

ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITANHAÉM/SP

MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF THE ITANHAÉM RIVER WATERSHED, SÃO PAULO STATE, BRAZIL

Cristiano CIGAGNA, Jairo Roberto JIMÉNEZ-RUEDA, Daniel Marcos BONOTTO

Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Avenida 24-A, 1.515. Bela Vista – Rio Claro – SP.
E-mails: criscigana@yahoo.it; daniel.bonotto@unesp.br

Introdução
Fatores relevantes na análise morfoestrutural
Hidrografia
Traços de junta
Trends estruturais
Caracterização da área de estudo
Aspectos geológicos e geomorfológicos da área
Cobertura sedimentar
Compartimentação tectônica e aspectos estruturais
Materiais e métodos
Hidrografia
Traços de junta e trends estruturais
Resultados e discussão
Considerações finais
Agradecimentos
Referências

RESUMO - Esta pesquisa apresenta o uso de produtos de sensoriamento remoto na caracterização da suscetibilidade natural à erosão da bacia do Rio Itanhaém e seus principais tributários por meio da sistemática da análise morfoestrutural. O método mostrou-se eficaz no mapeamento de áreas naturalmente sensíveis à erosão, mesmo quando aplicado em diferentes escalas de trabalho. Os setores de maior suscetibilidade encontram-se a montante da bacia e abrangem, principalmente, áreas de drenagem do Rio Mambú e Rio Branco, sendo que ao longo do curso deste último, destacam-se as regiões com maior vulnerabilidade. Outro aspecto relevante, é que este rio segue o seu curso encaixado em uma importante zona de cisalhamento, a Falha de Cubatão. A discussão sobre as relações entre morfoestruturas e suas altimetrias é de grande relevância para a análise do meio físico e compreensão da fisiologia da paisagem, bem como para indicação mais adequada quanto ao uso e ocupação do solo e estudo da vulnerabilidade natural.

Palavras-chave: Anomalias de drenagem. Morfometrias. Morfoestruturas. Erodibilidade natural.

ABSTRACT - This research comprises the use of remote sensing products in the characterization of the natural susceptibility to erosion of the Itanhaém river watershed and its major tributaries, through morphostructural analysis. The method proved to be effective in mapping areas that are naturally sensitive to erosion, even when applied to different work scales. The most susceptible sectors are found upstream of the basin and mainly cover drainage areas of the rivers Mambú and Branco, where regions with the greatest vulnerability stand out. Another relevant aspect is that river follows its course embedded in an important shear zone, the Cubatão Fault. The discussion about the relationships between morphostructures and their altimetry is of great relevance for the analysis of the physical environment and to understanding the physiology of the landscape, as well for a more adequate indication of land use and occupation, as well the study of natural vulnerability.

Keywords: Drainage anomalies. Morphometries. Morphostructures. Natural erodibility.

INTRODUÇÃO

O termo morfoestrutura foi introduzido em 1946 por Gerasimov que propôs, por meio de análises geomorfológicas, a classificação taxonômica do relevo a partir de três unidades genéticas: geotexturas, morfoestruturas e morfoesculturas (Gerasimov & Mescherikov, 1968). Segundo Mattos et al. (1982), o termo morfoestrutura define uma estrutura presumida, identificada a partir da análise e interpretação de informações basicamente de drenagem e relevo, e caracterizada por zonas anômalas dentro de um padrão geral de distribuição dos elementos de relevo e drenagem.

A análise morfoestrutural parte do princípio

de que muitas estruturas geológicas podem ser refletidas em superfície, sendo passíveis de identificação analisando-se padrões específicos de anomalias da rede de drenagem, de feições de relevo e suas relações espaciais, por meio de produtos de sensoriamento remoto. Neste sentido, as morfoestruturas surgem como feições anômalas dentro da tendência regional, especialmente em áreas relativamente arrasadas pela erosão e/ou que sofreram aplainamento (Jiménez-Rueda et al., 1989a). Este método envolve critérios de fotointerpretação há muito utilizados em diferentes áreas das Geociências e que vêm sendo desenvol-

vidos por muitos pesquisadores, dentre os quais podem ser destacados Soares et al. (1982a, 1982b), Mattos et al. (1982), Jiménez-Rueda et al. (1993) e Madrucci et al. (2003), entre outros.

Segundo Soares & Fiori (1976), a fotointerpretação com base nas propriedades do meio físico, pode ser aplicada em mapeamentos geológicos, no planejamento de obras de engenharia, na localização de áreas para a captação de recursos hídricos, e no estudo de processos geomorfológicos, tais como, movimentos de massa, assoreamento de vales, erosão acelerada, e áreas sujeitas a inundações periódicas.

A sistemática da análise morfoestrutural verifica exclusivamente os elementos de drenagem e relevo (Jiménez-Rueda et al., 1993), sua classificação de acordo com o caráter homólogo ou não, o significado geológico para as diferentes formas ou associações dos elementos de drenagem e feições anômalas (Soares & Fiori, 1976) e, admite-se que estes estejam condicionados por fatores estruturais ou litológicos, através dos processos morfogenéticos atuantes no substrato (Soares et al., 1982a). Portanto, a interpretação integrada dessas feições permite inferir a conformação estrutural da área (mesmo que virtual) por meio do traçado de linhas de forma (ou de contorno), as quais representam os contornos não cotados de horizontes hipotéticos (Jiménez-Rueda et al., 1989b). O produto resultante da análise integrada destas feições é a caracterização morfoestrutural, ou seja, o estabelecimento de zonas anômalas, positivas (estruturas dômicas ou antifomes), ou negativas (depressões estruturais), ou, ainda, descontinuidades estruturais, como lineamentos e falhas (Jiménez-Rueda et al., 1989b).

