre a morfoestrutura da área e, intrinsecamente, acerca do regime morfotectônico que a controlava. Daí passava-se então à produção do mapa morfoestrutural, delineando sobre os lineamentos curvas não cotadas representativas de flexuras estruturais hipotéticas (altos/baixos estruturais) e discontinuidades estruturais (lineamentos e falhas). O mapa morfotectônico tratava de delimitar e classificar zonas de diferentes graus de cisalhamento, tectonismo e ruptibilidade.

As Isobases Confluentes foram propostas pelos soviéticos em meados do século passado. Filosofov (1960) (*apud* SPIRIDONOV, 1981) discorre que eram elaborados mapas de dissecação vertical e horizontal do relevo e mapa de relevo residual para zonar terras com a finalidade de aplicação de uso e manejo adequados. Nestes mapas determinavam-se na base hidrográfica das cartas topográficas, pontos de confluências de drenagens de 1ª ordem e superiores que interceptassem, em ângulo reto, curvas de nível para caracterizar proto-superfícies de erosão. Produziam-se superfícies até que se chegasse ao nível de base atual. Na literatura esse método é chamado de 'Isobasitas', 'Isobase Surface' ou 'Isobases Lines'. As

superfícies produzidas por este método são chamadas de isobases de Intercessão, pois resultam da interceptação em ângulo reto da linha de drenagem com a curva de nível. Essa especificação do ângulo reto advém do fato de que os cálculos de interpolação para obtenção dos valores de elevação para confluências de drenagem entre curvas de nível, apesar de não passarem de ‘regras de três simples’, tinham que ser efetuados para uma grande quantidade de pontos, o que tornava o trabalho excessivamente moroso. No Método Morfoestrutural são empregadas Isobases Confluentes, ou seja, são computadas não só as confluências em ângulo reto bem como as que ocorrem entre curvas de nível. Isso só se tornou viável devido ao uso de calculadoras, diminuindo o tempo de execução dos cálculos e minimizando erros grosseiros.

3.1.2 Sistematização do Método

Como ressaltado no início deste capítulo, o Método passou de manual a automático, o que, em nenhuma instância, exige a análise crítica do analista nem tão pouco sugere o desuso total de certos passos do procedimento manual.

A cada etapa de todo o processo de criação de procedimentos e combinação de ferramentas foi feita uma rigorosa análise do produto gerado comparando-o com os já obtidos manualmente de forma que ele apresentasse igual ou melhor acuracidade.

Além de exaustivas pesquisas a procura de ferramentas de geoprocessamento adequadas, também foi feita uma busca por *softwares* que interagissem entre si. Uma vez que os arquivos básicos são oriundos de diferentes fontes (IBGE, ANA, ANEEL, GisMaps, CPRM, DRM, DNPM, EMBRAPA, e outros), há conseqüente incompatibilidade entre datums e projeções geográfica e plana, o que torna necessária sua conversão para um sistema de projeção e datum únicos. Isso possibilita ao analista transitar com os arquivos entre um programa e outro por meio de uma extensão em comum. Foram usadas versões dos programas ArcGis, SPRING, AutoCAD, Surfer e GlobalMapper.

A base de dados foi composta de imagens de radar do programa ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) e de um arquivo vetorial contendo as drenagens principais, recortado para a área de estudo. As imagens ASTER captam dados de alta resolução espacial a partir de 14 bandas, cujos comprimentos de onda vão desde o visível até ao infravermelho termal, permitindo visualização e criação de modelos digitais de elevação. As imagens estão disponíveis para *download* no site da NASA em formato TIFF (16 bits). A resolução espacial no visível e no infravermelho próximo é de 15 m. No

infravermelho e de ondas curtas é de 30 m e no infravermelho termal é de 90 m. Cada célula da imagem ASTER possui associado a ela um valor de elevação. O site disponibiliza as imagens em projeção geográfica. Após baixadas, o sistema foi alterado para o de projeção plana para que pudessem ser geradas informações de comprimento dos segmentos de drenagem. Adotou-se o sistema UTM SAD 69 zona 24S. A drenagem foi obtida junto ao site da ANEEL e contém a os principais rios brasileiros.

De posse desse banco de dados inicial procedeu-se o adensamento da drenagem, base de todos os procedimentos seqüenciais do Método. Esta etapa foi processada dentro do ArcGis através do módulo ArcHydro.

O ArcHydro foi desenvolvido pela ESRI em associação com universidades e pesquisadores norte-americanos com a finalidade de gerenciar redes hidrológicas. O módulo consiste basicamente de dois componentes: o Arc Hydro Data Model e o Arc Hydro Tools. O primeiro corresponde à estrutura que gerencia o banco de dados básico dos recursos hídricos estudados. Já o segundo diz respeito ao conjunto de ferramentas construídas para manuseio do banco de dados e que facilitam análises e simulações comportamentais da rede de drenagem. Ambos os componentes definem o fundamento das aplicações de SIGs em pesquisas hidrológicas, proporcionando flexibilidade e facilidade na customização de redes de drenagens extraídas automaticamente a partir de modelos digitais do terreno, além de criar o que os estudiosos da área chamam de “Sistema de Informações Hidrológicas”.

O atrativo do ArcHydro para a informatização do Método Morfoestrutural consiste no fato de que o módulo determina o caminho que o fluxo da água percorre em superfície no relevo. A rede de drenagem produzida define um único identificador para cada dreno, o que permite traçar o movimento da água de uma feição à próxima. Esse procedimento resulta numa *network*. Dessa forma, torna-se possível associar pontos às junções dos segmentos de drenagem. Na verdade cada extremidade de um segmento de reta tem um identificador único, facilitando a identificação do sentido de fluxo.

Ao término do processamento da drenagem no ArcHydro chegou-se a um arquivo de drenagem adensada para a área de estudo. De posse desse arquivo, procedeu-se à ordenação da rede de canais segundo o método de Strahler.

O roteiro para execução destes procedimentos encontra-se no **Anexo A**.

3.1.3 Diagnóstico Zero

Neste quesito, a informatização do Método em nada difere da extração manual, pois este é o ponto de partida para execução do mapeamento geoambiental.

3.1.4 Mapa Adensado de Drenagem

Para obtenção deste mapa de forma automática elaborou-se o roteiro exposto no **Anexo A**. O arquivo correspondente à superfície da área de estudo foi obtido de acordo com o **Anexo B**, que indica como fazer o *download* das imagens, como mosaicá-las, tratá-las e torná-las aptas à extração de informação de valores de altitude.

3.1.5 Mapas de Isobases de Confluentes

Isobase é um termo usado para designar a linha que delinea uma superfície erosional (GOLTS; ROSENTHAL, 1993). De acordo com Filosofov (1960) apud Spiridonov (1981), ‘a Isobase é uma superfície hipotética formada pela conexão de perfis de drenagens de mesma ordem. A topografia da Isobase de ordem superior é ignorada. As bacias hidrográficas determinam seu nível de base. As linhas de elevação sempre terão valores iguais ou menores aos da superfície atual. Esses valores são determinados pela interseção da drenagem com as curvas de nível do mapa topográfico. Isso leva à elaboração de mapas de isobases, os quais retratam a superfície de erosão por segmentos de drenagem de mesma ordem. Geologicamente, as isobase representam superfícies com estágios de erosão similares e poderiam ser consideradas como manifestações de eventos tectono-erosionais regionais, especialmente de movimentos recentes da crosta.’

A ordenação da drenagem antecede o procedimento de compilação das isobases e é de essencial importância entender seu objetivo. ‘A ordem da drenagem indica a posição relativa de um dreno dentro da rede hidrográfica de uma bacia. Dentre os métodos sugeridos por diversos autores (GRAVELIUS, 1914; HORTON, 1945; STRAHLER, 1957; FILOSOFOV, 1960) para definir a ordem da drenagem, o mais empregado foi o proposto por Horton (1945). Modernizado por Filosofov (1960), o método atribui idade geológica relativa a cada diferente ordem. Portanto, várias características morfológicas podem ser evidenciadas por meio de uma isobase, bem como estar relacionadas a diferentes fases geológicas. A interpretação das ordens de drenagem permite verificar que rios e vales de mesma ordem se relacionam com eventos geológicos similares e, por isso, têm idade geológica próxima; segmentos de drenagem de mesma ordem, mas com comprimentos diferentes, os menores são

caracterizados por gradientes topográficos íngremes. Esses segmentos ocorrem tanto nos flancos de dobras quanto em blocos tectônicos soerguidos. O mergulho dos segmentos mais longos geralmente são suaves, típico de calhas de sinclinais, grábens e blocos abatidos' (GOLTS; ROSENTHAL, 1993).

Há que se ressaltar, porém, que a ordem da drenagem difere da ordem que o encontro de dois drenos assume, o que se correlaciona com distintos estágios geológicos, como descrito no parágrafo anterior. A interseção de dois segmentos de drenagem forma um ponto denotado por 'confluência de drenagem'. Na **Figura 13** os pontos são as confluências de drenagem (em cores diferentes para diferenciar uma ordem de outra) e as linhas, segmentos de drenagem (também em cores distintas para diferenciar uma ordem de outra).

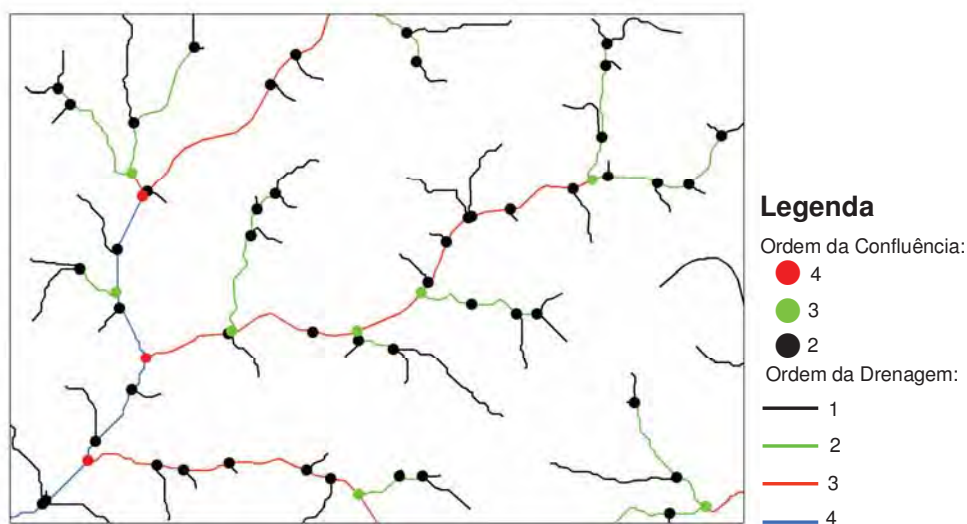


Figura 13 - Ordem de drenagens e confluências.

O critério de ordenança das drenagens seguiu o método de Strahler (1957). Porém, para as confluências segue-se o proposto por Jiménez-Rueda e Mattos (1992) no “Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais”. Observa-se que duas drenagens de 1ª ordem geram uma confluência de 2ª ordem e assim sucessivamente – duas drenagens de 2ª ordem geram uma confluência de 3ª ordem; duas drenagens de 3ª ordem geram confluência de 4ª ordem. Entretanto, quando uma confluência de 1ª ordem intercepta um dreno de ordem superior, forma-se uma confluência de 2ª; uma drenagem de ordem 2 chegando numa de ordem superior gera uma confluência de 3ª ordem, e assim de modo sucessivo. Estas interseções indicam movimentos tectônicos mais recentes, posteriores à instalação do dreno de maior ordem.

Na **Figura 14** são mostradas proto-drenagens. Considerando a ordem 4 a drenagem mais antiga da área em questão, fica definido o nível de base daquela proto-superfície apenas pelas confluências que existiam naquela momento. Na **Figura 14a** apenas 3 pontos definiam o nível de base, sendo eles formados pelo encontro de dois drenos de 3ª ordem (formando a partir daquele ponto um rio de ordem 4) e os outros dois pela chegada de tributários de 3ª ordem a esse dreno principal. Já na **Figura 14b** se estabelece outro nível de base com o surgimento de drenagens de 2ª ordem.

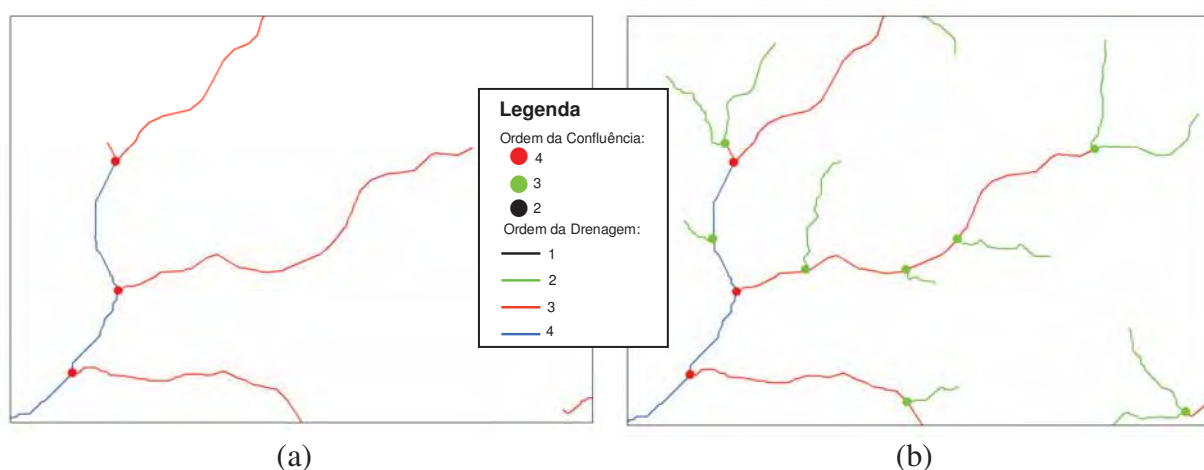


Figura 14 - Proto-drenagens.

A cada confluência é associado um de trio de coordenadas do tipo (x, y, z) , onde x e y representam a localização do ponto no espaço e z sua altitude. Ao serem geradas as proto-superfícies para cada ordem de confluência tem-se uma reconstrução da paleopaisagem correspondente bem como das pro-estruturas equivalentes às condições de equilíbrio dinâmico daquele momento.

A análise de uma isobase permite ver alterações estruturais significativas. Ou seja, a sucessão das proto-superfícies permite analisar fenômenos antes e depois de sua ocorrência. 'Mudanças bruscas na direção das isolinhas de uma isobase podem indicar tanto deslocamento tectônico quanto diferença extrema de litologia. Compressão de isolinhas pode ser indicativo de estratos de mergulho acentuado, de flexuras ou de falhamentos. Em contrapartida, espaçamento de isolinhas indicam gradiente suave e possível presença de calhas estruturais. Em vales ou em fundo de rios as isolinhas geralmente formam uma barriga para montante. Entretanto, se a barriga aponta para jusante, indica intensa subsidência daquele segmento de drenagem em particular. Em geral essa estrutura é acompanhada por uma

bifurcação de vales e por acúmulo de sedimentos aluvionares' (GOLTS; ROSENTHAL, 1993).

Segundo os autores, dentro dos limites de bacias sedimentares, o mergulho das camadas e a direção de fluxo de drenagens de altas ordens coincidem com a morfotectônica regional. O fluxo de água subterrânea geralmente segue os gradientes máximos na isobase. Seções longitudinais de vales de drenagem de mesma ordem que incidiram durante períodos geológicos definidos são expressões verdadeiras dos movimentos tectônicos que ocorreram durante este intervalo geológico. Todavia, isobases geradas para áreas de vales de certa ordem refletem a totalidade dos movimentos tectônicos desde o período geológico referente ao entalhe destes vales até o presente. Se este mapa retrata feições anômalas, como compressão, espaçamento ou desvios acentuados na direção das isolinhas, ele pode indicar mudanças na intensidade dos movimentos verticais ou presença de falhas ou ainda limites de áreas formadas inteiramente por diferentes eventos tectônicos.

Um mapa de isobase pode auxiliar na configuração e na interpretação de um mapa morfotectônico, uma vez que ele representa os lineamentos básicos ou o deslocamento das linhas derivadas da análise das variações de direção das isolinhas. Os contornos de entidades fisiográficas quando sobrepostas à isobase acentua os limites das províncias tectônicas. Em áreas de espessa cobertura de sedimentos continentais, a isobase auxilia na indicação do mergulho regional ou local ocorrido durante o clímax do estágio estrutural.

A seqüência de ferramentas de geoprocessamento empregadas na geração das Isobases Confluentes pode ser verificada no **Anexo C**.

3.1.6 Mapa de Traços de Juntas

Este mapa foi gerado pela extração dos elementos de drenagem de 1ª ordem, unidirecionais, fortemente estruturados e de extensão inferior a 1,5 km. Ele fornece a disposição espacial para a área de estudo da ocorrência de fraturamentos, foliações e acamamentos.

Para gerar este mapa, partiu-se da drenagem ordenada, de onde se separaram os drenos de 1ª ordem. Foi calculado o comprimento de cada um e em seguida foi feita uma seleção daqueles menores ou iguais a 1,5 km. O módulo de análise de lineamentos do SPRING, além de produzir um arquivo de extensão 'txt' contendo a estatística descritiva dos traços, também fornece o diagrama de rosetas. Na estatística descritiva ficam definidos os sentidos de

ocorrência dos traços em intervalos de 10°, variando de 0 a 180°. Dessa forma, se separaram os traços segundo as quatro direções principais (NS, EW, NE-SW e SE-NW) em arquivos distintos.

3.1.7 Mapa de Máximos 1 e Máximos 2

Este mapa corresponde à delimitação de zonas de traços de juntas quando estes se dispõem num arranjo nítido, definindo um padrão e uma direção preferencial. *Trends* de traços de juntas são agrupados em zonas homólogas de tropia unidirecional com propriedades deformacionais, cujo comportamento difere de áreas sedimentares para áreas cristalinas. São trechos mais vulneráveis da área devido à concentração e/ou a sobreposição de traços. Indicam a orientação regional das estruturas e definem anomalias, isto é, mudanças bruscas nos *trends* regionais ocasionadas por falhamentos, redobramentos, descontinuidades, entre outros. Também relacionam inversamente a permeabilidade e a porosidade do maciço. Assim, áreas de alta permeabilidade correspondem a de baixa densidade de traços, o que equivale à baixa porosidade.

Diz respeito às duas maiores frequências de elementos determinadas no SPRING. A análise estatística que este *software* executa define *trends* de falhas ou famílias de falhas, que se caracterizam por determinar um padrão de alinhamento espacial. Tais tendências delineiam áreas de maior concentração de fraturas, portanto mais instáveis, exercendo forças deformacionais de movimentação vertical que definem limites entre blocos de falhas compressivas no embasamento.

3.1.8 Mapas de Densidade

Os mapas de densidade trazem a representação de áreas com algum tipo de restrição ao uso e de maior concentração de elementos. Foram elaborados os mapas de densidade de Traços de Juntas, de densidade de Lineamentos Estruturais e de densidade de Máximos 1 e Máximos 2. Foram gerados pelo estimador *Kernel* de densidade, no ArcGis, onde também forma reclassificados.

3.1.9 Mapa de Lineamentos Estruturais

Este mapa foi o resultado do traçado sobre a drenagem de linhas com extensão superior a 1,5 km. Linhas estas fortemente estruturadas, que representam os grandes falhamentos transcorrentes e cisalhantes que recortam o relevo da região sudeste, alterando a paisagem em decorrência de sua instalação. Correspondem a descontinuidades estruturais

(discordâncias e falhas) que podem ou não estar associadas a contatos litológicos (OHARA et al., 2003). De acordo com Veneziani (1991), os segmentos que definem os lineamentos estruturais sofreram mais de um tipo de movimento relativo em seu eixo longitudinal ao longo de sua história evolutiva. Tais movimentos relativos se devem às forças tensionais exercidas pelos *trends* de juntas. A instalação dos lineamentos é responsável por fenômenos como reativação tectônica, rifteamentos, horsts/grábens, entre outros, pela ação de forças distensionais e compressionais.

3.1.10 Superfícies

As superfícies geradas a partir de imagens de radar tiveram como objetivo realçar feições que facilitassem a interpretação e extração de elementos de drenagem e relevo. Foram produzidos o Mapa de Curvatura de Encostas, Modelo Digital de Elevação Integrado e o Modelo de Sombreamento de Relevo. Foram geradas através da ferramenta Surface, no ArcGis, onde foram trabalhados seus azimutes e ângulos de inclinação solar para melhor realçar os elementos estruturais modelados.

3.1.11 Mapa Morfoestrutural

Estes mapas foram desenvolvidos pela determinação de assimetrias e de formas anômalas de drenagem, as quais viabilizam a avaliação de áreas sob domínio de altos e baixos estruturais, a análise de mergulho aparente de camadas e a definição de regiões com comportamento divergente (altos estruturais) e convergente (baixos estruturais).

Os mapas foram elaborados a partir da análise e interpretação das formas e intensidade de estruturação dos elementos de drenagem. A interpretação consistiu em decifrar o significado geológico das diferentes formas e estruturações da drenagem, como elementos indicativos de estruturas geológicas. Quanto mais estruturada estiver uma forma, segundo um modelo idealizado de anomalia morfoestrutural, mais ela estará próxima de um modelo geológico. De acordo com Mattos et al., (1982), o modelo idealizado mais confiável é aquele classificado como forma ramificada completa e fortemente estruturada. As formas assimétricas representam, pela intensidade de estruturação de suas formas, o grau de controle estrutural que possuem. Foram analisadas algumas propriedades de suas formas, baseando-se na linearidade ou regularidade, na extensão e densidade dos elementos, na angularidade da confluência da drenagem e no grau de arqueamento das formas anelares.

O mapa de morfoestruturas resultou do traçado das linhas de formas através das disposições de indicações das assimetrias e formas anelares e radiais de drenagem,

conformando a tendência regional. Áreas com ocorrências localizadas de perturbações nos mergulhos regionais refletiram nas linhas de formas a existência de estruturas anômalas. A análise foi complementada pela integração dos *trends* de juntas, pois eles causam deslocamentos ou truncamentos aparentes nas áreas morfoestruturais anômalas. As evidências indiretas que permitiram interpretá-los como possíveis reflexos em superfície de estruturas profundas (falhas) cujas movimentações são manifestadas nas camadas superiores estão relacionadas em função de suas extensões, distribuição, regularidade e das variações das indicações de mergulho do acamamento regional, quando próximos a eles (MATTOS et al., 1982). As linhas de formas morfoestruturais são feições virtuais qualitativas não cotadas, sem nenhuma conotação quantitativa.

Os elementos morfoestruturais formaram a base para a definição do comportamento morfotectônico do Estado do Rio de Janeiro. A partir da individualização dos domínios estruturais existentes foi possível discriminar compartimentos morfotectônicos de características distintas. As condicionantes dos sistemas de relevo e drenagem foram dadas pelas características tectônicas da região, permitindo inferir sobre as alterações sofridas pela morfologia do substrato em detrimento atuação das forças tectônicas. Os limites entre blocos e as feições estruturais que os *trends* de juntas e os lineamentos estruturais definem permitiram separar zonas de mesma configuração estrutural bem como suas potencialidades e restrições.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Drenagem

A base de todo o desenvolvimento do método aplicado na pesquisa centrou-se na hidrografia. Adensá-la foi a primeira etapa, cujo objetivo consistiu em evidenciar drenos perenes e intermitentes que contribuíssem para o entendimento da dinâmica fluvial da área de estudo, sua distribuição espacial, características e padrões predominantes.

O Mapa Adensado de Drenagem (**Figura 15**) foi expandido para além dos limites do estado do Rio de Janeiro, pois os processos responsáveis pela alteração da paisagem em geral se dão em escala regional. Evidentemente que o estado possui proporções regionais, mas para compreensão de como as forças exo-endógenas agiram ao longo do tempo geológico foi necessário que se estudasse parte dos estados do Espírito Santo, Minas Gerais e São Paulo.

Pela análise do mapa puderam ser determinados os padrões de drenagem mais marcantes ocorrentes na área de estudo bem como o controle estrutural exercidos por eles. Em primeira instância pôde-se verificar uma grande diversidade de padrões de drenagem, o que, segundo Verstappen (1963), são importantes indicativos do delineamento das formações geológicas, geomorfológicas, litológicas e estruturais. O estudo da drenagem constitui-se numa excelente ferramenta para estudos neotectônicos, pois é imprescindível para interpretação estrutural de uma área (HOWARD, 1967), visto que os rios são muito sensíveis

Figura 15 – Mapa Adensado de Drenagem.(ver Caderno de Mapas)

às deformações e capazes de se ajustarem a elas em períodos que variam de décadas a séculos (KELLER; PINTER, 1996). Schumm (1986) ressalta que, apesar do significado prático da atividade tectônica nos drenos, pouco se considera sobre isso, admitindo-se sim que qualquer alteração na morfologia do canal se deva a variações no volume de descarga hídrica a jusante ou à quantidade e tipo de sedimento em suspensão. Sobre essa afirmativa, Silva (1997) comenta que se deve estar atento ao fato de que mudanças morfológicas de drenos não decorrem necessariamente de fatores tectônicos, mas da interação de fatores endógenos e exógenos.

À NE da área (**Figura 16**) observou-se drenagem em padrão de treliça, subdendrítico, anelar, palimpséstico e treliça recurvado. A figura foi dividida em quadrantes para melhor visualização dos padrões de drenos.

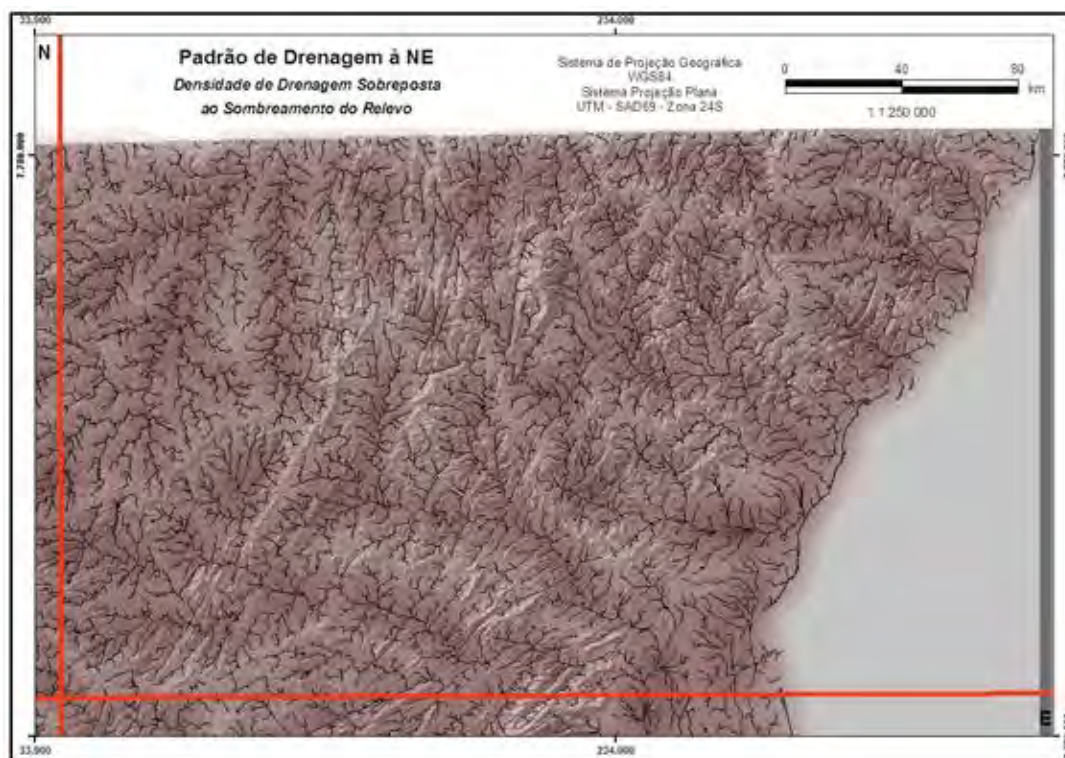


Figura 16 – Padrões de drenagem da porção NE.

Baseados na relação entre padrões de drenagem e seus significados tectônicos propostos por Howard (1967), a interpretação geológica do padrão em treliça indicou que a área apresenta seqüências sedimentares dobradas e de fraturas fortemente retas e paralelas entre si, principalmente onde ocorrem falhas. Este é um importante testemunho de presença atual e/ou pretérita de cordões litorâneos. Apresenta mergulho topográfico-estrutural aparente

das formas de relevo sofrido em função da reativação tectônica. Estas são formas transitórias indicativas de que a estrutura geológica influenciou, ligeiramente, o truncamento aparente dos drenos. Há concentração de juntas e falhas em ângulos retos e oblíquos, responsáveis pelo alto grau de estruturação da morfoestrutura. Essa associação é típica de paisagens sujeitas à erosão ao nível potencial, isto é, exige uso com restrições. Apresenta ainda uma zona intensamente fraturada e dobrada adjacente à zona de cisalhamento transcorrente dextral Paraíba do Sul, além de depósitos inconsolidados não fraturados no domínio das planícies flúvio-marinhas.

A CPRM (2006), com base na composição mineral principal da rocha de ocorrência, classificou-as quanto a sua resistência ao intemperismo físico. Nesta porção da área, a classificação mostrou-se “baixa a alta na vertical e na horizontal” onde há maior intensidade de fraturamento e “moderada a alta” na zona de cisalhamento, o que corrobora com a diversificação de níveis erosionais. A primeira classe abrange seqüências sedimentares dobradas, caracterizadas por algumas poucas rochas gnáissicas e rochas bandadas e estratificadas, predominantemente, além das que se caracterizam por apresentarem grande heterogeneidade composicional, textural e deformacional, tanto lateral quanto vertical. A segunda, ao alcance das transcorrências dextrais, exhibe ortoquartzitos, arenitos silicificados, leuco-granitos e outras rochas pobres em micas e em minerais ferromagnesianos, bem como formações ferríferas dos quartzitos e arenitos impuros.

A morfologia predominante no relevo é de domínios montanhosos, de morros e de serras baixas. A intensidade de percolação varia de acordo com a densidade de drenagem, que vai de moderada e alta, com poucas incidências de zonas de muito alta permeabilidade. Quando de muito alta permeabilidade, há presença de domos e formas estruturais circulares/anelares/radiais, características de altos estruturais, criando ambientes oxidativos. São importantes áreas de recarga de aquíferos e, por proporcionarem menor retenção de água, apresentam solos evoluídos e muito permeáveis, com alta lixiviação de materiais e predominância de processos de caulinição, laterização e latossolização (SHIMBO, 2006), além erosão potencial.

O padrão em treliça recurvado é uma modificação do padrão básico em treliça e denota o encurvamento típico de dobras acentuadas ao redor do plano de mergulho das dobras (HOWARD, 1967). É mais ordenado e sistemático que as outras subdivisões e geralmente maiores em escala do que o padrão contorcido em terrenos metamórficos. A distinção entre dobras sinclinais e anticlinais é feita pela mensuração e comparação dos comprimentos dos

pequenos tributários dos lados opostos à calha principal do rio, sendo a direção de fluxo dos maiores tributários indicativa do sentido de mergulho das camadas. A ocorrência deste padrão está aproximadamente a N50-60E, logo abaixo da área de incidência do padrão anelar.

A característica mais marcante deste padrão está nas curvas anômalas, traduzidas estruturalmente como dobras acentuadas, as quais sugerem neotectonismo (HOWARD, 1967; SCHUMM, 1986). O tectonismo deformacional ativo produz resposta na drenagem, que será sobreposta ao efeito tectônico de longo prazo, seja por soerguimento ou subsidência, podendo mudar significativamente seu padrão (KELLER; PINTER, 1996). O efeito anômalo pode decorrer de desvio local e/ou regional da drenagem em conformidade com alterações em seu padrão de fluxo noutra parte em função da estrutura regional e da topografia (HOWARD, 1967). Neste pequeno trecho da área ocorrem padrões combinados, que, segundo este autor, envolve pequenos arranjos de um padrão dentro de outro. Sob este prisma aos drenos também poderiam ser atribuída a classificação “dendrítica com influência de treliça”, ressaltando a o paralelismo local treliçado em contraste com a conformação dendrítica regional.

As curvas e os cotovelos anômalos constituem uma anormalidade dentro do padrão em que ocorrem (HOWARD, 1967). Na drenagem em questão se pode notar arqueamentos e circularidades característicos de estruturas dômicas. Tal fenômeno justificaria as curvas bem definidas dos drenos, pois a presença de um domo deformado cruzando a drenagem, daria a ela, localmente, um "ombro" que a deslocaria para o lado. Isso a forçaria a seguir um caminho curvo, geralmente semi-circular, em torno da feição morfoestrutural. Outra explicação seria a ocorrência de entroncamentos que bloqueiam o fluxo dos tributários através de uma deformação e os desvia bruscamente, com inflexão de até 90°, para a drenagem vizinha. A presença de um domo deformado entre drenos paralelos desviaria o fluxo, resultando no peculiar “padrão *blowlegged*”. Drenagens que se cruzam em uma zona de falhas ativas intensamente fraturadas compensam-se lateralmente, descrevendo curvas acentuadas à direita em ângulos agudos, geralmente em entrada e saída de *rifts*, pois as falhas podem levar ao alongamento e ao achatamento anômalo de uma curva.

Aproximadamente a N45E destacaram-se padrões anelares típicos, truncados por falhamento cisalhante transcorrente, em estrutura dômica, com tributários longos cuja drenagem subsequente indica o sentido de mergulho, o que, por sua vez, permite a distinção entre domo e bacia (HOWARD, 1967). Trata-se de uma grande feição geológica regional sob a forma de baixo estrutural, que são sistemas fechados, endorréicos, com baixa, porém

direcionada circulação hídrica (SHIMBO, 2007). É um ambiente redutor onde solos pouco evoluídos de alta plasticidade e pegajosidade sofrem processos de argilização e gleização. É um domo de concavidade aberta, propício naturalmente à retenção de água e ao acúmulo de nutrientes, de baixa lixiviação e, em função disso, são locais muito férteis.

Padrões anelares em geral são compostos drenagens subseqüentes circulares ou elipsoidais alocadas em rochas menos resistentes (VERSTAPPEN, 1963). É exatamente o que se constata. A litologia hidrogeológica é fissural, de deformações morfoestruturais intensamente dobradas, declividade entre 25 e 45°, resistência ao corte e à penetração variável tanto na vertical quanto na horizontal (CPRM, 2006).

A análise de densidade de lineamentos estruturais para esse domínio revelou que somente nas bordas do domo há alta densidade de lineamentos, que é a mesma classificação da densidade drenos, ambas, ao contrário da densidade de traços de juntas, que definiu maior permeabilidade dentro da estrutura. A alta densidade de lineamentos estruturais confere à área maior instabilidade e potencialidade a processos erosivos (BENINI, 2009). Como se tratam de ambientes frágeis requerem estudos prévios de capacidade de suporte quanto ao uso e ocupação. A associação de *trends* de fraturas, caracterizados aqui pela alta densidade de traços de juntas, propicia o incremento não só da percolabilidade, como também da suscetibilidade à erosão, além de potencializar movimentos de massa em caso de manejo inapropriado.

Nota-se na área uma pequena ramificação de drenos em padrão complexo, entre N30-50E. Zernitz apud Howard (1967) propôs o termo ‘complexo’ para designar a associação de padrões não similares que refletiam diferentes controles estruturais em áreas adjacentes. Parvis, citado por Howard (1967), sugeriu o termo ‘anômalo’ para padrões complexos encontrados em áreas com materiais e topografia distintos. Ambos os termos têm sido aplicados a situações que apresentam drenagens em parte similares e em parte não similares dentro de um mesmo domínio de drenagem. Porém, o termo ‘complexo’ tem prioridade por abranger todos os padrões adjacentes de uma área que representem dissimilaridades devido à estrutura, materiais e/ou a diferenças topográficas.

Na parte inferior deste domínio as drenagens são alongadas no sentido NE, formando segmentos estritamente retilíneos, conformando ‘candelabros’ em suas cabeceiras. Isso se constituiu numa anomalia, pois o padrão regional difere do retangular, angular ou de treliça

em falhas. Há moderada densidade de fraturas e permeabilidade média, propiciando a formação de baixos estruturais e ambientes oxidativos. Conseqüentemente, baixa erodibilidade. Como é característica do padrão, na parte superior as drenagens apresentam-se diferenciadas. Os drenos se misturam com aqueles que tendem à circularidade, os quais poderiam formar altos/baixos estruturais se não tivessem sofrido truncamento transcorrente; com àqueles delgados e retilíneos e outros arborescentes. Essas feições conferem à área diferentes graus de instabilidade estrutural. Mas é possível inferir em alguns aspectos contrapondo esta drenagem ao Mapa de Densidade de Traços de Juntas, por exemplo, que classificou o maciço quanto ao fraturamento em muito alto, alto e moderado, ou seja, há áreas de ocorrências de ambientes exorréicos adjacentes a regiões endorréicas. As diferenças no grau de erodibilidade podem ser deduzidas pela análise dos eixos de variação de Máximos 1 e Máximos 2, que se cruzam quase que perpendicularmente nas direções NW-SE e NE-SW, com predominância de eixos de Máximo 1.

A presença de um eixo de Máximo 1 por si só já restringe a exploração dos recursos e potencialidades da área porque, além de indicar alto potencial de suscetibilidade à erosão, implica no desequilíbrio do regime dos campos de forças de tensão e deformação. Se há cruzamentos, a suscetibilidade aumenta em proporção direta com as restrições. Eixo de Máximo 1 cruzando-se com de Máximo 2 define áreas de muito alta suscetibilidade erosional, o que obviamente sugere que cruzamento de dois eixos de Máximos 1 apontam áreas ou severamente desgastadas com erosão já instalada, seja por seu mau uso, manejo e ocupação, seja por sua fragilidade natural, ou áreas ainda intocadas que, ao menor sinal de intervenção desencadeará desequilíbrio ambiental irreversível. Estas áreas devem ser destinadas à preservação. Na ocorrência apenas de eixos de Máximos 2, a erosão se encontra ao nível de potencialização, ou seja, ainda não se instalou mas pode ser severa dependendo do uso. Ambientes com estas propriedades possuem restrições quanto ao uso, mas exigem criteriosa análise e planejamento metuculoso de sua exploração.

Na direção N40-60E observa-se uma estreita faixa de drenos cujo padrão varia entre subdendrítico a subparalelo.

O padrão subdendrítico é uma modificação do dendrítico e difere dele apenas pela ‘imperfeição’ que os canais apresentam (HOWARD, 1967). Nos canais sob esta classificação notam-se formas transicionais ocasionadas pela estrutura geológica, que influenciou o truncamento dos mesmos. Há uma estrutura dômica de relevante grau de estruturação

formando um alto estrutural/alto topográfico delimitado por lineamentos estruturais regionais e locais. Porém o regime do campo de tensões neste domo indica o cruzamento oblíquo de um Máximo 1 com um Máximo 2, conferindo a ele muito alta erodibilidade.

O arranjo subparalelo da drenagem, discorreu Zernitz, mostra menos paralelismo entre canais que o padrão básico, controle estrutural brando e resistência uniforme à erosão. Porém, há paralelismo suficiente entre os segmentos da drenagem principal e seus tributários para promover controle estrutural. Os drenos alongados normalmente não são contínuos no sentido de mergulho das camadas como ocorre no padrão em treliça (apud HOWARD, 1967). Na área destacam-se canais com desvios levemente circulares, possivelmente devido ao controle estrutural, topográfico e regional secundário mínimo. Apresentam alta concentração de traços de juntas, intenso fraturamento, alta percolabilidade, baixa lixiviação, alta retenção de água e moderada erodibilidade, constituindo ambiente redutor típico de baixo estrutural regional. A formação desse domo se viabilizou devido ao falhamento transcorrente que se sobrepôs à drenagem principal retilínea, de tributários perpendiculares.

À N30-40E o padrão dos drenos assemelhou-se ao palimpséstico devido à marcante presença de meandros no canal principal. A característica deste padrão consiste em que paleocanais ou drenos e padrões de drenagem abandonados sirvam de pano de fundo para o padrão mais recente. A ocorrência destes processos depende exclusivamente de fenômenos tectônicos de subsidência ou soergimento. De fato, qualquer mudança na drenagem indica mudança também na atitude das camadas e são responsáveis por ela movimentos transversais ou laterais sofridos. Este padrão incide em áreas tectonicamente muito movimentadas, principalmente por basculamento de blocos, cujo sentido ou declinação o rio segue. Neste caso, a variação do declive foi de 25-45° para 15-35°.

Verificou-se que os meandros são decorrentes de pulsos tectônicos de diferentes épocas, configurando blocos escalonados. Os drenos estão dentro de um baixo estrutural regional. Ao nível local, há alternância de altos e baixos estruturais. Os lineamentos estruturais se sobrepõem em quase toda sua totalidade sobre os eixos de variação de Máximos 1 e 2, o que conduz a extremos níveis de erodibilidade.

No quadrante NW da área de estudo, em detalhe na **Figura 17**, destacaram-se drenos principais arqueados em escala regional truncados por lineamentos de grande extensão. O primeiro, com direção N45W, é truncado por um em N45E, ambos situados à NW do detalhe

desta figura. Outro grande lineamento EW trunca-se com um a N45W e com outro a N40W alto estrutural. Estes lineamentos diferenciaram ao menos três padrões de drenagem: radial/anelar nas estruturas dômicas, paralelos/subparalelos entre N45W e N90W e em sua maioria dendríticos no restante da área.

Os canais de conformação paralela/subparalela são alongados devido ao esforço extensional exercido pelo falhamento E-W, provavelmente dextral, seguido de outro pulso também de direção E-W e de transcorrência dextral, paralelo ao primeiro. O neotectonismo manifestado em pulsos tensionais gerou na drenagem anomalias sob a forma de cotovelos e meandros isolados, que podem ser descritos como sinuosos, de média angularidade e tropia moderadamente ordenada.

As estruturas dômicas mostraram padrão anelar/radial truncado ao nível regional. Localmente pode-se detectar alto grau de estruturação de altos e baixos estruturais subsequentes, com fator de similaridade entre 0,75 e 1,00 e de confiabilidade entre 0,8 e 1,0 (SOARES et al., 1981) (**Figura 18**).

As formas dendríticas apresentaram média densidade e angularidade, sinuosidade mista, tropia multidirecional, forte assimetria e formas anômalas em cotovelo e meandros isolados.

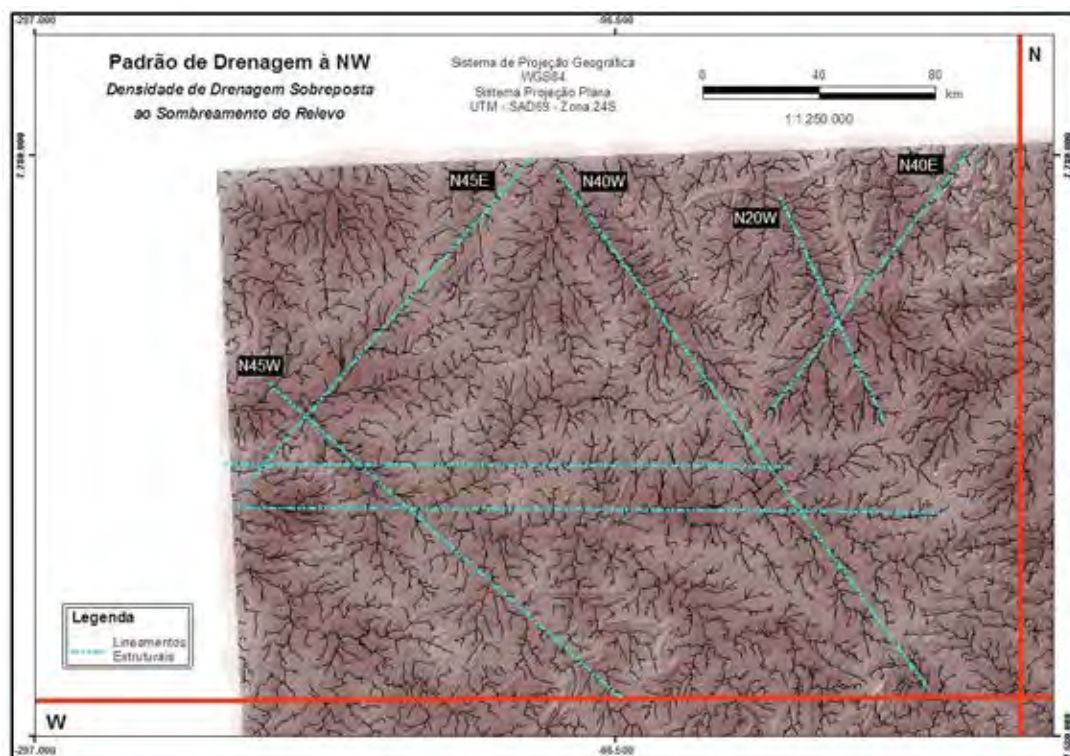


Figura 17 – Padrões de drenagem à NW.

Na região de ocorrência de drenagens paralelas/subparalelas há concentração de camadas de rochas metamórficas dobradas, diques e veios de migmatitos, e/ou gnaisses e de xistos alternando-se com quartzitos. Este materiais promovem resistência aos acamamentos, sendo responsáveis pela reativação das rochas metamórficas com diferentes graus de resistência. O arqueamento da drenagem subsequente dos tributários mais longos indica o mergulho das camadas metamórficas e auxilia na distinção das estruturas sinformes e antifformes. A ocorrência de drenos com anomalias aponta para a concentração de falhas e juntas.

Entre os lineamentos N45W e N40W, de sistema dendrítico, o fraturamento foi classificado predominantemente como alto. Dentro desse perímetro há presença de argissolos, confirmando a baixa percolabilidade do sistema estrutural.

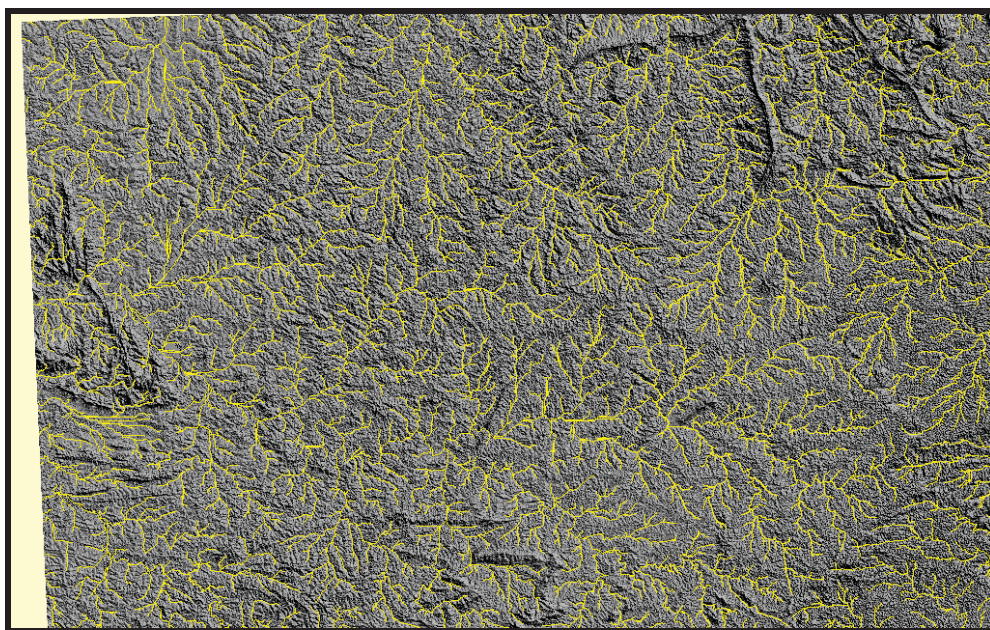


Figura 18 – Estruturas dômicas de padrão de drenagem anelar/radial.

O quadrante SE da área de estudo (**Figura 19**) mostrou alta diversificação de padrões de drenagem em comparação com os outros quadrantes. Esta configuração tectono-estrutural remonta da colisão continental oblíqua entre os blocos São Paulo, Brasília e Vitória, cuja evolução se iniciou com estes blocos crustais arqueanos de bacias sedimentares de margens passivas representadas pela Faixa Rio Grande no Bloco Brasília e pela Faixa Ribeira no Bloco São Paulo, culminando no cisalhamento transcorrente dextral de alto ângulo (Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul) e sinistral (Zona de Cisalhamento Campo do Meio), com rotação entre blocos crustais (HASUI; QUADE, 1988).

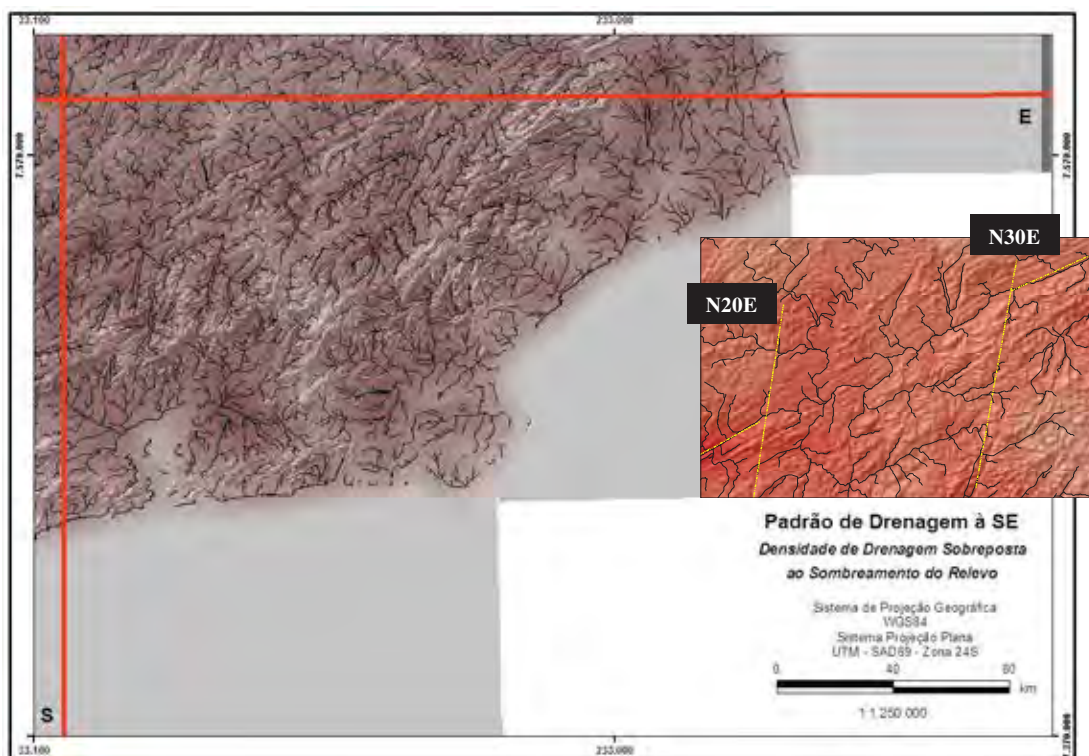


Figura 19 – Padrão de drenagem à SE.

Direcionando o foco para a Província Mantiqueira, é sabido que ela tem como principais feições estruturais sistemas de zonas de cisalhamento transcorrentes, de cinemática predominantemente dextral, orientadas NE–SW, que se estendem quase que continuamente ao longo da costa atlântica, desde o Rio Grande do Sul até o Espírito Santo, à altura de Vitória. Essas transcorrências registraram na drenagem traçados sinuosos, anastomosados e, de São Paulo para nordeste, associam-se a cavalgamentos frontais e oblíquos, vergentes para noroeste no Estado do Rio de Janeiro e, para oeste, em Minas Gerais e no Espírito Santo (BIZZI et al., 2003).

A zona de cisalhamento transcorrente mais expressiva posiciona-se ao longo do rio Paraíba do Sul (Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Paraíba do Sul), no Estado do Rio de Janeiro. É interpretada como de natureza transpressional, a qual desenvolve estrutura divergente, evidenciada no perfil geológico entre as cidades do Rio de Janeiro e Juiz de Fora, Minas Gerais. Dobramentos e cavalgamentos de baixo ângulo são mais abundantes na região N-NE de São Paulo e interceptam os cavalgamentos direcionados para leste, na denominada Cunha de Guaxupé, pertencente à Província Tocantins. Todas essas estruturas foram desenvolvidas durante o Neoproterozóico e reativadas pelo menos até o Terciário, o que se evidencia pelo controle e pela preservação de bacias sedimentares (BIZZI et al., 2003).

O quadrante SE se mostrou bastante movimentado estruturalmente e tectonicamente. Porém, os mapas-base utilizados da CPRM (2006) o dividiu apenas em zonas de intenso fraturamento e de cisalhamento, contrapondo-se a zonas não fraturadas nos terrenos quaternários. Quanto às deformações, o dividiu em zonas intensamente dobradas e não dobradas (**Figuras 20 e 21**).

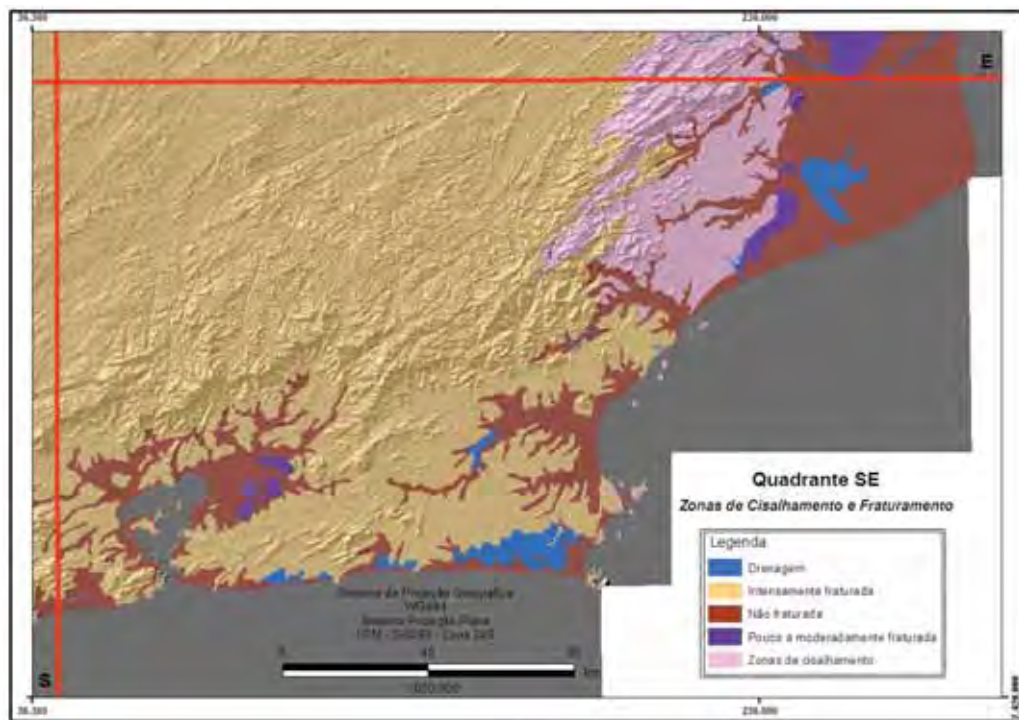


Figura 20 – Zonas de cisalhamento no quadrante SE. (Modificado de CPRM, 2006)

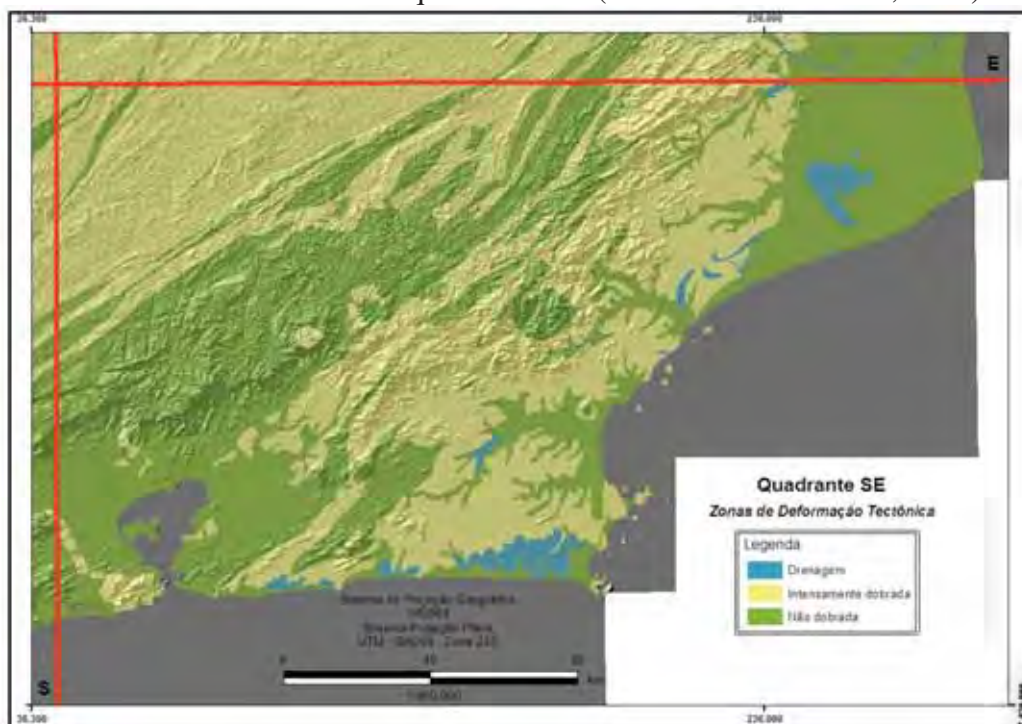


Figura 21 – Zonas de deformação tectônica no quadrante SE. (Modificado de CPRM, 2006)

Na **Figura 22**, derivada de imagens de radar, ficam evidentes intensos dobramentos nas áreas classificadas como não dobradas e divergências quanto aos limites das zonas de cisalhamento. Daí a premissa de que os padrões de drenagem deste quadrante ser variados.

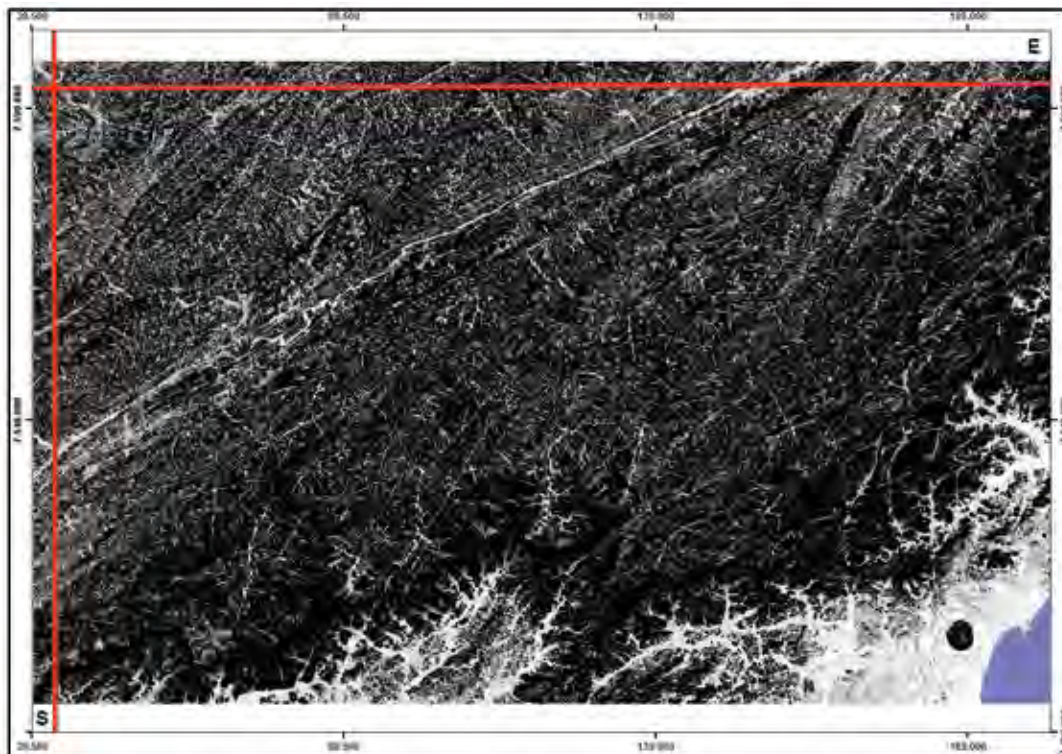


Figura 22 – Zonas de cisalhamento e de dobramentos no quadrante SE. (Imagem Aster – Efeito *Slope Shader* – *Global Mapper*)

Na parte superior do falhamento dextral Paraíba do Sul, posicionado entre esta transcorrência e os eixos NS-EW (em vermelho na **Figura 22**), nota-se um grande domo altamente estruturado, típico de alto estrutural (possível alto topográfico), de forma aproximadamente elíptica, alongado no sentido SW-NE, truncado em N60W e em N20E por outros dois grandes falhamentos, cujos drenos assemelham-se ao padrão anelar. A intercepção do falhamento N60W no dreno principal se deu sob a forma de pulsos, resultando na transição de sua forma primária, provavelmente retilínea, para formas anômalas com meandros e cotovelos, que podem também ser vistos onde ele intercepta o rio Paraíba do Sul. Entre as direções N20-30E notam-se alterações anômalas na forma estritamente retilínea do Paraíba (em detalhe na **Figura 23**). Este é um claro registro de neotectonismo e de reativação estrutural.

Há três tipos de deformação morfoestrutural que podem modificar a morfotectônica de ma região: falhamentos, arqueamento e basculamentos. A simples análise destas deformações

fornece informações sobre o tectonismo da área e sua disposição em superfície, o que permite inferir sobre seu processo de formação: se ocorreu por incisão induzida por tectônica, por agradação induzida pelo clima ou por um conjunto de fatores que exigem estudo pontual aprofundado tamanha a complexidade estrutural da região (SILVA, 1997). No caso específico deste trecho do falhamento Paraíba do Sul, ocorreu incisão induzida por tectônica, como dito anteriormente, em pulsos e em épocas diferentes, que resultaram nesta anomalia. A deformação dômica sofrida alterou o curso dreno principal, forçando-o a curvar-se em semicírculo ao seu redor. Os vários encurvamentos definidos fundamental a hipótese de que eles ocorreram em pulsos tectônicos de idades diferentes. Há uma visível e localizada transição de formas: o dreno, preteritamente retilíneo, primeiro curvou-se e em consequência disso alguns de seus tributários alongaram-se, assumindo certo paralelismo entre si em ângulo oblíquo à falha e outros, porém, curvaram-se quase a 90°, conformando padrão paralelo ao Paraíba, sugerindo que ele tenha sofrido um pequeno desvio.

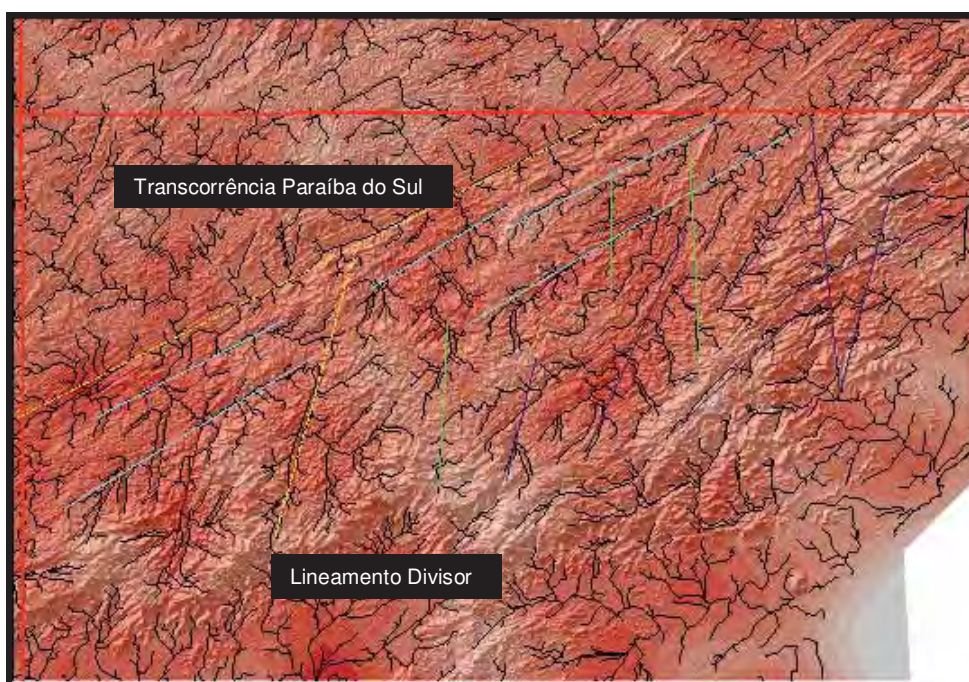


Figura 23 – Lineamentos e padrões de drenagem entre o Paraíba do Sul e os sedimentos costeiros.

Entre a parte inferior da falha Paraíba do Sul e os sedimentos costeiros há uma extensa área no domínio das serras e morros baixos/montanhoso/colinas dissecadas (CPRM, 2006) que expressa padrão em treliça direcional. Esta subdivisão do padrão é que distingue uma área da outra.

Em N20-30E há drenos paralelos intercruzando-se com o Paraíba, a N60E, tornando a área muito fraturada e formando ângulos entre si que separam as duas áreas quanto a morfoestrutura regional. Nos ângulos obtusos se instalam, preferencialmente, altos estruturais/altos topográficos e nos ângulos agudos, baixos estruturais/altos topográficos. Na **Figura 23** está em detalhe essa parte da área. Tomando como referência o lineamento que intercepta o Paraíba, observa-se que a esquerda da área onde ocorre o baixo estrutural/alto topográfico truncado por lineamentos quase que totalmente paralelos a ele (N20-30E) e os oblíquos a ele, em azul, de orientação paralela à transcorrência Paraíba do Sul. Já à direita do lineamento divisor há lineamentos NS (em verde) cruzando-se com lineamentos N60E (azul), truncando o alto estrutural/alto topográfico. Devido às ações cisalhantes pretéritas, os lineamentos do extremo superior direito da área (roxos) assumem uma orientação aparentemente desordenada. Porém, o que ocorre é que devido às forças cisalhantes que definiram a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, os lineamentos se arquearam, rumando de NW-SE para NW-SE-NS. Os lineamentos em mencionados têm orientação respectiva de N10E, N25E, N30E, N50E, N70E e N05W. Tal transição refletiu-se na conformação dos drenos desta porção da área, que se apresentam altamente truncados, sinuosos, com anomalias em curvas e mudanças bruscas de direção.

Nos sedimentos costeiros as baixas declividades e altitudes geraram drenagens variando entre dendríticas e subseqüentes anastomosadas, típicas de planícies de inundação e áreas de deltas, com canais interligados, como ocorre em áreas de pântano, enseadas, brejos e baías.

O relevo transita entre planícies flúvio-marinhas e costeiras no entorno da Baía de Guanabara e domínios montanhosos e de colinas amplas e suaves próximo a Maricá e Araruama (CPRM, 2006). Essa variação de relevo se confirma quando analisada a orientação de alguns alinhamentos de drenagem (**Figura 24**). São exemplos os destacados em azul. Há alinhamentos a EW, NS, NE e NW, muito alongados em suas respectivas direções, com tributários mais alongados em uma margem que em outra, caracterizando a atitude da camada e interflúvios amplos. Porém, na transição entre o domínio das escarpas e das planícies, evidências geológicas e morfológicas de reestruturação, observam-se drenos arqueados que podem ter sofrido rearranjo por processos de captura, desvio ou decapitação (BISHOP, 1982). Esses processos manifestam-se sob a forma de feições anômalas, como cotovelos, caracterizados nesta área por mudanças bruscas na direção do canal, perto de 90°; migração

lateral de drenagem resultante da ação tectônica de ruptura do divisor, geralmente envolvendo basculamento de blocos e estruturação de feições dômicas; captura de drenagem por diferença altimétrica introduzida por tectonismo; vales secos (abandonados) com depósitos fluviais situados entre cotovelo; deslocamento de canais por movimentação de falhas (indicativas do sentido do deslocamento); excessivo número de cotovelos com ângulos de confluência menores que 90°. Esta última anomalia é também chamada de padrões de paleodrenagem e determinam inversão de drenagem (VAN de GRAF et al., 1977).

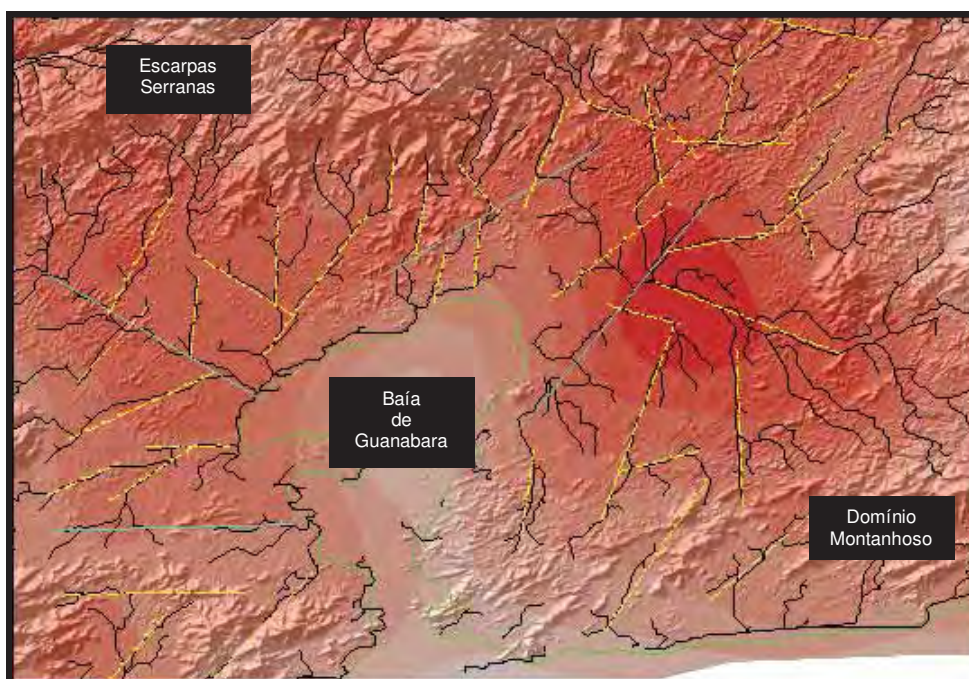


Figura 24 – Lineamentos – Baía de Guanabara.

No quadrante SW da área considerada (**Figura 25**) a estrutura mais marcante é o Vale do Paraíba, cuja geologia é constituída por duas grandes unidades tectônicas - o embasamento cristalino e a bacia sedimentar de Taubaté, inseridas no contexto dos Dobramentos Sudeste (SCHOBENHAUS et al., 1984) e afetadas pela mobilização tectônica brasileira. Seja em maior ou menor grau, toda esta área foi afetada por uma intensa deformação policíclica relacionada às diversas faixas de cisalhamentos (OHARA, 1995).

A bacia sedimentar de Taubaté está embutida no complexo cristalino pré-cambriano do leste paulista, no bloco tectônico Paraíba do Sul de Hasui et al., (1978^a). É repleta de depressões preenchidas por sedimentos continentais de idade terciária. Situa-se ao sopé das escarpas das serra da Bocaina e da Mantiqueira, geomorfologicamente compartimentada em colinas (a 500m de altitude) rebaixadas gradualmente até a calha do Rio Paraíba do Sul, a 450

m de altitude. O relevo colinoso foi subdividido por Hasui et al., (1982) Morros Cristalinos, esculpido sobre rochas metamórficas pré-cambrianas, configurando a clássica morfologia de “mares de morros” do Planalto Sudeste do Brasil (AB’SABER, 1970), e colinas sedimentares de topos planos, esculpido nos sedimentos terciários das bacias de Resende e de Volta Redonda. O compartimento de colinas ou “mares de morro” possuem encostas com formas convexo-côncavas, marcadas pela presença de concavidades estruturais ajustadas à rede de drenagem (COELHO NETTO, 1999). A morfologia dos vales fluviais, tanto no domínio das colinas, como na escarpa, alterna segmentos alveolares preenchidos por terraços e planícies de inundação e segmentos estrangulados (DANTAS; COELHO NETTO, 1991).

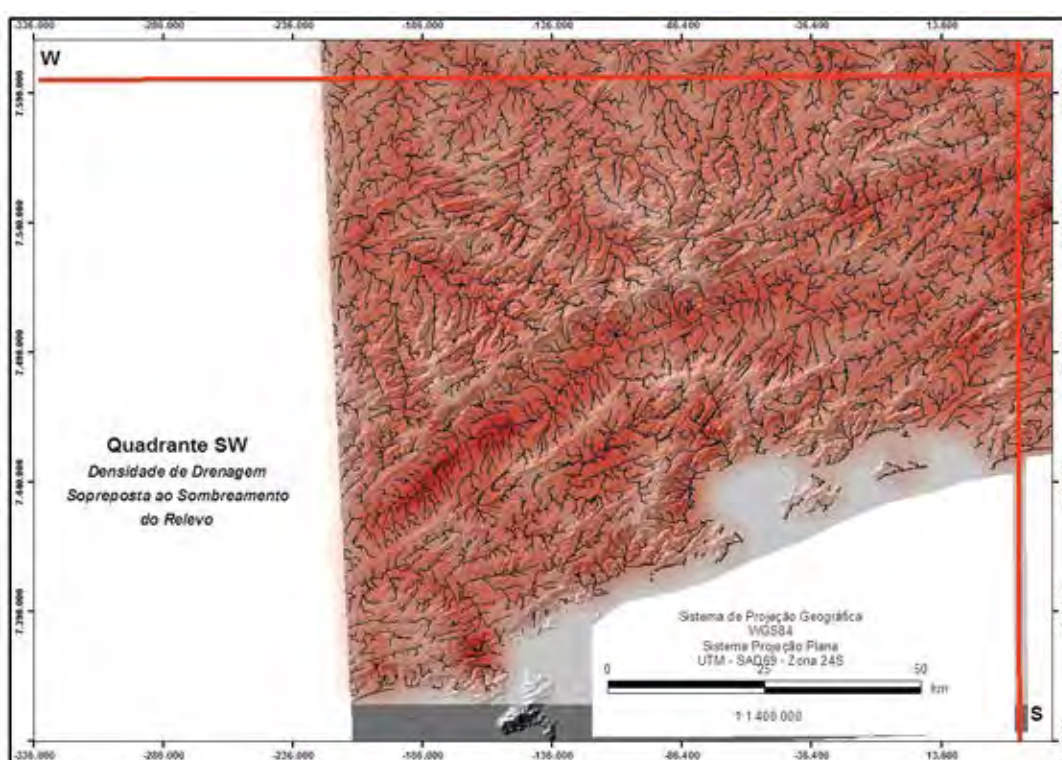


Figura 25 – Padrão de drenagem na direção SW.

As estruturas apresentam degraus controlados pelo substrato geológico, especialmente, pela relação entre fraturas NW e a foliação/bandamento NE, bem como pelos litotipos mais resistentes à erosão (EIRADO SILVA et al., 1993; DANTAS et al., 1994, 1995). O relevo ainda é marcado pela alternância de alinhamentos serranos e vales encaixados de direção NE, fortemente condicionado pelas estruturas da Faixa Ribeira e pelas unidades litológicas mais resistentes ao intemperismo e erosão. Dantas (2001) destacou a vulnerabilidade à erosão deste domínio, atestado pela presença freqüente de voçorocas em uma faixa WSW-ENE que passa entre Bananal e Vassouras.

Processos morfogenéticos que atuaram entre o Terciário e Quaternário deixaram suas marcas na paisagem através das feições erosivas e sedimentares identificadas, sobretudo, na morfologia das colinas, esculpidas por sucessivos eventos de erosão quaternários com retrabalhamento de encostas, na colmatação de fundos de vales e nas cabeceiras de drenagem em anfiteatro suspensas ou ajustadas à rede de drenagem (Moura; Meis, 1986; Meis; Moura, 1984; Meis et al., 1985; Coelho Netto, 1999; Eirado Silva et al., 1993; Dantas et al., 1994, 1995 e outros). A coluna estratigráfica quaternária da região baseada em seqüências coluviais, aluviais e flúvio-lacustres, utilizando unidades alostratigráficas foi definida em sete principais eventos da sedimentação, sendo as seqüências basais definidas como aloformações Santa Vitória e Bananal, interpretadas como duas fases de retrabalhamento do regolito e reafeiçoamento das encostas no Pleistoceno, e as superiores identificadas como aloformações Rio da Três Barras, Cotiara, Rialto, Manso, Piracema e Carrapato que correspondem às fases alternadas de processos coluviais e aluviais do Holoceno.

O Vale do Paraíba divide o quadrante SW em distintos padrões de drenagem. É o que se pode ver nas **Figuras 26 e 27**, principalmente com o realce dos domínios de relevo.

No extremo SW do quadrante, aproximadamente a N20-60W, verificam-se domínios montanhosos, de morros e serras baixas e de colinas dissecadas e morros baixos, cuja drenagem dos rios de grande porte (rio Dourado, Sapucaí, Turvo, Sapucaí-Mirim) segue o padrão fluvial anastomosado. Há uma grande estrutura arqueada (em verde) separando esta porção da área da adjacente. Os falhamentos ali são variados e intercruzados: há falhas de cisalhamento extensional e compressional, bem como transcorrências sinistral e dextral. A litologia hidrogeológica segrega áreas de caráter granular, fissural e granular/fissural. Quanto à textura dos solos, o predomínio é argilo-silto-arenoso com manchas argilo-siltosas (CPRM, 2006). Somente pela análise da drenagem subsequente é que se pode notar feições dômicas pouco estruturadas e tributários alongados no sentido do arqueamento em transição entre padrão dendrítico e paralelo. Os lineamentos (em azul) evidenciam captura e desvio da drenagem devido a reativações tectônicas, além de ressaltar a intensidade de fraturamento da região. Os meandros intercalam-se entre sinuosos e pouco sinuosos; os cotovelos formam curvas bruscas, próximas a 90° e tributários subsequentes são transversais, alongados e estritamente retilíneos em relação aos canais principais, caracterizando paleoregistros dos pulsos tectônicos que movimentaram a morfoestrutura, caracterizando ascensão/abatimento de blocos.

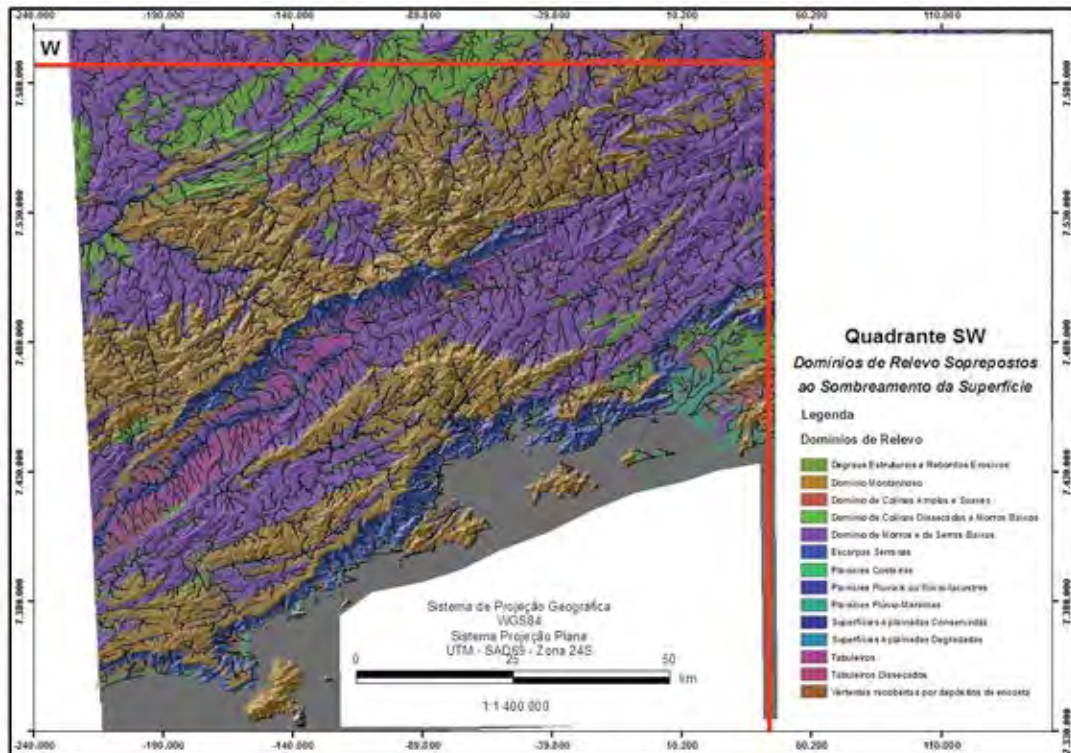


Figura 26 – Domínios de relevo à SW. (Modificado de CPRM, 2006)

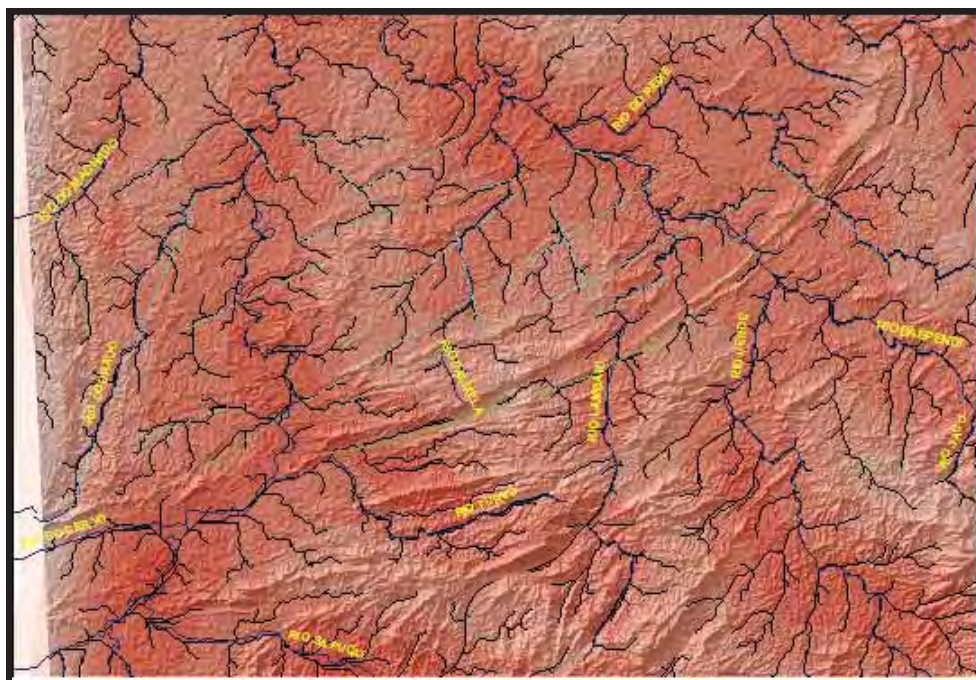


Figura 27 – Drenagem e principais lineamentos a N20-60W.

O domínio adjacente, compreendido entre duas faixas paralelas entre si, de sentido N45E, perpendiculares ao eixo N45W tem predomínio de relevo montanhoso. Em decorrência disso, é intensamente fraturada, com formação de uma estrutura dômica regional de baixos

estrutural/alto topográfico truncado, aproximadamente a N30W. Em N20W os drenos são semi-circulares em reflexo às reativações tectônicas na área adjacente. Entre N40-60W há paleocanais que tinham sentido NS retilíneo que foram truncados sucessivamente em EW e NW-SE, deixando com evidências anomalias curvadas ao longo do canal principal. Em função das zonas cisalhantes que delimitam o Vale do Paraíba, os drenos mais próximos a elas têm padrão paralelo.

A N10-20W observa-se padrão de drenagem principalmente paralelo, de canais muito alongados em SW-NE, com tributários subseqüentes anômalos (meandantes, acotovelados a 90°, levemente desviados). Os drenos deste trecho diferem em muito do padrão do Vale do Paraíba e das áreas adjacentes situadas no extremo NW do quadrante. Não se vê qualquer estruturação para formação de domos. Entretanto, o divisor é de baixa densidade de drenagem, o que indica alta percolabilidade, típico de alto estrutural. A altitude média está em torno de 1.500m e o domínio é de morros e serras, o que, aparentemente, faz desta a área um alto topográfico/alto estrutural.

A depressão periférica do Vale do Paraíba apresenta formas de drenagem derivadas do padrão drendritico: pinada, anastomótica e distributária. Todas estas formas podem ser conferidas na **Figura 28**.

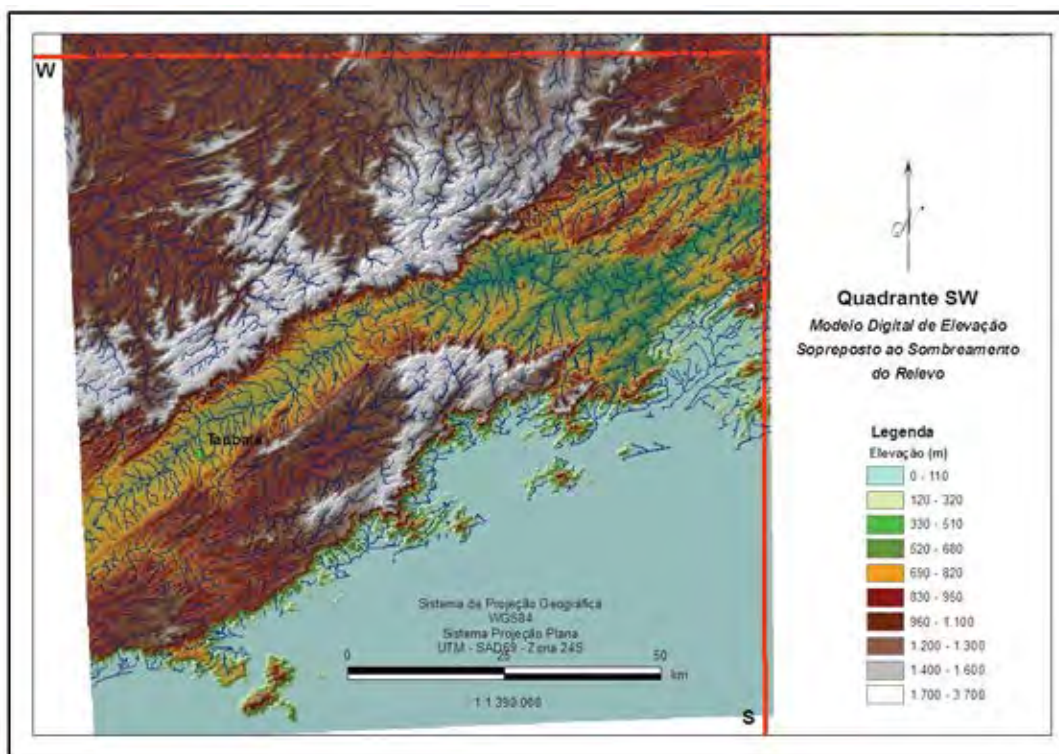


Figura 28 – Modelo Digital de Elevação integrado para a região SW .

A forma pinada evidencia o tipo litológico de textura fina e alta erodibilidade, que para a área de encaixe do Paraíba do Sul é areno-argilo-siltosa. Os drenos anastomóticos estão situados nas planícies de inundação do Paraíba e descrevem curvas sinuosas em trabalho contínuo de escavação da margem côncava e de deposição na margem convexa. Tal fato pode ser visto pela diferença de textura na calha do rio (**Figura 29**), pois quanto mais ‘lisa’, mais recente é o sedimento. Por fim, os drenos distributários eventualmente misturam-se aos anastomóticos, uma vez que sua ocorrência concentra-se nos leques aluviais e deltas.