A análise morfoestrutural tem sido empregada para diversas finalidades, conforme descrito por

Soares & Fiori (1976), Jiménez-Rueda & Matos (1992), Jiménez-Rueda et al. (1993), Volkmer (1993), Ohara (1995), Silva (1997), Stefani (2000), Guimarães (2001), Ohara et al. (2003) e Morinaga (2014). Soares et al. (1981a, 1981b, 1982b) concluíram que este método é eficaz em diferentes escalas de mapeamento, possuindo como importante característica, o custo-benefício e a rápida execução. Jiménez-Rueda et al. (1993) utilizaram-se da caracterização fisiográfica e morfoestrutural como forma de compartimentar a paisagem, buscando orientar um melhor planejamento de obras sanitárias, de engenharia urbana e atividades rurais. Mattos et al. (2002) estabeleceram critérios para o mapeamento de classes de risco à erosão por meio da análise morfoestrutural utilizando-se imagens TM-Landsat. Morinaga (2014) aplicou a análise morfotectônica e morfoestrutural ao mapeamento de erosões hídricas lineares. De acordo com Ohara (1995), o conhecimento morfoestrutural de uma região, quando integrado com outros dados temáticos, pode subsidiar diversos tipos de pesquisas no âmbito das Geociências, como por exemplo, a delimitação de áreas intensamente fraturadas e, portanto, mais suscetíveis à erosão (Franzoni, 2000; Rodrigues, 2000; Batista, 2001; Guimarães, 2001; Crisóstomo-Neto, 2002; Mattos et al., 2002).

Dessa forma, a análise morfoestrutural, com o auxílio da topografia, permite predizer as propriedades de percolação, lixiviação, alteração, circulação e erosão, assim como definir o uso e manejo adequado do solo, pois estes condicionam os aspectos pedológicos, pedogeoquímicos e fisiográficos, conforme ilustrado na tabela 1. Neste trabalho, a área selecionada para emprego da análise morfoestrutural é a bacia hidrográfica do Rio Itanhaém, Estado de São Paulo.

FATORES RELEVANTES NA ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

Hidrografia

A análise da rede de drenagem permite conhecer a hidrodinâmica da área e obter informações sobre o arranjo estrutural regional e local, sendo fundamental para avaliação das condições de estabilidade e suscetibilidade das bacias afluentes, e um dos instrumentos para a análise da fragilidade ambiental e do potencial natural à erosão. Os elementos da paisagem mais sensíveis aos movimentos tectônicos e, por consequência, mais importantes para estudos da neotectônica, correspondem aos corpos hídricos (Hasui, 2000).

A análise da rede de drenagem busca evidências para a interpretação estrutural e/ou litológica na caracterização morfoestrutural de uma área. O controle estrutural é definido pela presença das descontinuidades, tanto devido ao acamamento ou foliação, quanto às fraturas e o seu arranjo espacial, que rege a disposição dos elementos de drenagem. Desta forma, a rede de drenagem geralmente assume padrões bem definidos em relação ao substrato litológico ao qual está sobreposta, definindo arranjos de elementos de drenagem que se diferenciam do padrão geral.

Estes são considerados como formas por mudanças no controle estrutural regional anômalas (altos e baixos estruturais) produzidas (Soares et al., 1982a).

Tabela 1 - Relações morfoestruturais, morfométricas e suas aplicações. Segundo Jiménez-Rueda et al. (1993) *apud* Lima (2016).

	Alto estrutural/ Alto topográfico	Alto estrutural/ Baixo topográfico	Baixo estrutural/ Baixo topográfico	Baixo estrutural/ Alto topográfico
Intemperismo	Muito Forte	Forte	Baixo	Médio a forte
Circulação de água	Intensa	Média a alta	Alta e direcionada	Baixa e direcionada
Fertilidade potencial anual	Muito Baixa	Baixa a média	Muito alta	Média a alta
Processos	Pedogênese > Morfogênese	Morfogênese > Pedogênese	Morfogênese > Pedogênese	Pedogênese > Morfogênese
Unidades Fisiológicas gerais	Planaltos e vertentes	Planaltos e vertentes	Planícies de inundação atuais e subatuais (canais, nascentes, várzeas, diques, terraços e vertentes)	Planaltos baixos, vertentes, paleocanais, paleonascentes e paleoterraços
Suscetibilidade à erosão	Baixa a quase nula	Moderada a forte (Exorreica)	Muito forte (endorreica)	Muito forte a moderada (exorreica)
Solos	Latossolos, Cambissolos, Neossolos	Cambissolos, Gleissolos, Latossolos, Neossolos, Organossolos	Argissolos, Cambissolos, Chernossolos, Gleissolos, Neossolos, Vertissolos	Argissolos, Latossolos, Neossolos, Nitossolos
Cobertura de Alteração Intempérica	Latossolização, Ferruginização, Laterização	Latossolização, Ferruginização, Laterização, Argilização, Melanização	Melanização, Gleização, Cambissolização	Argilização, Latossolização, Melanização, Cambissolização
APLICAÇÕES - Agricultura				
Potencialidades Gerais	Rotação de culturas anuais e culturas semiperenes	Culturas semiperenes e anuais	Reflorestamento, horticultura, áreas de proteção ambiental	Culturas semiperenes, reflorestamentos
Mecanização	Intensa	Moderada a restrita	Restrita	Moderada a restrita
Usos de Adubos	Restrito	Restrito a inadequado	Inadequado a restrito	Adequado
APLICAÇÕES - Obras em engenharia civil				
Estradas	Adequado	Adequado a moderado	Inadequado	Moderado a inadequado
Edificações	Adequado	Moderado	Inadequado	Moderado a inadequado
APLICAÇÕES - Obras de engenharia sanitária				
Aterros	Restrito	Restrito a inadequado	Muito restrito a restrito	Adequado
Usos de efluentes líquidos e sólidos	Restrito	Restrito a inadequado	Inadequado a restrito	Adequado

A definição dos altos e baixos estruturais se dá por meio da análise das formas anelares, radiais, assimétricas, de alinhamento e lineamento de drenagem que devem ser avaliadas na caracterização das anomalias (Figura 1) (O'Leary et al., 1976; Mattos et al. 1982; Soares et al., 1982a, 1982b; Silva, 1997).

Assim, os seguintes aspectos devem ser considerados:

➤ As **formas radiais** podem representar o reflexo do controle estrutural, indicando o sentido geral do mergulho das camadas, entretanto, também podem ser de expressão puramente topográfica (divergência de elementos de drenagem a partir de um ponto mais alto).

➤ As **formas anelares** representam o reflexo em superfície de camadas flexuradas que geralmente se estabelecem sobre estruturas dômicas ou depressões estruturais, concordantes com o

acamamento ou com o fraturamento anelar. O grau de estruturação da forma indica a probabilidade de uma drenagem anelar corresponder a uma estrutura geológica.