Quanto à estrutura em escala regional, nota-se que os lineamentos indicam uma curva brusca do canal, quase a 90° e conseqüente mudança de curso. O fluxo seguia direção NE-SW quando foi truncado por um falhamento em aproximadamente N50-60W, deixando proregistros anômalos não só na drenagem principal como na subsequente. Um outro proregistro importante é o paleocanal abandonado que o Paraíba deixou quando em algum momento de sua construção desaguava no Atlântico. É sutil, mas pode ser observado pela diferença de altitude em N70W que forma uma protovale.

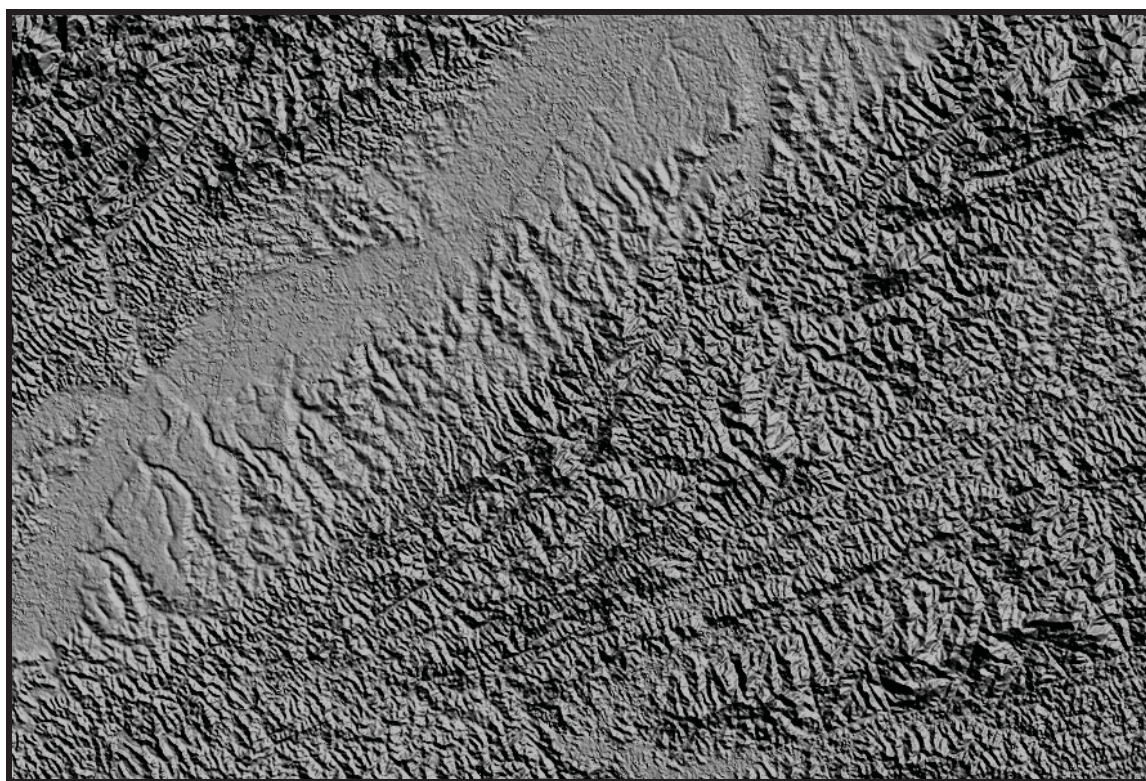


Figura 29 – Textura de drenagem no Vale do Paraíba. (Mosaico de imagens Aster – Efeito DayLight Shader)

O Mapa de Densidade de Drenagem foi produzido para identificar zonas de variação de percolabilidade. A relação permeabilidade *versus* concentração de drenos é direta e isso pode ser notado no mapa (**Figura 30**). Ele foi reclassificado em quatro classes de intensidade de permeabilidade e mostrou que a classe predominante foi a de “Alta” permeabilidade, abrangendo 58% da área de estudo, o equivalente a 102.679 km². Em seguida veio a classe de “Moderada” permeabilidade, com 32% de abrangência.

Este mapa contribuiu em muito para destacar as áreas de recarga de aquíferos, estruturas dômicas de altos e baixos estruturais e definir limites entre domínios morfotectônicos e morfoestruturais. Constituiu-se também num importante indicador das condições de fraturamento, ruptibilidade e ductibilidade do maciço, as quais estão intimamente vinculadas ao fator permeabilidade. Uma vez que a área é classificada como de alta de permeabilidade, isso indica que neste trecho o substrato encontra-se vulnerável a, no mínimo, contaminações, rupturas e erosão.

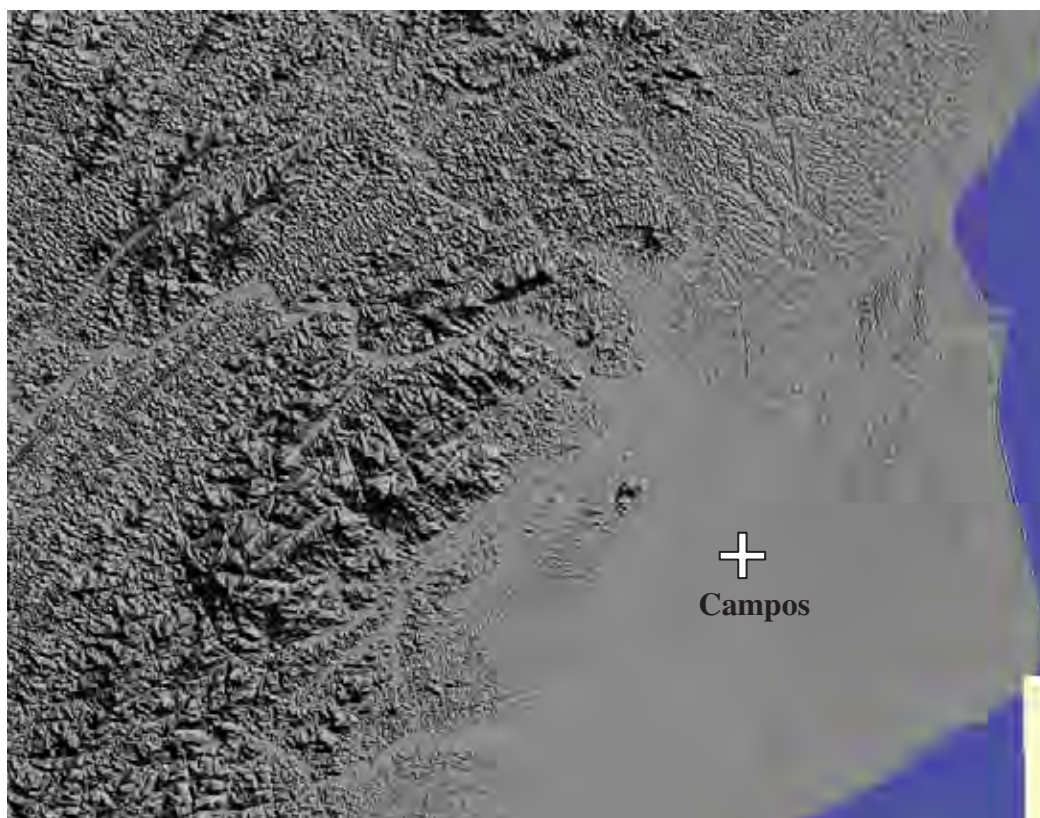
Na figura observa-se que na altura do município de Campos a permeabilidade varia entre “Alta” e “Muito Alta”. Estas classes alocam-se em toda a baixada campista bem como em sedimentos da Fm Barreiras. Nessa localidade o sistema aquífero é flúvio-deltaico (BARRETO, *et. al.*, 2000) e localiza-se na margem direita do Rio Paraíba do Sul, a SW da cidade de Campos. É constituído por sedimentos quaternários, aflorantes, compostos por areias e arenitos, finos a médios com matriz siltosa e bandas argilosas. Trata-se de um aquífero livre, com espessuras variando de 60 a 90m, sobreposto ao embasamento cristalino e sedimentos mais antigos. As águas são de boa qualidade, ocasionalmente ferruginosas.

Outro aquífero de ocorrência nessa área é o Emborê, na localidade de Farol de São Tomé, constituído por sedimentos não aflorantes terciários compostos por arenitos conchíferos variados, com feldspato, argilitos impuros e argilas orgânicas, podendo ocorrer pedaços de madeira fóssil. Encontra-se totalmente coberto por sedimentos quaternários. É um aquífero confinado com espessuras de até 220m. O aquífero São Tomé II dispõe-se em toda a parte leste da porção emersa da Bacia de Campos, constituindo-se por sedimentos não-aflorantes, terciários, compostos por arenitos avermelhados lateríticos com argilas cálcicas, sobre arenitos consolidados argilosos. É um sistema confinado, totalmente coberto por sedimentos quaternários, com espessura de pelo menos 230m, podendo atingir 2.000m nas proximidades de Farol de São Tomé. Esse aquífero é fortemente afetado por falhas normais, aumentando sua espessura em direção à linha de costa estando sobreposto ao embasamento

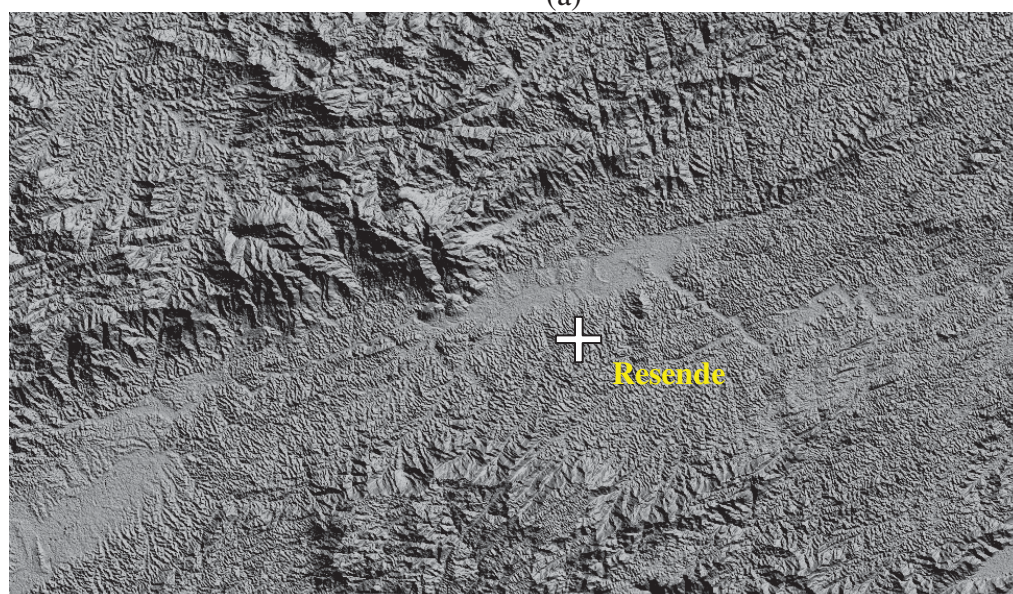
crystalino e sedimentos mais antigos. Há ainda, nessa região, o aquífero São Tomé I, localizado na parte central da porção emersa da Bacia de Campos, formando uma faixa alongada no sentido NE-SW, constituído por sedimentos terciários não-aflorantes, recobertos por sedimentos quaternários. Esse sistema é composto por arenitos avermelhados, lateríticos com argilas cálcicas, sobre arenitos consolidados argilosos. É confinado, com espessura de até 160m, sobreposto ao embasamento cristalino. Como o anterior, este aquífero também é fortemente afetado por falhas normais. E, finalmente, tem-se o aquífero Barreiras na borda oeste da Bacia Sedimentar de Campos, em contato lateral com o embasamento cristalino constitui-se de sedimentos terciários, aflorantes, compostos por argilas lateríticas e areias com óxido de ferro, sobrepostos ao embasamento cristalino.

A cidade de Resende encontra-se numa zona de “Muito Alta” permeabilidade e merece atenção por isso. Situada no extremo oeste do estado do Rio de Janeiro, a cidade possui em seus arredores o aquífero multicamadas Resende, o qual estende-se por toda a área da bacia sedimentar de Resende, correspondendo a aproximadamente 195km². É constituído por sedimentos terciários das formações Acácias/Floriano, Resende e Itatiaia. Está parcialmente coberto por sedimentos quaternários e apresenta intensa intercalação de sedimentos heterogêneos, pelíticos e arenosos, com extensão lateral restrita. São aquíferos confinados a semi-confinados, com espessuras variando de 8 até 220m, fortemente afetados por falhamentos normais e fraturas. Outro sistema de aquíferos que ali tem ocorrência é o sistema de aquíferos aluvionares, que são aquíferos rasos associados a sedimentos quaternários de origem aluvial e agrupados ao sistema de aquíferos alúvio-lacustres. A **Figura 31** traz detalhes de relevo e drenagem nas cercanias das cidades de Campos e Resende.

No mapa pode ser visto também que o rio Paraíba do Sul, em quase toda sua totalidade, percorre somente as duas classes de maior índice percolativo, o que balisa não só o resultado encontrado, mas também o método aplicado e todos os procedimentos de geoprocessamento envolvidos e desenvolvidos.



(a)



(b)

Figura 31 – Detalhes de relevo e drenagem em (a) Campos e (b) Resende. (Mosaico de imagens Aster – Efeito *DayLight Shader* obtido no Global Mapper)

4.2 Traços de Juntas

A análise dos traços de juntas da área conduziu à delimitação de zonas homólogas unidirecionais de drenos especificamente de 1ª ordem com comprimento inferior a 1,5 km,

que refletem, em superfície, descontinuidades geológicas, estratigráficas e/ou estruturais muitas vezes responsáveis por movimentação relativa de blocos. O caráter geológico-estrutural do traço de junta está na representatividade em superfície da primeira incisão erosiva sofrida pelo substrato.

Procedeu-se a análise desses segmentos de drenagem primeiramente de forma generalizada a fim de verificar a existência de comportamento tendencioso em toda a área considera no estudo. Pelo Diagrama de Rosetas que a análise produziu (**Figura 32**), observou-se que os traços definiram tendências de arranjo nas quatro direções preferenciais (NS, EW, NE-SW e NW-SE). Este padrão de distribuição resultou de informações de estatística descritiva que o programa SPRING efetuou ao analisar exploratoriamente o arquivo.

Verificou-se que a tendência mais acentuada está a N40-50E, seguida pela N10W. A **Figura 32** mostra ainda que o arranjo das fraturas e juntas em N40-50W se sobrepôs, em intensidade, ao N80-90E e ainda que ele está perpendicular ao N40-50E. A acomodação de *trends* de fraturas perpendiculares entre si elevam não só o grau de instabilidade estrutural da área, bem como o nível de restrições de uso e, conseqüentemente, sua fragilidade, sensibilidade, vulnerabilidade e potencialidade ambiental.

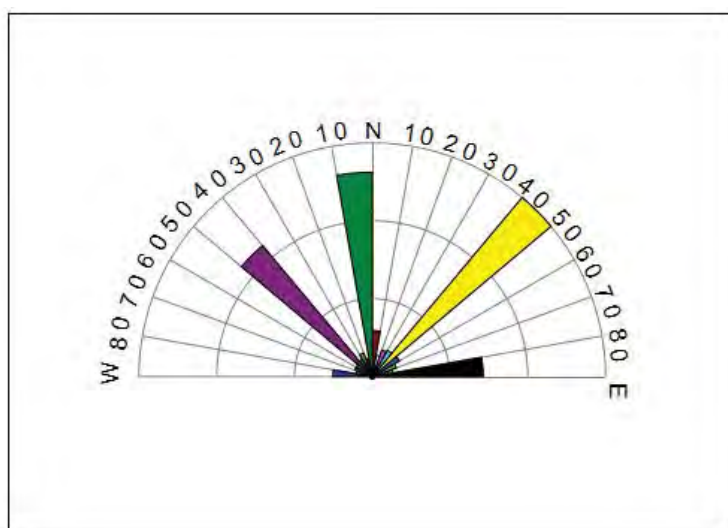


Figura 32 – Diagrama de Rosetas dos traços de juntas.

A família N40-50E agrupou 1.653 traços, num comprimento total de 1.227,25 km. É ela que está seccionando perpendicularmente a família N40-50W, cujo comprimento absoluto é de 881 km, relativos a 1.209 traços. A segunda maior família foi a N10W, com 1.445 traços

e correspondente a um comprimento absoluto de pouco mais de 1.000 km. Ainda de forma expressiva destacou-se uma família na direção N80-90E.

A **Figura 33** mostra o padrão de distribuição de traços determinados na área de estudo. Há que se ressaltar que as áreas isentas de traços em superfície não se traduzem por zonas de menor instabilidade estrutural ou risco geológico. O arranjo espacial dessas feições tem continuidade em subsuperfície, devendo ser considerado em estudos e análises de capacidade de suporte natural do substrato.

A análise das **Figuras 33** permitiu detectar tendências de alinhamento das fraturas em direções bem definidas. Tais tendências definem zonas de máxima intensidade de fraturamento e dissecação do maciço, determinando zonas naturais de risco, exigindo maior atenção.

O adensamento espacial dos traços indicou a direção preferencial das deformações morfotectônicas no eixo NE-SW, seguido do eixo secundário NS, apontando zonas naturalmente mais frágeis e potencialmente de maior erodibilidade. Duas grandes famílias, N40-50E e N40-50W, respectivamente, estão perpendiculares entre si, determinando zonas, em superfície, de cruzamentos de traços. Onde eles se cruzam são definidos tensores de deformação dúctil/rúptil que ocasionam maior sensibilidade à erosão e instabilidade da paisagem. As zonas de variação de traços de juntas podem ser melhor visualizadas no mapa correspondente, mostrado na **Figura 34**.

O mapa de densidade de traços de juntas (**Figura 35**) foi produzido com a finalidade de mostrar zonas de concentração de traços e seus eixos de variação. Observou-se que dentro de uma família de traços existem subconjuntos de eixos variação de tendências. Em outras palavras, uma família de traços EW, por exemplo, pode definir eixos de alinhamento a NS, NE ou SW. Isso foi verificado nas quatro famílias de *trends* de falhas e é um indicativo de que os traços de juntas e fraturas podem influenciar duplamente a instabilidade da paisagem: unidirecionalmente, quando se considera a família de *trends* como um objeto apenas, ora multidirecionalmente, quando se consideram os subconjuntos em que os eixos longitudinais se rearranjam. As zonas homólogas de traços permitiram análise da área com maior nível de detalhe quanto à fragilidade e a suscetibilidade à erosão no processo de tomada de decisão de medidas mitigadoras de diagnóstico, prognóstico, prevenção e controle do uso e ocupação do solo.

Figura 33 – *Trends* de traços de juntas e fraturas determinados na área de estudo. (ver Caderno de Mapas)

Figura 34 – Mapa de Zonas de Variação de Densidade de Traços de Juntas e Fraturas. (ver Caderno de Mapas)

As classes de “Alta” e “Muito Alta” densidade de traços apareceram bem espaçadas na região de estudo, porém em pequenas porções de glebas. No Estado do Rio de Janeiro, elas predominaram nas imediações das cidades de Campos, região dos Lagos, e à NW da cidade do Rio de Janeiro. Estas áreas têm alta suscetibilidade à erosão e comprovada fragilidade, devendo ser observados seu uso e ocupação, parcelamento urbano do solo, manejo conservacionista sistemático, tipo de culturas e implementos agrícolas, entre outros. Em Campos as maiores precauções devem ser tomadas com relação à Baixada Campista, cujas altitudes chegam a ordem sub-métrica e a planície está sujeita a inundações. Além disso, o aquífero nesta porção é livre e está sob sedimentos quaternários. À NW de Campos as altitudes não passam dos 400 m e o relevo não é propenso a inundações. Porém indica-se que a área ainda não antropizada seja voltada à preservação.

As classes mais recorrentes foram as de intensidade “Baixa” e “Média”. Ela tem incidência a NE do estado do Rio e também nos arredores das cidades de Petrópolis e Teresópolis. São terrenos que apresentam pouco potencial natural à erosão, não requerendo cuidados excessivos quanto ao manejo, uso e ocupação. Exigem estudo prévio antes da implantação de qualquer obra civil, estando aptas às finalidades de loteamento, industrialização e agricultura.

Na **Figura 36** estão dispostas imagens de radar do programa ASTER contrastadas para evidenciar a relação entre níveis de dissecação do relevo e concentração de traços de juntas em diferentes pontos da região de estudo. É possível visualizar distintos domínios de relevo, bem como o controle que as fraturas, juntas e lineamentos exercem sobre a estrutura.

Mapa de Máximos 1 e Máximos 2

Dos drenos de 1ª ordem também foi extraído o Mapa de Máximos 1 e Máximos (**Figura 37**), no qual cada máximo corresponde, respectivamente, às duas maiores frequências de traços.

O diagrama de rosetas indicou que os Máximos 1 estão no eixo NE-SW e os Máximos 2 no NW-SE. Com base nesta informação determinaram-se os eixos de Máximos 1 e 2, os quais são definidos pelo alinhamento dos respectivos Máximos.

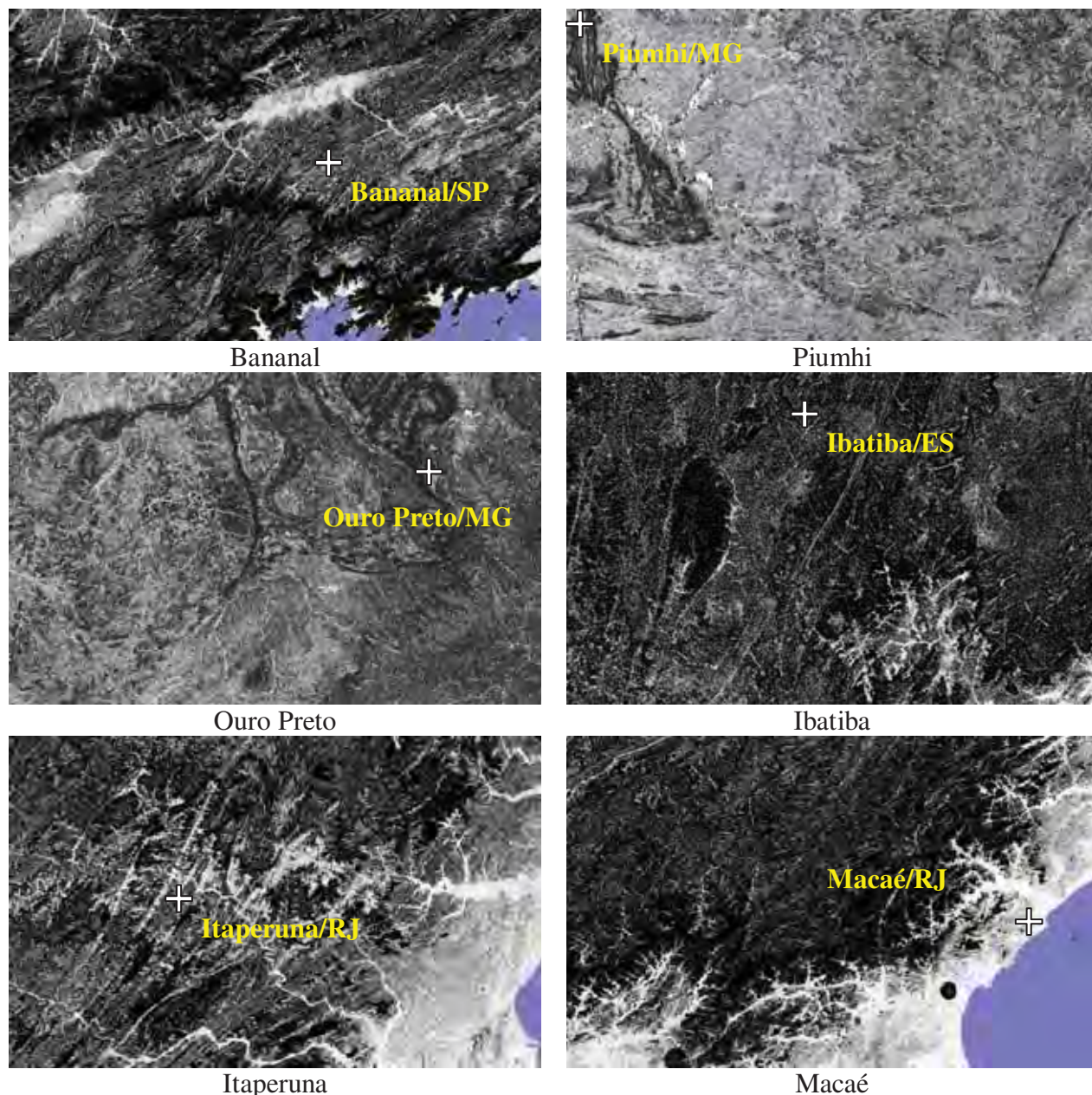


Figura 36 – Diferentes níveis de fraturamento. (Mosaico de imagens Aster – Efeito *Slope Shader* obtido no Global Mapper)

Os eixos de Máximos indicam variação no campo de tensão deformacional a que o maciço está submetido e, conseqüentemente, áreas de risco e de maior intensidade de fraturamento. A ocorrência de apenas um eixo indica que os traços se alinham unidirecionalmente, conferindo a área menor suscetibilidade à erosão. No entanto, onde os eixos se cruzam o equilíbrio dinâmico dos blocos já foi afetado ao ponto de os processos erosivos já terem se instalado, sendo estas áreas de muita alta erodibilidade. Onde ocorre variação tensional no eixo de Máximos 1 a erodibilidade foi classificada como Muito Alta. Áreas de variação deformacional somente no eixo de Máximos 2 foram classificadas como de

Média suscetibilidade a erosão, pois a estrutura ainda encontra-se em equilíbrio, havendo apenas potencialização da erodibilidade. Pode haver desestabilização caso haja qualquer tipo de intervenção, especialmente antrópica, a qual propaga a erosão com maior rapidez. Porém, áreas com sobreposição de Máximos 1 têm seu comportamento semelhante ao de áreas onde ocorrem Máximos 1, portanto foram classificadas como de suscetibilidade erodibilidade Extrema. Conseqüentemente, uma situação extrema de intensidade de erodibilidade ocorreria em áreas com sobreposição de Máximos 1. A situação oposta, ou seja, áreas de erodibilidade Baixa/Nula ocorreram nas áreas em que não houve ocorrência de nenhum dos dois tipos de Máximos. O mapa correspondente à Densidade de Máximos 1 e 2 está mostrado na **Figura 38**.

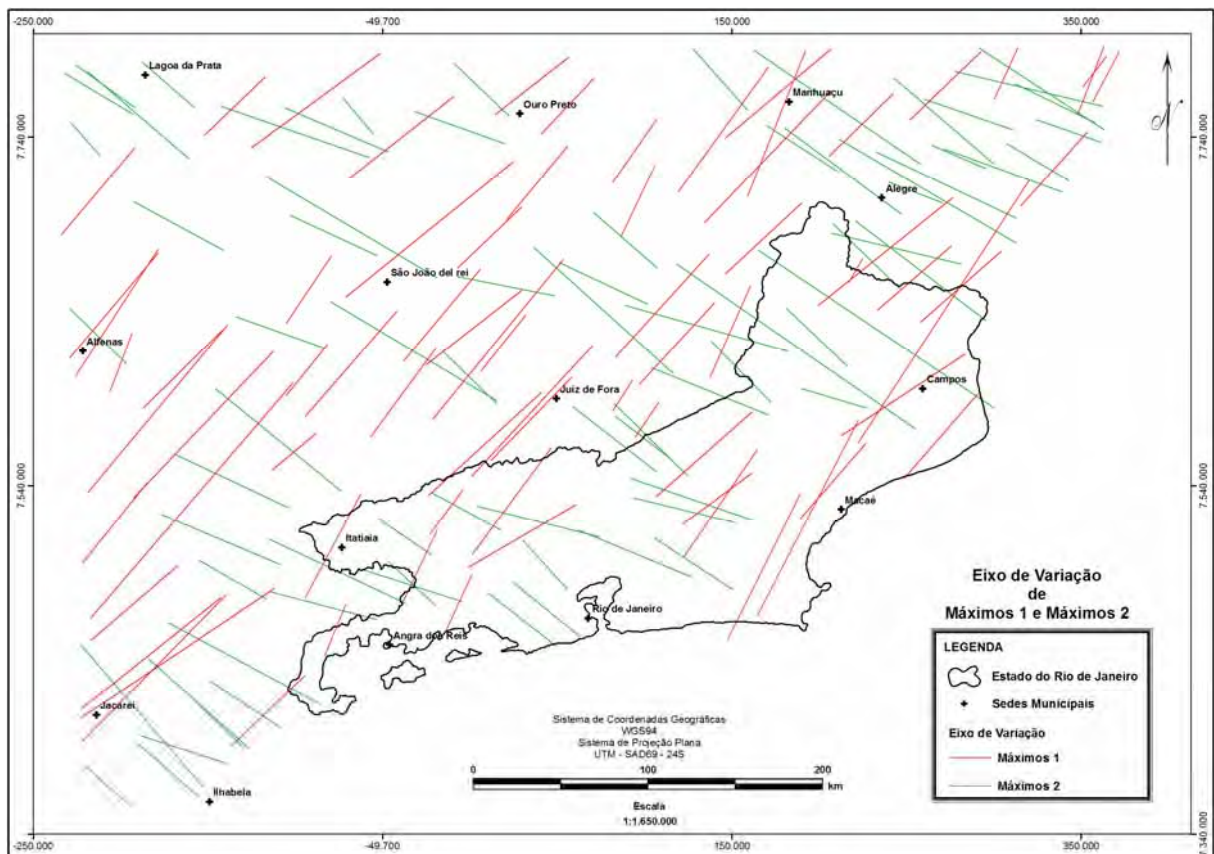


Figura 37 – Mapa da 1ª e da 2ª direções de maior frequência de traços.

As áreas demarcadas como de densidade Baixa/Nula foram indicadas dessa forma, porém essa classificação não significa que elas estejam aptas a receber qualquer modalidade de ocupação. Mesmo indicando pouca erodibilidade, requerem maior detalhamento ante a viabilização de uso.

A mapa mostrado na **Figura 38** mostra em tons de verde a densidade de concentração de Máximos 2 e em vermelho a de Máximos 1. Áreas com cores mais forte de vermelho e verde indicam ocorrência de pelo menos dois eixos de máximos e, possivelmente, cruzamento de eixos. As áreas hachuradas de preto destacam glebas de alta instabilidade estrutural devido à sobreposição das categorias de risco máximo dos dois níveis de densidade de concentração de eixos. Ou seja, além de serem áreas com Muito Alta densidade concentração de eixos de Máximos 1, também estão sujeitas à Muito Alta densidade de concentração de eixos de Máximos 2. Isso as coloca na condição de áreas de risco Extremo, não devendo receber qualquer tipo de ocupação ou uso. Por outro lado, algumas dessas áreas já se encontram ocupadas e, na maioria delas, desordenadamente. É o caso da localidade de Campos. A área a norte da cidade, classificada como de risco extremo é empregada ao uso de cana-de-açúcar. Toda a produção encontra-se sobre sedimentos da Formação Barreiras, sobre argissolo amarelo e latossolo amarelo, sem nenhuma prática conservacionista (RIBEIRO, 2006). Sob estas circunstâncias, devem ser tomadas medidas de remediação a fim de minimizar danos ambientais.

A **Figura 39** mostra o mapa de densidade de *cruzamentos* de eixos de Máximos 1 e Máximos 2. Em áreas de concentração de traços de juntas devem ser observadas restrições de uso e ocupação, bem como práticas de conservação. Algumas obras civis de engenharia devem ser evitadas devido a potencial instabilidade estrutural do maciço. Por se tratarem de zonas em que a deformação verticalizada é predominante, a alta frequência de cruzamentos de máximos incrementa a suscetibilidade ao risco. A intensidade de fraturamento nas áreas mais escuras, que apresentaram frequência de cruzamentos superior a 20, pode propiciar alta percolação de fluidos, recalque e adensamento do solo, acomodação de camadas, formação de vórtices de alta energia hídrica, voçorocamentos, entre outros. Tais processos tendem a trazer, no mínimo, prejuízos aos órgãos públicos e à população, uma vez que os gastos com implantação de obras nessas glebas poderiam ser muito altos. A implementação de agricultura, de aterros sanitários, de postos de combustíveis, cemitérios e parques industriais seria inviável nessas áreas por produzirem fluidos contaminantes percolativos que poderiam atingir rapidamente o lençol freático.

As áreas de menor frequência de cruzamentos (menor que 5) não estão livres de medidas de prevenção e controle, tão pouco de estudos detalhados do substrato. Elas se encontram no limiar de zonas de alta densidade de cruzamentos. Por isso merecem atenção.

Figura 38 – Mapa de Densidade de Máximos 1 e 2 para a área de estudo. (ver Caderno de Mapas)

4.3 Lineamentos Estruturais

A informação dada dos lineamentos estruturais (**Figura 40**) reforçou o que os *trends* de fratura haviam confirmado: uma predominante tendência a NE. Foram extraídos 479 lineamentos, num comprimento médio total de 17.000 km. A NE foram computados 184 segmentos fortemente alinhados em N50-60E sob azimute médio de $48^\circ \pm 14^\circ$. Seccionando esta tendência quase ortogonalmente estão 128 lineamentos com direção N40-50W no sentido azimutal de $130^\circ \pm 20^\circ$. Na direção NS determinara-se 99 lineamentos e na EW 68.

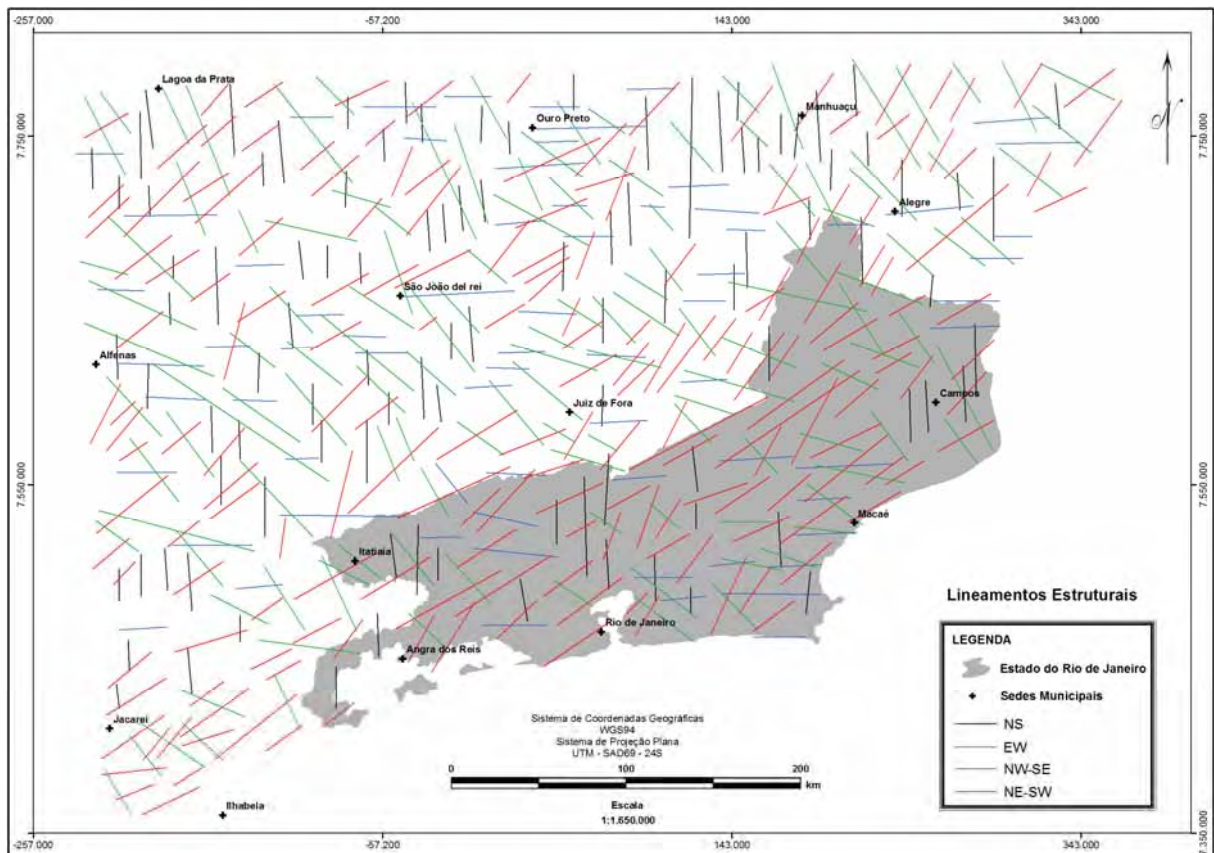


Figura 40 – Lineamentos estruturais e sua espacialização.

A distribuição espacial dos lineamentos caracterizou um sistema distensional a NE responsável por *trends* de falhas transcorrentes. A de maior destaque é transcorrência dextral imposta pelo encaixo do Paraíba do Sul, que durante seu rifteamento alternou momentos de maior atividade tectônica com momentos de calma. Tais pulsos tectônicos modelaram a superfície do Estado do Rio de Janeiro através de forças compressivas e distensivas em ciclos successionais, deixando seu registro não só na morfoestrutura, por meio de altos e baixos estruturais, bem como pela expressiva orientação dos falhamentos principais nas direções NE-

SW e SE-NW, pelo arranjo anômalo impresso na drenagem e pelos truncamentos recentes evidenciados nos lineamentos.

A partir da distribuição dos lineamentos, foi elaborado o mapa de densidade de lineamentos estruturais (**Figura 41**) e o de isovalores destes cruzamentos (**Figura 42**). Diferentemente do mapa de densidade de traços de juntas, que determina zonas de intensidade de fraturamento, o mapa de densidade de lineamentos indica regiões de concentração de esforços compressoriais, distensionais e transcorrentes. Áreas classificadas como de Muito Alta densidade são as mais propícias à ocorrência desses esforços. A zona de cisalhamento transcorrente (ZC) Paraíba do Sul está compreendida entre duas ZCs compressoriais: a ZC Cataguases e a ZC de São João do Paraíso. Também entre a cidade do Rio e a de Macaé delimita-se uma zona compressional extensa. Assim como as ZCs citadas, esta também se orienta a NE. Entre Macaé e Campos apresenta-se um *trend* de lineamentos compressoriais contracionais.

A elaboração dos mapas de densidade de traços de juntas e de lineamentos permitiu evidenciar e apontar com mais especificidade áreas de maior fragilidade ambiental.

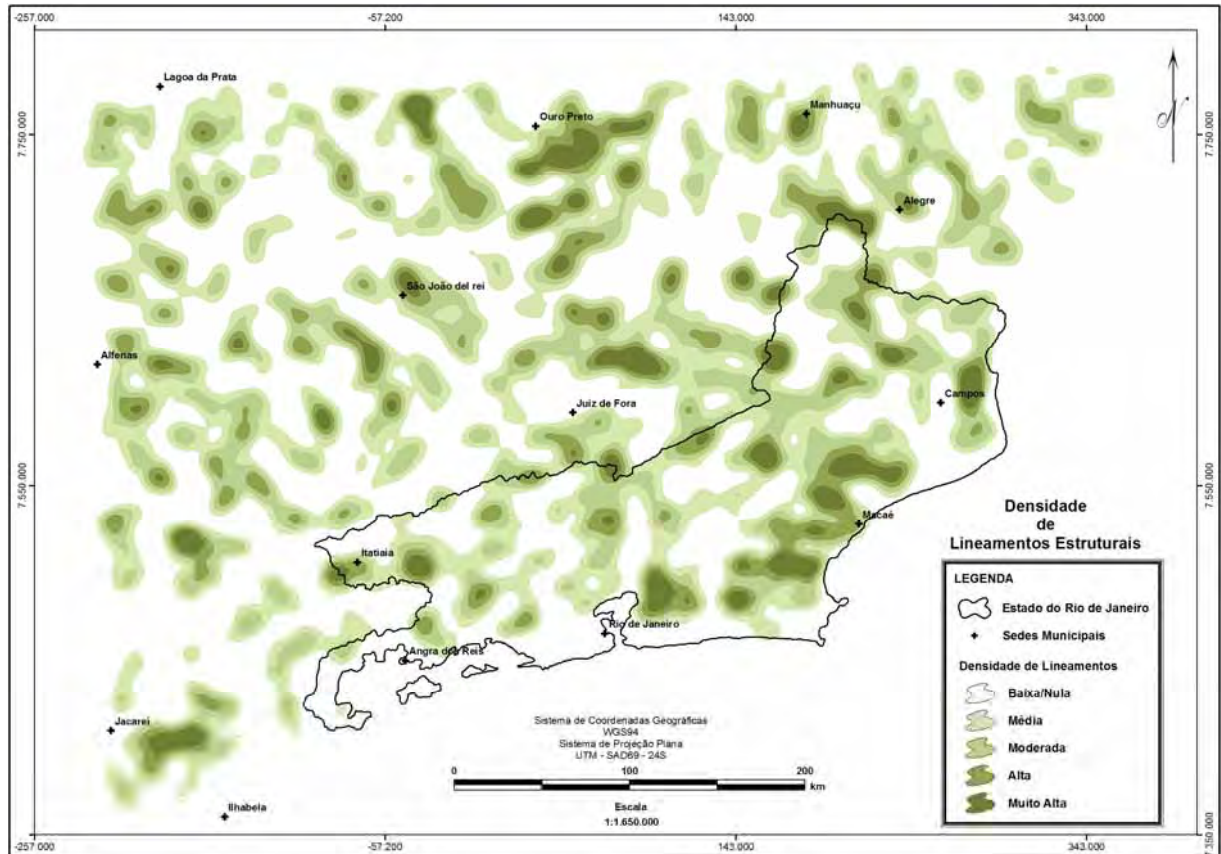


Figura 41 – Densidade de Cruzamentos de lineamentos estruturais.

Figura 42 – Cruzamentos de lineamentos estruturais e linhas de isovalores. (ver Caderno de Mapas)

4.4 Produtos de Imagens de Radar

A opção pelo emprego de imagens de radar (Aster e SRTM) para geração de alguns produtos se deveu, primeiramente, ao fato de que a pesquisa pretendia verificar a hipótese de que o Método poderia ser aplicado computacionalmente através de técnicas de Geoprocessamento. Até então, todo o procedimento para Mapeamento Geoambiental era realizado pela obtenção manual de todos os mapas envolvidos na análise. Num segundo momento, optou-se por imagens de radar porque sua integração com determinados softwares (ArcGis, GlobalMapper, Surfer, entre outros), além de levar à eliminação em quase 100% de produção de mapas de forma manual, permite maior realce das formas estruturais.

O Mapa de Sombreamento de Relevo resultou numa importante ferramenta para realçar a morfoestrutura. Ele dispõe valores hipotéticos de iluminação do relevo para um azimute e uma altitude pré-definidos. Vide **Figura 43**. O de Curvaturas de Relevo (**Figuras 44 e 45**) puderam ser distinguidas encostas côncavas e convexas, o que auxiliou no adensamento da drenagem bem como no realce de canais subjacentes de estruturas dômicas. Sua aplicação é feita sobreposta ao sombreamento do relevo com um índice de transparência que permita evidenciar drenos. Entretanto, em escala regional esse mapa nada oferece, sendo necessário ampliação escalar até o nível de detalhe desejado que não vá gerar produtos inconsistentes. O Mapa de Modelo Digital Integrado de Elevação é um produto inédito, pois se trata de uma variação do tradicional modelo digital de elevação. A variante foi a sobreposição da superfície de elevação com 40% de transparência ao sombreamento do relevo. Ficaram evidentes os variados domínios morfológicos, constituindo-se numa eficaz ferramenta delimitação de zonas homólogas, útil em análises fisiográficas e zoneamentos geoambientais, por exemplo (**Figura 46**).

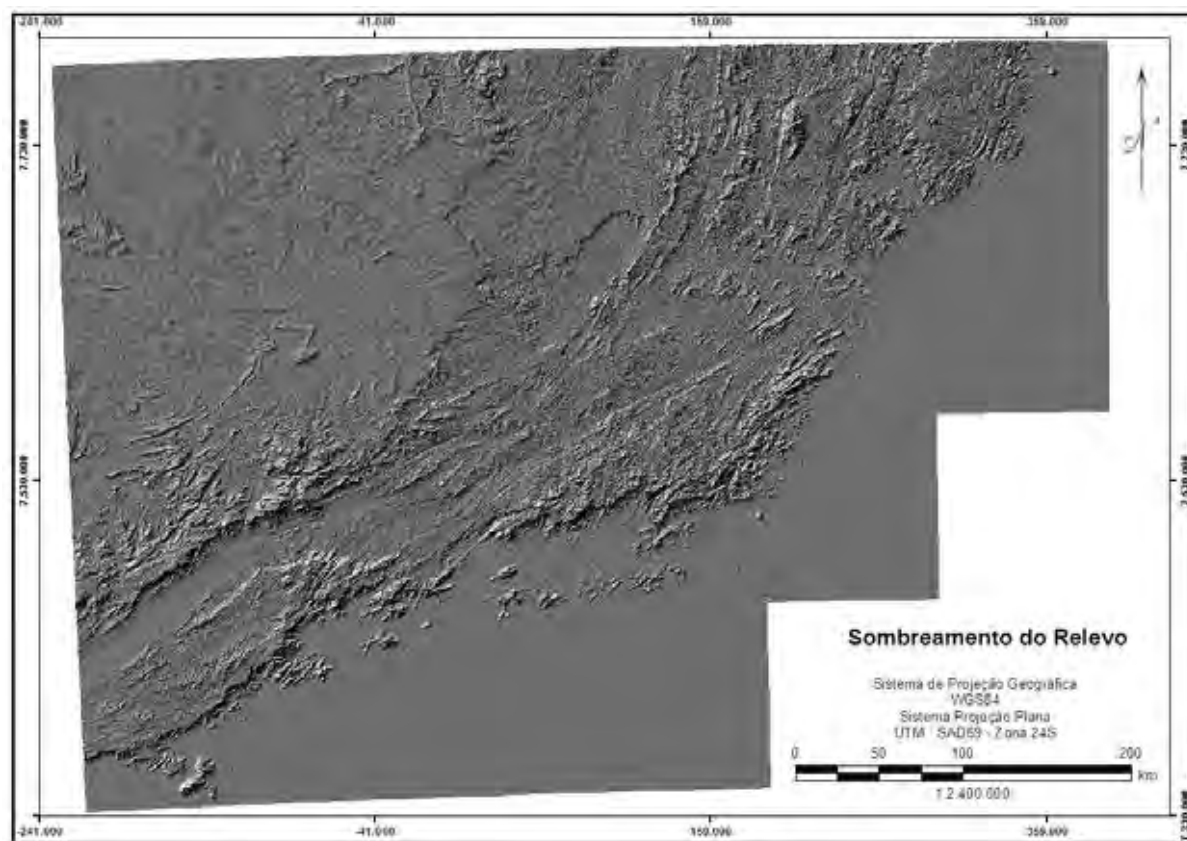


Figura 43 – Sombreamento do Relevo da área de estudo.

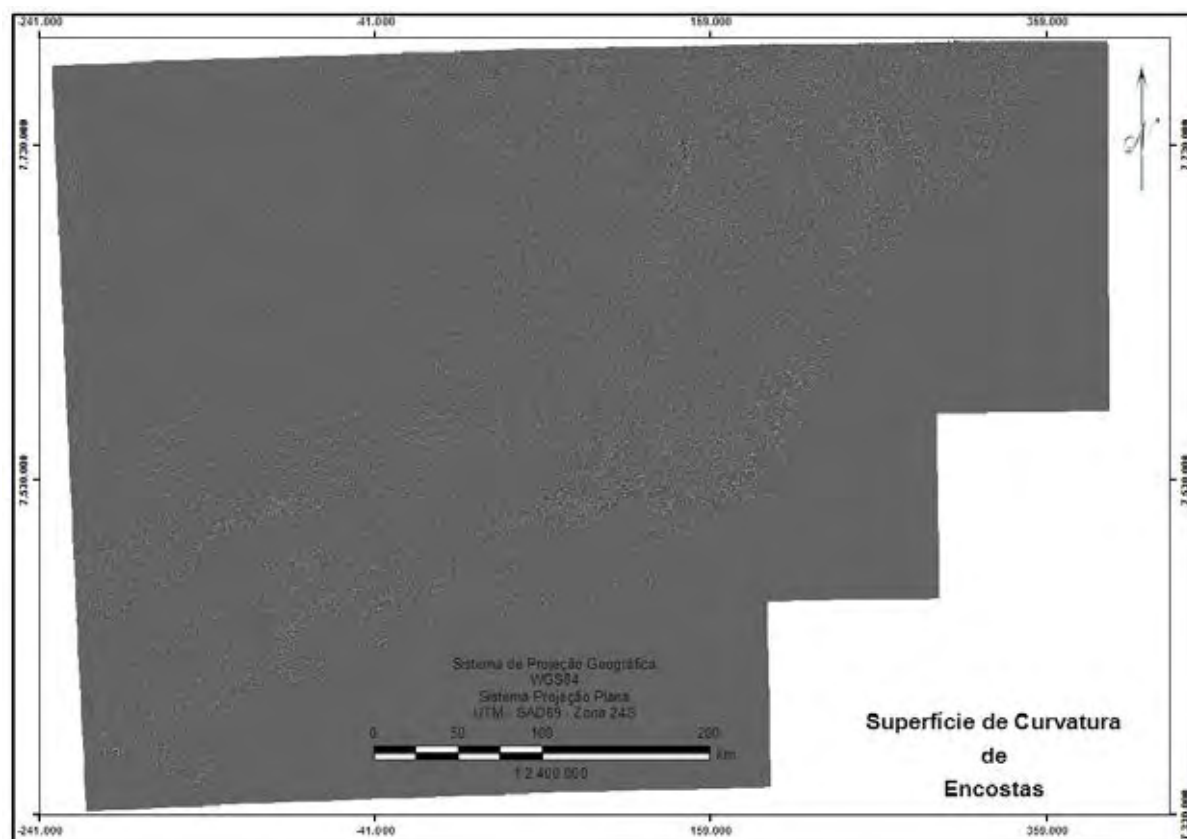


Figura 44 – Mapa de Curvaturas de Relevo.

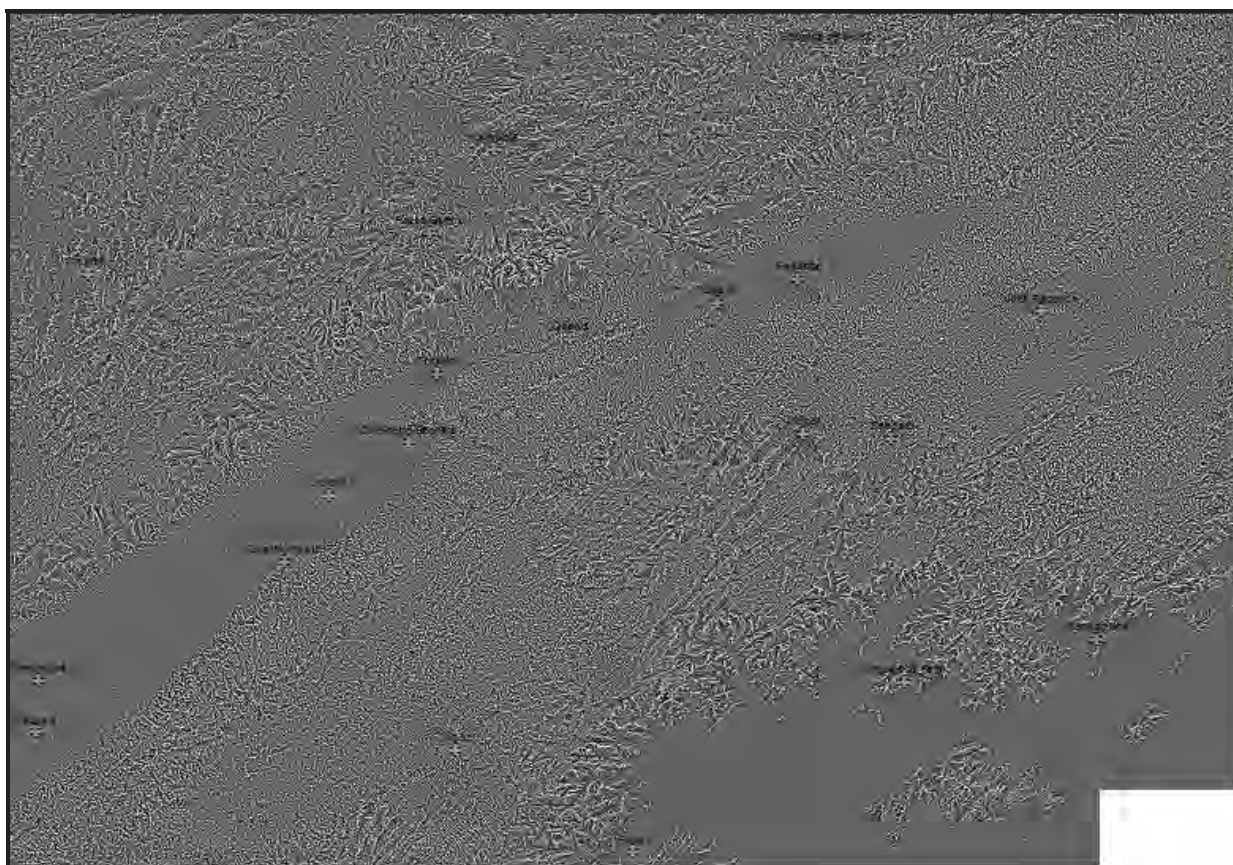


Figura 45 – Detalhe de curvaturas de encostas.

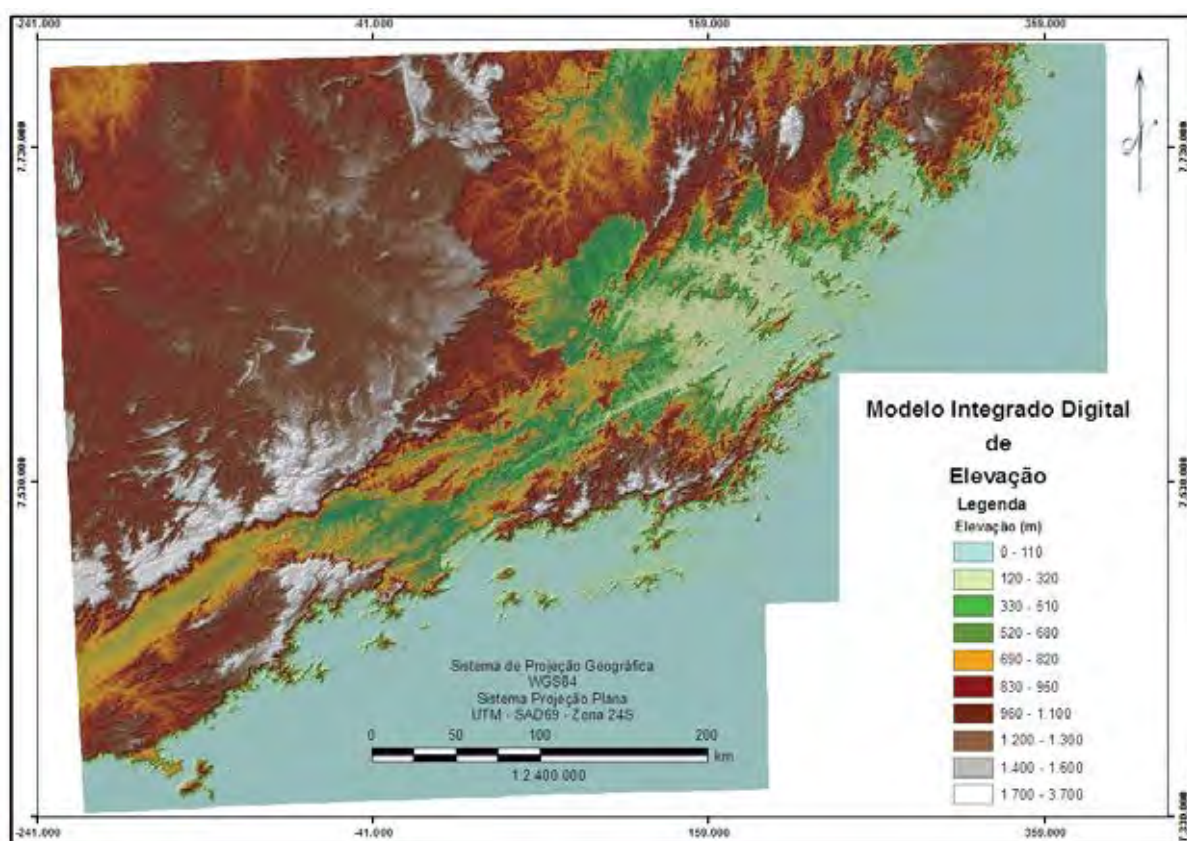


Figura 46 – Modelo Integrado Digital de Elevação.

4.5 Morfoestrutura

O Mapa Morfotectônico gerado (**Figura 47**) mostrou algumas das grandes estruturas dômicas do sudeste brasileiro, além dos principais falhamentos, como a transcorrência dextral na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, a depressão periférica do Vale do Paraíba, o grande planalto mineiro, entre outros. Ele foi sobreposto ao mapa de densidade de lineamentos estruturais para realçar as feições tectônicas. Observou-se que as linhas não cotadas da morfoestrutura acompanharam a tendência dos lineamentos, confirmando a relação direta entre as manifestações na drenagem do comportamento endógeno da estrutura.

Observou-se intensa movimentação tectônica na área efetivamente pelo grande número de estruturas dômicas truncadas e pela extensão quilométrica dos falhamentos e/ou lineamentos que as interceptam. Tais lineamentos controlam não só a orientação da drenagem, bem como as rupturas em nível e as fácies de dissecação fluvial.

Ohara (1995) constatou para a região do Alto-Médio Paraíba do Sul que os baixos estruturais foram as feições mais preservadas quando comparados com os altos estruturais. De forma geral os altos apresentaram-se mais dissecados e encaixados entre dois baixos estruturais. Já os baixos estruturais apresentaram conformação subconcêntricas bastante amplas e fracamente alongadas.

4.6 Isobases Confluentes

O intuito de toda a pesquisa foi tentar reconstruir a paleografia do Estado do Rio de Janeiro a fim de entender a evolução da paisagem e os processos geológicos que a levaram ao estágio atual. Para tanto, foram produzidas as Isobases Confluentes, paleosuperfícies com as quais foram correlacionados registros da literatura sobre datações e épocas de instalação de eventos geológicos que pudessem ratificar a eficácia do Método. Dessa forma foi possível estabelecer uma aproximação do intervalo geológico correspondente à morfologia que cada paleosuperfície representou. O Método permitiu chegar até a Isobase de sétima ordem. Por meio de paleosuperfícies muito distintas entre si, apresentou uma hipótese de como se deu a evolução do Estado do Rio de Janeiro. Observou-se a instalação dos eventos geológicos mais marcantes ocorridos no sudeste brasileiro, os quais serão discutidos a seguir.

Para elaboração da Isobase 7 (**Figura 48**) foram determinadas 26 confluências de sétima ordem. Esta paleosuperfície correspondeu à drenagem mais antiga instalada na área. As curvas de nível da figura possuem equidistância de 50 m. A cada um dos pontos indicativos das sedes municipais foi relacionado o valor atual de sua elevação com o da paleoelevação que a Isobase 7 definiu. Observou-se que nesta Isobase ainda não havia representação das cidades de Lagoa da Prata, Alfenas, Campos, Jacareí e Ilhabela. As demais cidades encontravam-se bastante rebaixadas. A cidade de Alegre foi a única que se apresentou submersa, com paleoelevação igual a -28 m. Como Campos ainda não havia surgido, possivelmente a região no extremo norte fluminense nessa época estava submersa. A linha de costa, caracterizada pela cota zero das curvas de nível, adentrava o continente na divisa entre os estados do Rio e do Espírito Santo e incidia sobre o mar. Isso pode ser notado pela ausência de parte da curva de valor zero, deslocada pela curva de valor 50 m. O interflúvio amplo entre essas duas curvas de nível e a de 200 m permite especular que esta porção do estado tinha a forma de um planalto baixo, de fato muito baixo, separando duas áreas muito deprimidas, uma no norte fluminense e outra nas imediações de Angra dos Reis. O quadro geral desta paleosuperfície denota uma forma de relevo pouco movimentado dominando todo o estado.

De Martonne (1943) menciona que os traços gerais do relevo brasileiro sugeriam a idéia de um bloco antigo, elevado e fraturado. Do retrabalhamento policíclico desta protosuperfície por eventos geológicos deformacionais e erosivos é que resultariam as formas

atuais do relevo. As formas genéricas do relevo da Isobase 7 corroboram a afirmativa do autor. Lamego (1946) descreve a Serra do Mar como uma pseudo-cordilheira no sentido estratigráfico e a associa às estruturas mais antigas da plataforma sulamericana. Considerando essa hipótese, o estágio fisiográfico do Isobase 7 pode corresponder ao último grande momento de atividade tectônica global que originou as primeiras rochas e a crosta sulamericana como um todo no período Cretáceo Médio/Superior (~100 a 65 Ma)

Figura 48 – Isobase confluyente 7. Paleosuperfície possivelmente representativa do Cretáceo Médio a Superior (~100 a 65 Ma). (ver Caderno de Mapas)

Nota-se ainda que na **Isobase 7** há duas orientações predominantes, possivelmente correlacionadas com a abertura do Atlântico Sul: uma NS levemente inclinada a NE e outra EW que secciona a NS-NE e parece rotacioná-la dextralmente. A linha NS também sofre deslocamento para leste. Tais alinhamentos parecem ter caráter endógeno inflexivo, podendo estar relacionados à acomodação de camadas de um iminente evento de transcorrência dextral. No extremo NW da **Figura 48** observa-se um elemento amplo, muito alto, com características de planalto, com elevação máxima de 790 m, cuja estrutura parece reger todo o equilíbrio dinâmico do cenário. A transição entre os domínios de relevo aparenta decaimento suave. Não há qualquer vestígio de protocanais, porém todo o escoamento sobre a superfície tende percorrer nas direções das áreas deprimidas. Na **Figura 49** alguns pontos de vista tridimensionais da Isobase 7. As setas indicam a direção do norte.

A ausência de vestígios do rifte do Paraíba é facilmente notada. Porém, as linhas estruturais orientadas as SE caracterizam protoriftes na região emersa intracontinental, principalmente entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. O forte alinhamento NE–SW pode correlacionar-se com os cinturões de dobramento pré-cambriano que mais tarde originaram a transcorrência dextral do Paraíba do Sul.

Na seqüência evolutiva do estado do Rio, notaram-se na Isobase 6 (**Figura 50**) aspectos da paisagem relacionados às grandes formas, as geoestruturas. De abrangência continental, as mudanças morfológicas ocorridas entre a Isobase 7 e a Isobase 6 mostram que o retrabalhamento do relevo determinou grandes e distintos domínios. Na Isobase 7 apenas um tipo de domínio dominava toda a paisagem. A divisão do território em domínios diferenciados implica na divisão e subdivisão da paisagem, alterando aspectos que interferem diretamente sobre o clima e os organismos.

Sob o ponto de vista morfoclimático, a Isobase 6 pode ser dividida em pelo menos quatro paisagens. Um planalto pouco dissecado, muito alto (média de 900 m de altitude) entre São João del Rei, Ouro Preto e Alfenas, com clima possivelmente frio. Atrás desse planalto, um planalto médio também pouco dissecado, que poderia apresentar clima árido a semi-árido devido ao anteparo que o platô escalonado (**Figura 51**) mais acima forma, retendo parte da umidade do ar proveniente das correntes marinhas.

Figura 50 – Isobase 6. Associada ao Cretáceo Superior-Paleoceno (~65 a 55 Ma). (ver Caderno de Mapas)

Figura 51 – Visadas da Isobase 6 sob difentes ângulos. (ver Caderno de Mapas)

Na quebra de relevo onde está Juiz de Fora, a paleoelevação está em torno dos 485 m. As curvas de nível entre 700 e 400 m, no sentido Juiz Fora-Macaé, mantêm-se bem próximas, indicando um declive acentuado, caracterizando um talude que se estende por toda a borda do sudeste. Incisões provavelmente associadas à protocanais de drenagem interceptam este talude na altura de Angra, Juiz de Fora, Cataguases e Ouro Preto. Cada uma dessas incisões pode corresponder aos primeiros registros de rios como Paraíba do Sul, Macaé, Pomba e Doce, respectivamente. O clima desse domínio poderia ser quente e chuvoso. Finalmente, o quarto tipo de morfologia presente na Isobase 6 seria a ampla planície instalada desde Angra dos Reis até pouco depois da divisa do Rio com o Espírito Santo. De fato essa planície poderia ter em sua base, onde passa a linha de cota igual a zero, um grande rio entalhado ou ainda estar submersa por transgressão marinha, pois a SE da **Figura 50** surgem duas curvas de nível no valor de 50 e 10 m, respectivamente, configurando este trecho como uma calha. Pelas diferenças de elevação, esta área poderia se tratar de ambiente flúvio-marinho.

Notavelmente da Isobase 7 para a Isobase 6 o relevo sofreu ações tectônicas exo-endogênicas que culminaram no escalonamento dos platôs mais elevados, rifteamento da região de planície e conseqüente instalação de um horst/gráben, além do soerguimento da região de Jacareí. Nesta área, a elevação estaria associada aos primeiros eventos decorrentes da transcorrência do Paraíba. Como resultado, um protocanal surge na serra, ainda no estado de São Paulo, e deságua no mar ingresso no continente no estado do Rio de Janeiro. O alinhamento N-NE apresenta com mais evidência cicatrizes de forças extensionais no eixo EW e compressionais menos expressivas no eixo NS. Na seqüência geológica evolutiva, a Isobase 6 se aproximaria do Cretáceo Superior-Paleoceno (~65 a 55 Ma).

A região limítrofe entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro compreende uma paisagem de contrastes significativos devido ao soerguimento Meso-cenozóico da Serra do Mar e à implantação dos sistemas de riftes continentais (MOURA et al., 1992). Dentre as Isobases produzidas, somente a partir da paleosuperfície correspondente à Isobase 5 (**Figuras 52 e 53**) é que se iniciam possíveis eventos concernentes à evolução Meso-cenozóica.

Figura 52 – Isobase 5 (Paleoceno-Eoceno ~55 a 34 Ma). (ver Caderno de Mapas)

Figura 53 – Isobase 5 – 3D. (ver Caderno de Mapas)

A Isobase 5 apresentou muito mais retrabalhamento do relevo em função das drenagens que a Isobase 6. As serras cristalinas do sul de Minas alinham seus cumes a NE, numa altitude média de 1.000 m, de onde saem nascentes dos rios das Mortes, Grande, Verde e Sapucaí em direção a um amplo lago planáltico onde hoje se localiza a Represa de Furnas. Esse alinhamento instala-se paralelamente à atual zona de cisalhamento do Paraíba e pode estar relacionado com a evolução do cristalino até a conformação atual da Serra da Mantiqueira. Possivelmente o sistema de rifteamento teve seu início registrado nessa Isobase, pois o alinhamento NE do sistema rifte ocupa toda a extensão do estado do Rio de Janeiro, sofrendo brusca inflexão para N na altura Juiz de Fora, percorrendo cerca de 100 km em direção a Ouro Preto antes de sofrer nova inflexão e voltar à direção NE, seguindo este curso até o litoral capixaba. Em todo este percurso houve pouca variação de altitude. As cotas se mantiveram entre 500 e 700 m.

Entre Ouro Preto e Manhuaçu um protocanal do rio Doce deságua em um extenso lago de 350 m de elevação média. Há uma brusca queda de elevação nessa direção, que passa de 900 m nos topos cristalinos alinhados em E-W, 677 m em Ouro Preto e pouco menos de 350 m de altitude na região de ocorrência do protocanal do rio Doce (**Figura 54**).

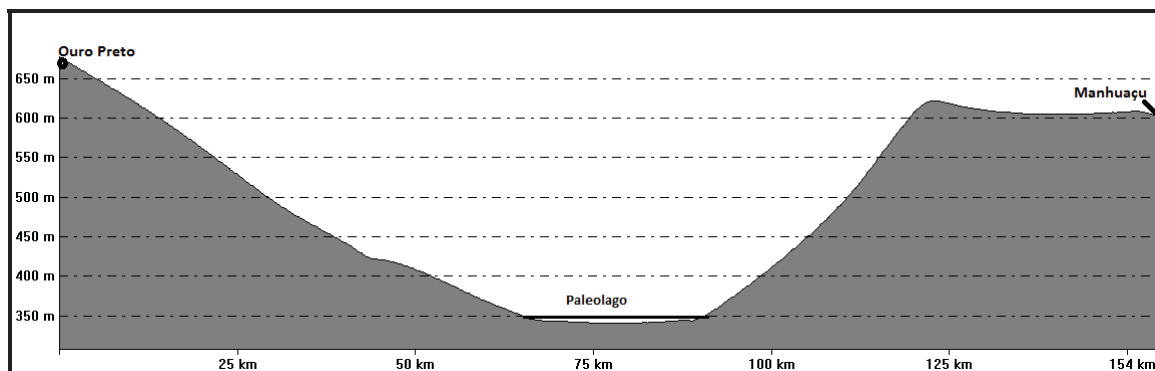


Figura 54 – Perfil longitudinal entre as cidades de Ouro Preto e Manhuaçu na Isobase 5.

DE MARTONNE (1943) ao descrever a evolução do relevo no Brasil tropical, comenta que ‘a orientação da Serra do Mar, da Mantiqueira e do Paraíba aparecem como cristas que se repetem a alguns quilômetros de distância, num alinhamento N-E. A SW de Minas Gerais, os alinhamentos N-S são particularmente notáveis, relacionando-se com a estrutura de rochas altas mais duras, tangentes ao mesmo nível, tratando-se de um relevo apalachiano’. A classificação desse relevo como apalachiano faz menção ao final da evolução das serras Serra do Mar, da Mantiqueira e do entalhe

do Paraíba. Nesta Isobase vêem-se indícios do início desses eventos. Nas Isobases subsequentes fica aparente o arrasamento dessa a região a outros níveis de base.

No detalhe da Isobase 5 mostrado na **Figura 55** é possível entender o por que de o Paraíba ainda não estar descrevendo seu curso atual. Observa-se que a linha de costa nesta Isobase está ingressa ao mar à altura de Angra e regressa entre esta cidade e a cidade do Rio, que aparece submersa em 14 m. A elevação de Angra dos Reis em quase 70 m pode ter resultado do soerguimento regional aparente, que culminou no falhamento NE do protorifte do Paraíba e no provável basculamento da Serra da Mantiqueira. Talvez este basculamento seja responsável pela formação de uma ilha que se nota na Isobase 5 entre a representação dos rio Paraíba do Sul e Macaé. Na Isobase 6 notava-se um ilhote pouco expressivo com paleoelevação de 400 m. Sua evolução para uma ilha de maior proporção na Isobase 5 resultou da interação de forças compressivas e distensivas com vetores quase perpendiculares entre si. A magnitude dessas forças quase provocou o desprendimento dessa ilha do continente. O ângulo de visada das **Figuras 53 (a) e (c)** permitem melhor visualização desse momento. Há uma discordância entre os alinhamentos: o protorifte se alinha a NE enquanto a ilha tende a EW.

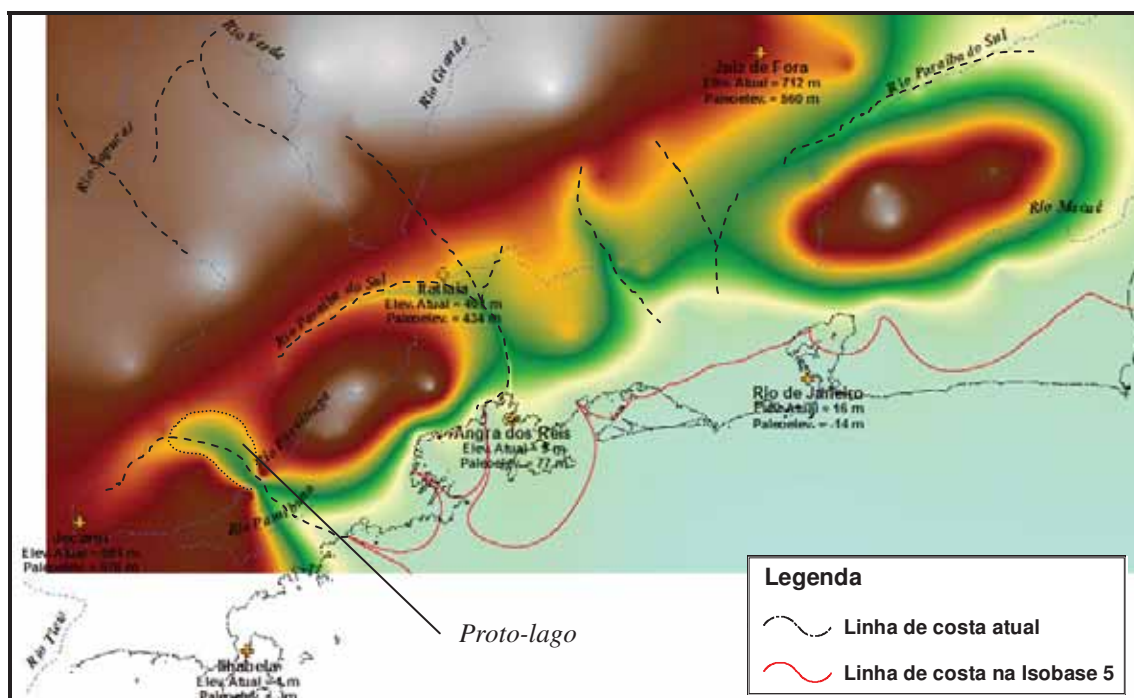


Figura 55 – Detalhe da Isobase 5.

Na fase inicial do rifteamento notam-se protocanais que seccionam o alinhamento NE longitudinalmente desde Jacareí até Juiz de Fora (linhas pretas

tracejadas na **Figura 55**), desaguando no mar. Isso demonstra que o sistema rifte ainda estava em ‘andamento’, o que sugere que esta época esteja associada a um período inicial do Cenozóico. Esse período poderia corresponder à transição Paleoceno-Eoceno (~55 a 34 Ma) e evidencia ‘ciclos importantes que imprimiram características de forma ao continente como um todo, incluindo na organização do desenvolvimento da margem continental atlântica’ (BIZZI et. al., 2003). É possível que esta Isobase cubra o período de fenômenos compressionais/distensionais/colisionais que determinaram a paleogeografia do sudeste brasileiro.

Sob as condições paleogeográficas mencionadas, o rio Paraíba ainda não tinha estabelecido seu curso em função da fase metarifte. Com um divisor de águas à altura de Tremembé, sua protonascente estava em Taubaté e sua foz no mar continental do Rio de Janeiro, próximo a Angra, onde se forma um proto-lago estrangulado na altura de São Luiz do Paraitinga. Deste ponto em diante, rumo ao mar, há uma queda de 265 m num trecho de aproximadamente 40 km até a linha de costa da Isobase 5. Em toda a extensão do litoral do Rio vê-se uma planície ampla entre as cotas de valor zero e 100 m de paleoelevação, com incidência do mar sobre o continente na maior parte dela.

De acordo com Moura et al., (1992), registros de níveis de cascalhos intercalados com espessos depósitos argilo-arenosos na região do Médio Vale do Paraíba do Sul datariam do Pleistoceno Superior e indicariam condições de sedimentação dominadas por fluxos detríticos e plano-paralelos preenchendo reentrâncias do relevo. As declividades das reentrâncias que se vêem na Isobase 5 não configuram ambiente deposicional. Ao contrário, têm caráter erosional, carreando material deste ponto para a planície situada nas cotas inferiores. No entanto, certamente são responsáveis pela dissecação do relevo e esculturação de feições características do sudeste brasileiro, como cabeceiras de drenagem em anfiteatro, complexos de rampa, vales de fundo chato e terraços fluviais em diferentes níveis de base.

Figura 56 – Isobase 4 (Eoceno-Mioceno ~34 a 5 Ma). (ver Caderno de Mapas)

Figura 57 – Linhas de visada da Isobase 4. (ver Caderno de Mapas)

Na Isobase 4 (**Figura 56**) é possível ter noção da intensidade da força cisalhante do evento transcorrente dextral iniciado na Isobase 5 e que incrustou o Paraíba na geoestrutura do sudeste do Brasil. Dos pontos de vista mostrados na **Figura 57** nota-se um rebaixamento em Jacareí em decorrência do rifteamento, que permite ao Paraíba ampliar sua calha. Simultaneamente, a região em torno de Campos do Jordão soergue, passando de 750 m para 960 m (**Figura 59**), num processo de elevação gradualmente e generalizada do nível de base, ocorrendo verticalização positiva do relevo, traduzida pelo soerguimento da superfície residual. Nestas proximidades abre-se um vão entre os picos cristalinos da Serra da Mantiqueira, de aproximadamente 800 m de altitude, que parece ser um divisor de águas de onde parte a proto-nascente do rio Sapucaí-mirim. Desse divisor também parte um tributário do Paraíba que, naquele momento, pode corresponder à estrutura do rio Peixe ainda não alterada por tectonismo.

No detalhe da Isobase 5 mostrado na **Figura 58**, Taubaté encontra-se dentro do proto-lago em que desaguava o Paraíba, com uma altitude de 380 m, contra uma de 559 m na Isobase 4. Um notável soerguimento movimentou a área, provocando o desaparecimento do proto-lago e a acomodação de uma depressão entre as serras da Mantiqueira e do Mar em forma de vale amplo de fundo chato (**Figura 58**). No perfil deste trecho nota-se ainda acentuado declive da Serra do Mar para a planície flúvio-marinha.

A serra do Mar é seccionada por um fosso de aproximadamente 100 m de elevação, o qual recebe tributários tanto do proto-rift do Paraíba, de Jacareí para NE, quanto da região de Queluz, onde surgiu um divisor da ordem de 540 m de altitude. O processo de rifteamento ainda não aparece concluído, no entanto os proto-canais que se instalam nesse trecho alinham-se com o curso atual do Paraíba do Sul (**Figura 60**). De Queluz a Itatiaia, os canais confluem para a planície onde se encontram com outro braço de drenagem originário de uma fossa flúvio-marinha que circunda uma grande ilha. Essa fossa tem pouco mais de 100 m de largura e tem contato tanto com o mar quanto com os amplos interflúvios dos rios que descem da Serra da Mantiqueira. O único vestígio das escarpas da Serra do Mar pode estar representado pelos topos dessa grande ilha, que estão no mesmo nível de base que os topos da porção da Serra do Mar seccionada pelo fosso.

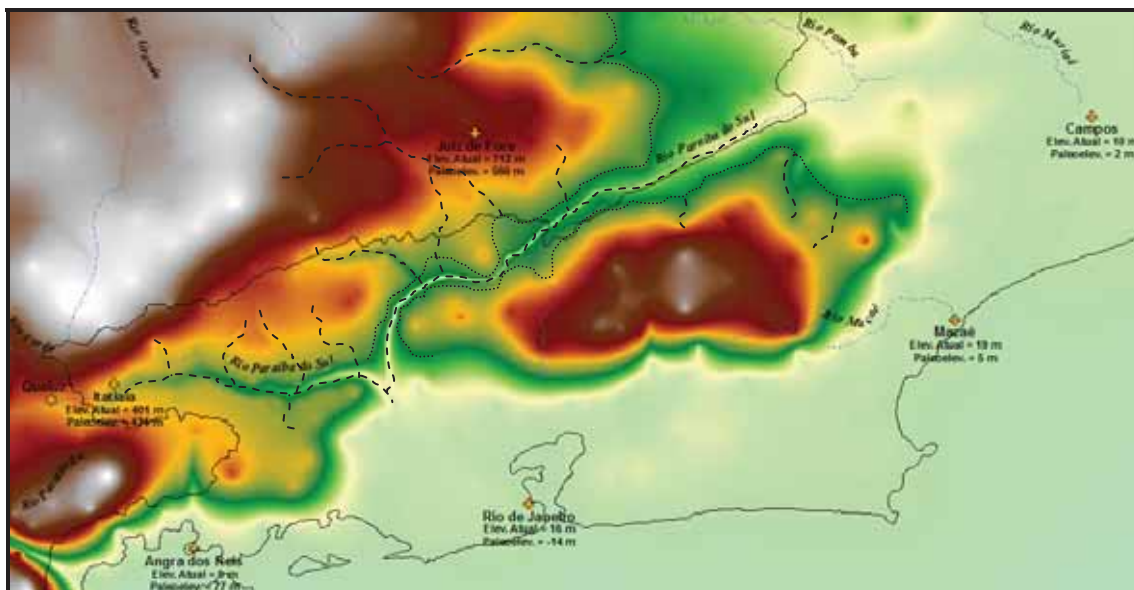


Figura 60 – Detalhe da Isobase 4 – região da cidade do Rio de Janeiro.

Quanto à planície que se estende por toda a costa do Rio de Janeiro, pode-se inferir que se trata de uma planície ampla em sua maior parte, estreitando-se em Angra dos Reis e na divisa com o Espírito Santo. Está compreendida entre as cotas altimétricas de 100 e 200 m. Por receber sedimentos flúvio-marinhos, possivelmente formaram-se estuários flúvio-lacustres, ambientes de baixa energia, sujeitos à instalação de drenagens anastomosadas e à formação de lagoas por serem propícios ao represamento das águas de regressão marinha e de lagoas por abandono de canais, bem como mangues. BIDEGAIN (2002) confirma isso ao declarar que as planícies fluviais, extremamente úmidas, comportavam campos e matas inundadas nas partes mais elevadas (vegetação aluvial). As restingas contavam com vegetação rasteira distribuída em uma primeira zona herbácea junto à costa, uma zona de plantas arbustivas em posição intermediária, e uma zona de vegetação arbustivo/arbórea mais afastada da linha costeira. Na foz dos rios e nas lagoas costeiras em comunicação periódica com o mar, desenvolveram-se manguezais de diversas dimensões.

Os paleoambientes elaborados pelos processos evolutivos exo-endogênicos que se seguiram permitem associar a paleosuperfície residual da Isobase 4 ao Eoceno-Mioceno (~34 a 5 Ma).

Figura 61 – Isobase 3 (Mioceno-Plioceno ~ 5 a 2,5 Ma). (ver Caderno de Mapas)

Figura 62 – Isobase 3 – vistas tridimensionais. (ver Caderno de Mapas)

A sucessão evolutiva da paisagem do estado do Rio de Janeiro representada nas Isobases 3, 2 e 1 mostra ricamente a fase final de estruturação do rifte do Paraíba iniciada na Isobase 6.

O panorama geral da Isobase 3 (**Figura 61**) evidencia o relevo muito mais dissecado que na Isobase 4. Movimentos crustais, ações intempéricas físico-químicas e processos erosionais sobre o arcabouço estrutural provocaram seu deslocamento de tal forma que o entalhe dos protocanais se aproximou do curso atual. Na **Figura 62a** nota-se que o soerguimento da Serra da Mantiqueira ocorreu simultaneamente ao um basculamento de blocos que parece tê-la feito mergulhar para NW e às incisões transcorrentes (cisalhantes e normais) do sistema rifte da Paraíba sobre o embasamento.

Ao conjunto da **Figura 62** cabe associar registros da fisiografia da paisagem do Estado do Rio de Janeiro descritos por Lamego (1946), em detalhe na **Figura 63**. Pode ser visto que ‘a cordilheira Azóica, que é a mesma que a Serra do Mar, vem desde Santa Catarina até o Distrito Federal, erguendo-se abruptamente em paredão costeiro onde arrebetam as ondas do oceano. Esta grande cadeia não apresenta clássicos caracteres estruturais de um geanticlinal. Encarando-a topograficamente, é apenas a aba do grande planalto brasileiro, que termina de súbito à beira do Atlântico. De constituição gnáissico-granítica, a grande serra que vem do sul afasta-se do litoral em Itaguaí, contorna a Guanabara e avança para nordeste, largando à beira mar em grupos isolados o maciço da Tijuca e a série de serrotes que de Niterói se alongam para Cabo Frio.’

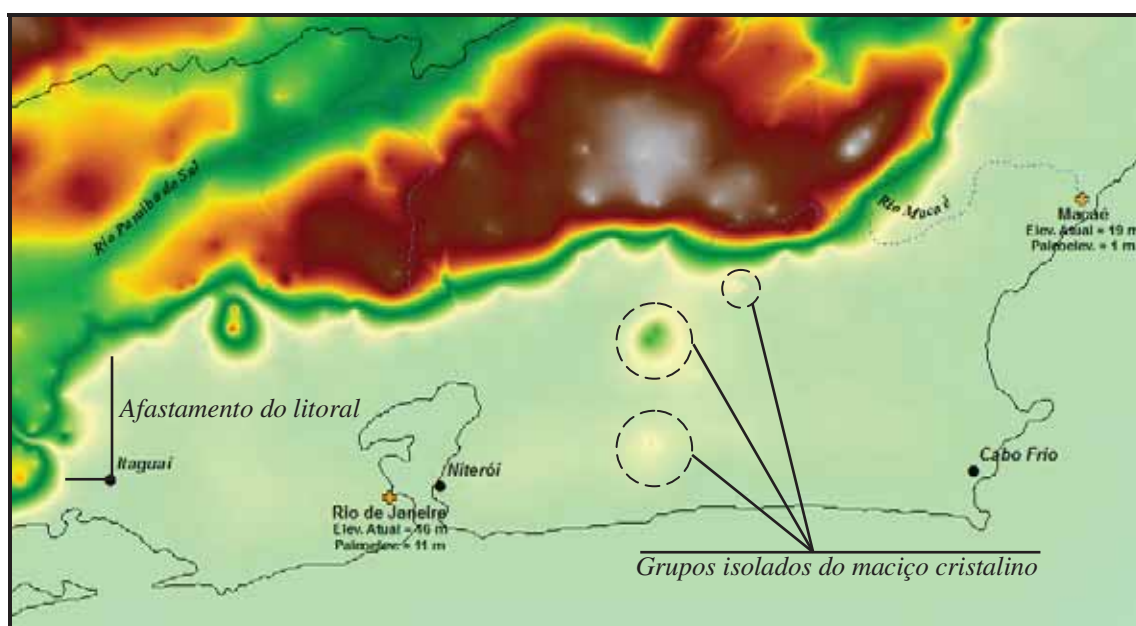


Figura 63 – Detalhes da fisiografia da Cordilheira Azóica descrita por Lamego (1946).

No reverso desse planalto, a calha do rio Doce sofre suave soerguimento o que favorece a definição dos protocanais de rios tributários importantes de sua bacia, como os rios Matipó, Casca, Piranga e do Carmo. A planície receptora desses drenos ampliasse, mas conserva elevação média de 300 m e comporta-se como depósito aluvionar encaixado entre os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.

Quanto ao rifte do Paraíba, na Isobase 3 ele está muito mais ajustado à drenagem indicativa de sua calha atual, o que pode ser comprovado devido sua proximidade das cidades de Volta Redonda e Resende (**Figura 65**). Não mais o contato marinho direto do Paraíba com o mar que se verificou na Isobase 4 em dois pontos diferentes de sua extensão. Esses canais podem ter sido flechados por basculamento NW de escala regional que alterou a fisiografia da área. Existe agora certa homogeneidade na calha do Paraíba se levado em conta a ausência de incisões (fraturas e lineamentos) longitudinais mostradas nas Isobases anteriores. De Jacareí a Queluz sua altitude não varia, permanecendo em torno dos 600 m. Entre Queluz e Resende, no entanto, a declividade sofre um decréscimo acentuado de quase 100 m, além de ampliação da calha do Paraíba (**Figura 65**).