➤ As **formas de assimetria** fornecem indicações de mergulhos convergentes ou divergentes do acamamento, definindo os altos (domos) e baixos (depressões) estruturais, sendo identificadas a partir dos elementos de drenagem e de relevo. Os canais das drenagens tendem a se estabelecer de acordo com a disposição do acamamento e mergulho das camadas, sendo que os canais mais alongados, subparalelos e de baixa angularidade, correm concordantes ao sentido das camadas (consequentes), enquanto que os canais mais curtos e com ângulos abertos correm em sentido perpendicular ao acamamento (obsequentes). O relevo se apresenta de forma semelhante à drenagem, estando as vertentes mais longas e com menor incli-

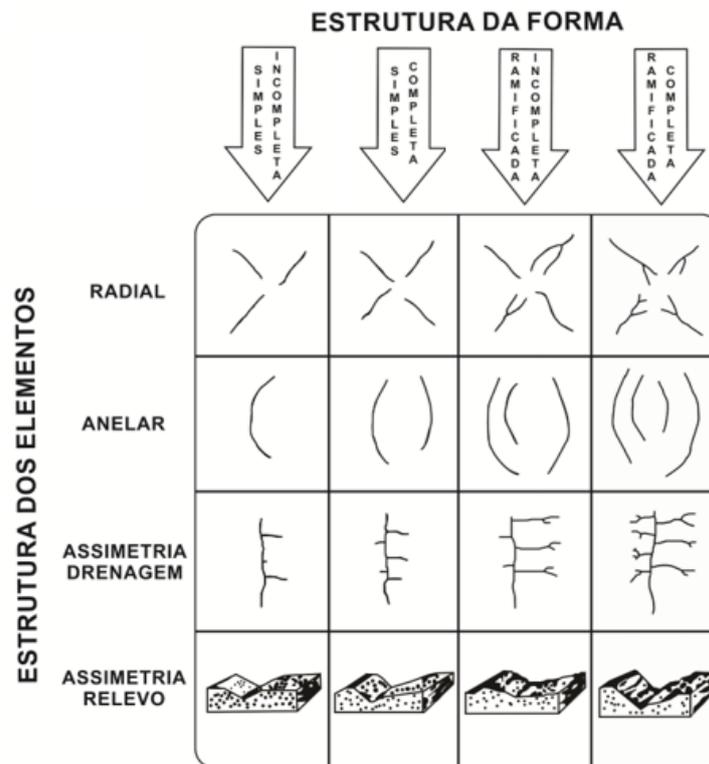


Figura 1 - Formas anômalas de drenagem indicativas de morfoestruturas e seu grau de estruturação (Modificado de Soares et al., 1981b).

nação, concordante com o acamamento, enquanto as vertentes mais curtas, e com maior inclinação, são perpendiculares ao sentido do acamamento.

➤ **Alinhamento** é um termo genérico que significa arranjo alinhado de quaisquer elementos observados em produtos de sensoriamento remoto, sem conotação genética ou estrutural. Por exemplo, canais fluviais, linhas de costa, cordões litorâneos, cristas de relevo, entre outros.

➤ **Lineamento** corresponde a uma feição linear mapeável, simples ou composta, contínua ou descontínua da superfície terrestre (portanto natural), cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvilíneo, que difere distintamente dos padrões e feições adjacentes e,

presumivelmente, reflete um fenômeno de sub-superfície. São interpretados como discontinuidades da crosta que podem representar discordâncias estratigráficas e/ou estruturais e, geralmente, representam os grandes falhamentos da área.

A análise das formas anômalas da rede de drenagem é realizada tendo em vista dois tipos genéticos principais de feições anômalas de drenagem: as produzidas por estruturas sub-verticais, ou seja, com traços lineares constituindo-se em lineamentos estruturais ou discontinuidades; e as produzidas por alteração de estruturas monoclinais sub-horizontais, ou seja, anomalias radiais, anelares, e grau de assimetria (Figura 2).

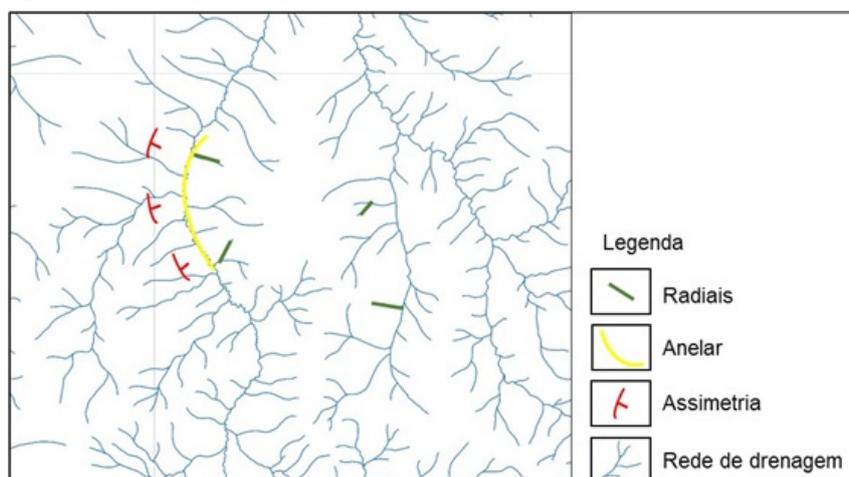


Figura 2 - Exemplo de estruturas monoclinais sub-horizontais (anomalias radiais, anelares e grau de assimetria) indicando a presença de uma morfoestrutura. Adaptado de Lima (2016).

A interpretação das formas anômalas de drenagem segue o “princípio de convergência de evidências”, segundo o qual muitos itens separados de dados geológicos (como anelares, radiais e assimetria), todos indicando a presença de uma mesma estrutura, imprimem uma alta ordem de confiança na caracterização da morfoestrutura (Allum, 1966). Neste sentido, busca-se identificar feições anelares e radiais, ou seja, a formas indicativas de estruturas anômalas presentes na área, analisando-se a ocorrência de formas arqueadas de elementos de drenagem de 3ª e 4ª ordem, em conjunto com a disposição radial dos elementos de 1ª e 2ª ordem, além da disposição das formas de assimetria. Também se deve considerar como formas anômalas as drenagens contendo um ou

outro elemento arqueado por, eventualmente, poderem indicar mudanças na direção do mergulho das camadas (Soares et al., 1981a).

Os padrões assimétricos indicam o mergulho das descontinuidades sub-horizontais e, desta forma, na classificação do grau de assimetria deve ser considerada a sua estruturação (Figura 3). 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 com grau de estruturação muito forte. As formas assimétricas representam, pela intensidade de estruturação de suas formas, o grau de controle estrutural que possuem.

		FORMA		
		ANELAR	RADIAL	ASSIMETRIA
INTENSIDADE DE ESTRUTURAÇÃO DOS ELEMENTOS	MUITO FORTE 1,0			
	FORTE 0,8			
	MODERADA 0,6			
	FRACA 0,4			
	MUITO FRACA 0,2			

Figura 3 - Intensidade de estruturação dos elementos de drenagem (Modificado de Soares et al., 1981b).

Traços de junta

Os traços de junta correspondem a elementos de drenagem retilíneos, fortemente estruturados unidirecionalmente, que indicam a principal direção da rede de drenagem (Rodrigues, 2000). As juntas têm sido definidas como planos ou superfícies de fraturas que dividem as rochas, onde a coesão da rocha foi perdida (Ramsay & Huber, 1987), ao longo das quais não ocorreu deslocamento das paredes rochosas paralelamente aos planos de fratura ou, se o deslocamento ocorreu, ele foi mínimo e, portanto, não visível.

A análise dos traços de junta a partir de imagens de satélite inicia-se com o reconhecimento de lineações de drenagem, geralmente de primeira e segunda ordem, com comprimento aproximado entre 300 e 500 metros (se em escala 1:100.000), como ilustrado na figura 4. O mapa de traços de junta representa o grau de fraturamento que o solo/

rocha possui e onde este grau de fraturamento se apresenta com maior intensidade de rompimento. As juntas são superfícies de descontinuidades que se propagam até os corpos mais profundos. Vale destacar que a quantidade destas feições numa determinada área é que irá comandar a maior ou menor permeabilidade e, conseqüentemente, maior alterabilidade ou maior potencial de erodibilidade (Mattos et al., 2002).

Trends estruturais

Os elementos de drenagem fortemente estruturados (disposição regularmente ordenada), retilíneos ou em arco, dispostos de maneira contínua ou não, são denominados lineações de drenagem e interpretados como traços de junta (Soares & Fiori, 1976; Veneziani & Anjos, 1982).

Os *trends* estruturais, ou zonas homólogas de drenagem fortemente estruturadas unidirecionalmente, são feixes de juntas fortemente orientadas



Legenda



Traços de Junta

Escala: 1:100.000

Imagem: CBERS-2

Figura 4 - Exemplo de traços de junta extraídos de imagem de satélite.

que representam o reflexo em superfície de falhamentos profundos com movimentação de blocos. Tais feixes são interpretados como o reflexo de falhas de grande rejeito no embasamento. O deslocamento inicial é distribuído nas camadas superiores pela multiplicação de linhas de ruptura e flexura das

camadas (Soares et al., 1981b), como exibido na Figura 5. O efeito destas zonas de rupturas pode se refletir em camadas posteriores ao evento tectônico através de esforços sistemáticos atuantes na litosfera. O caráter geológico-estrutural do traço de junta está na representatividade em superfície da primeira incisão erosiva sofrida pelo substrato.

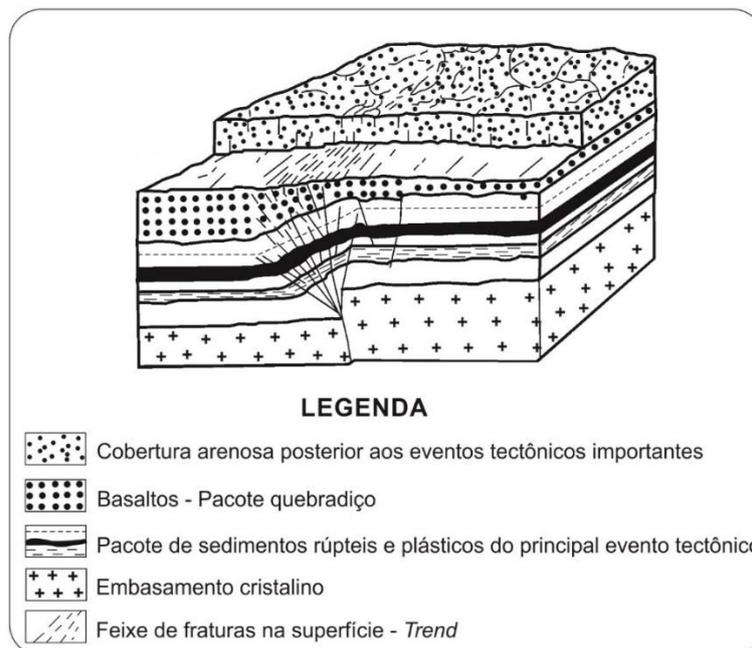


Figura 5 - Modelo de interpretação estrutural de uma zona homóloga de drenagem unidirecional fortemente estruturada (*trend* estrutural) (Modificado de Soares et al., 1981a).

A análise das lineações de drenagem possibilita a delimitação de zonas homólogas de drenagem fortemente estruturadas unidirecionalmente (*trends* estruturais) como exemplificado na figura 6. Os *trends* são definidos por Plicka (1974) como uma série de zonas de juntas paralelas entre si e com uma gênese em comum. As zonas de

variação de *trends* estruturais apontam regiões com grande variação no campo de tensão, sendo áreas rúpteis e com alta suscetibilidade à erosão (Mattos et al., 2002).

Segundo Veneziani (1987), os *trends* estruturais são feições geológicas de significado regional, independentes de variações litoestrati-

gráficas locais e da atitude dos estratos, embora estes dois últimos fatores exerçam controle sobre a frequência.

A caracterização dos *trends* estruturais, a partir da análise da rede de drenagem, permite verificar a frequência, distribuição e sentido das

falhas e juntas, definindo áreas com maior deslocamento e/ou rompimento na estrutura e, por conseguinte, viabiliza a delimitação de áreas intensamente fraturadas, isto é, mais tectonizadas e instáveis, consequentemente, com maior potencial erosivo (Crisóstomo Neto, 2002).