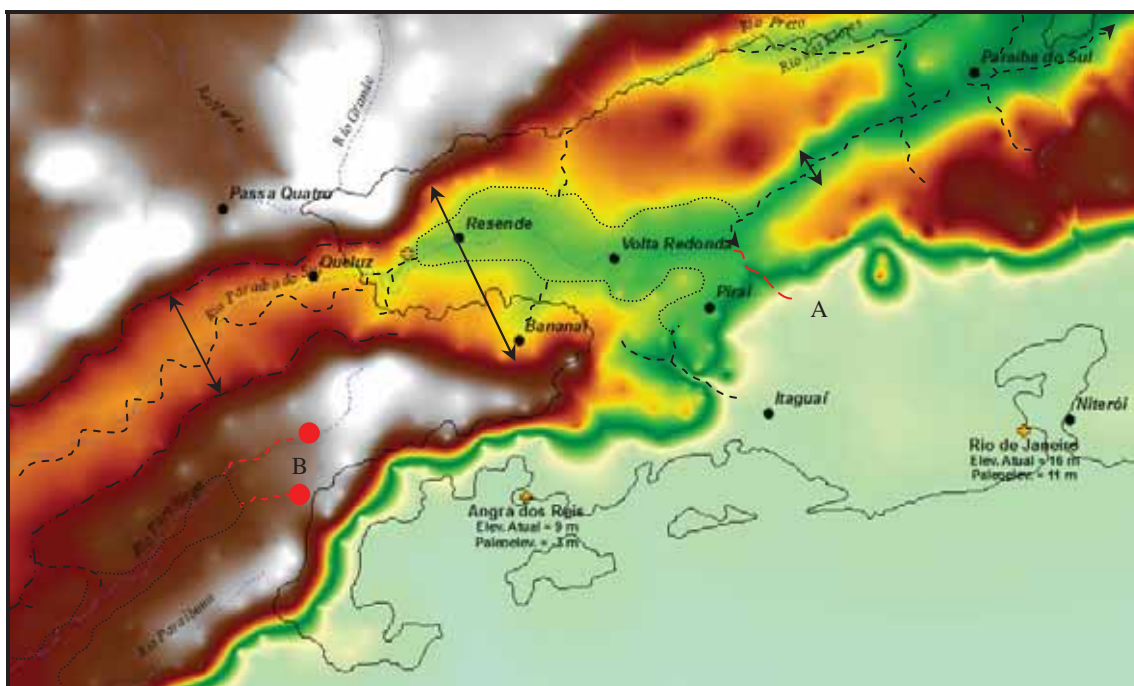


Figura 65 – Rifte do Paraíba na Isobase 3. (A) Possível contato do Paraíba com o mar. (B) Nascentes dos rios Paraíba e Paraitinga.

Ainda na região de Volta Redonda, é possível que o Paraíba tenha acesso ao mar por um estreito canal a NE de Pirai. Como pode ser visto na **Figura 65**, a calha do

Paraíba se torna tão ampla que se mais se aproxima de uma lagoa. O fundo chato do vale tem decaimento suave para NE e assim prosseguiria até sua desembocadura, à altura de Pirapetinga, não fosse uma abertura fluvial na localidade de Paraíba do Sul cuja elevação serve de divisor de água. Nesse ponto, parte do fluxo vai para NE e desemboca em Pirapetinga e parte vai para SW, desaguando no mar, junto a Pirai.

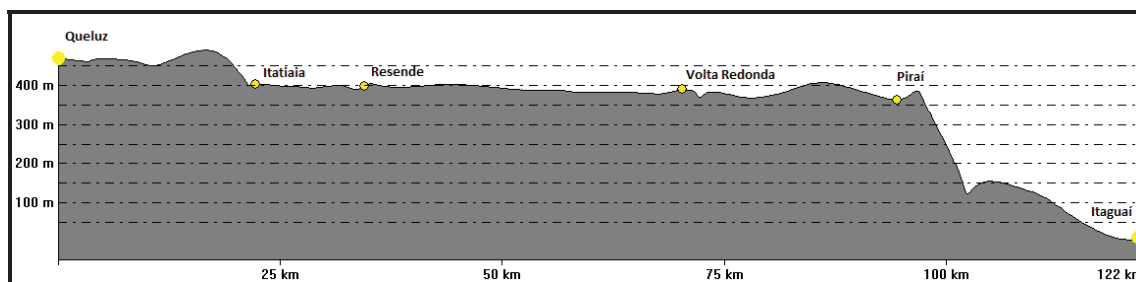


Figura 66 – Perfil longitudinal entre Queluz e Pirai na Isobase 3.

A movimentação tectônica que a região sul do Estado do Rio sofreu fica evidente pela diferença dos valores de elevação de Jacareí e Ilhabela nas Isobases 4 e 3, respectivamente. Jacareí estava a 567 m e passou a 547 m, enquanto Ilhabela decaiu de 18 m para -3 m de altitude. Esse rebaixamento ocorre também em Angra, que agora está submersa, indo de zero para -3 m. Já a cidade do Rio soergue, indo de zero para 11 m, 7 m abaixo de sua elevação atual. Essa variação de valores altimétricos reflete o retrabalhamento que a morfoestrutura sofre em detrimento dos pares conjugados de forças dúcteis/rúpteis e compressivas/distensivas que os horsts/grábens do sistema rifte impõem.

As características gerais da paleogeografia de Rio de Janeiro cartografada na Isobase 3 foram descritas por alguns autores, dentre eles Ruellan (1944) e Tricart (1958). Em seu trabalho a respeito da evolução geomorfológica da Baía de Guanabara, Ruellan (1944) destaca que a tal baía passou por uma fase prévia de erosão com nível marinho mais baixo que o atual. Em sua pesquisa de campo delimitou prováveis paleovales hoje submersos e relacionou essa fase às variações climáticas globais associadas a estágios glaciais e interglaciais. O autor considera que os principais terraços de 50-65 m assinalados no estudo, assim como os escavamentos máximos devidos à erosão fluvial, adaptam-se às avaliações mais modernas sobre movimentos eustáticos provocados pelas fases de glaciação e aquecimento. Tricart (1958) em seu ensaio sobre a divisão morfoclimática do Brasil Atlântico assinala que ‘em toda a região do Rio de Janeiro a floresta recobre formas de forte dissecação mecânica’. Ao discorrer

sobre a zona da floresta higrófila litorânea, refere que ‘ela se alarga consideravelmente no Estado do Rio de Janeiro, onde podem se distinguir uma floresta higrófila típica na vertente atlântica da Serra do Mar de uma sub-higrófila muito mais seca e fácil de derrubar onde o escoamento não é desprezível do ponto de vista geomorfológico. Esta vegetação é interrompida devido a influência do relevo conjugada com a dos solos em algumas depressões relativamente secas, onde aparecem savanas e campos cerrados, como é o caso de alguns pontos da fossa do Paraíba’.

No âmbito regional, a paleosuperfície da Isobase 3 sugere que, em relação a Isobase 4, todo o relevo do estado do Rio de Janeiro sofreu rebaixamento. A extensão do Paraíba *versus* a amplitude de sua calha indica que o regime hídrico dessa época era de baixa energia, com drenagens de padrão anastomosado, ambientes pantanosos, predominantemente deposicionais aluvionares e marinhos.

Quanto a datação dos eventos seqüenciais, a Isobase 3 aproxima-se do Mioceno-Plioceno (~ 5 a 2,5 Ma).

A fisiografia determinada pela Isobase 2 (**Figura 68**) mostra a paleogeografia do Rio de Janeiro com claras evidências distensionais a NE, as quais são características marcantes da evolução geotectônica do sudeste brasileiro.

No corte CC’ em destaque na **Figura 67**, observam-se bem definidas os domínios de relevo do planalto a SW de Minas Gerais, o escalonamento deste para a Serra da Mantiqueira, a fossa do vale do Paraíba, degraus ascendentes da Serra do Mar e por fim a transição abrupta desta para a planície litorânea fluminense. Observa-se também que, com relação à Isobase 3, a plataforma continental submersa sofreu um abatimento evidenciado pelo aparecimento de uma cota negativa de 100 m de profundidade, próximo a linha de costa.

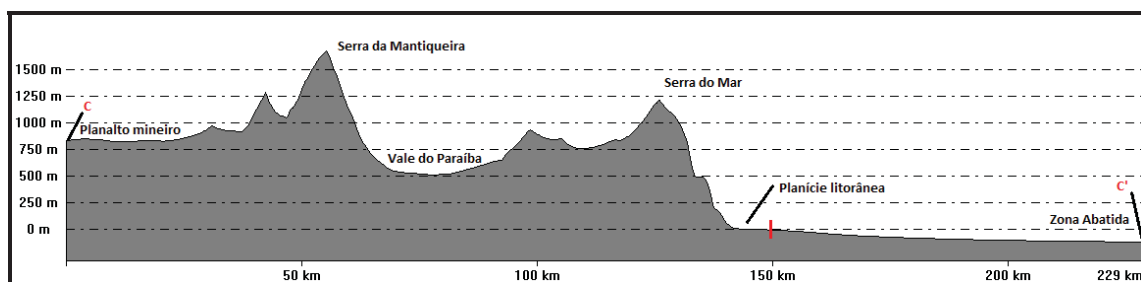


Figura 67 – Perfil CC’ – Isobase 2.

Figura 68 – Isobase 2 (Plioceno-Pleistoceno Médio ~ 2,5 a 0,78 Ma). (ver Caderno de Mapas)

Figura 69 – Vistais tridimensionais da Isobase 2. (ver Caderno de Mapas)

A Bacia de Taubaté agora se apresenta mais entalhada e as drenagens tributárias do Paraíba mais definidas, aproximadas de seus cursos atuais, tendo as curvas de nível sintonia com as calhas. Na região de Resende e Itatiaia (**Figura 70**) formam-se proto-canais entre um grupo de morros baixos, os quais lhes impõem padrão meandrante. Esses morrotes não permitem que o proto-canal do rio Pirai chegue até aquela cidade. Antes, o induzem ao deságüe na planície litorânea por um acesso localizado a SW de Pirai. Outros canais de acesso à planície estão marcados por linhas pretas tracejadas na **Figura 70**. A nascente do Pirai ainda não está definida na Serra do Mar. Encontra-se ao sopé do domínio serrano, a pouco mais de 700 m.

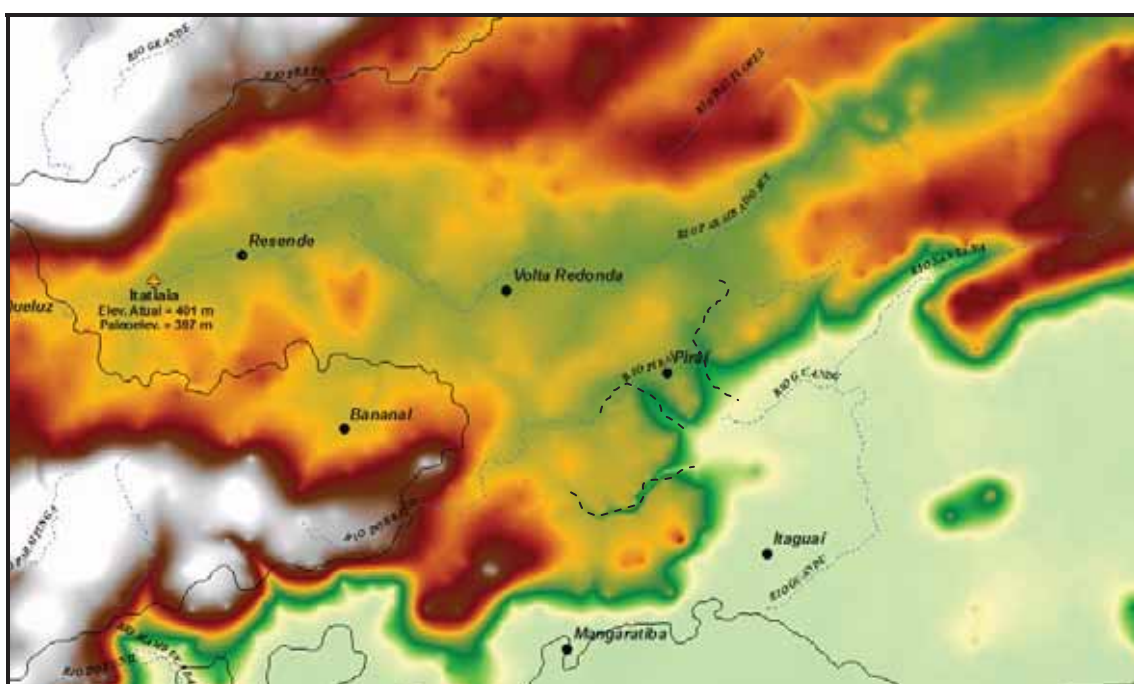


Figura 70 – Detalhe da Isobase 2 à altura de Resende/RJ.

Na Baía de Guanabara despontam os maciços alcalinos intrusivos do Tinguá, do Mendanha, do Tanguá e do Rio Bonito. De Niterói até a Lagoa de Araruama, vestígios dos maciços costeiros interiores são registrados e parecem corresponder ao Maciço da Região dos Lagos. Os alinhamentos morfoesculturais das serras definem as depressões interplanálticas escalonadas no Vale do Rio Paraíba do Sul e no Norte-Noroeste Fluminense.

A paleogeomorfologia da Isobase 2 pode resultar de eventos associados ao período compreendido entre o Plioceno e o Pleistoceno Médio (~ 2,5 a 0,78 Ma).

No Meso-Cenozóico formaram-se seqüências de bacias interiores e bacias costeiras da margem continental por captura tectônica. Duas cotas negativas de 100 m, como vistas na Isobase 1, sugerem uma estrutura de intrafossa entre o litoral do Rio de Janeiro e o alinhamento dessas curvas. Talvez esse seja o indício da formação das bacias de Campos, Santos e Espírito Santo sob águas continentais. Por outro lado, ‘as grandes bacias da história sedimentar paleozóica apresentam muitas subdivisões internas, longitudinais, por altos (domos, antéclices, arcos, etc.) originados já na tectônica do Brasiliano ou auferidos no Meso-Cenozóico, quando foram fortemente reestruturadas e penetradas por magmatismo basáltico e alcalino. Por todo o Paleozóico predominam sedimentos siliciclásticos maduros e condições amagmáticas’ (BIZZI et. al., 2003).

Outro grande marco Paleozóico são as oscilações climáticas. ‘Vários episódios de glaciação têm sido registrados no Ordoviciano (Paraná), no Devoniano (Solimões e Amazonas) e no Carbonífero Superior (Paraná, o mais notável), mas em todas as bacias há uma evolução das condições climáticas bem registrada, partindo de condições glaciais e muito frias e culminando com *red beds* (e até evaporitos) para o topo das unidades’ (BIZZI et. al., 2003). No Rio, há registros de intrusões responsáveis pelos granitóides da faixa litorânea, em torno da Baía de Guanabara. Tectonicamente houve predomínio de incidências locais de instabilidade estrutural no final do Paleozóico. É quando se iniciam as ‘manifestações magmáticas que preludiam a próxima etapa evolutiva que culminaram em ciclos transgressivos-regressivos mais ou menos completos do Paleozóico Inferior ao Eo-Carbonífero (“estágio talassocrático” de Almeida, 1969)’. Do Carbonífero Superior ao Triássico (Jurássico–Cretáceo), são registradas novamente evidências de um grande ciclo sedimentar (ou seqüência sedimentar cratônica) continental de ocorrências marinhas locais importantes. Houve predomínio de siliciclásticos, onde se destacam depósitos de *red beds* e depósitos eólicos, que foram discriminados como estágio geocrático por Almeida (1969). No Rio de Janeiro formaram-se complexos plutônicos alcalinos, incluindo carbonatitos, com ocorrências restritas de rochas vulcânicas alcalinas e piroclásticas. O clima favoreceu a formação de desertos continentais extensos nas Bacias do Parnaíba e Paraná.

Somente a partir do Aptiano é que as condições tectônicas mudaram para mais estáveis. E assim foi até o Cretáceo. Daí em diante as bacias da margem continental do Atlântico passaram do estágio de anomalias termais e rifteamento para o de relaxamento

tectônico. Agregando tais eventos tectônicos e morfogênicos às oscilações climáticas quaternárias, a paleogeografia registrada na Isobase 1 pode ser representativa do Pleistoceno Médio-Holoceno (~0,78 AP).

A Isobase 1 (**Figura 71**) representa uma paleosuperfície de transição por ainda não corresponder à superfície atual. Ela não foi gerada a partir de confluências de drenagem, mas dos pontos correspondentes às cabeceiras dos rios atuais. Ao nível regional não se vê diferenciação entre esta Isobase e a superfície atual (**Figura 73**). Mas o estudo do detalhe revela alterações morfoestruturais e morfoesculturais significativas correspondentes a eventos geológicos recentes.

Mais recentemente, no Quaternário, o litoral fluminense sofreu diversas mudanças morfoestruturais em função de alterações no delta do Paraíba, principalmente em sua foz. Flutuações marinhas levaram a um clico afogamentos e dissecações da costa, bem como a deposição/formação de lagoas. Ilhas barreiras deram origem aos extensos cordões litorâneos do norte fluminense num ambiente intralagunar conjugado com outro flúvio-lacustre.

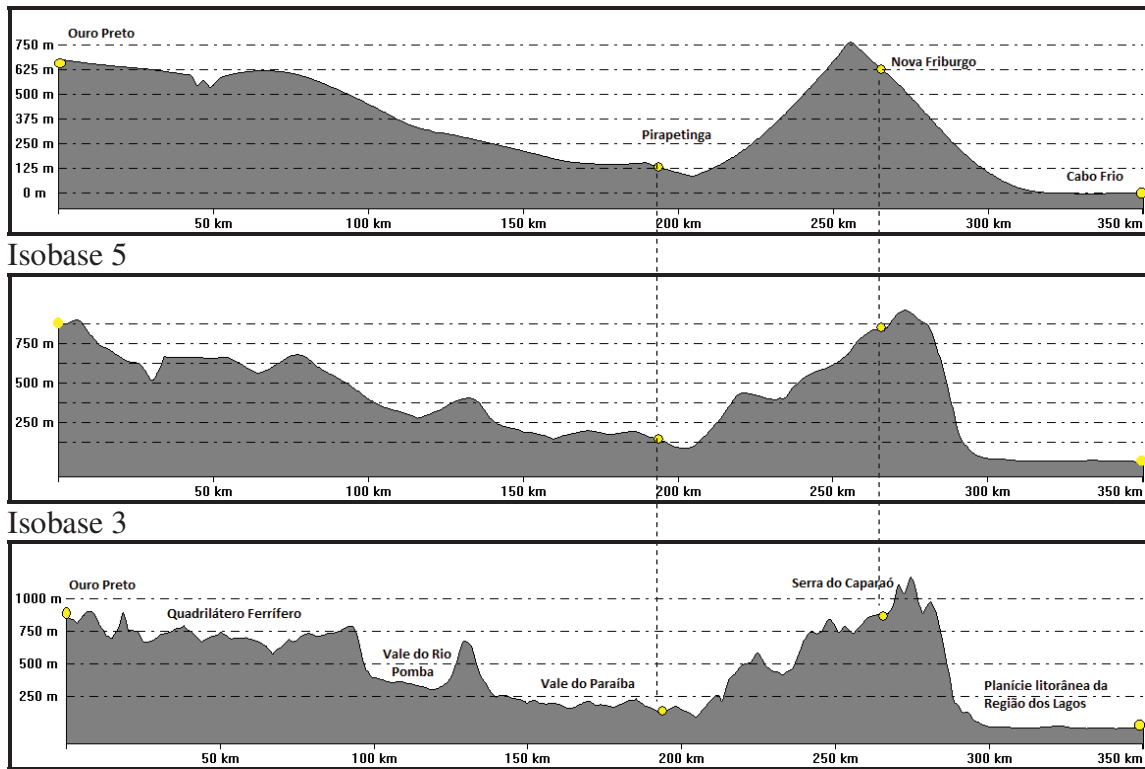
No médio vale do Paraíba, ao sul do Estado do Rio, as variações altimétricas confeririam à região um clima frio, umidificado pela ampla calha do Paraíba ainda em formação. Somente em torno de 8.000 anos AP é que clima passou a úmido e quente. Tais variações de temperatura e umidade favoreceram a expansão vegetacional bem como a alternaram entre florestas e mangues.

Na seqüência, alguns perfis longitudinais da Isobase 1 comparados com paleoelevações das Isobases 3 e 5 (**Figuras 74 a 77**).

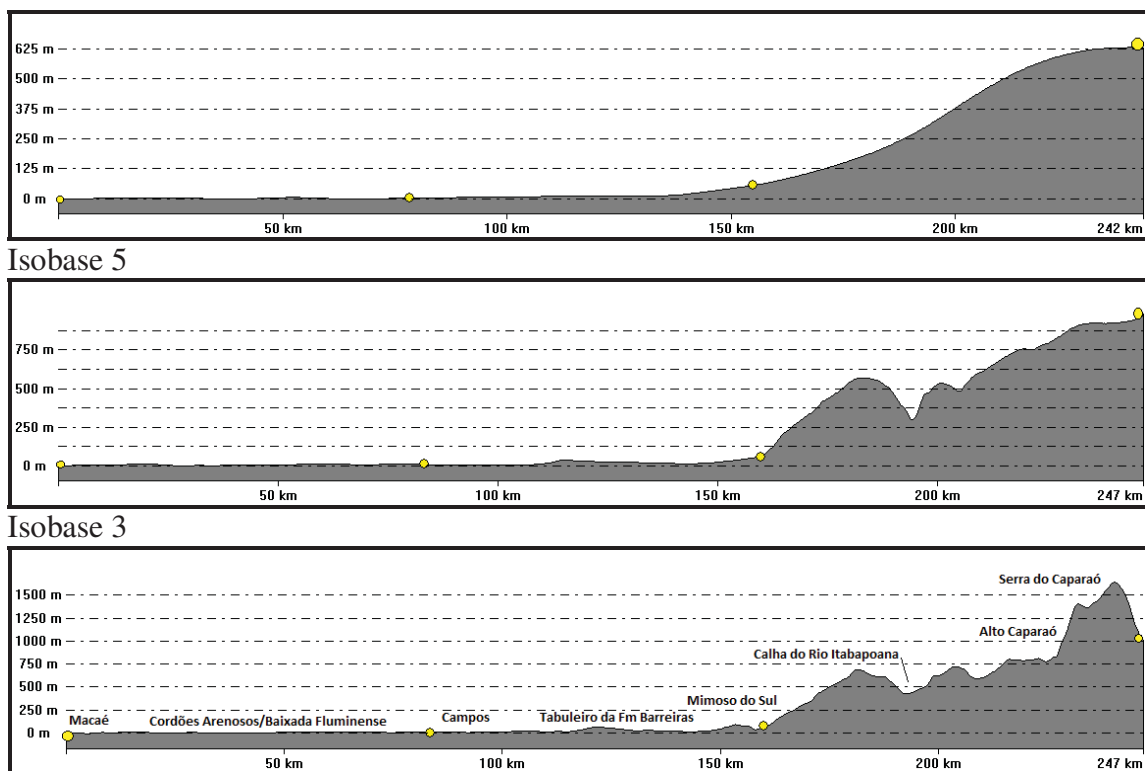
Figura 71 – Isobase 1 (Pleistoceno Médio-Holoceno ~0,78 Ma). (ver Caderno de Mapas)

Figura 72 – Isobase 1 – 3D. (ver Caderno de Mapas)

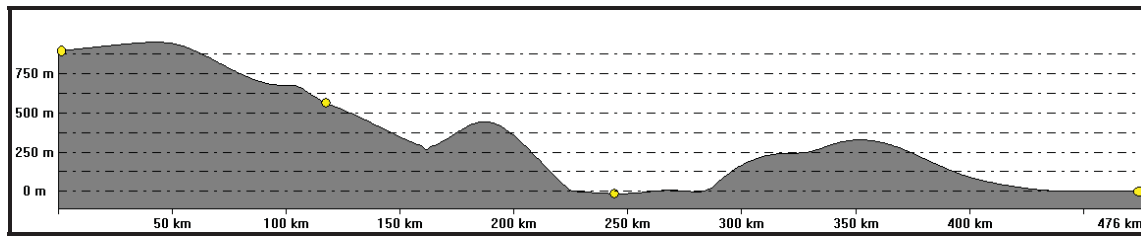
Figura 73 – Superfície atual. (ver Caderno de Mapas)



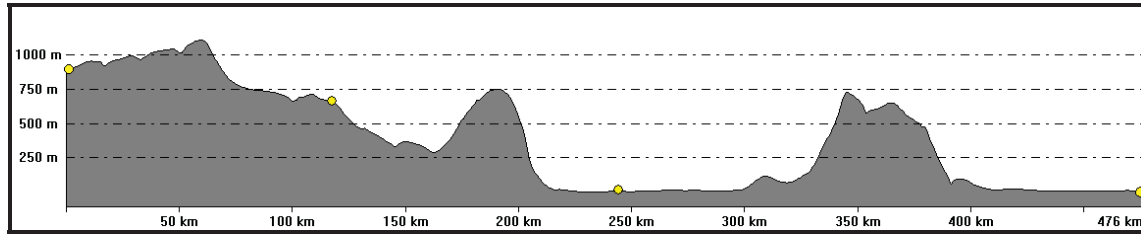
Isobase 1
 Figura 74- Perfil Ouro Preto-Pirapetinga-Nova Friburgo-Cabo Frio



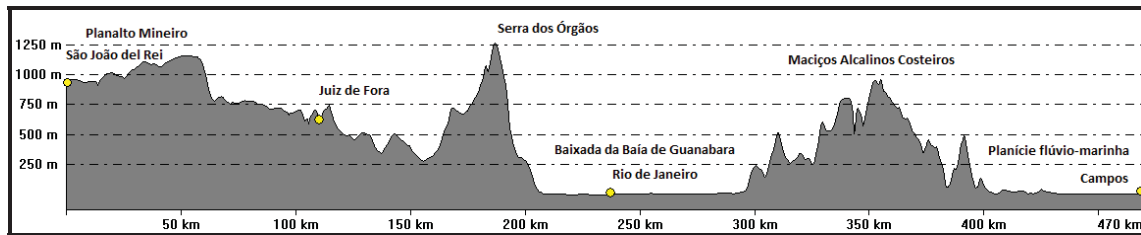
Isobase 1
 Figura 75 – Perfil Macaé-Campos-Mimoso do Sul-Alto Caparaó.



Isobase 5

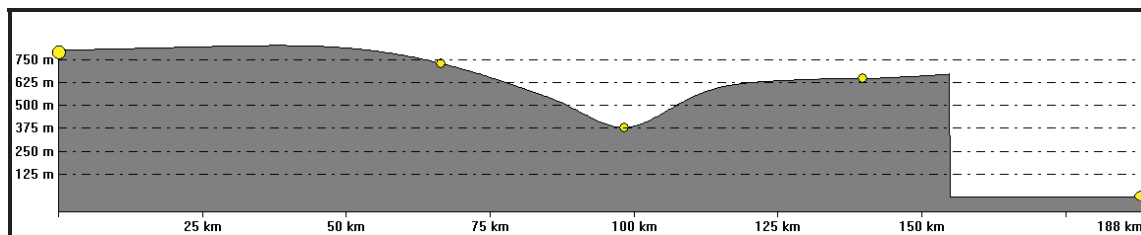


Isobase 3

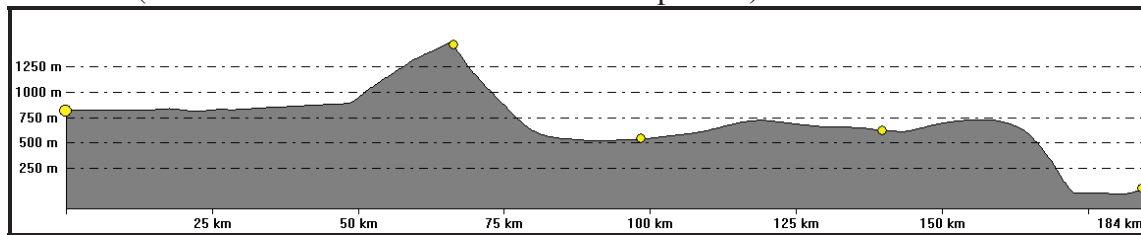


Isobase 1

Figura 76 – Perfil São João del Rei– Juiz de Fora–Rio de Janeiro–Campos.



Isobase 5 (o litoral norte de São Paulo ainda não aparece.)



Isobase 3

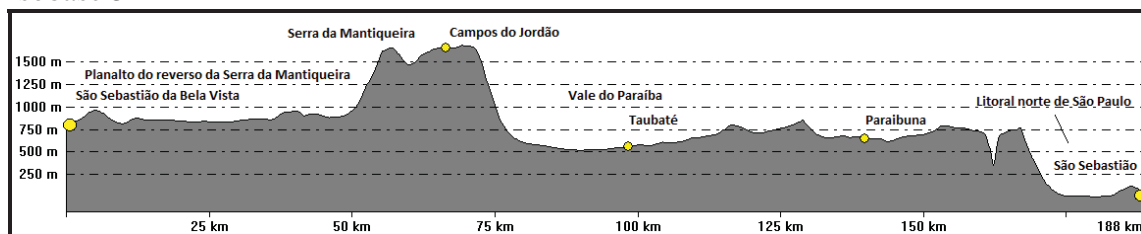


Figura 77 – Perfil São Sebastião da Bela Vista-Campos do Jordão-Taubaté-Paraibuna-São Sebastião.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A sistematização do Método Morfoestrutural para Mapeamentos Geoambientais trouxe muito mais agilidade ao processo de caracterização fisiográfica de uma área. Permitiu não só confeccionar paleosuperfícies dos diferentes estágios de evolução do Estado do Rio de Janeiro, bem como mapas de áreas de risco da superfície atual.

A drenagem adensada mostrou-se qualitativamente superior às cartas de 1:50.000 hoje disponíveis e sobre as quais se executam mapeamentos em diferentes escalas. O ArcHydro, como ferramenta, preencheu a lacuna que havia quanto à morosidade de obtenção de cartas hidrográficas consistentes e até mesmo à falta das mesmas. Esta ferramenta aliada às imagens de radar viabiliza a produção de cartas hidrográficas para qualquer região brasileira. A captação de drenagens perenes e intermitentes em nada atrapalhou o estudo das áreas de risco. Ao contrário, ajudaram a delimitar zonas de fragilidade principalmente as que mais sofrem na época chuvosa. Além disso, os rios intermitentes também são responsáveis pela esculturação do relevo. Outra funcionalidade da drenagem adensada reside no fato de que apenas sua análise visual abre um leque de variações do comportamento do material inconsolidado e do maciço. Para toda a área mapeada, os padrões de drenagem determinados permitiram entender a geodinâmica da paisagem bem como os fenômenos geológicos associados e

assim prever situações tectno-estruturais que demandam atenção. Mesmo em macro escala, constatou-se que as imediações das cidades de Angra dos Reis, Sumidouro, Petrópolis, Niterói, entre outras da região serrana do estado do Rio de Janeiro, alvos de desastres ambientais recentes, podem ser esquadrihadas em classes de risco. Recomenda-se mapeamento em escala de detalhe nessas áreas para prevenção e controle de possíveis colapsos.

O mapa de densidade de drenagem mostrou a relação inversa entre a permeabilidade e a concentração de drenos em áreas sedimentares. Deve-se observar com mais cuidado a implantação de parques industriais e áreas agricultáveis onde há baixa densidade de drenagem, pois são mais percolativas. O cuidado deve ser redobrado se nessas áreas houver ocorrência de altos estruturais, pois mais frágeis se tornam.

Os mapas derivados dos traços de juntas e dos lineamentos estruturais extraídos da drenagem constituíram-se em ferramentas de utilidade pública para controle de ocupação das terras do Estado do Rio de Janeiro. Uma vez definidas as áreas de risco, a conjugação desses mapas com os de pedologia, morfotectônica ou hidrogeologia, por exemplo, podem ajudar a definir quais restrições essas áreas oferecem e que práticas de manejo devem ser adotadas. Como foram confeccionados em escala regional, devem ser usados como indicadores de regiões que carecem de mapeamentos em maior nível de detalhe. A observação dos *trends* de traços deve ser meticulosa para que não se instalem obras ou usos que os seccionem ortogonalmente, pois isso acarretaria incremento de sua suscetibilidade natural à erosão e ao colapso. Recomenda-se que sejam observadas medidas de estabilização em áreas já ocupadas, como é o caso Niterói e Macaé, onde *trends* de duas direções distintas se cruzam. Chama-se atenção ainda ao tratamento diferenciado que deve ser dado a áreas de alta densidade de fraturamento quando são sedimentares e quando são alcalinas. Ambas têm sua fragilidade natural, mas em magnitudes diferentes. E não somente as magnitudes, mas também o manejo. A porosidade dessas áreas precisa ser analisada em conjunto com a densidade de fraturamento. Rochas cristalinas são mais duras e coesas que as alcalinas e essas superiores às sedimentares. Dessa forma, a porosidade desses três ambientes notadamente carece de atenção no que diz respeito ao fraturamento.

O mapa de concentração de traços de juntas mostrou outra utilidade. Ele pode ser aplicado à determinação dos divisores de água ao nível estrutural. Em geral se usa

como divisores de água as linhas de cumieira do relevo, o que nem sempre tem correlação com a morfoestrutura.

A conjugação dos mapas de cruzamentos de Máximos 1 e Máximos 2 e de Lineamentos Estruturais também é um indicador da fragilidade do substrato. Em todo o Estado do Rio detectaram-se três zonas de ocorrência de valores extremos no primeiro mapa e cinco no segundo. Essas áreas podem ser de concentração de nascentes e, se assim o for, devem ser destinadas a preservação permanente. Se já são áreas antropizadas, a mínima intervenção pode resultar no desequilíbrio ecogeodinâmico do sistema. Onde esses dois mapas se cruzam a vulnerabilidade se extrapola. Recomenda-se que sejam delimitadas APPs ou APAs.

No tocante às Isobases, as paleosupefícies geradas neste trabalho podem nortear pesquisas que definam uma linha de interpretação e quantificação dos efeitos tectono-estruturais de eventos geológicos em momentos diferentes de sua ocorrência não só no Estado do Rio de Janeiro, mas em todo território brasileiro. Através deste Método podem ser produzidos mapas de dissecação vertical do relevo de forma a se determinar a espessura de camadas remotas da crosta. Outra finalidade seria a de saber com exatidão a localização de um paleoregistro e assim colher amostras para datações ou pesquisas de campo da cobertura de alteração intempérica de interesse. As Isobases também podem ser utilizadas na reconstrução e/ou simulação de paleoambientes, uma vez que permitem a simulação comportamental de fauna e flora ante às mudanças morfo-tectono-climáticas.

Conclusivamente, este trabalho mostrou que o Geoprocessamento se aplica como ferramenta eficiente para abstração de hipóteses sobre a evolução paleogeomorfológica do Estado do Rio de Janeiro. Há muito tempo os geocientistas tateiam no tocante à cartografia de níveis de base pretéritos. Com a informatização e sistematização do Método das Isobases Confluentes torna-se possível a reconstrução de cenários e o estudo das mais diversas finalidades.

6 REFERÊNCIAS

ABRAHÃO, D.; WARME, J. E. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Fm., Campos Basin, Offshore Brazil. In: KATZ, B. J. Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs. **AAPG Memoir** 50, p. 287-305, 1990.

AB'SABER, A. N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Boletim de Geomorfologia IGEO/USP**, São Paulo, n. 18, 1970.

ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE AS MARGENS CONTINENTAIS DO TIPO ATLÂNTICO, 1976, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Acad. Bras. de Ciências, 1976, 48(supl.):15-26.

ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, 50:77–111, 2000.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim IG**, Instituto de Geociências da USP, 7: 45-80, 1976.

ALMEIDA, F.F.M.. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. **Revista Brasileira de Geociências**, 13(3):139-158, 1983.

ALVES, E. C.; SPERLE, M.; MELLO, S. L. M.; SICHEL, S. E. Compartimentação tectônica do sudeste do Brasil e suas relações com as zonas de fraturas oceânicas. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, CONGRESSO INTERNACIONAL, 5., 1997, São Paulo, **Anais...** São Paulo: SBGf, 1997, p.48-50.

ARAÚJO, M. B.; PIAZZA, H. D.; CUNHA, M. C. C.; SANTOS, A. S. **Projeto Paraíba do Sul**: sedimentação deltaica holocênica. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/RPBA, Dextro/ Divex, 2v. (relatório Direx 1649), 1975.

ARGENTO, M. S. F. **A Contribuição dos Sistemas Cristalino e Barreira na Formação da Planície Deltaica do Paraíba do Sul**. 1987. 542f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1987.

ARGENTO, M. S. F. **A planície deltaica do rio Paraíba do Sul**: um sistema ambiental. 1979. 225f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1979.

ASMUS, H. E. Significado geotectônico das feições estruturais das bacias marginais brasileiras e áreas adjacentes. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, **Anais...** Salvador: SBG, 1982, p.1547-1557.

AZEVEDO, A. de. O planalto brasileiro e o problema da classificação de suas formas de relevo **Bol. Paulista de Geografia**, n. 2, 1949, p. 42-53.

BACOCOLI, G. Offshore Brazil : twelve years of oil exploration. In : WATKINS, J. S.; DRAKE, C. L. (Ed.). **Studies in continental margin geology**. Tulsa, Okla. : American Association of Petroleum Geologists, 1982. p. 539-546. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 34).

BACOCOLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1/2, 5-38, 1971.

BARRETO, A. B. da C.; MONSORES, A. L. M.; LEAL, A. de S.; PIMENTEL, J. **Hidrogeologia do Estado do Rio de Janeiro - Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2000, 9 p.

BARROS, M. A.; BARTH, O. M.; MELLO, C. L. Deposição polínica na superfície do solo – médio vale do rio Paraíba do Sul. **Paleontologia em Destaque**, 25: 12, 1999.

BARROS, M. A.; BARTH, O. M.; MELLO, C. L.; MOURA, J. R. S. PEIXOTO, M. N. O. História recente da vegetação e o uso da terra no médio vale do rio Paraíba do Sul. **Leandra**, 15: 47 – 57, 2000.

BARTH, O.M.; LUZ, C.F.P.; TOLEDO, M.B.; BARROS, M.A.; SILVA, C.G. 2001. Palynological data from Quaternary deposits of two lakes in the northern region of the state of Rio de Janeiro. In: Goodman, D.K. ; Claker, R.T. (eds.), **Proceedings of the IX**

Palynological Congress, Houston, Texas, 1996, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 443-450.

BENINI, M. L. de A. **Zoneamento Geoambiental como Instrumento de Planejamento e Gestão de Recursos do Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes – SP**. 2009. 68f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Ambiental) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro.

BIASSUSI, A.S., BRANDÃO, J.R., VIEIRA, P.E. 1999. Salt tectonics and structural styles in the Province of the Foz do Rio Doce. *In*: SBGf, **International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, 6, Rio de Janeiro, 1 CD.

BIASSUSI, A.S., Maciel, A.A., CARVALHO, R.S. 1990. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4(1):13-19.

BIDEGAIN, P. **Lagoas do Norte Fluminense - Perfil Ambiental**. Rio de Janeiro: Semads. 2002, 148 p.

BISHOP, P. Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales. *Australian Geogr.*, 15: 219-230, 1982.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.) 2003. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM-Serviço geológico do Brasil, Brasília: 2003, 624p.

CAETANO, L. C. **Água subterrânea no município de Campos dos Goytacazes (RJ): uma opção para o abastecimento**. Campinas, 2000. 163 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

CAETANO, N.R. **Procedimentos metodológicos para o planejamento de obras e usos: uma abordagem geotécnica e geoambiental**. 2006, 163. f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Orientador: Mattos, J.T. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998. *In*: AAPG, **International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II**, Rio de Janeiro, Brazil, 67p., 1998.

CARDOSO, D. **Utilização de técnicas de sensoriamento remoto na compartimentação fisiográfica do município de Peruíbe :subsídios à avaliação de terrenos**. 2002. 73f. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Engenharia Ambiental) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP - Rio Claro.

COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V.S. Reactivation of a obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 11:1925-1944, 2001.

COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L. S.; COELHO, D.; ROSSELLO, E. A. Seismic experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin. In: JACKSON, M. P. A.; ROBERTS, R. G.; SNELSON, S. (eds.). **Salt tectonics: a global perspective**, AAPG Memoir, 65:305–321, 1995.

COELHO LG, BARTH M; CHAVES HAF. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, southeast Brazil, in the last 6, 000 years B.P. *Pesquisas em Geociências* 29: 71–79, 2002.

COELHO NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. **Geog. Fis. Dinam, Quat.** v. 3, n. 3, p. 21- 48, 1999. (Suplemento).

COELHO, L. G.; BARTH, O. M.; CHAVES, H. A. F. O registro palinológico das mudanças de vegetação na região da Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, nos últimos 1.000 anos. **Leandra**, 14: 51-63, 1999.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. Ministério das Minas e Energia/Secretaria Geologia, Mineração e Transformação Mineral/Serviço Geológico do Brasil. **Projeto SIG Geologia Ambiental do Brasil ao Milionésimo - Procedimentos no Tratamento Digital de Dados**. Brasília, 2006.

CONCENZA, D. **Potencial Natural de Erosão em Cristais Paulista -SP:Uma Análise De Susceptibilidade Utilizando o Modelo EUPS e a Sistemática Morfoestrutural**. 2008. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Engenharia Ambiental) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP - Rio Claro.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A., PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A., CUNHA, A. F. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. PETROBRAS, **Série Ciência Técnica Petróleo: Exploração de Petróleo**, Rio de Janeiro, 15-70, 1984.

CORDANI, U.G. **Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul**. *Boletim IGA*, 1:9-75, 1970.

CORDANI, U.G., BLAZEKOVIC, A.. Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Abrolhos. In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 24, Brasília, *Anais*, 265-270, 1970.

CRISOSTOMO-NETO, A. P. **Mapeamento geoambiental com imagem de satélite do Vale do Paraíba**. 2003. 67f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Morfologia dos fundos de vales da bacia do rio Bananal (RJSP): médio vale do rio Paraíba do Sul. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE

GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 4., Porto Alegre. **Anais**. Porto Alegre: AGB, 1991. p. 113-120.

DANTAS, M. E.; EIRADO, L. G.; COELHO NETTO, A. L. Spatially nonuniform sediment storage in fluvial systems: the role of bedrock knickpoints in the southeastern Brazilian plateau. INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14., 1994, Recife. **Roteiro de Campo**. Recife: IAS, 1994. p. 12-13.

DANTAS, M. E.; EIRADO, S. L. G.; COELHO NETTO, A. L. 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 QUATERNÁRIO, 5., 1995, Niterói. **Resumos**. Niterói: Abequa, 1995. p. 176-182.

DANTAS. Mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Estudo ambiental do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: MME, 2001. CD-ROM.

DEMERCIAN, L. S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P. R. Style and Pattern of Salt Diapirs due to Thin-Skinned Gravitational Gliding, Campos and Santos Basins, Offshore Brazil. **Tectonophysics**, 228:393-433, 1993.

DE MARTONNE, E.. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico I. Rio de Janeiro, **Rev. Bras. Geogr.**, Rio de Janeiro, v. 4, 1943, p.3-26.

DIAS, G. T. M. O complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. In: IV SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL (CTCQSBG), Rio de Janeiro: Publicação especial n.2: 58-79, 1981.

DIAS, G. T. M.; GORINI, M. A. Morfologia e dinâmica da evolução do delta atual do rio Paraíba do Sul. In: V SEMANA DE GEOLOGIA, 5., 1979, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Instituto de Geociências, 1980.

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZCKY, I.; PIRMEZ, C. A planície deltaica do rio Paraíba do Sul- seqüências sedimentares subsuperficiais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro, **Resumos Expandidos**. Rio de Janeiro: SBG, 1984, p.98 – 101.

DIAS, G. T.; GORINI, M. A. A baixada campista: estudo morfológico dos ambientes litorâneos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Santa Catarina. **Resumos**. Santa Catarina: SBG, 1980, (1): 588 – 602.

DIAS, G.T.M. e GORINI, M.A. - Morfologia e dinâmica de evolução do delta atual do Rio Paraíba do Sul. **Anais d~ V Semana de Geologia UFRJ**, 1979.

DIAS, J. L.; OLIVEIRA, J. Q.; VIEIRA, J. C. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 18:252-260, 1988.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. A planície quaternária costeira do rio Paraíba do Sul, Rio de Janeiro: um problema multi-facetado. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Sudeste, 1989, (1):42- 43.

EIRADO SILVA, L. G.; DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Condicionantes litoestruturais na formação de níveis de base locais (knick points) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 96-102. SUBMETIDO.

FACINCANI E.M. **Influência da estrutura e tectônica no desenvolvimento das boçorocas da região de São Pedro, SP: proposta de reabilitação e aspectos jurídicos- institucionais correlatos**. 1995. 124p. Dissertação Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

FIGUEIREDO, A. M. F.; MARTINS, C. C. 20 anos de Exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, 4(1):105-123, 1990.

FILOSOFOV, **Brief Guide to Morphometric Methods in Search of Tectonic Structures**. Saratov University Publishing House, 1960.

FRANZONI, A. M. B. **Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento na Caracterização do Meio Físico para Fins de Traçado e Manutenção de Rede Viária: Ilha de Santa Catarina – SC**. 2000. 145 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2000.

GARCIA, M. J.; DE OLIVEIRA, P.; SIQUEIRA, E.; FERNANDES, R. S. Estudos palinológicos e paleoecológicos das turfeiras do médio vale do rio Paraíba do Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9., 2003, Recife. **Resumos**. São Paulo: ABEQUA, 2003, p.298.

Ge, H., JACKSON, M.P.A., VENDEVILLE, B.C. Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. **AAPG Bulletin**, 81:393–423,1997.

GODOY, M.H.S.. **Zoneamento Geoambiental do município de Londrina - PR**. 2001. 36f. Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Estadual Paulista.

GOLTS, S.;ROSENTHAL, E. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. **Geomorphology**, 7:305-315, 1993.

GONÇALVES, J.M.M. **Caracterização das coberturas de alteração e suas aplicações na região entre os municípios de Analândia, Itirapina e São Carlos (SP)**. Rio Claro, UNESP, IGCE, 176 p. (Dissertação de Mestrado). 1993.

GRAVELIUS, H. **Flusskunde**. Goschen'sche Verlagshandlung, Berlin, 1914.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. 1989. The petroleum geology of the Campos Basin, Brazil: a model for a producing Atlantic type basin. In: EDWARDS, J. D.; SANTOGROSSI, P. A. Divergent passive margin basins. Tulsa: AAPG, p.3-79 (**Special Basin Series 48**).

GUIMARÃES, P.L. . **Zoneamento geoambiental como subsídio à análise dos indicadores ambientais nas áreas de dutos: caracterização geoquímica e mineralógica das frações finas das coberturas de alterações intempéricas**. Trabalho de conclusão de curso. – Rio Claro: [s.n.], 2006

GUY, M. Quelques principes e quelques expériences sur la methodologie de la photo-interpretation. In: Symposium International de Photo-Interpretation, 2, 1966, Paris. II Symposium International de Photo-Interpretation: Acte, 1966, v.1, p.21-41.

HASUI, Y. *et al.* **Geologia, tectônica geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna**. 1982. 149 f. (Monografias do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo; 7), São Paulo, 1982.

HASUI, Y. *et al.* Os Falhamentos e a Sismicidade Natural da Região das Serras da Mantiqueira e do Mar. ABGE, *Anais do Cong. Bras. Geol. Eng.*, São Paulo, 1: pp. 353-357, 1978a.

HASUI, Y; QUADE, H. Structural evolution of the Precambrium of the Southern Minas Gerais Region, Brazil. In: Geowiss. Lateinamerika-Kolloquium, pôster 11. Hanover, 1988.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W. U.; TALWANI, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins, **AGU Geophysical Monograph**, 115:1-32.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. **Geol. Soc. Am.**, 56, 275-370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v.51 (11), p. 2.246-2.259, 1967.

JIMENEZ-RUEDA, J. R.; MATTOS, J. T. MALAGUTTI FILHO, W. Estudos integrados para controlar impactos ambientais de um sistema de irrigofertilização com

vinhoto na região centro-leste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 4., 1989a, Bariloche: **Anais...** Bariloche, 1989a. p. 459-465. v. 2.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; MATTOS, J. T. Monitoreo de las actividades antrópicas para la evaluación de la capacidad de soporte del medio físico: diagnóstico y pronóstico. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO SOBRE RIESGO GEOLÓGICO URBANO, 2.; CONFERENCIA COLOMBIANA DE GEOLOGIA AMBIENTAL, 2., 1992, Pereira. **Memorias...** Pereira: Corporación Autónoma Regional de Risaralda/Universidad Tecnológica de Pereira/Ingeominas, 1992, v.1, p.181-192.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; PESSOTTI, J. E. S.; MATTOS, J. T. Uso de sensoriamento remoto no zoneamento agroecológico da região da Serra do Mar no estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 4., 1989, Bariloche. **Anais...** São José dos Campos: INPE/SELPER Tomo I, 1989, p.135-140.

JOHANN, P. Reservoir Geophysics in Deep and Ultra-DeepWater Oil Fields Campos Basin. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY - SBGf, 6., 1999, Brazil. **Anais...** Brazil: SBGf, 1999, 16699, p. 1-4.

JOINHAS, L.A. **Proposta evolutiva da paisagem no extremo oeste do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista, 2002.

KARNER G.D.; DRISCOLL N.W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins, insights from quantitative basin modelling. **Geological Society Special Publication**, 153:11-40, 1999.

KELLER, E.; PINTER, N. **Active tectonics: earthquake, uplift and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338p.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A.; BOA HORA, M. P.; GUIMARÃES, P. P. Geologia estrutural do Platô de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA - SBG, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982, 4:1558-1569.

LAMEGO, A. R. Geologia das quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, **Bol. 154**, 1955.

LAMEGO, A.R. **Ciclo Evolutivo das Lagunas Fluminenses**. Boletim da DGM/DNPM, n. 118, 1945.

LAMEGO, A.R. **O Homem e a Restinga, Brasil**. Rio de Janeiro. Conselho Nacional de Geografia, 1946.

LISBOA, M. A. **Caracterização do meio físico para fins de projetos de colonização no município de Cujubim – RO**. 2001. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)

– Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2001.

LOWE, J. J.; WALKER, M. J. C. **Reconstructing Quaternary environments**. LOGMAN Inc. New York, 352 p, 1984.

LUZ, C. F. P. **Os registros palinológicos como sensores das dinâmicas da vegetação no holoceno da região norte do estado do Rio de Janeiro (Brasil)**. 2003. 168f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

LUZ, C. F. P.; BARTH, O. M.; MARTIN, L. Evolução das florestas tropical estacional semidecidual e ombrófila densa durante o holoceno médio na região norte do Rio de Janeiro, baseada em palinologia. **Revista Universidade de Guarulhos-Geociências**, 4 (6): 74 – 84, 1999.

MADRUCCI, V; ARAÚJO, C.C.; TAIOLI, F. Sensoriamento remoto, aerogeofísica e geoprocessamento aplicados ao estudo de aquífero fraturado em terreno cristalino, leste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33 (2), p.43-52, jun 2003.

MARQUES, A. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 4(3):253-262, 1990.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; FLEXOR, J. M.; VILAS-BOAS, G. S. Enregistrement de périodes de fortes et faibles énergies à l'embouchure d'un fleuve: le cas du Paraíba do Sul (Brésil). Implications paléoclimatiques. Comptes rendus Hebdomadaires des Seances de l'academie des Siences, 299 (ser. II): 661 – 664, 1984.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. **Publicação CPRM (Serviço Geológico do Brasil) e FAPES (Texto explicativo, 2 folhas coloridas na escala do 1/250.000. Folha do Espírito Santo e Folha do Norte do Estado do Rio)**, 104p, 1997.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim do Instituto de Geologia da USP**, n.15 (publ. Espec.): 186 p, 1993.

MATTOS, J. T. de et al. **Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-Landsat e radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo**. São José dos Campos: INPE, 1982. (INPE-2445-RTR/015).

MEIS, M. R. M.; COELHO NETTO, A. L.; MOURA, J. S. As discontinuidades nas formações coluviais como condicionantes dos processos hidrológicos e da erosão linear acelerada. In: SIMPÓSIO NACIONAL CONTROLE DA EROSÃO, 3., 1985, Maringá. **Anais...** Maringá: ABG, 1985. v. 1, p. 179-195.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J. S. Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern brazilian plateau. **American Journal of Science**, [S.l.], n. 284, p. 241-254, 1984.

MEISLING, K.E., COBBOLD, P.R., MOUNT, V.S. **Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil** – AAPG Bull., v. 85, n. 11, p. 1903-1924, 2001.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, A. M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Rev. Bras. de Geociências**, 15(3):193-201, 1985.

MICHELIN, C. **Zoneamento Geoambiental do Assentamento “Boa Sorte” como Subsídio ao Planejamento de Uso e Ocupação do Solo**. 2004. 98 f. Trabalho de Graduação (Graduação em Ecologia) – Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

MIZUSAKI, A. M. P.; MOHRIAK, W. U. Seqüências vulcanosedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - SBG, 37., São Paulo, **Resumos Expandidos**, São Paulo: SBG, 1992, (2):468-469.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A.; VALENÇA, J. G. Volcano-Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, (18):247-251, 1988.

MOHRIAK, W. U.; BARROS, A. Z. Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil: O Gráben de Barra de São João na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geociências**, (20):187-196, 1990.

MOHRIAK, W. U.; BARROS, A. Z.; FUJITA, A. Magmatismo e Tectonismo Cenozóicos na Região de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - SBG, 37., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990, (6):2.873-2.885.

MOHRIAK, W. U.; JACKSON, M. P. A.; CRAMEZ, C. Salt tectonics provinces across the continental-oceanic boundary in the Brazilian and West African margins. In: SBGf, INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 6., 1999, Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.

MOHRIAK, W. U.; MELLO, M. R.; BASSETTO, M.; VIEIRA, I. S.; KOUTSOUKOS, E. A. M. Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil. In: MELLO, M. R.; KATZ, B.J. (eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins, **AAPG Memoir** (73):273-300, 2000.

MOHRIAK, W.U., MACEDO, J.M., CASTELLANI, R.T., RANGEL, H.D., BARROS, A.Z.N., LATGÉ, M.A.L., RICCI, J.A., MISUZAKI, A.M.P., SZATMARI, P., DEMERCIAN, L.S., RIZZO, J.G., AIRES, J.R. 1995b. Salt tectonics and structural

styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (eds.). *Salt tectonics: a global perspective*, AAPG Memoir 65:273- 304

MOHRIAK, W.U., SZATMARI, P. 2001. Salt tectonics and sedimentation along Atlantic margins: insights from seismic interpretation and physical models. In: Koyi, H.A., Mancktelow, N.S. (eds.). *Tectonic Modeling: A volume in Honor of Hans Ramberg*. Geological Society of America, Colorado Memoir **193**:131-151.

MORAES, F. T. **Zoneamento geoambiental do planalto de Poços de Caldas – MG a partir de análise fisiográfica e pedoestratigráfica**. 2008. 142p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

MOURA, C. A. de. **Zoneamento Geoambiental como subsídio à análise dos indicadores ambientais nas áreas de dutos: Caracterização do clima como fator determinante da instabilidade das áreas de implantação de dutos**. 2006. 46F. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP - Rio Claro, Agência Nacional do Petróleo.

MOURA, J. R. da S.; MELLO, C. L.; SILVA, T. M.; PEIXOTO, M. N. O.. “Desequilíbrios Ambientais” na Evolução da Paisagem: O Quaternário Tardio no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG - Núcleo São Paulo, vol. 2, Sessões Temáticas, 1992, p. 309- 310.

MOURA, J. R. S.; MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, n. 1, p. 89-102, 1986.

NAPOLEÃO, R. P. **Zoneamento ambiental como subsídio à gestão dos recursos hídricos na bacia hidrográfica do Rio Capivari (SP)**. Dissertação - Mestrado em Geociência e Meio Ambiente. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – Unesp. Rio Claro, 2002. 192p.

NUNES, E. **Aspectos Morfo-Estruturais, Fisiográficos e de Coberturas de Alterações Intempéricas da Grande Natal (Rn), Como Base Para O Macrozoneamento Geo-Ambiental**. 1996. 172p Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

OHARA, T. et al. Zoneamento Geoambiental da região do Alto-Médio Rio Paraíba do Sul e a Carta de Aptidão Física para a implantação de obras viárias. **Revista Brasileira de Geociências**. v. suplemento, p. 173-182, jun. 2003.

OHARA, T. **Zoneamento geoambiental da região do alto-médio Paraíba do Sul, SP, com sensoriamento remoto**. 1995. 235f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

- O'leary D.W., Friedman J.D., Pohn H.A. 1976. Lineament, linear lineation some proposed new standards for old terms. *Geological Society America Bulletin*, 87:1463-1469.
- Oliveira, V. Á. de. **Estudo da relação com o substrato litológico, fertilidade potencial e grau de intemperismo dos principais latossolos do planalto central goiano**. 1998. 164p Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- PALMA, J. J. C. Fisiografia da área oceânica. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (eds.). **Geologia do Brasil**, MME/DPNPM, Brasília, p.429-440. 1984.
- PARSONS, M., MACQUEEN, J., UNDLI, T.H., BERSTAD, S., HORSTAD, I. 2001. A tale of three methods: volcanics in the Abrolhos Bank, Brazil. In: Society of Exploration Geophysicists, **International Congress of the SEG**, 2001. *Abstract volume*, 1 CD-ROM
- PAULA, E. F. de. **Zoneamento Geoambiental como método de análise dos indicadores ambientais do Horto Gramado- SP**. 2003. 69 p. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP - Rio Claro, Agência Nacional do Petróleo.
- PEREIRA, M. J.; TRINDADE, L. A. F.; GAGLIANONE, P. C. Origem e evolução das acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - SBG, 33., Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, 1984, (10):4.763-4.777.
- PEREIRA, M.J., BARBOSA, C.M., AGRA, J., GOMES, J.B., ARANHA, L.G.F., SAITO, M., RAMOS, M.A., CARVALHO, M.D., STAMATO, M., BAGNI, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 34, Goiânia, *Anais*, 1:65-79.
- PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J., Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.8, n.1, p. 219 – 234, 1994.
- PEREIRA, M.J., MACEDO, J.M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, 4(1):3-11
- PIEIDADE, J. A. S. **Zoneamento Geoambiental de uma área do município de Franca - SP**. 2006. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP - Rio Claro.
- PONTE, F. C.; ASMUS, H. E. Geological Framework of the Brazilian Continental Margin. **Geologische Rundschau**, 67:201-235, 1978.
-

PONTE, F. C.; FONSECA, J. R.; CAROZZI, A. V. Petroleum Habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the Continental Margin of Brazil. In: MIALI, D. A. (ed.). **Facts and Principles of World Petroleum Occurrence: Canadian Society of Petroleum Geologists**, Memoir 6:857-886. 1980.

PONTE, F. C.; FONSECA, J. R.; MORALES, R. E. Petroleum geology of the eastern Brazilian Continental Margin. **AAPG Bulletin**, 61:1470-1482, 1977.

PROJETO RADAMBRASIL. Levantamento de recursos naturais, Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação. Uso Potencial da Terra (Folhas SF 23/24 - RJ - Vitória). v.32, Publ. MME (sec. geral): 78 p. 1983.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, 8(1):203-218, 1994.

RIBEIRO, L. S. **Modelagem Qualitativa e Quantitativa das Terras do Município de Campos dos Goytacazes/RJ quanto à Erosão Laminar através de Técnicas de Geoprocessamento**. 2006. 158f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, 2006.

RICCI, J. A.; BECKER, M. R. Análise sísmo-estratigráfica no Terciário da Bacia de Campos. In: SBGf - CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2., Salvador, **Anais...** Salvador: SBGf, 1991, (II):615-620.

RICCOMINI, C.; FRANCISCO, B. H. R. Idade Potássio-Argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - SBG, 37., 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992, (2):469-470.

RIVERAU, J. C. **Curso de fotointerpretação: notas de aulas**. Série Didática. Brasília, Departamento de Geociências - UNB, n. 4, 1972, 128p.

RUELLAN, F. (1944). A evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. **Revista Brasileira de Geografia** (4): 445-508.

SADENBERG, P. A. **Zoneamento Geoambiental do Município de Botucatu, SP**. 2005. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP - Rio Claro.

SADOWSKI, G. R.; DIAS NETO, C. M. O lineamento sísmo-tectônico do Cabo Frio. **Revista Brasileira de Geociências**, 11(4):209-212, 1981.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. A new understanding of the provinces of

the Amazon Craton based on integration of Field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, 3(4):453-488, 2000.

SCHEEL-YBERT, R. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. **Review of Palaeobotany & Palynology**, 110: 111 – 138, 2000.

SCHOBENHAUS, C.; DERZE, G. R.; CAMPOS, D. A.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Brasília, DNPM. 501 p. 1984.

SCHUMM, S. A. Alluvial river response to active tectonics. Active tectonics, studies in geophysics, **National Academy Press**, p. 80-94, 1986.

SHIMBO, J. Z. Zoneamento **Geoambiental como subsídio aos projetos de reforma agrária. Estudo de caso: Assentamento Rural Pirituba II (SP)**. 2006. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro - SP. 2006.

SILVA, C. G. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da lagoa Feia, Rio de Janeiro**. 1987. 113f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1987.

SILVA, C. L. **Aspectos neotectônicos do médio vale do Rio Mogi-Guaçu: Região de Piraçununga**. 1997. 169f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

SILVA, L.G.T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; BONOTTO, D.M.; MORENO, M.M.S.; PACCOLA, A.A. Caracterização das coberturas de alteração superficial que ocorrem na região de Marabá, PA. **Bol. Mus.Emílio Goeldi**, série Ciências da Terra, n.7, p.309: 329, 1995.

SOARES P.C., LUZ M.E.R., REDAELLI R., GUERRA S.M.S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Paraná. In: Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2, 1982, São José. **Anais do II Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, v. 1, p.157-168.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 32, p. 71–104, 1976.

SOARES, P.C. et al. **Análise morfoestrutural integrada com imagem de RADAR e LANDSAT da bacia do Paraná**. São Paulo, PAULIPETRO, 1981. Consorcio IPT-CESP.

- SOBREIRA, J.F.F. 1996. Complexo Vulcânico de Abrolhos – proposta de modelo tectono-magmático. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, *Simpósios*, 387-391.
- SOBREIRA, J.F.F. 1999. Evidences of neotectonic activity in the Espírito Santo Basin and adjoining areas offshore. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Lençóis, *Anais*, 33-36.
- SOFFIATI NETTO, A. A agonia das lagoas do Norte Fluminense. *Ciência e Cultura*, 37 (10): 1627 – 1638, 1985.
- SOUZA CRUZ, C. E. Sequence stratigraphy, facies analysis and paleoceanographic events of the Neogene deep-water section in the Campos Basin, offshore Brazil. *In: SBGf, INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, 7., 2001, Salvador. *Anais...* Salvador: SBGf, 2001, p.49-51.
- SOUZA CRUZ, C. E.; APPI, C. J. Distribution Pattern and Sedimentation of the Neogene Deep Water Section in the Campos Basin, Offshore Brazil. *In: SBGf, INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, 6., 1999, Rio de Janeiro. 1 CD-ROM. 1999.
- SOUZA, A. A.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Análise fisiográfica e morfoestrutural no reconhecimento de padrões de solos no município de Porto Velho, RO. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 13., 2007, Florianópolis. *Anais...* Florianópolis: INPE, 2007, p. 6981 – 6985.
- SPIRIDONOV, A.I. **Principios de la metodología de las investigaciones de campo y el mapeo geomorfológico**. Havana: Universidad de la Havana, Facultad de Geografía, 1981. 3v.
- STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of American Geophysical Union*. New Haven, v. 38. p 913-920. 1957.
- SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2001, 366 p.
- SZATMARI, P., CONCEIÇÃO, J.C.J., DESTRO, N., SMITH, P.E., EVENSEN, N.M., YORK, D., 2000. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, *Abstract Volume, CD-ROM*.
- SZATMARI, P., GUERRA, M.C.M., PEQUENO, M.A. 1996. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic, Santos Basin, Brazil. *In: Alsop, G.I., Blundell, D.J., Davison, I. (eds.). Salt Tectonics: Geological Society of London*, Special Publication 100:259-264.
-

SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; LANA, M. C.; MILANI, E. J.; LOBO, A. P. Mecanismo tectônico do rifteamento Sul-Atlântico. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - SBG, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984, p.1.589-1.601.

SZATMARI, P.; MOHRIAK, W. U. Plate model of postbreakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. In: SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Resumos Expandidos.** Gramado: SBG, 1995, p.213-214.

TOLEDO, M. B.; BARTH, O. M.; SILVA, C. G. Evolução ambiental da Lagoa Salgada, RJ, com base em estudos palinológicos. In: II SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RESTINGAS E LAGOAS COSTEIRAS, 2., 17 – 20 de setembro, 1998, Macaé. **Livro de Resumos.** p.17.

TRICART, J. **Estudos de Geografia da Bahia.** Geografia e Planejamento. Salvador: Livraria Progresso, 1958

URURAHY, J.C.C.; COLLARES, J.E.R.; MESSIAS S. M.; BARRETO, R.A.A. **Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos _ estudo fitogeográfico.** In: Brasil, Ministério das Minas e Energia, Secretaria Geral. In: Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais, vol.32, 1983. Rio de Janeiro: Vitória. Brasília, DF.

VAN der GRAAF, W. J. E.; CROWE, R. W. A. BUNTING, J. A.; JACKSON, M. J. Relict eraly Cenozoic drainages in aid western Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 21: 379-400, 1977.

VAN Der VEN, P.H., CUNHA, C.G.R., BIASSUSSI, A.S. 1998. Structural Styles in the Espírito Santo–Mucuri Basin, Southeastern Brazil. In: AAPG, International Conference and Exhibition, *Extended Abstracts*, 374-375.

VEDOVELLO, R. **Zoneamento geotécnicos aplicados à gestão ambiental, a partir de unidades básicas de compartimentação - UBC's.** 2000. 170p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exata, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

VENEZIANI, P., **Fotogeologia com imagens orbitais.** Monografia datilografada. INPE, 1991, 24pp.

VENEZIANI, P.; ANJOS, C.E. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia.** São José dos Campos: INPE, 1982. 54 p.

VERSTAPPEN, H. T. **Aerial Photographs in Geology and Geomorphology.** 3.ed., in Textbook of Photo-Interpretation. Delft: International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), 1963. 7 v.

VIEIRA, R.A.B., MENDES, M.P., VIERA, P.E., COSTA, L.A.R., TAGLIARI, C.V., BACELAR, L.A.P., Feijó, F.J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. ***Boletim de Geociências da PETROBRAS***, Rio de Janeiro, 8(1):191- 202.

VILANOVA, C.C. Zoneamento geoambiental do assentamento "Conquista" como subsídio ao planejamento de uso e ocupação do solo. 200. 136f. Trabalho de conclusão de curso. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

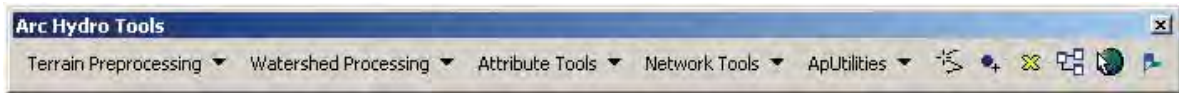
VOLKMER, S. **Caracterização mineralógica das coberturas de alteração intempérica da quadrícula de São Carlos (QSC), SP** - escala 1:100.000. Rio Claro, UNESP, IGCE, 157 p. (Dissertação de Mestrado). 1993.

ZERUBAVEL, E. 1982. The standardization of time: A sociohistorical perspective. ***American Journal of Sociology***, 88: 1-23.

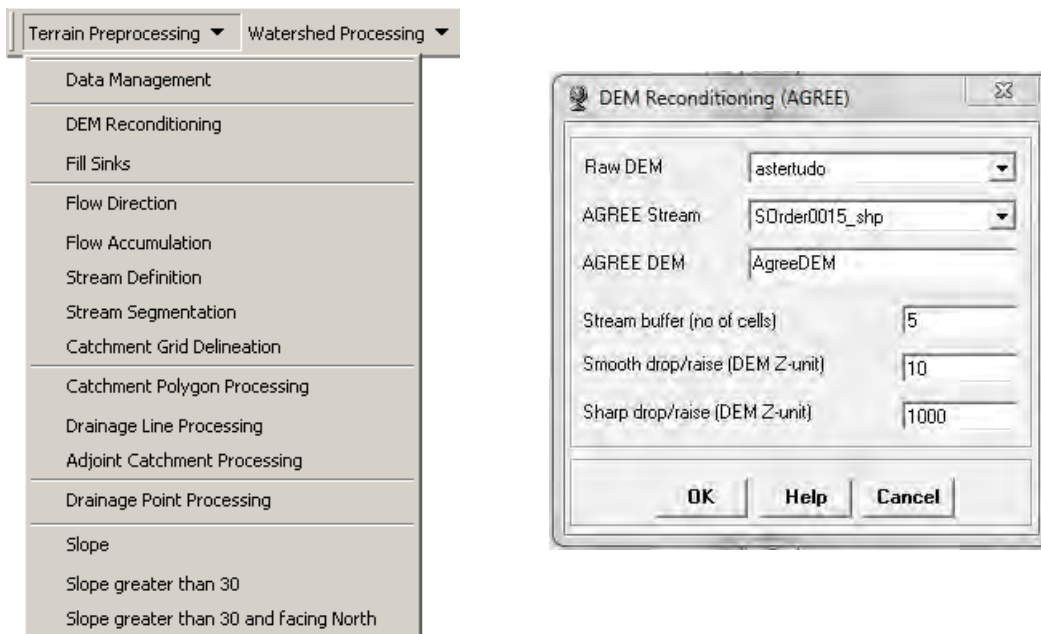
7 ANEXOS

ANEXO A – Adensamento da Drenagem no ArcHydro

1. Para o adensamento da drenagem no ArcHydro Tools, deve-se ter à mão um arquivo com uma drenagem generalizada da área e uma superfície com valores de elevação;



2. Na aba Terrain Preprocessing, clique em DEM Reconditioning > DEM Reconditioning



- 2.1. Raw DEM = superfície altimétrica;
- 2.2. AGREE Stream = drenagem generalizada;
- 2.3. AGREE DEM = nome de saída;
- 2.4. OK.

3. Na aba Terrain Preprocessing, clique em DEM Reconditioning > Fill Sinks

- 3.1. DEM = superfície gerada no item anterior;
- 3.2. Aceite todos os outros valores;
- 3.3. OK
- 3.4.



4. Terrain Preprocessing > Flow Direction
 5. Terrain Preprocessing > Flow Accumulation
 6. Terrain Preprocessing > Stream Definition
 - 6.1. Este procedimento é o mais importante, pois permitirá a escolha do número de células par definição dos canais de drenagem. Quanto menor esse número, mais adensada será a drenagem.
 7. Ao chegar à drenagem adensada de sua preferência, finda-se o processo. No entanto, o produto será um arquivo matricial que deverá ser transformado em shapefile do tipo polyline.
 8. ArctoolBox>Spatial Analyst Tools>Hidrology>Stream to Feature;
 9. Agora tem-se a drenagem adensada em formato vetorial.
-

ANEXO B - Manuseio de Imagens Aster

1. Download de Imagens

1.1. Verificar entre quais coordenadas geográficas se enquadra a área de estudo;

a. Acessar um dos sites:

i. <http://free-gis-data.blogspot.com/2009/04/aster-global-digital-elevation-model.html>

ii. <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>

b. Fazer cadastro (definir login e senha);

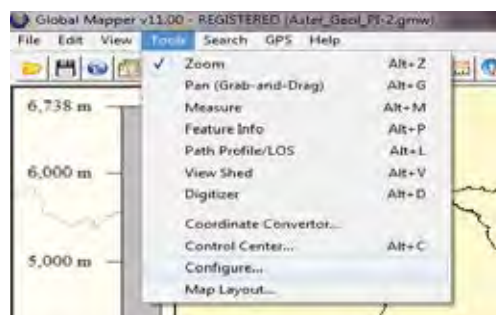
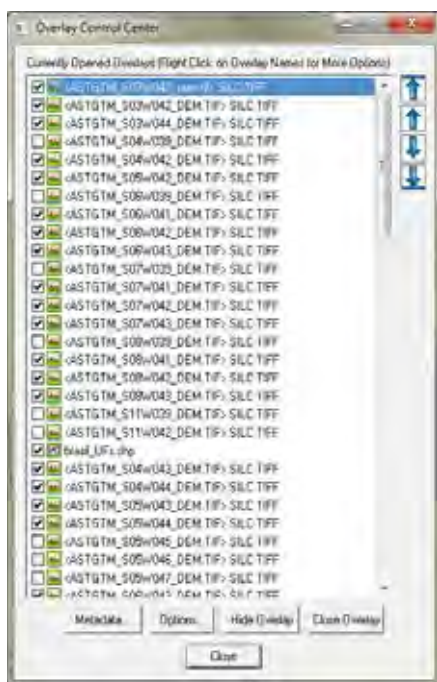
c. Fazer download;

d. Abrindo e Exportando como ASCII

1.2. Para abrir e exportar as imagens ASTER é necessário um software que leia a extensão “*.tif”, como o Global Mapper, por exemplo;

1.3. Antes de exportar:

i. Excluir todos os arquivos que tenham **num** no nome. Eles deixam a imagem opaca no Global Mapper;

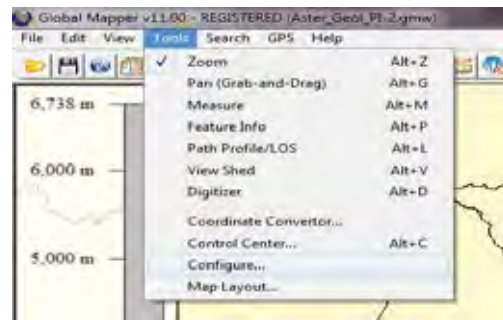


→ Vá em Tools>Control Center...

→ Abre-se a janela ‘Overlay Control Center’

→ Clique sobre o arquivo de extensão ‘*.num’ e apague-o clicando em ‘Close Overlay’.

ii. selecionar o mesmo sistema de coordenadas usado no ArcGis (isso evita que seja necessário georeferenciar a ASTER);



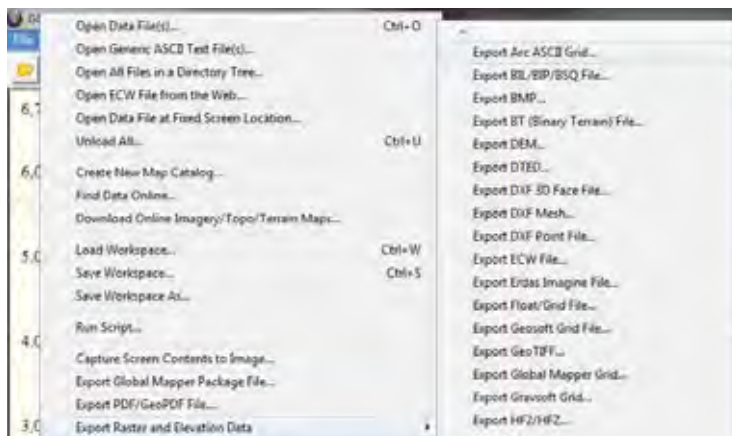
→ Abre-se a janela 'Configuration'

No exemplo, ela está configurada para o sistema de projeção UTM, Zona 23S e datum SAD69

→ Clique em 'Apply' e 'OK'.

OBS: se o estado for o ES, a exportação durará poucos minutos. Mas se for a BA...

1.4. Para exportar:



→ Vá em File>Export Raster and Elevation Data>Export Arc ASCII Grid...

→ Abre-se a janela 'Tip'. Dê Ok;

→ Em seguida abre-se a janela 'Arc ASCII Grid Export Options';

→ Na aba 'General' muda o tamanho da célula para 30m, que é a resolução da imagem Aster.

Observa-se que no exemplo o valor está um pouco acima 30m devido às distorções geradas



IMPORTANTE

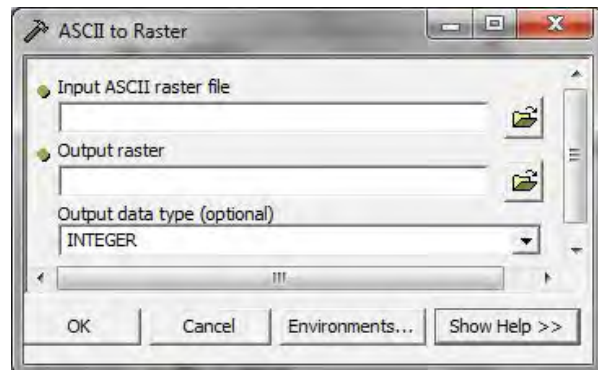
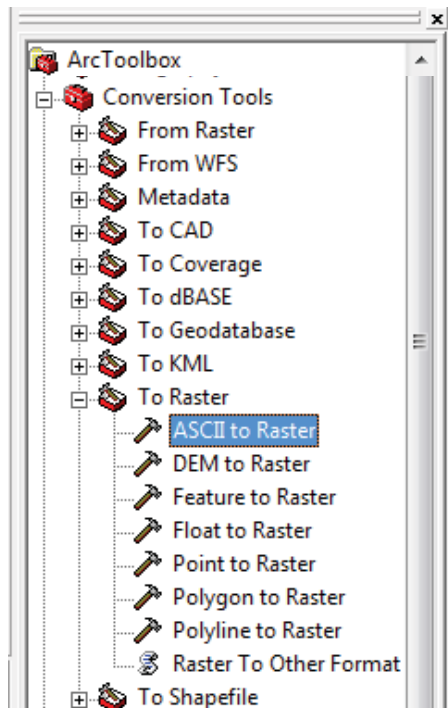
Caso tente abrir este arquivo no ArcGis ele aparecerá opaco e sem nenhuma informação, pois trata-se de um arquivo de extensão ASCII e não um GRID ou TIF.

Agora é preciso importá-lo para o ArcGis, transformando de sua forma transitória (ASCII) para a que será usada (GRID).

1.5. Feche o Global Mapper.

2. Importando ASCII para o ArcGis e Convertendo para GRID

a. Abra o ArcMap e em seguida o Arc Toolbox → 



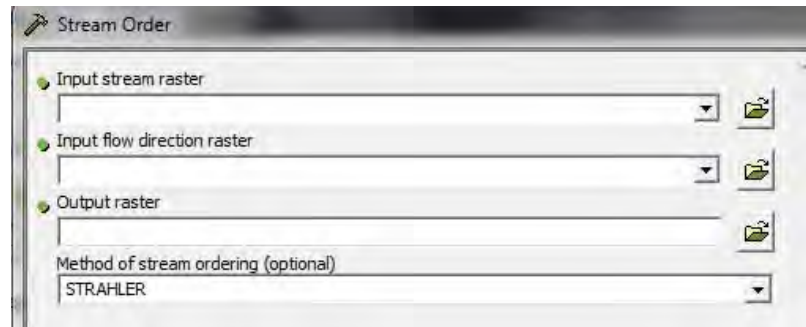
- Vá em Conversion Tools>To Raster> ASCII to Raster
- Abre-se a janela 'ASCII to Raster';
- Adicione o arquivo ASCII em 'Input ASCII raster file';
- Dê um nome de saída em 'Output raster' (não pode exceder 13 caracteres);
- OK.

ANEXO C – Geração Automática de Isobases Confluentes

1. Definição da ordem na drenagem:

Executar esse procedimento para o arquivo gerado no ArcHydro que contém a drenagem adensada.

- a. ArctoolBox;
- b. Spatial Analyst;
- c. Hidrology;
- d. Stream order;
- e. Input stream order;
- f. Input flow direction raster;
- g. Method of stream ordering = STRAHLER;
- h. OK.



2. Converter a drenagem ordenada para shapefile:

- a. ArctoolBox;
- b. Conversion Tools;
- c. From raster;
- d. Raster to Polyline;

3. Separar a drenagem em função das ordens:

- a. Menu principal>Selection>Selection by Attributes

Selecione cada uma das ordens e exporte a seleção, formando arquivos separados.

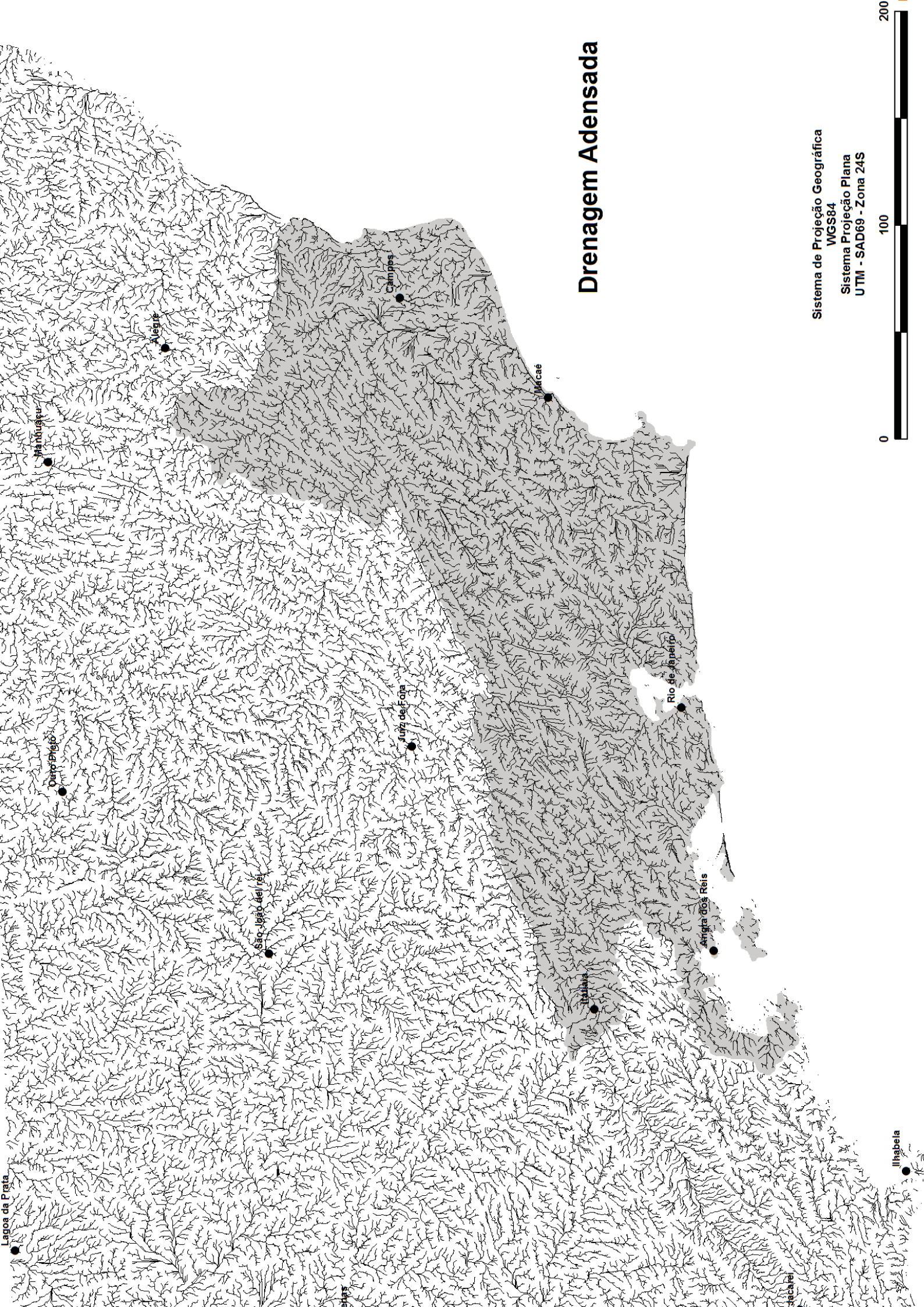
4. Criar pontos de confluência:

- a. ArctoolBox>Analysis Tools>Overlay>Intersect

- b. Entre com os arquivos das ordens de drenagem. Por exemplo: para gerar as confluências de ordem 2, entre com todas as shapes de ordem 1 que se confluem com todas as outras ordens. Faça isso para a ordem 1 e a ordem 2. As confluências geradas serão de ordem 2; ordem 1 com ordem 3> gerarão confluências de ordem 2; ordem 1 com 4> confluência de



- ordem 2 e assim por diante, sendo que ordem 4 com ordem 5 geram confluências de ordem 4; 4 com 6 > ordem 4; 4 com 7 > ordem 4;...
- c. Atenção ao tipo do arquivo de saída: POINT, pois os de entrada são linhas (Polylines)
 - d. Observe que dessa forma as confluências já estão ordenadas, necessitando apenas de que se associe a elas valores de elevação.
5. Associar valores de elevação às confluências:
- a. Os valores serão extraídos das imagens de radar (ASTER ou SRTM) ou de qualquer superfície que possua altimetria.
 - b. Junte todos as confluências de mesma ordem num arquivo unico.
 - c. ArcToolBox>Spatial Analyst>Extraction>Extract by mask>
 - d. Input raster = superfície com valores de elevação;
 - e. Input raster ou feature mask data = arquivo com confluências de uma dada ordem;
 - f. OK;
6. Gerar Isobases Confluentes
- a. De posse dos arquivos com as confluências ordenadas e cotadas, basta gerar uma superfície para cada arquivo;
 - b. ArcToolBox>Spatial Analyst>Interpolation>Topo to raster
 - c. Em Field escolha o campo da tabela de atributos que contenha a elevação;
 - d. Em Type escolha Point Elevation, pois se está trabalhando com pontos cotados;
 - e. A escolha do tamanho da célula de saída precisa ser coerente com a capacidade do processador de seu computador e a extensão da área.
 - f. Em Drainage Enforcement escolha ENFORCE;
 - g. Em Primary Type...escolha SPOT.
 - h. OK.
-

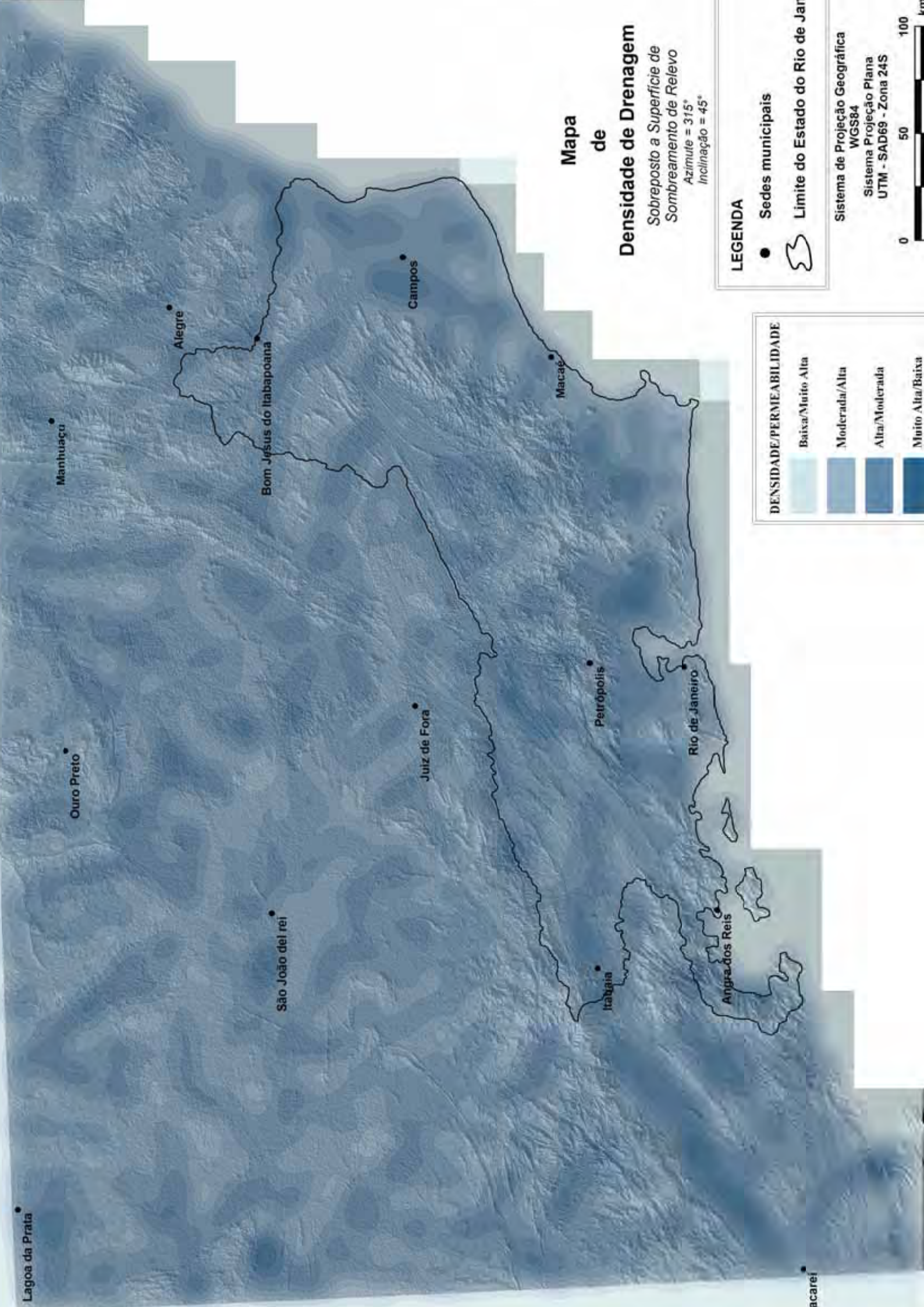


Drenagem Adensada

Sistema de Projeção Geográfica
WGS84
Sistema Projeção Plana
UTM - SAD69 - Zona 24S