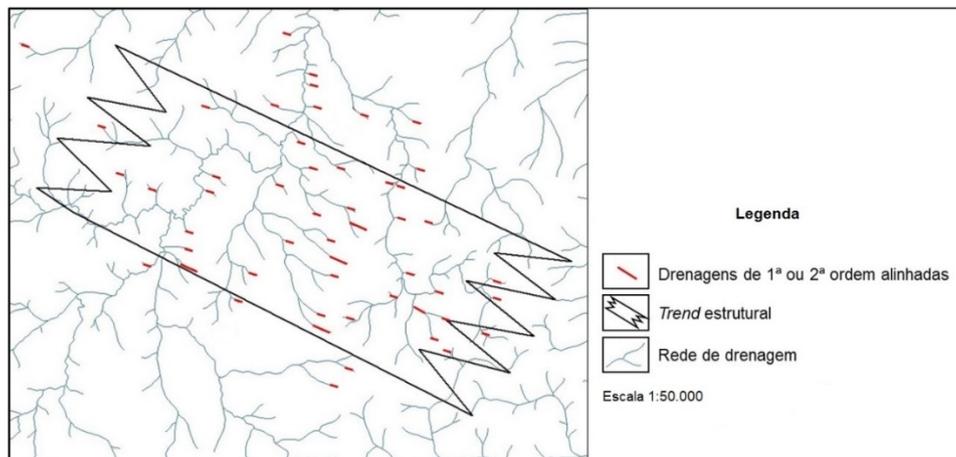


Figura 6 - Exemplo de um feixe de *trend* estrutural extraído de carta topográfica. Adaptado de Lima (2016).

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área selecionada para o desenvolvimento desta pesquisa é a bacia hidrográfica do Rio Itanhaém, situada no litoral sul do Estado de São Paulo (Figura 7). A bacia hidrográfica possui 930 km² de área e é a segunda maior bacia litorânea

do estado, inferior, em extensão, apenas à do Rio Ribeira de Iguape. Abrange os municípios de Peruíbe, Mongaguá, Praia Grande, São Vicente, São Paulo e Itanhaém, pertencendo a este último a sua maior parte.

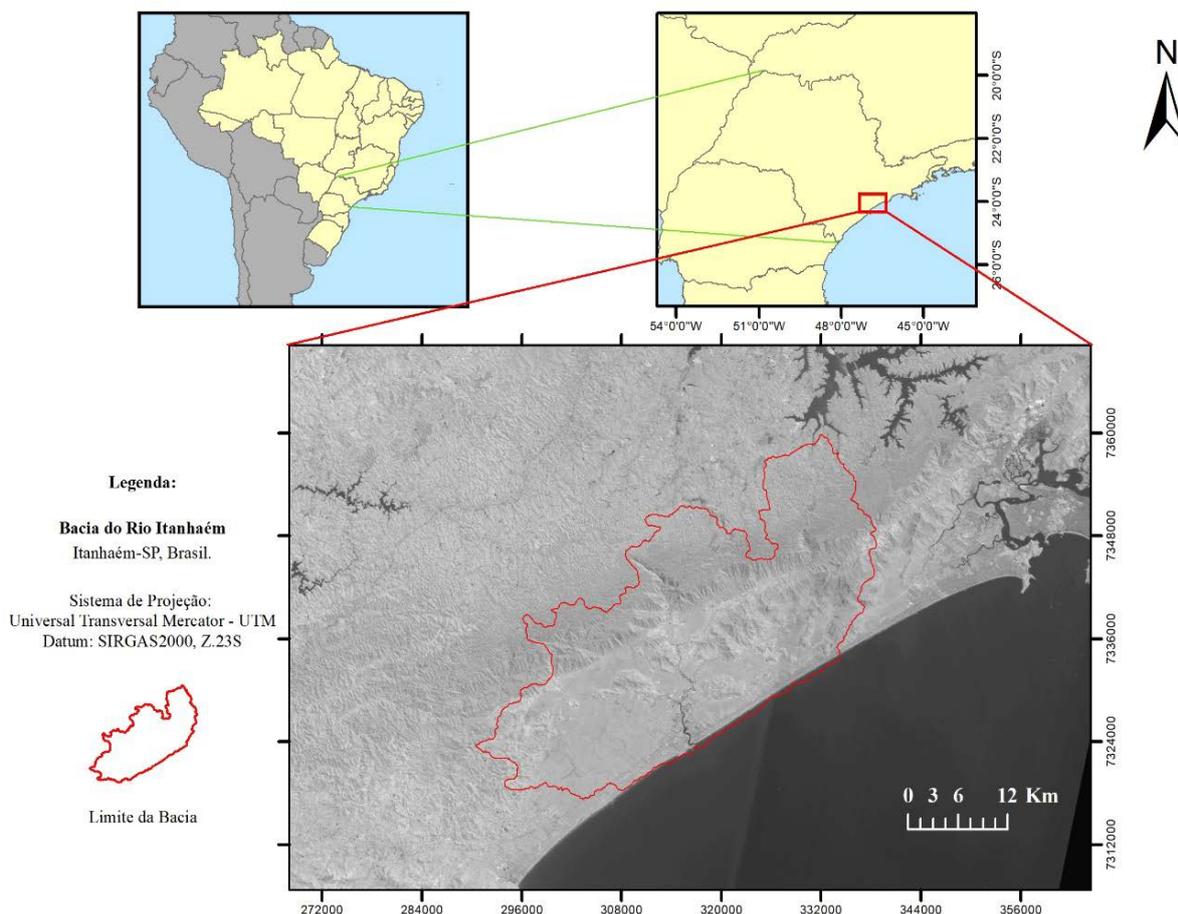


Figura 7 - Mapa de localização da bacia do Rio Itanhaém, litoral sul do Estado de São Paulo, Brasil.