Ilhabela



Mapa de Densidade de Drenagem

Sobreposto a Superfície de Sombreamento de Relevô
Azimute = 315°
Inclinação = 45°

LEGENDA

- Sedes municipais
 - ⬭ Limite do Estado do Rio de Janeiro
- Sistema de Projeção Geográfica
WGS84
- Sistema Projeção Plana
UTM - SAD69 - Zona 24S
- 0 50 100

DENSIDADE/PERMEABILIDADE	
	Baixa/Muito Alta
	Moderada/Alta
	Alta/Moderada
	Muito Alta/Baixa



Mapa de Traços de Juntas e Fraturas

LEGENDA

Direção do traço

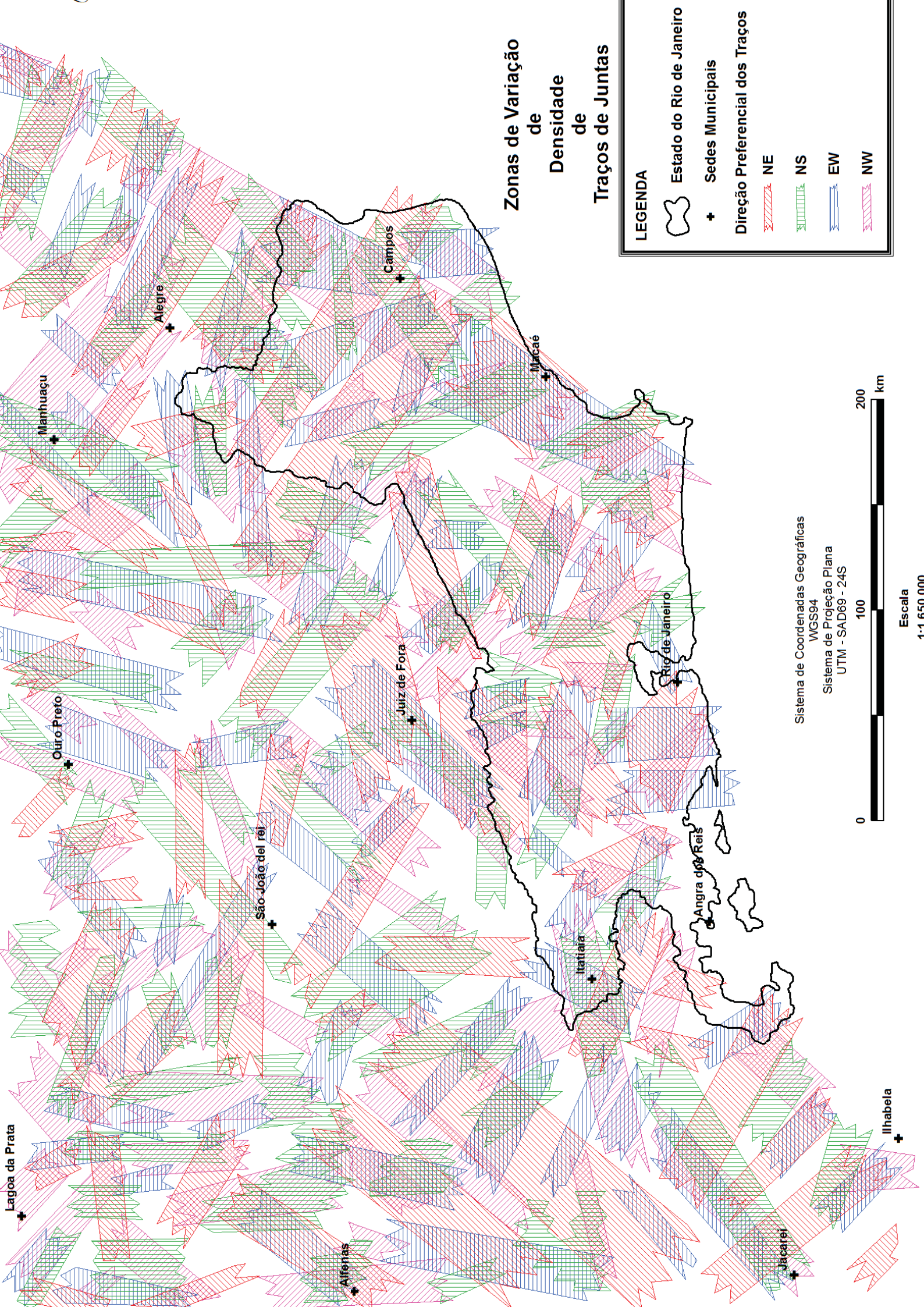
- | NS
- EW
- < NE
- > SE

Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS84

Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S









Escala
1:1.650.000



Zonas de Variação de Densidade de Traços de Juntas

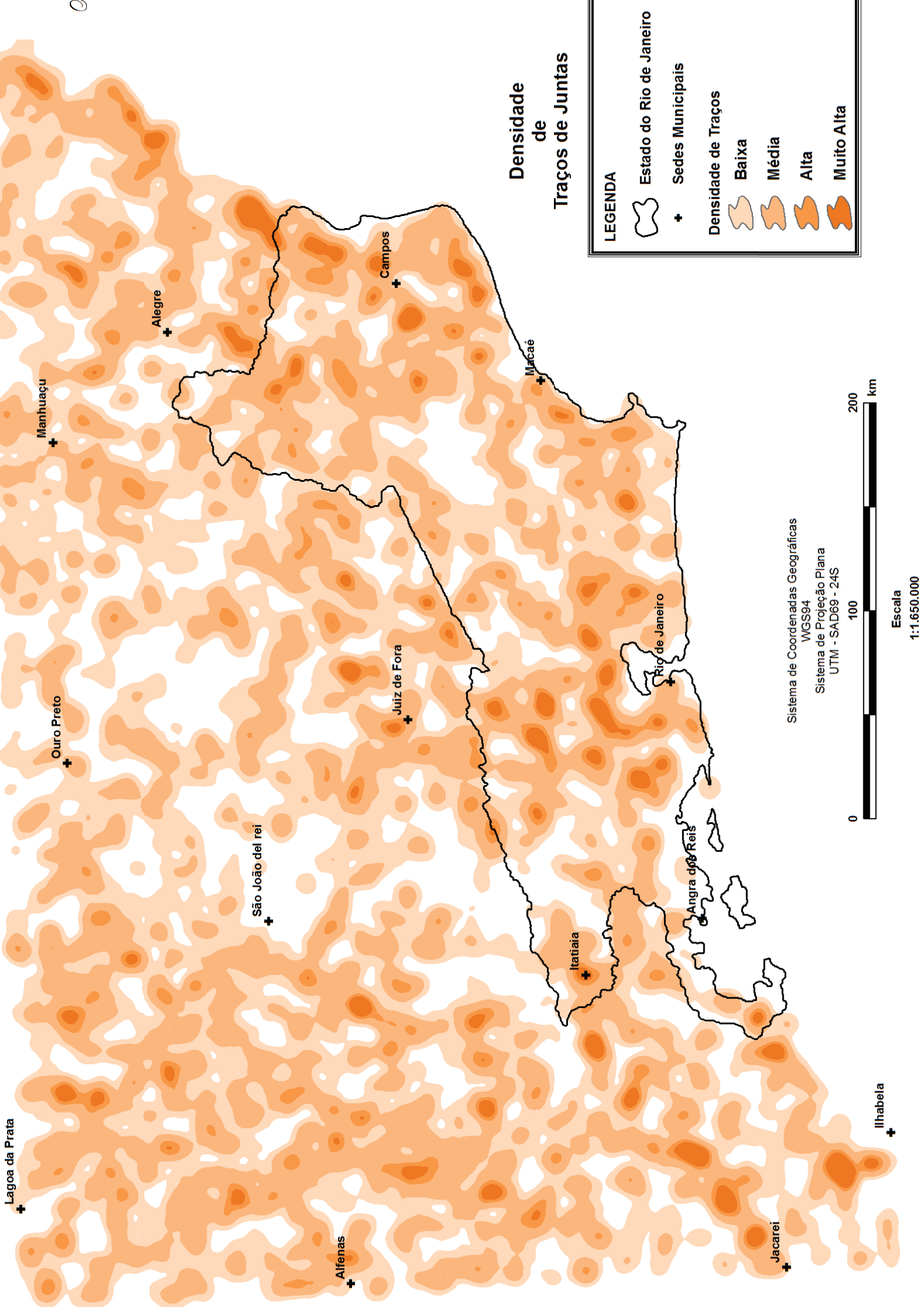
LEGENDA

-  Estado do Rio de Janeiro
-  Sedes Municipais
- Direção Preferencial dos Traços**
 -  NE
 -  NS
 -  EW
 -  NW

Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS94
Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S



Escala
1:1 650 000



Lagoa da Prata +

Manhuaçu +

Ouro Preto +

Alegre +

São João del rei +

Alfenas +

Campos +

Juiz de Fora +

Macaé +

Itatiaia +

Rio de Janeiro +

Angra dos Reis

Jacareí +

Ilhabela +

Densidade de Traços de Juntas

LEGENDA

Estado do Rio de Janeiro

+ Sedes Municipais

Densidade de Traços

Baixa

Média

Alta

Muito Alta

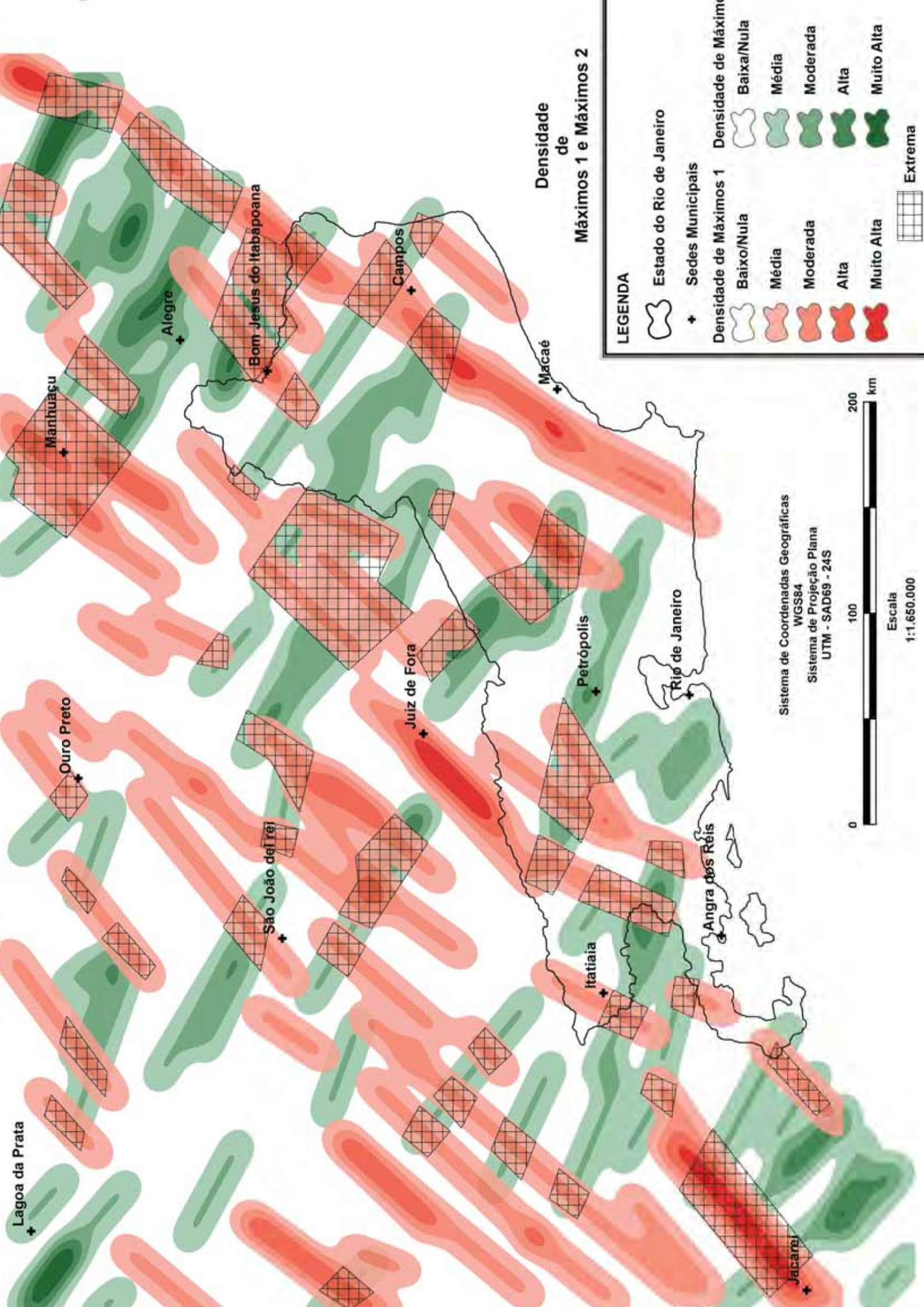
Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS94

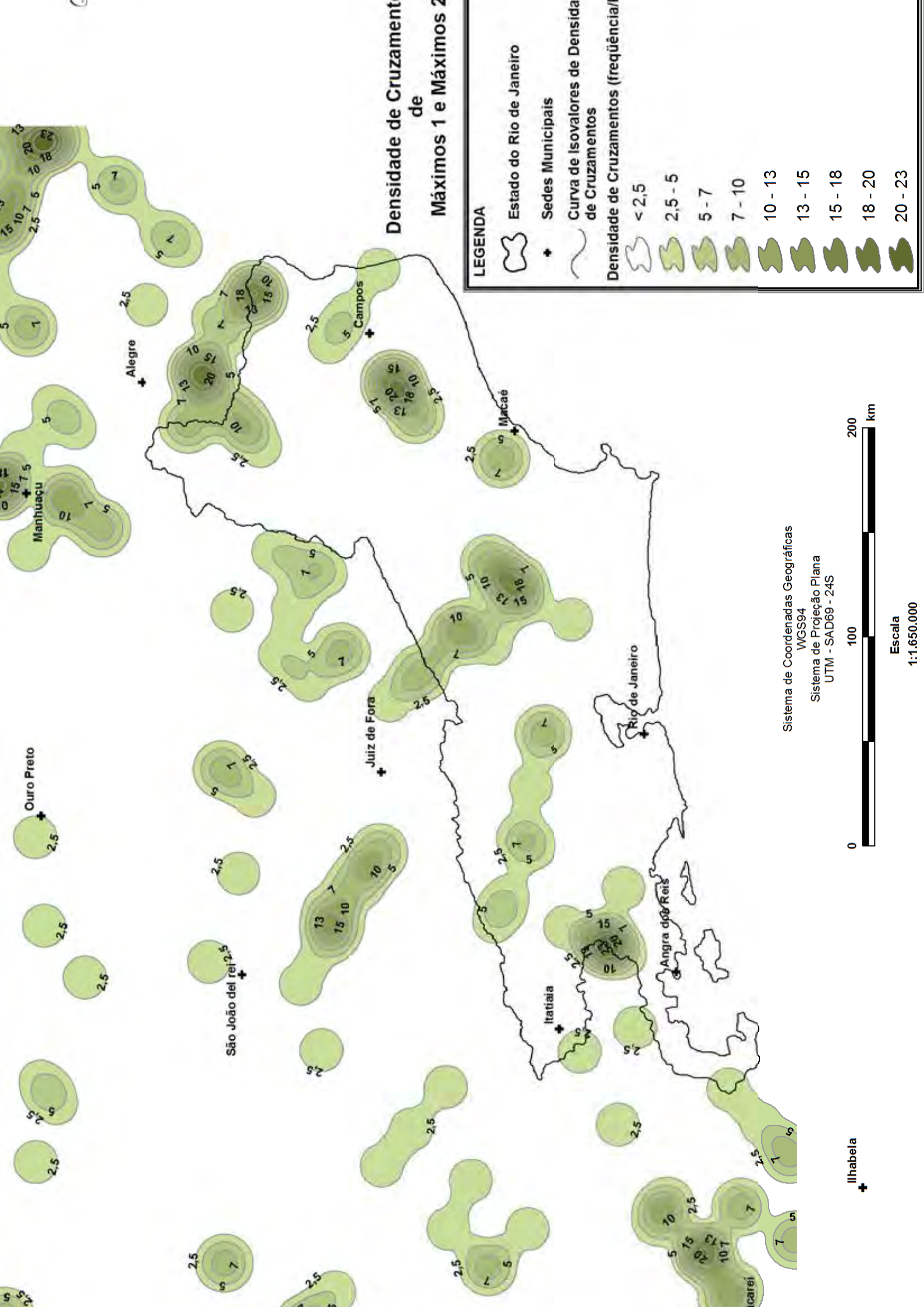
Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S



Escala

1:1.650.000





Ouro Preto

Mantuaçu

Alegre

São João del rei

Juiz de Fora

Campos

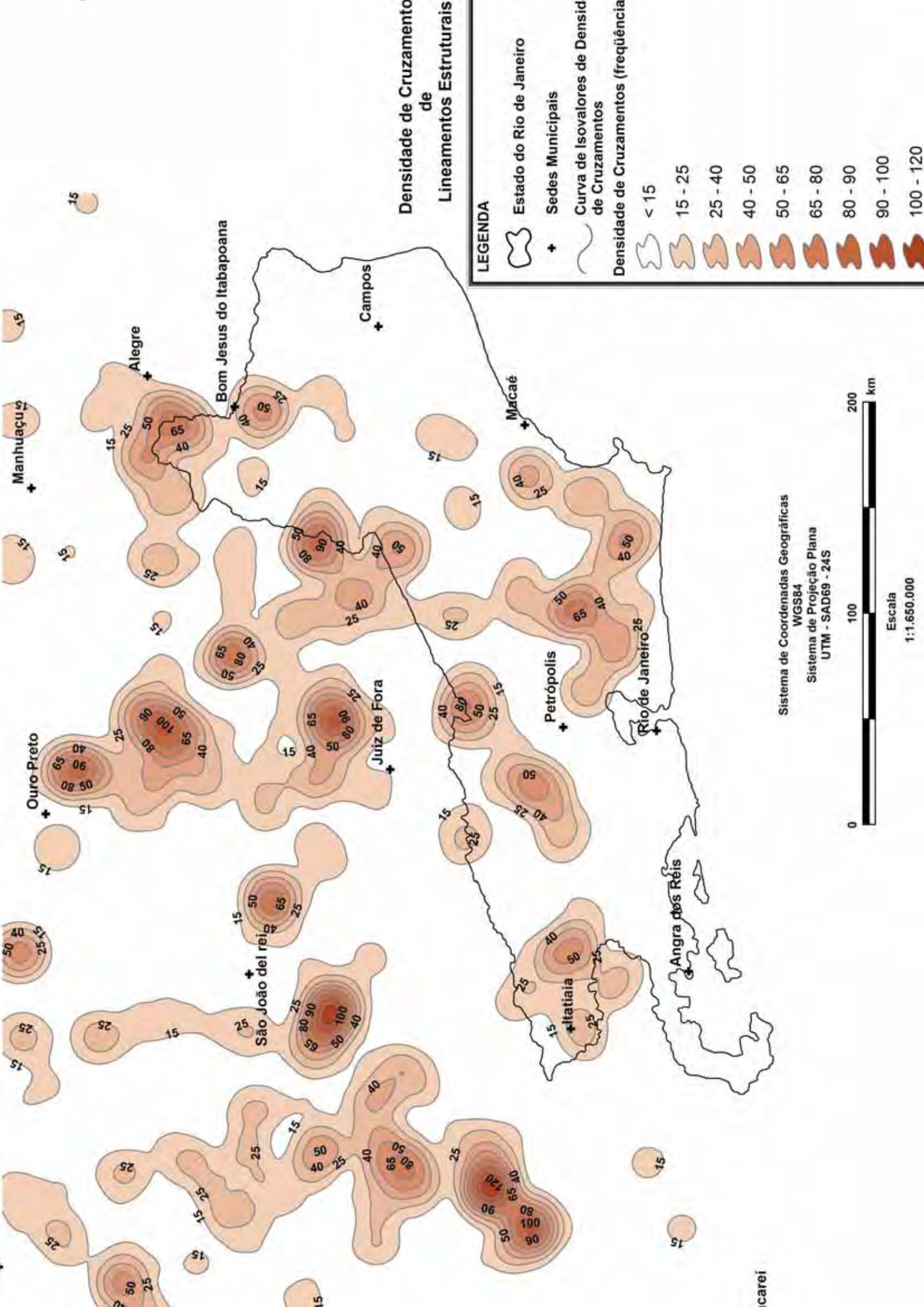
Macaé

Rio de Janeiro

Itatiaia













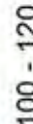
Angra dos Reis

Carreí



Densidade de Cruzamento de Lineamentos Estruturais

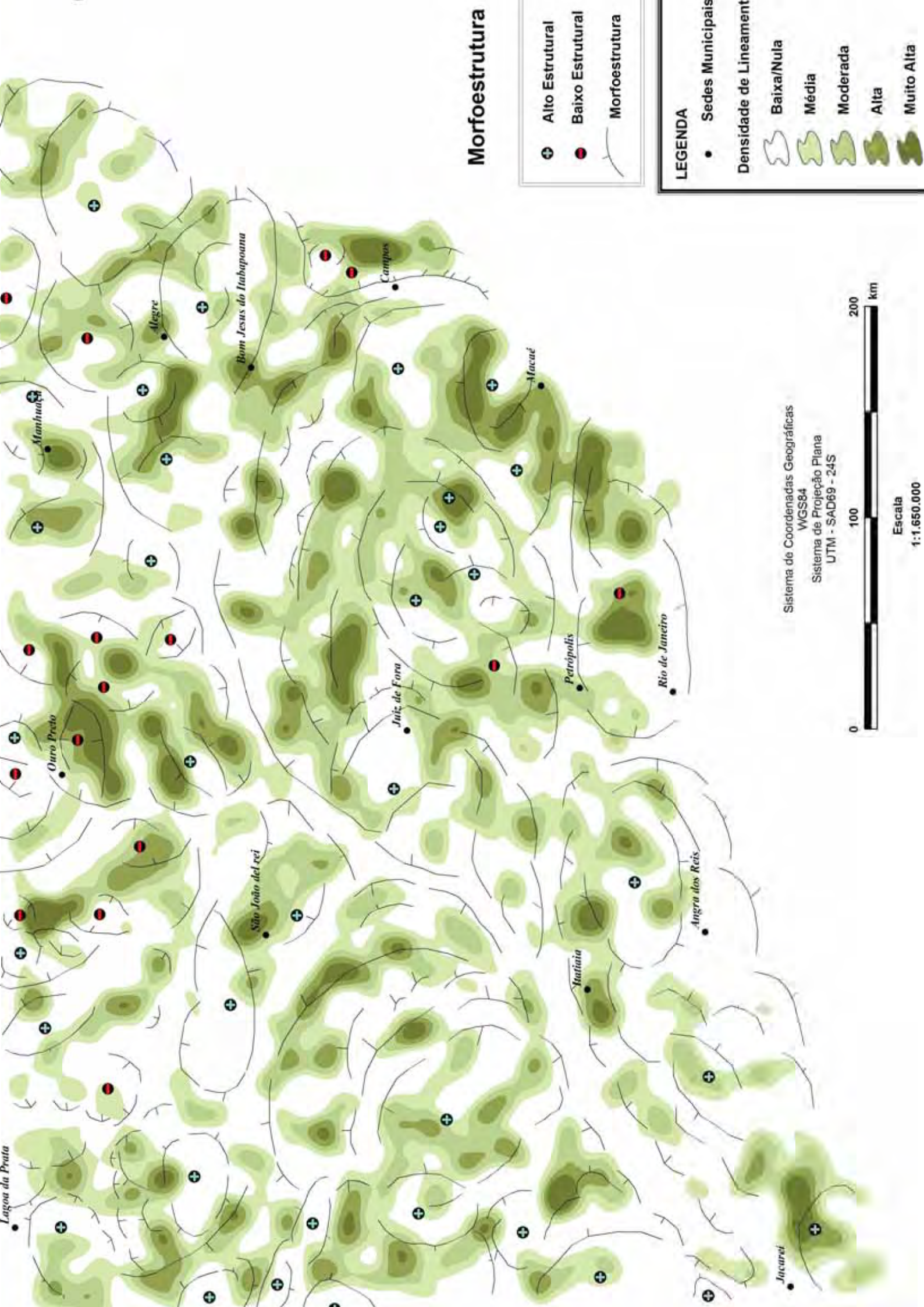
LEGENDA

-  Estado do Rio de Janeiro
-  Sedes Municipais
-  Curva de Isovalores de Densidade de Cruzamentos
-  Densidade de Cruzamentos (frequência)
 -  < 15
 -  15 - 25
 -  25 - 40
 -  40 - 50
 -  50 - 65
 -  65 - 80
 -  80 - 90
 -  90 - 100
 -  100 - 120

Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS84
Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S



Escala
1:1.650.000



Morfoestrutura

- ⊕ Alto Estrutural
- Baixo Estrutural
- Morfoestrutura

LEGENDA

- Sedes Municipais

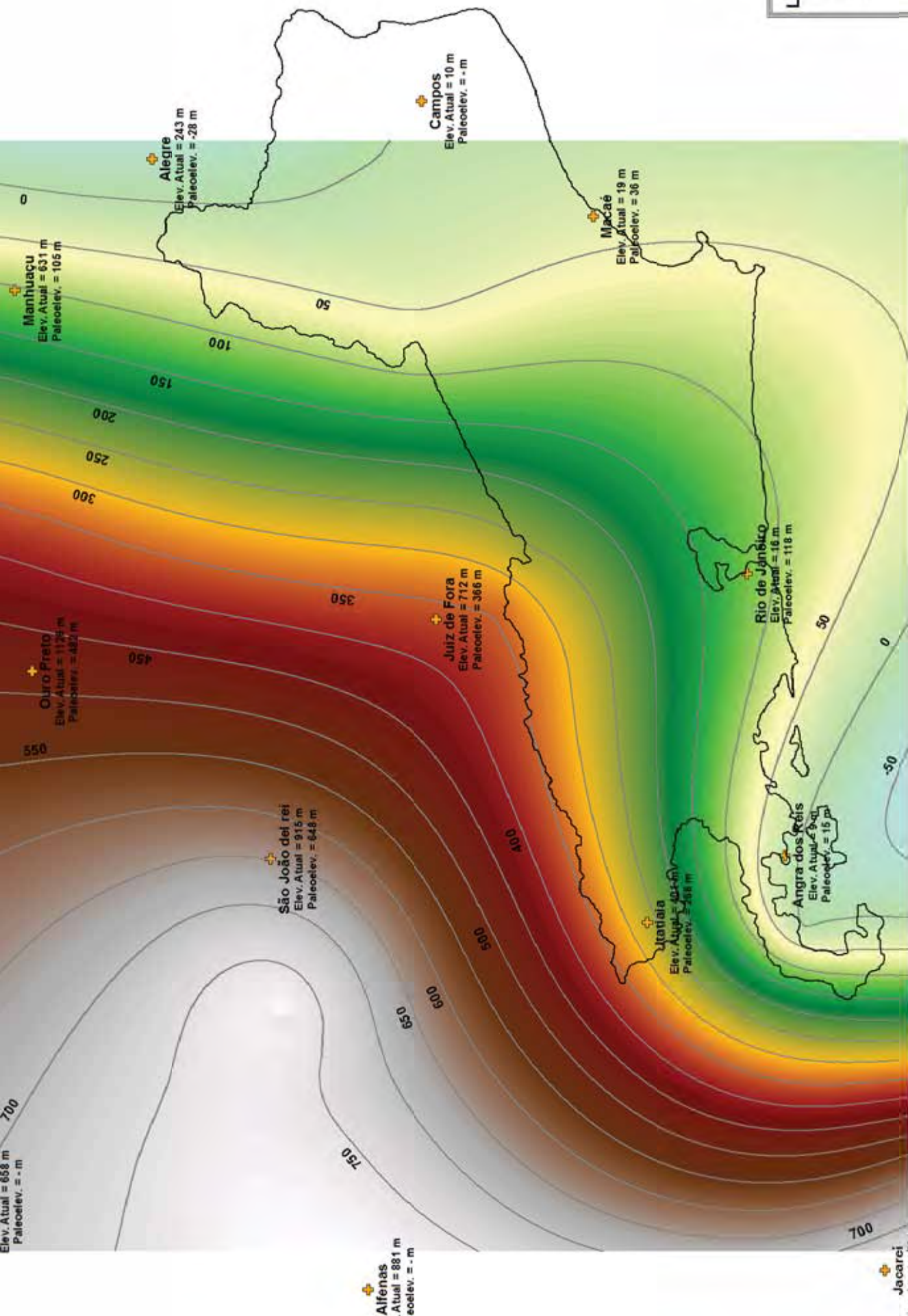
Densidade de Lineament

- Baixa/Nula
- Média
- Moderada
- Alta
- Muito Alta

Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS84
Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S



Escala
1:1.650.000



Isobase 7

LEGENDA

- Limite do Estado
- Rio de Janeiro
- Curva de nível
- Sede Municipal

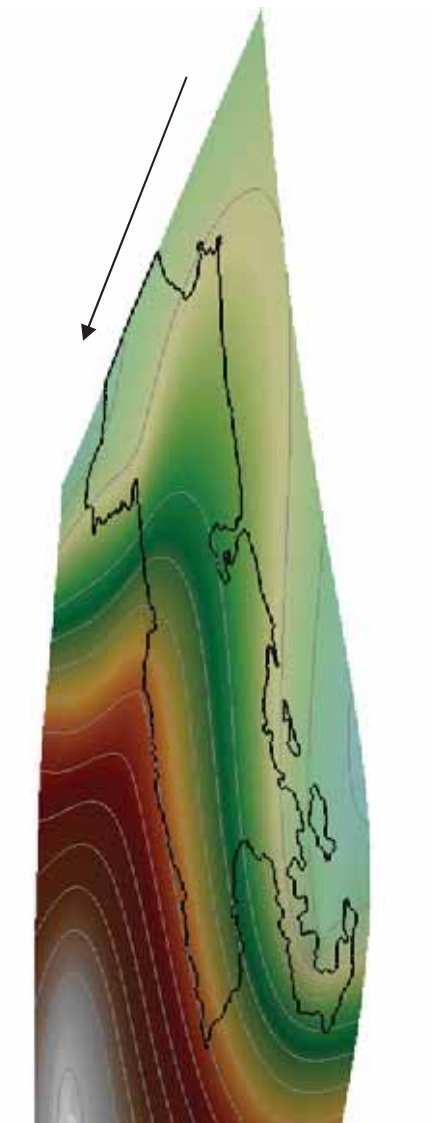
Elevação (m)

Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS84

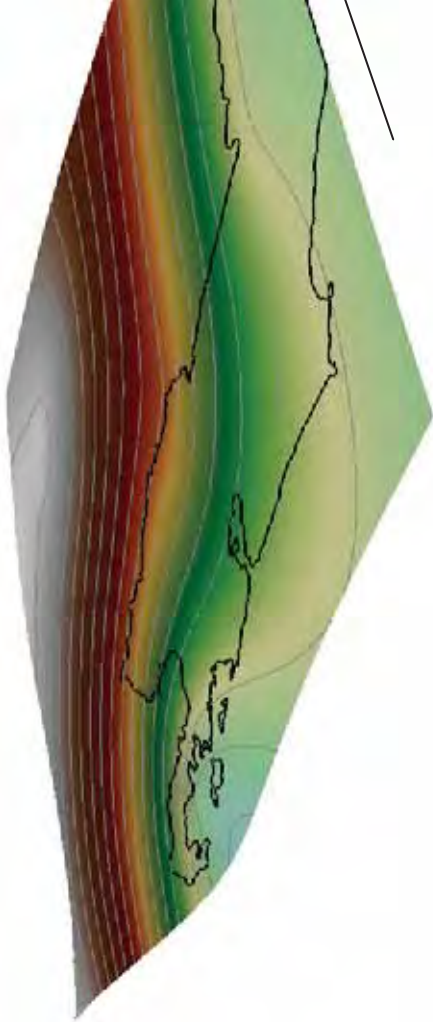
Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S



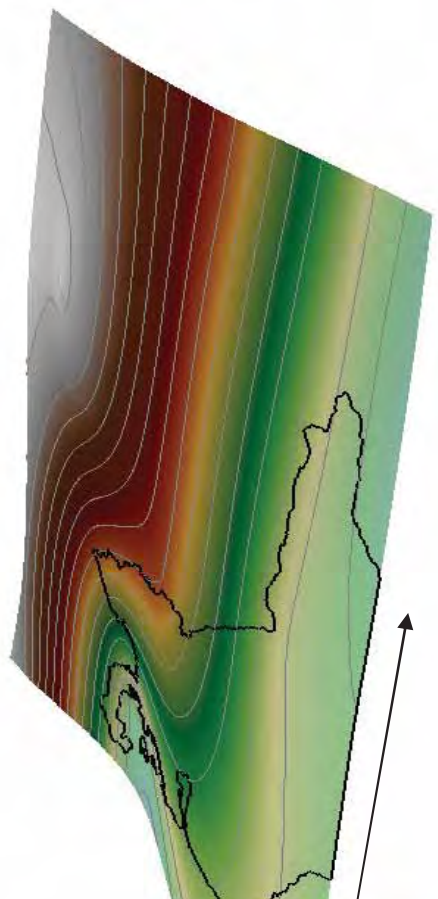
1: 1.680.000



(a)



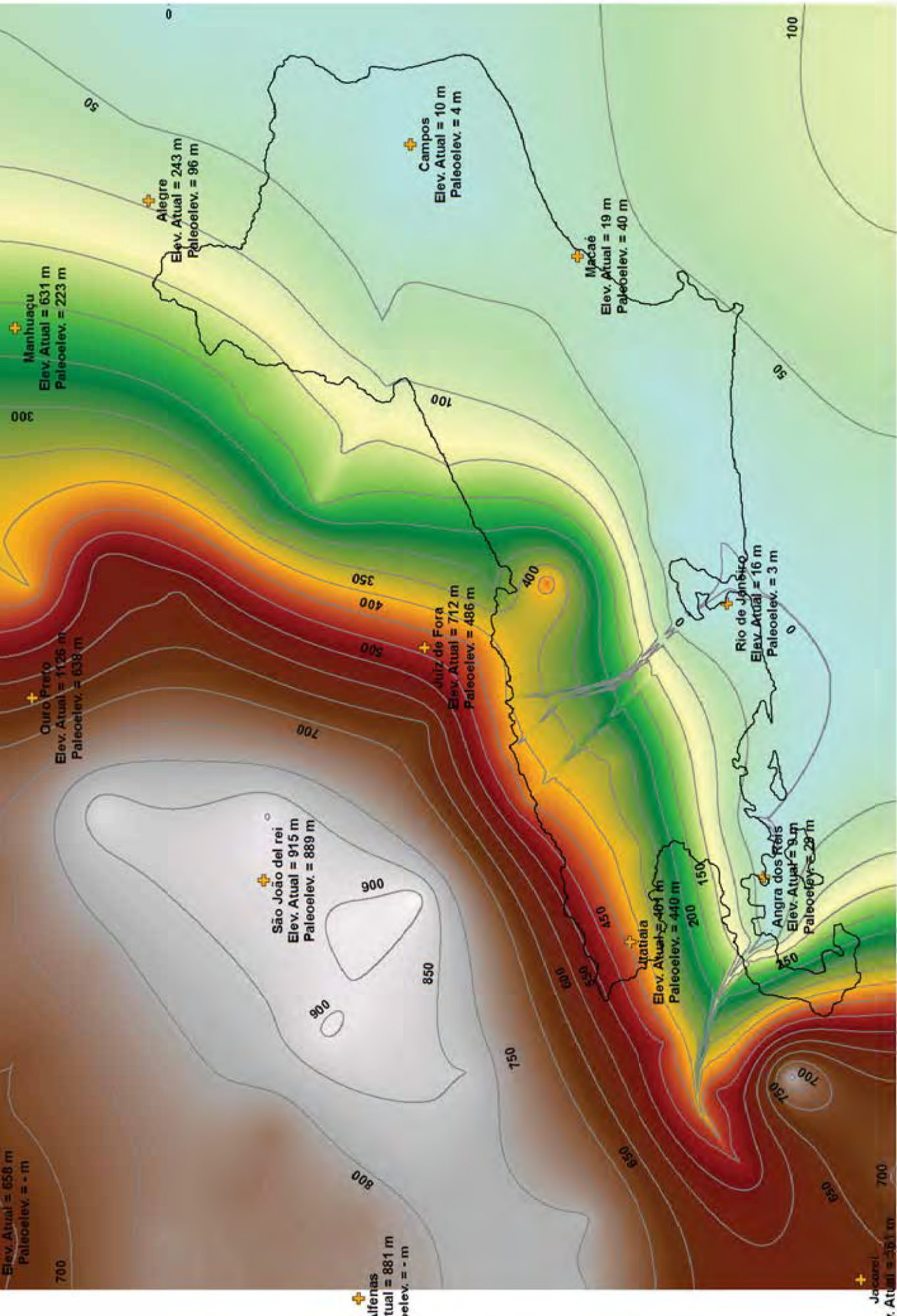
(b)



(c)

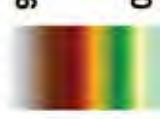


(d)



Isobase 600

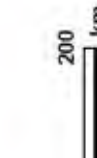
Elevação



Ilhabela
Elev. Atual = 1 m
Paleoelev. = - m

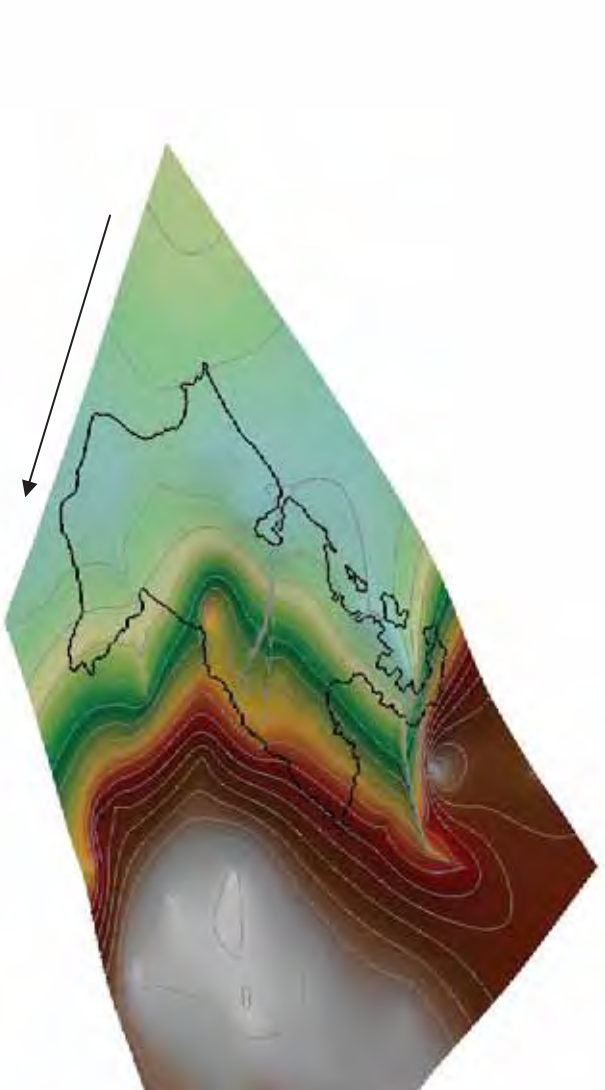
Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS84

Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S

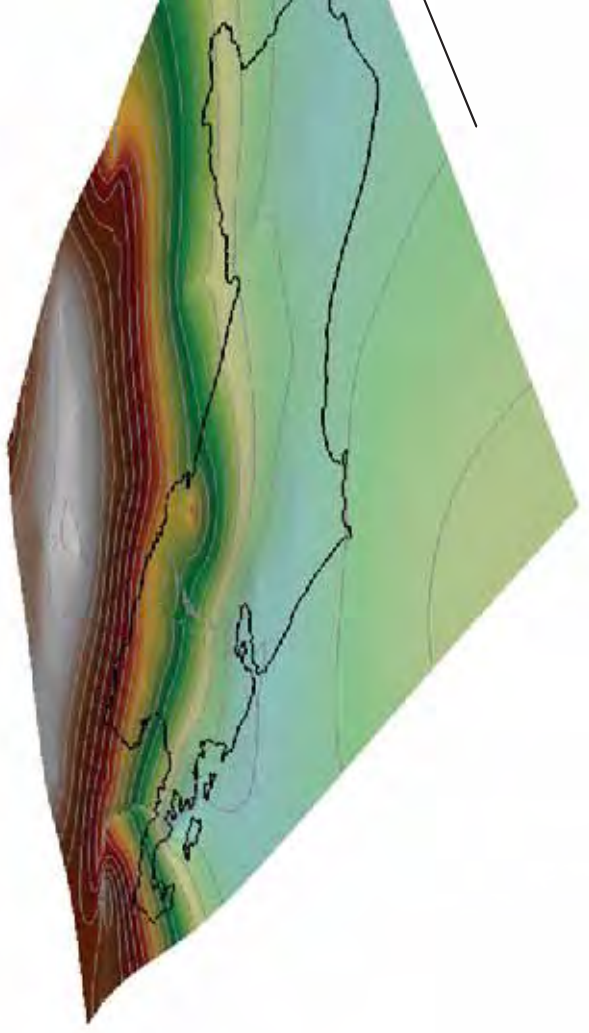


LEGENDA

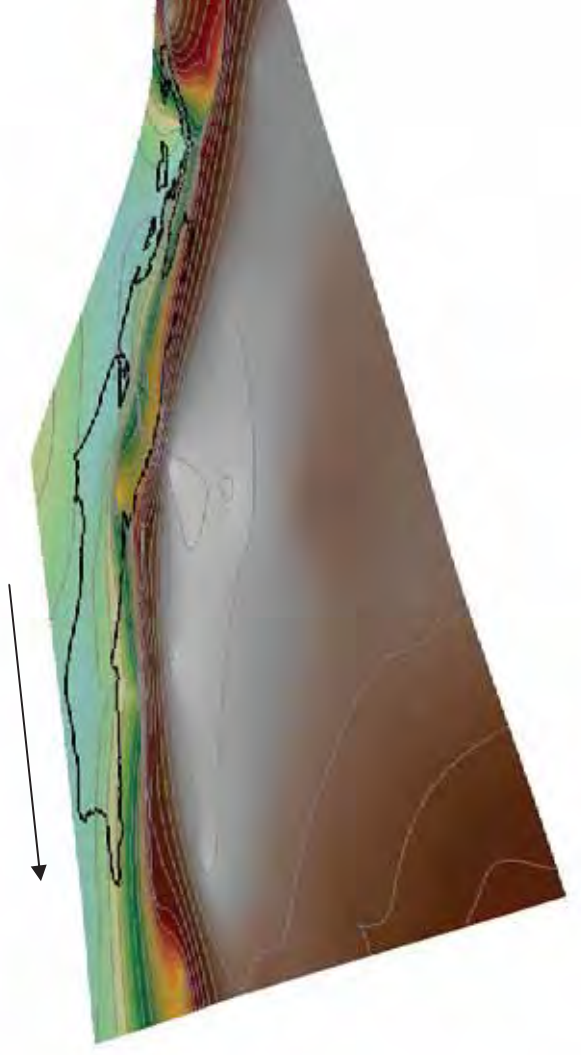
- Ilhabela
- Limite do Estado do Rio de Janeiro
- Curva de nível
- Sede Municipal

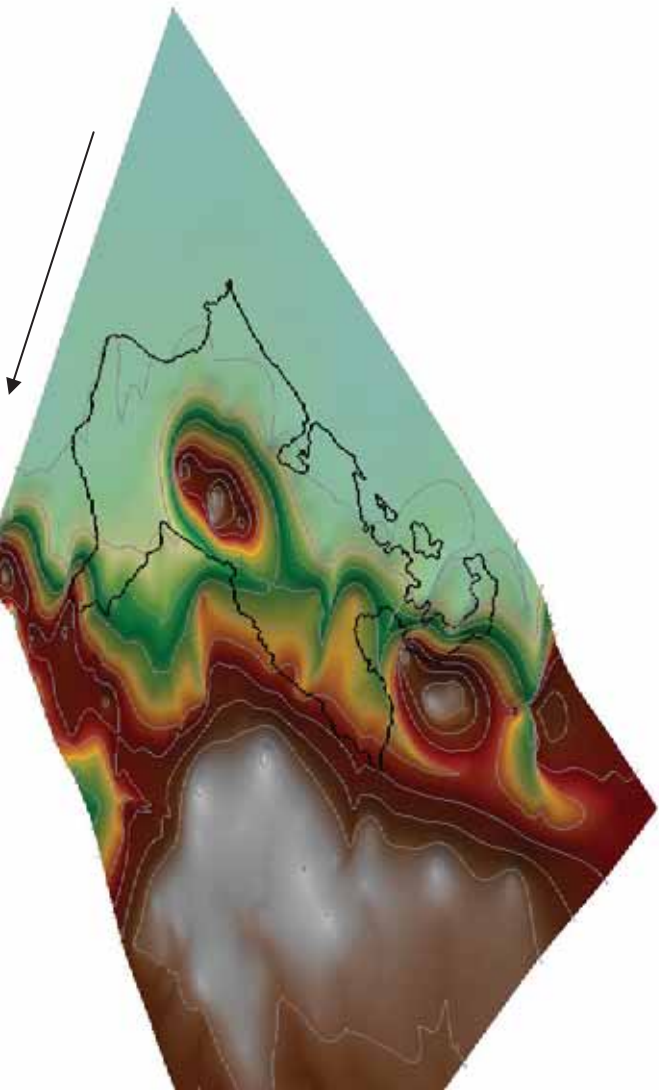


(a)

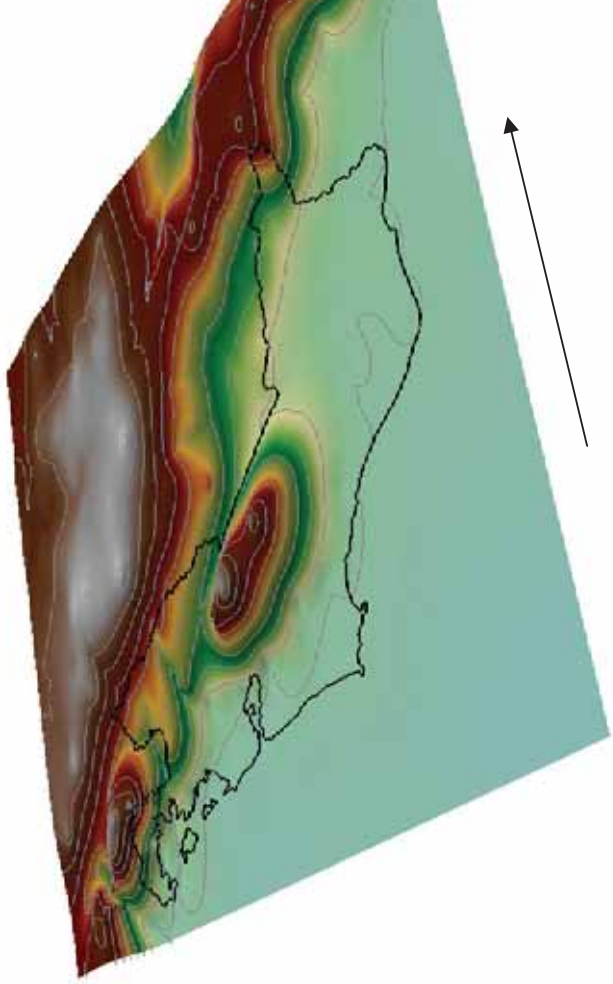
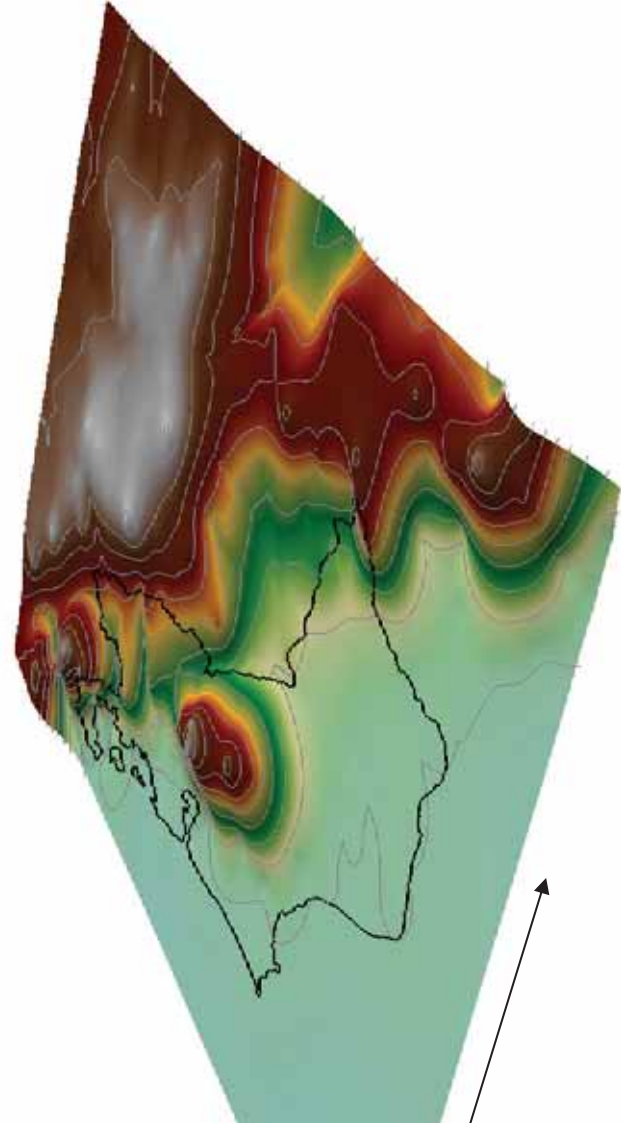


(b)

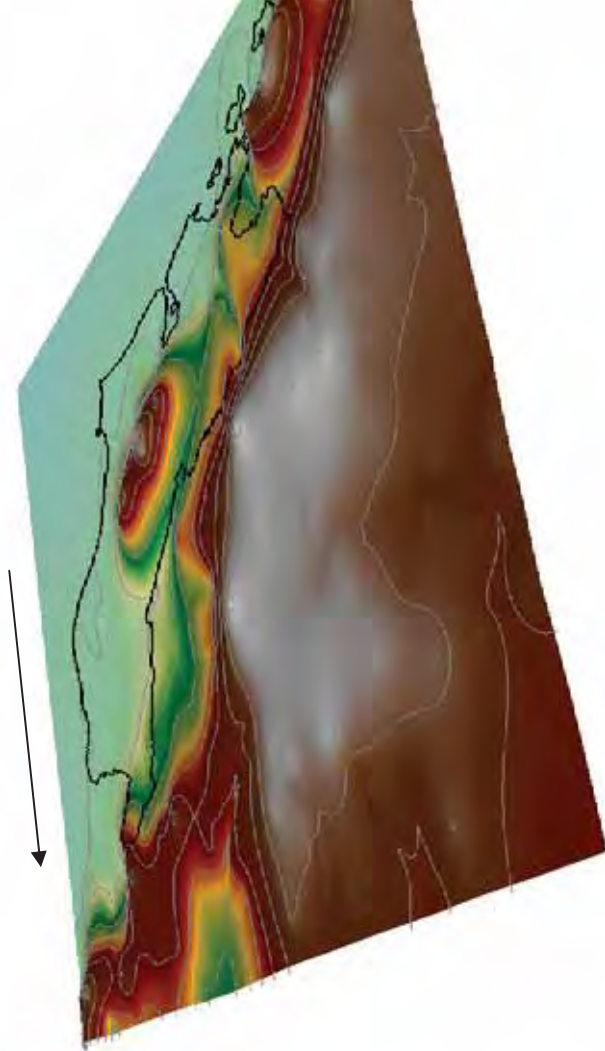


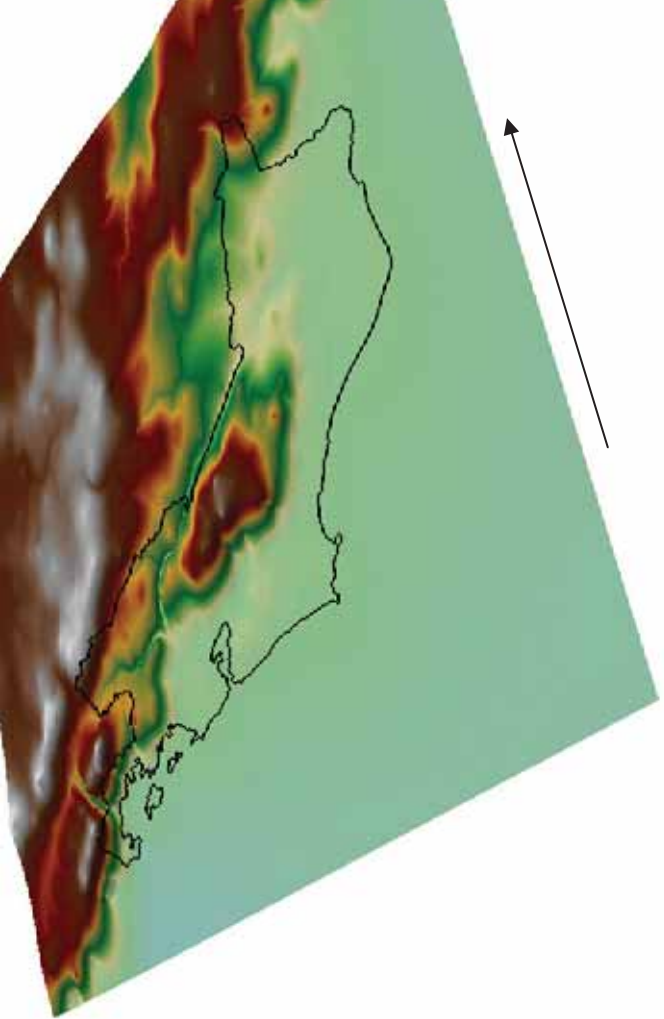


(a)

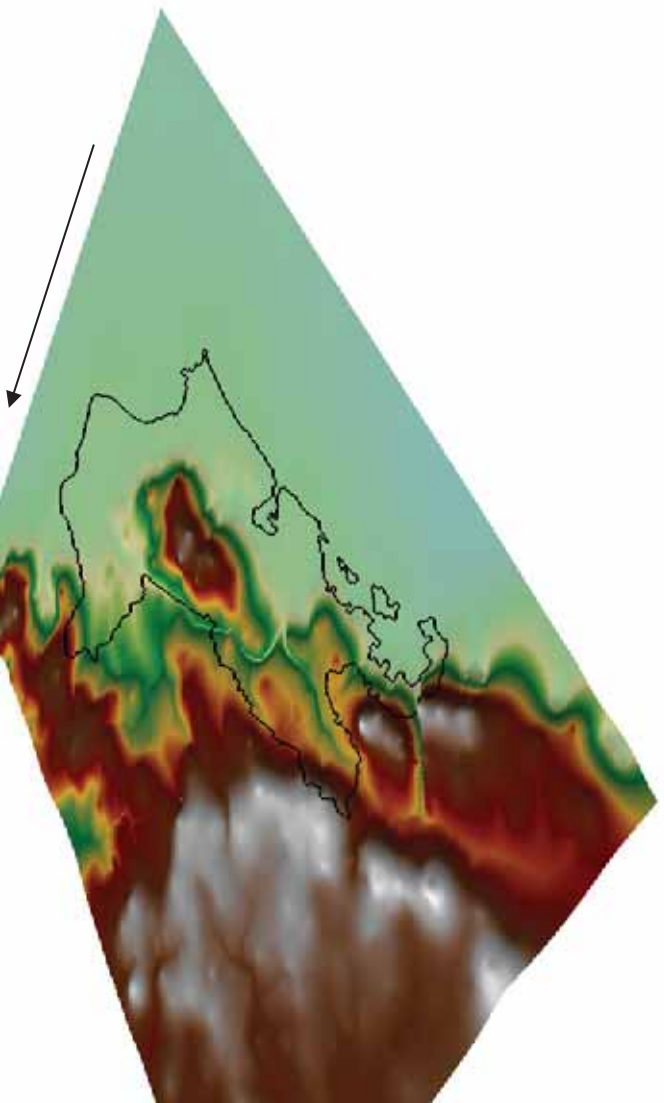
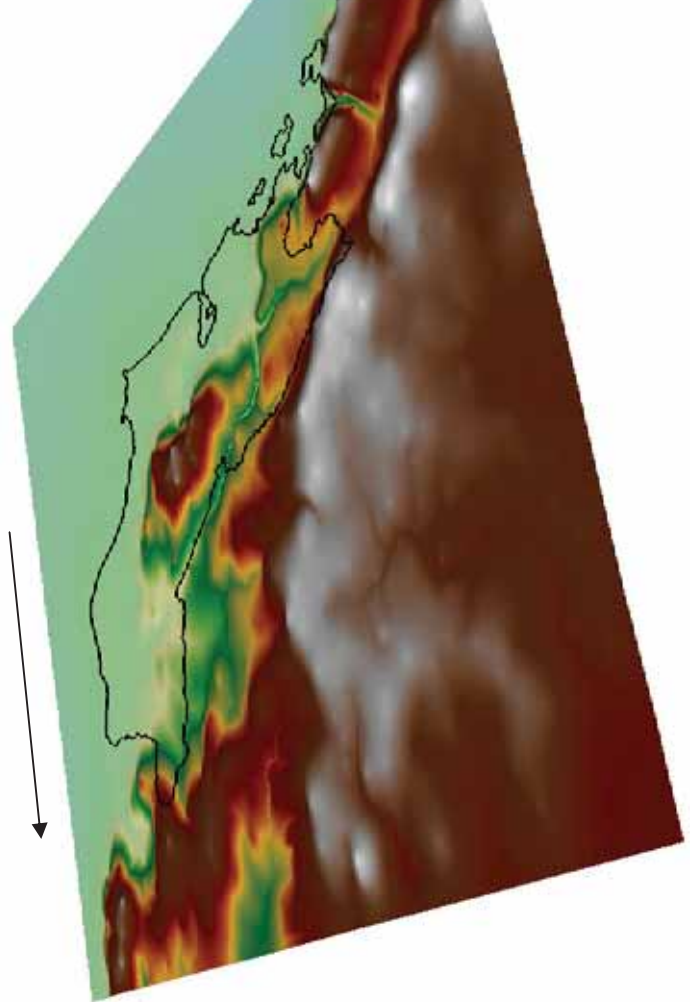


(b)

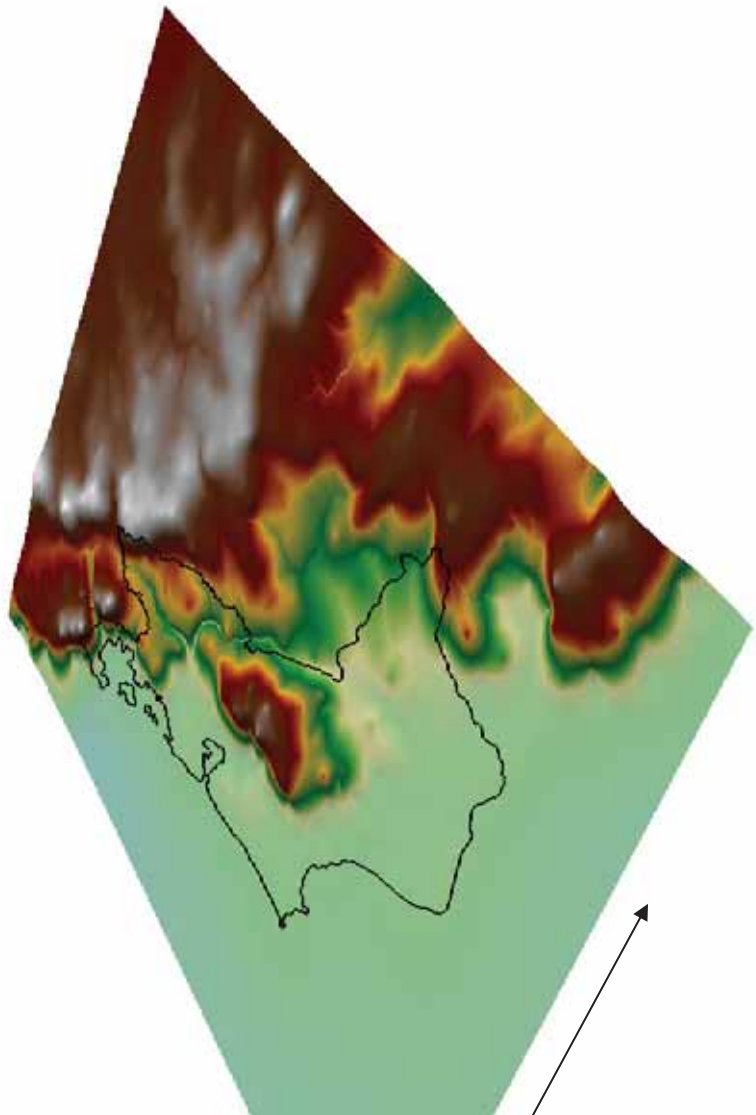


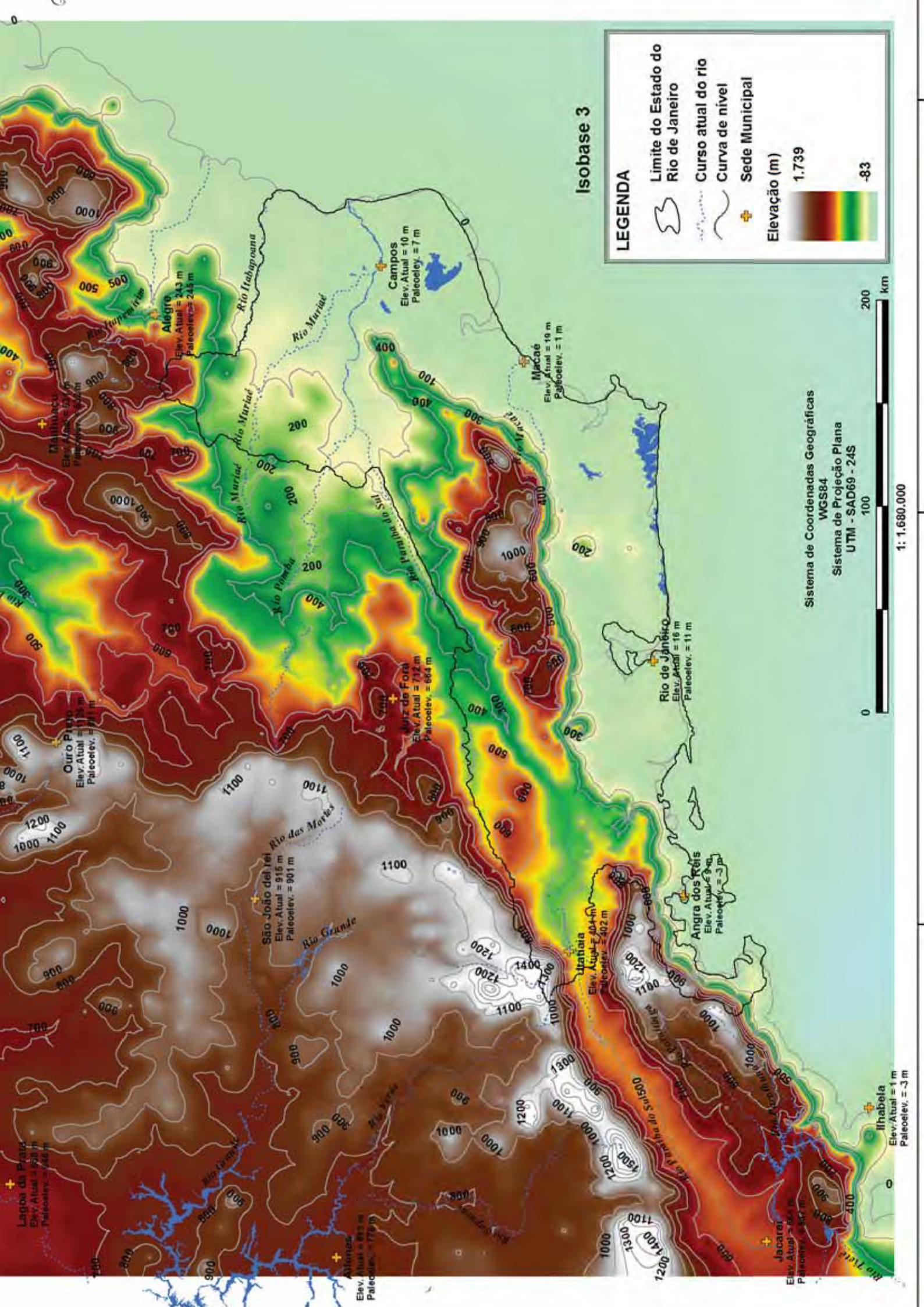


(b)



(a)

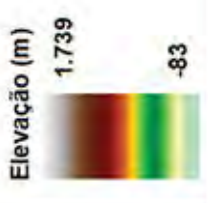




Isobase 3

LEGENDA

- Limite do Estado do Rio de Janeiro
- Curso atual do rio
- Curva de nível
- Sede Municipal



Sistema de Coordenadas Geográficas
WGS84
Sistema de Projeção Plana
UTM - SAD69 - 24S
0 100 200 km

1: 1.680.000

Lagoa da Prata
Elev. Atual = 938 m
Paleoelev. = 888 m

Alfamares
Elev. Atual = 893 m
Paleoelev. = 779 m

Ouro Preto
Elev. Atual = 1135 m
Paleoelev. = 981 m

São João del Rei
Elev. Atual = 916 m
Paleoelev. = 901 m

Jacarer
Elev. Atual = 855 m
Paleoelev. = 802 m

Itaboraia
Elev. Atual = 404 m
Paleoelev. = 402 m

Angra dos Reis
Elev. Atual = 9 m⁺
Paleoelev. = -3 m

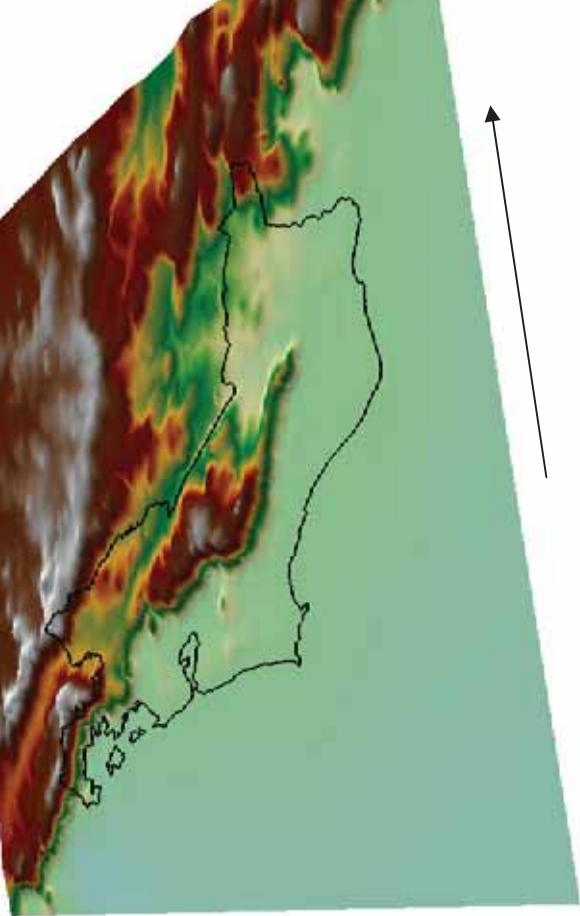
Ilhabela
Elev. Atual = 1 m
Paleoelev. = -3 m

Alegre
Elev. Atual = 243 m
Paleoelev. = 243 m

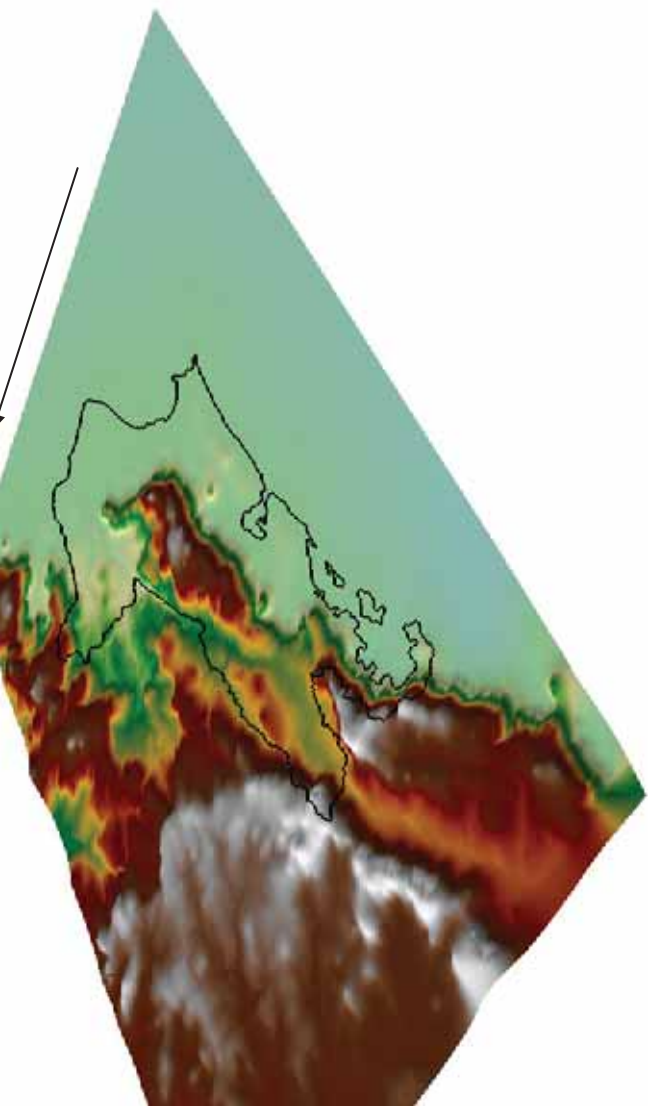
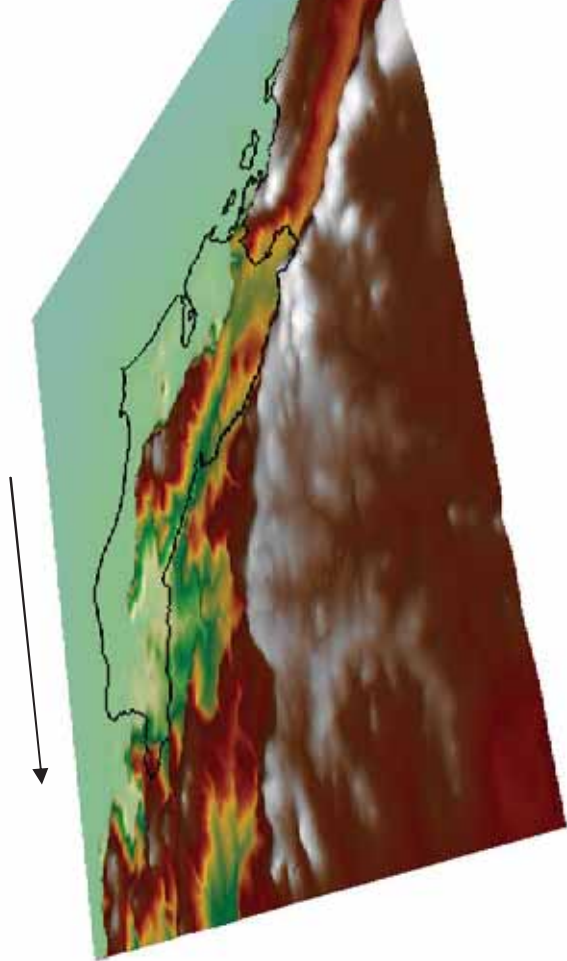
Campos
Elev. Atual = 10 m
Paleoelev. = 7 m

Macaé
Elev. Atual = 19 m
Paleoelev. = 1 m

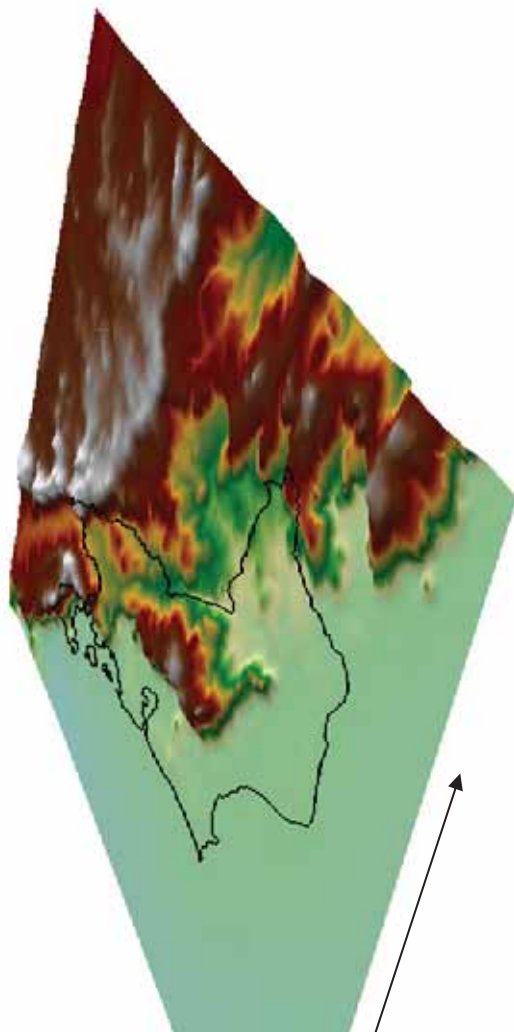
Rio de Janeiro
Elev. Atual = 16 m
Paleoelev. = 11 m

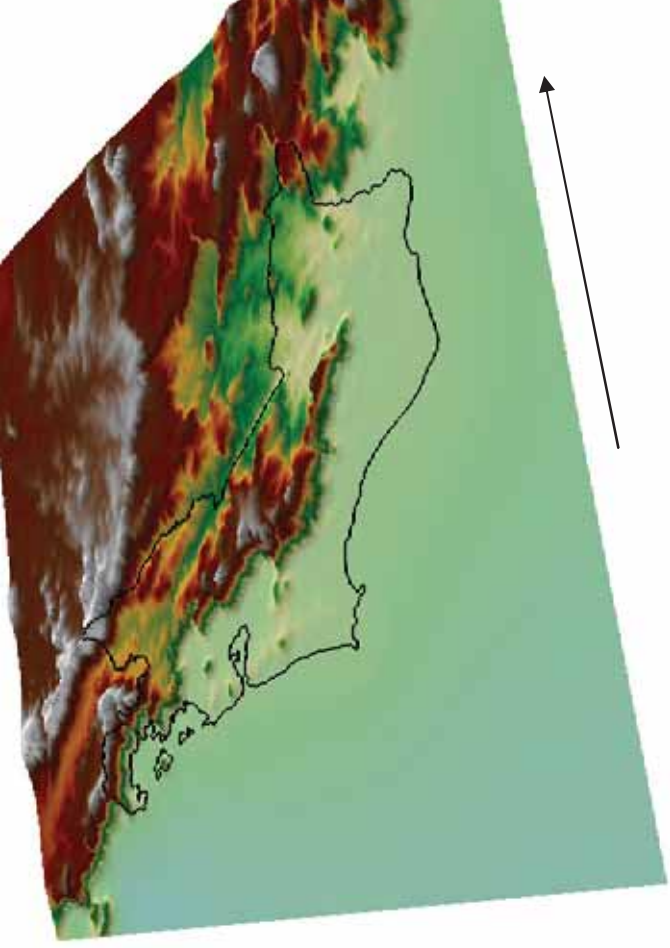


(b)

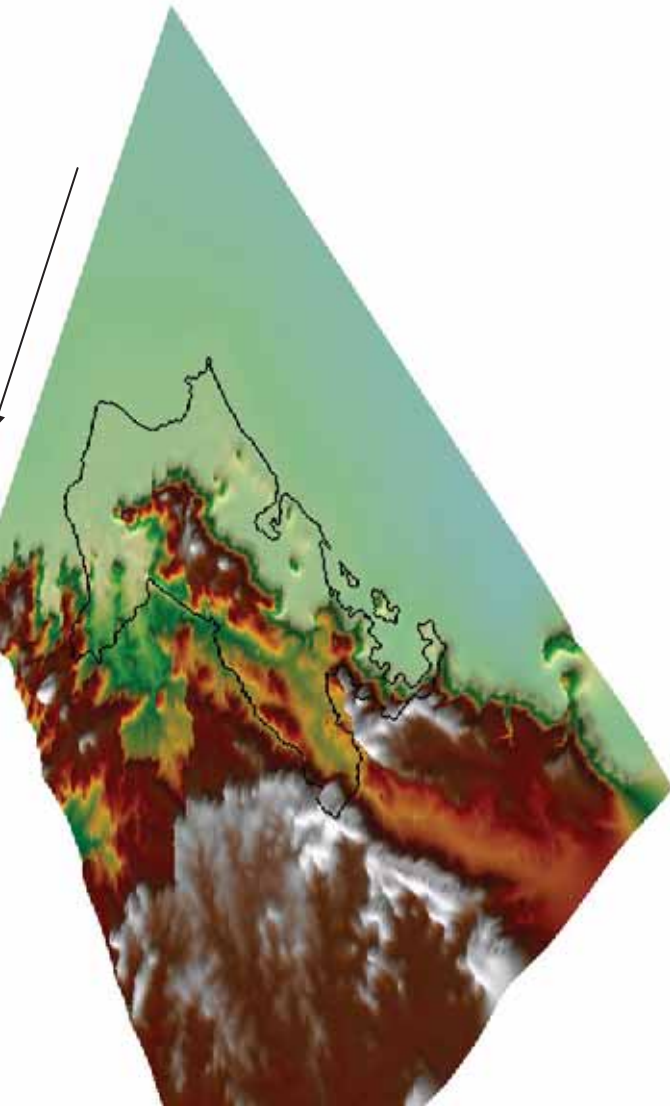
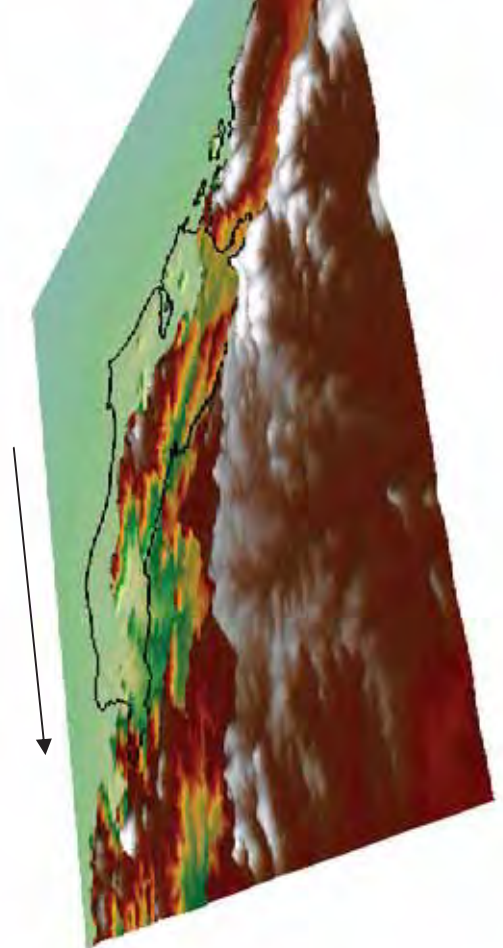


(a)

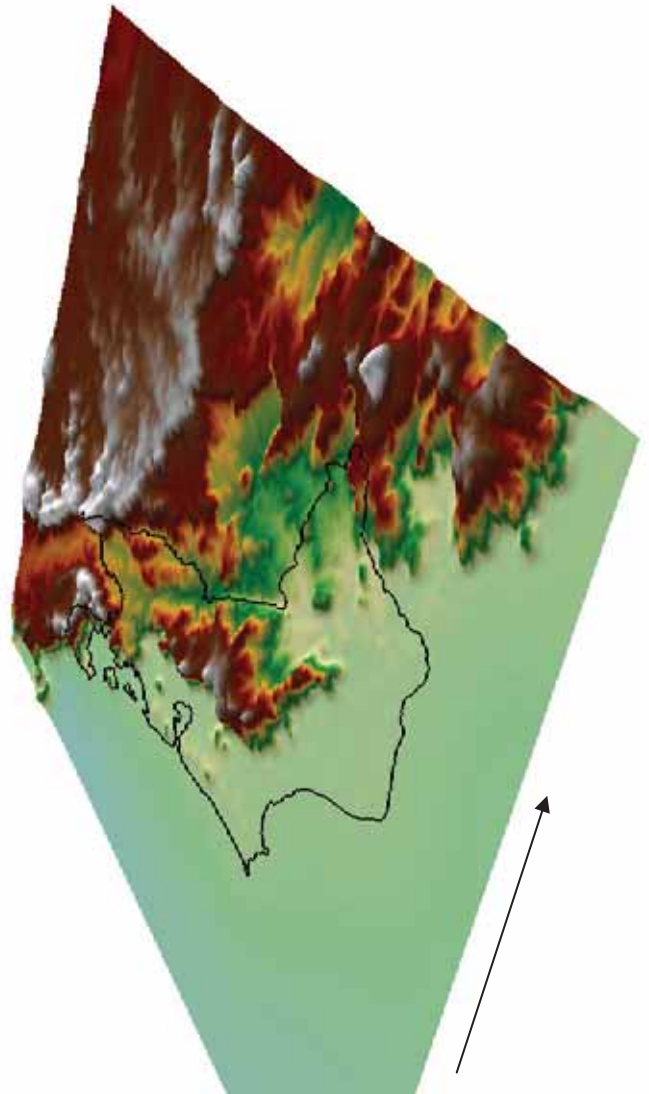


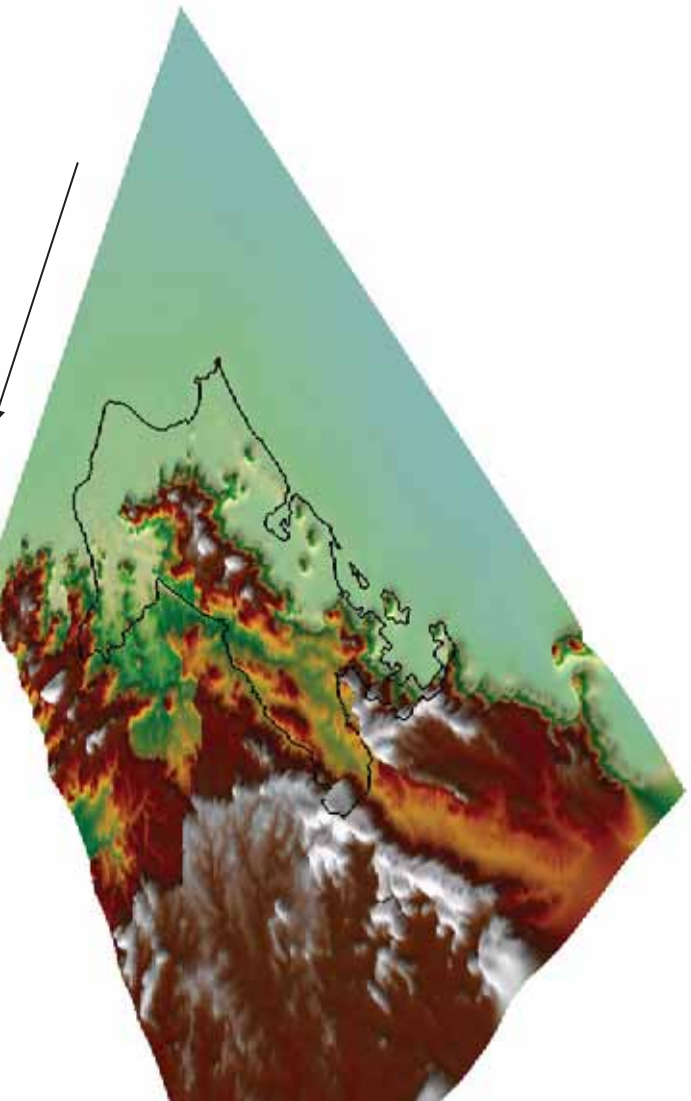


(b)

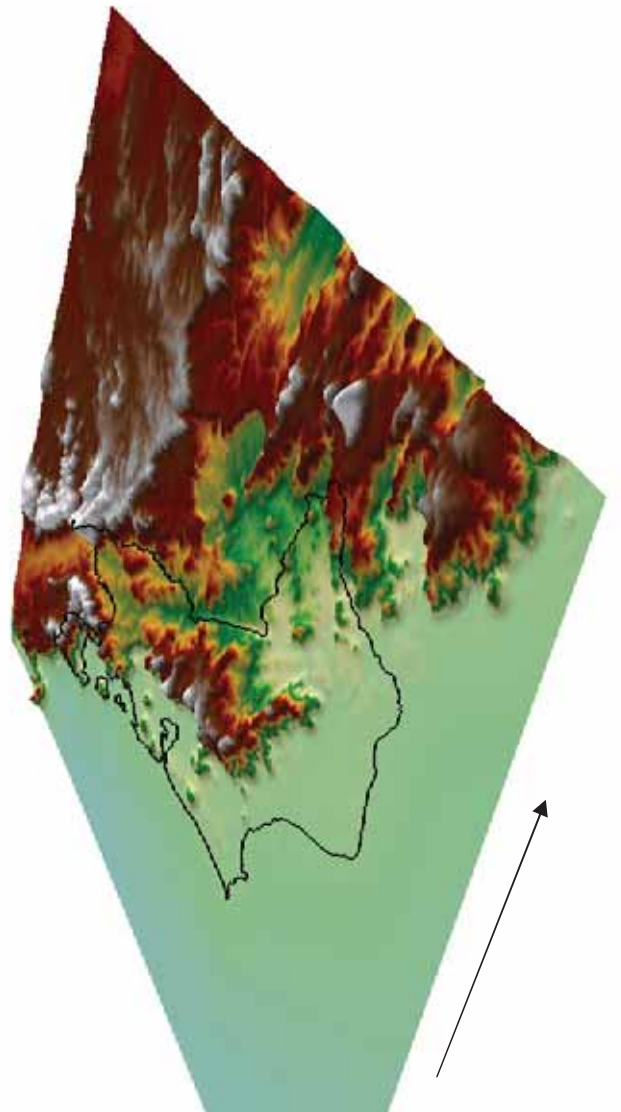


(a)





(a)



(b)