O clima da região, de acordo com o sistema de Köppen, é classificado como Af, ou seja, tropical chuvoso sem estação seca com a precipitação média do mês mais seco superior a 60 mm. A temperatura varia de 15,3° C em julho a 30° C em fevereiro. A taxa de umidade relativa do ar é alta durante todo o ano, sempre superior a 80%, devido à constante influência do Oceano Atlântico e das massas equatoriais e marítimas que atuam continuamente na região. A pluviosidade média anual é elevada (2000 a 2500 mm), com maior concentração nos meses de verão, sem, entretanto, apresentar uma estação seca (Lamparelli & Moura, 1998).

A bacia do Rio Itanhaém é circundada pela Região Metropolitana da Baixada Santista a nordeste, e pela Região Metropolitana da Grande São Paulo ao norte. A parte superior da bacia está contida dentro dos limites do Parque Estadual da Serra do Mar e, portanto, possui a maior parte de suas nascentes em área de preservação ambiental. A porção inferior é onde se localiza a área urbana do município de Itanhaém e, conseqüentemente, está sujeita a diversos tipos de impactos antrópicos, tais como, desmatamentos, aterros, lançamento de efluentes urbanos, etc. A região intermediária da bacia está submetida a impactos menos intensos, ocasionados por algumas atividades de mineração de areia, retificação de drenagens e pequenas propriedades rurais, onde se cultiva bananas e culturas de subsistência. Além da grande diversidade do uso do solo e de densidade populacional, a bacia também apresenta aspectos geológicos, de relevo e vegetação bastante variados. Esta diversificação se reflete nas características limnológicas das águas dos rios (Camargo et al., 1996), que podem ser classificados em rios de água preta, branca e clara, tal como a definição das águas dos rios amazônicos estabelecida por Sioli (1968).

A Planície Costeira se estende por aproximadamente 15 km desde a linha de costa até a escarpa da Serra do Mar. Sua porção inferior se estende por cerca de 5 km desde a linha de praia em direção ao interior. Trata-se de uma região onde os rios apresentam grande influência marinha. O sistema hidrológico é intensamente influenciado pelo regime de marés, com forte mistura de água doce e salgada, sendo possível identificar um gradiente de salinidade nos rios (Souza-Pereira & Camargo, 2004). Os rios são meândricos e a vegetação é tipicamente estuarina, predominando a vegetação de manguezal e de

restinga. A porção intermediária da planície estende-se dos 5 km até 10 km de distância da costa. Neste setor os rios são predominantemente de água doce, apresentando pouca ou nenhuma influência de salinidade. No entanto, assim como na porção inferior, os rios também são meândricos e estão sujeitos ao regime de marés, que influencia o nível da água nos rios, a vazão, e a velocidade de corrente. Nesta região predomina a vegetação de restinga, diferenciando-se da restinga da porção inferior, por apresentar vegetação mais adensada e de maior porte. A porção superior da bacia é caracterizada por rios de água doce. Como o terreno apresenta altimetria elevada e, portanto, maior declividade, as drenagens possuem o canal mais estreito e maior velocidade de corrente. A vegetação predominante é de Mata Atlântica e de Mata Atlântica de Encosta nas áreas da Serra do Mar (Cancian, 2012). Na Figura 8 estão ilustrados os principais rios da bacia do Rio Itanhaém.

O Rio Branco origina-se e percorre grande parte de sua extensão em contato com rochas do Pré-Cambriano da Serra do Mar, compostas, predominantemente, por metassedimentos que incluem filitos, metacalcários, xistos, quartzitos e um complexo gnáissico-migmatítico-granítico (Giannini, 1987), em altitudes entre 600 e 800 metros, e posteriormente percorre terrenos do Quaternário na Planície Costeira, compostos, predominantemente, por depósitos de areia, argila e cascalho. Este rio exibe águas brancas ou barrentas e, de acordo com a classificação de Navarra (1988) para rios da região costeira do Estado de São Paulo, é um rio de planalto. Seu canal principal é o de maior extensão da bacia (68 km) e possui a segunda maior área de drenagem (285 km²).

O Rio Mambú nasce nas encostas da Serra do Mar entre 700 e 800 metros de altitude. Este rio de águas claras, típico de escarpa segundo a classificação de Navarra (1988), deságua no Rio Branco logo após atingir a Planície Costeira, e o encontro de ambos exibe o contraste entre os diferentes tipos de água. É, portanto, um rio característico de montanha, com pouca profundidade, fundo pedregoso, apresentando cachoeiras e corredeiras. Encontra-se em estado quase natural de preservação e suas águas são captadas para abastecimento dos municípios de Itanhaém, Mongaguá e Praia Grande. Sua área de drenagem é de 136 km² e seu canal principal apresenta 21 km de extensão.

O Rio Preto possui nascentes em rochas do Pré-Cambriano da Serra do Mar e alguns tributários que se originam na Planície Costeira. Percorre a maior parte de sua extensão na planície e a cor escura deste rio de águas pretas é atribuída à presença de ácidos orgânicos, como ácidos húmicos. É considerado um exemplo de rio de baixada (Navarra, 1988). Este rio possui a maior área de drenagem da bacia com 332 km². No alto curso, a vegetação da área de entorno é de mata atlântica, posteriormente substituída por mata de restinga.

O Rio Aguapeú tem suas nascentes em rochas do Pré-Cambriano da Serra do Mar, mas percorre a maior parte de seu curso na Planície Costeira. Apresenta águas de cor escura, sendo denominado como um rio de águas pretas de

acordo com a classificação de rios baseada na cor e nas características do material em suspensão (Sioli, 1968). Segundo Navarra (1988) este corpo d'água é um típico exemplo de rio de baixada. Sua área de drenagem é de 139 km² e o canal principal apresenta 33 km.

O Rio Itanhaém é formado pela confluência do Rio Branco com o Preto. É um rio de características estuarinas e com uma área de drenagem de 26 km². Seu canal principal possui 6 km de extensão e, somado com seus tributários, apresenta 17 km. Na região do estuário, há presença de componentes de mata de restinga e, mais a jusante, o manguezal, com sedimentos argilo-arenosos, e que pode ser classificado, de acordo com a estrutura física dos mangues como: mangue baixo, mangue alto e mangue degradado (Herz, 1991).

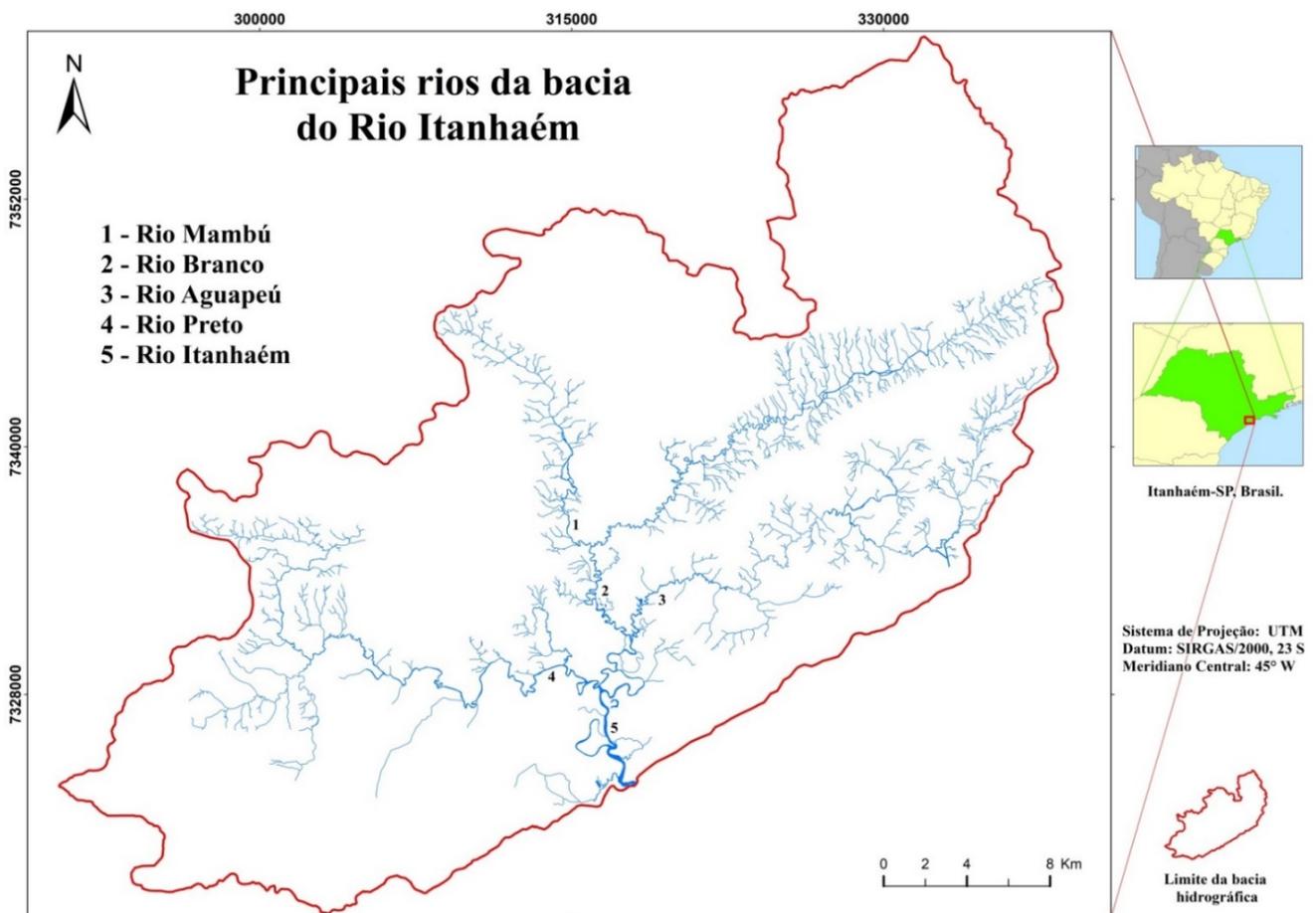


Figura 8 - Principais rios da bacia hidrográfica do Rio Itanhaém.

Aspectos geológicos e geomorfológicos da área

Segundo Suguio & Martin (1978), o contexto geológico regional é composto por basicamente duas formações (Figura 9): o Complexo Cristalino do Pré-Cambriano, que compreende a parte alta da bacia (planalto e serra); e o Quaternário, que abrange a planície costeira, com aproximadamente 15 km de largura por 40 km de extensão, constituída essencialmente por depósitos marinhos e

flúvio-lagunares originados por transgressões marinhas. O evento mais transgressivo teria coberto toda a Planície Costeira e alcançado o sopé da Serra do Mar. Interessante notar a quebra brusca de relevo entre a planície de Itanhaém e o domínio cristalino da Serra do Mar onde se encontram rochas milonitizadas e a Zona de Cisalhamento de Cubatão. De acordo com Fulfaro et al. (1979), na região compreendida entre as cidades de Peruíbe

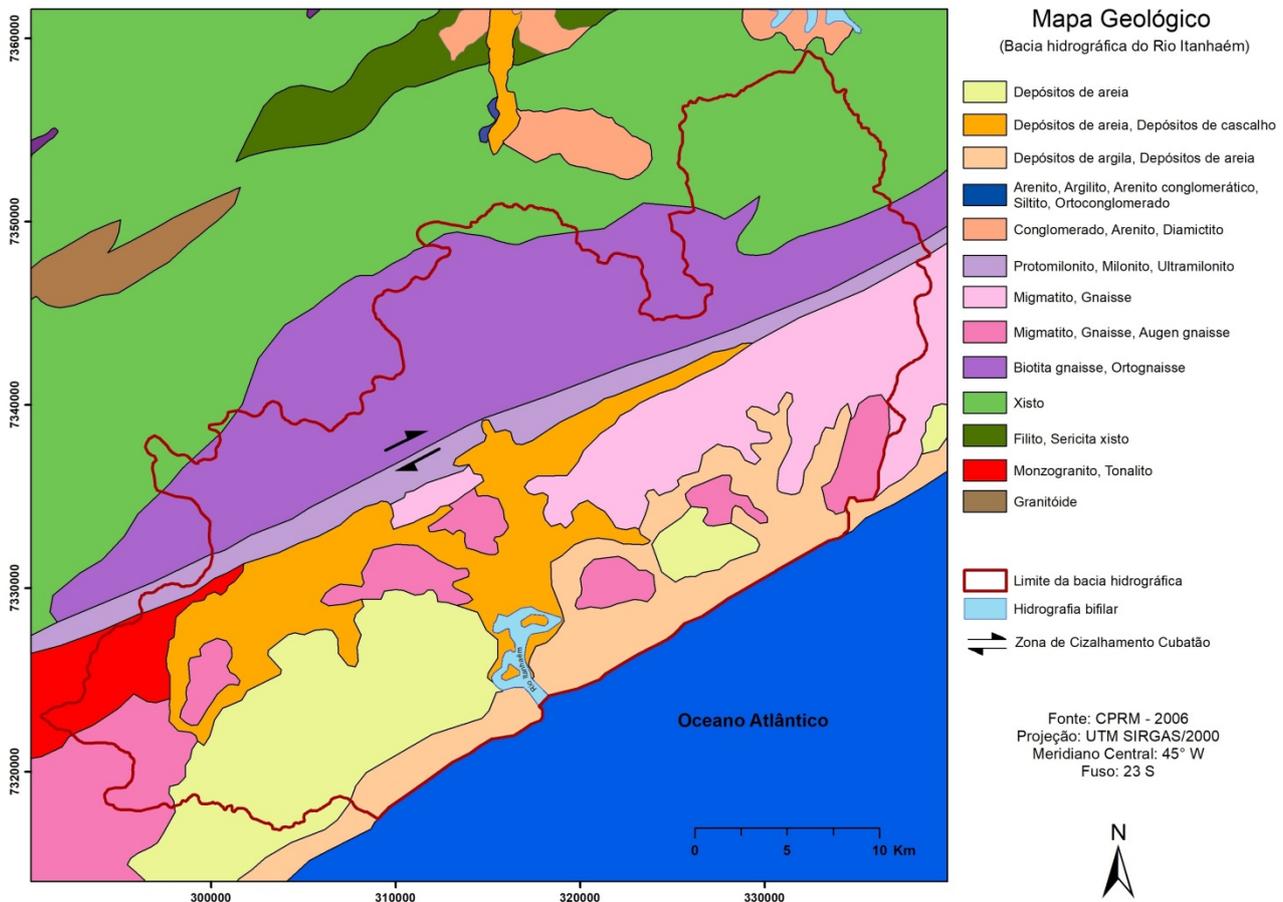


Figura 9 - Mapa geológico da bacia hidrográfica do Rio Itanhaém. Adaptado de CPRM (2006).

e Itanhaém, foram individualizadas três faixas de sedimentos arenosos de praia, sendo elas, da praia para o interior: faixa de praia atual, faixa holocênica e faixa pleistocênica. A faixa de praia pleistocênica, com grande expressão areal, apresenta aspectos morfológicos distintos, destacando-se uma zona de cordões litorâneos e uma zona arrasada, entrecortada por terraços aluviais argilosos e campos de dunas localizados. A faixa de cordões litorâneos pleistocênicos apresenta, até a profundidade investigada pelos autores, basicamente níveis de coloração branca, preta e marrom, do topo para a base. Nota-se, nos testemunhos de sondagem, que a passagem da coloração preta para a marrom é gradativa e está relacionada a um processo pedogenético envolvendo a presença de matéria orgânica.

Entre a Serra do Mar e os terraços arenosos pleistocênicos ocorre ampla faixa de sedimentos argilosos, ricos em matéria orgânica, que abrange as bacias dos rios Itanhaém, Tambotica, Branco e Aguapeú, todos afluentes do Rio Itanhaém. Estes sedimentos foram associados a um ambiente flúvio-lagunar indiferenciado, possivelmente relacionado à transgressão “Santos”, do Holoceno. No Rio Aguapeú, foram encontradas areias de praia a uma profundidade de 3 m, subjacentes a sedimentos

argilosos (Giannini, 1987).

Na região dos morros Jatubatuba e da Lagoa, afloram os mais expressivos sedimentos fluviais e de encosta desta planície, que ocorrem interdigitados ou recobrendo os sedimentos flúvio-lagunares. A ocorrência de mangues na planície está restrita à foz do Rio Preto e Itanhaém, onde ocorrem sedimentos argilo-arenosos.

De Itanhaém até Mongaguá, a faixa das areias tidas como pleistocênicas apresenta uma largura média de 1 km, enquanto no trecho Itanhaém-Peruíbe a largura é de 500 m. A partir da linha que une o Morro Grande e Melico estão presentes areias relacionadas à transgressão pleistocênica e extensas áreas de sedimentos flúvio-lagunares. Os terraços arenosos pleistocênicos apresentam-se com morfologia de cordões retilíneos na porção SW da área de sua ocorrência e sinuosos na porção NE, consequência de possíveis eventos superimpostos. Na planície do Rio Aguapeú, foram encontradas, na unidade flúvio-lagunar, cotas que variam de 2 a 3 m. A facie praias foi erodida, restando apenas pequenos corpos isolados, ladeados por sedimentos argilosos. Encontraram-se também, areias de praia a uma profundidade de 4 m. Nesse local, o topo da unidade flúvio-lagunar está representado por turfa e argila turfácea (Suguo & Martin, 1978).

As rochas cristalinas que circundam a bacia hidrográfica, e que poderiam ter funcionado como áreas fontes primárias para a Planície Costeira, podem ser divididas em seis grupos: 1) rochas de fácies granulito do Arqueano a Proterozóico Inferior; 2) rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico do Proterozoico Médio a Superior; 3) rochas ectiníticas do Grupo Açungui de idade proterozoica inferior; 4) rochas graníticas sin-tardi-tectônicas em relação à orogênese do Proterozoico Superior; 5) rochas cataclásticas cambro-ordovicianas; e 6) rochas ultrabásico-alcálicas do Jurássico-Terciário (Giannini, 1987).

Segundo Silva et al. (1978), a sul da Falha de Cubatão, o Complexo Gnáissico-Migmatítico se encontra representado por rochas policíclicas transamazônico-brasileiras. Na região de Peruíbe-Itanhaém, estas rochas podem ser separadas em três grupos principais. O primeiro é o dos migmatitos homogêneos que ocorrem no Morro dos Prados, nos morros da margem nordeste do Rio Itanhaém, e na própria cidade de Itanhaém. Na descrição dos autores, trata-se de rochas exibindo estruturas anatexíticas ou nebulíticas, mas contendo núcleos anfibolíticos e quartzo dioríticos ainda preservados da completa migmatização e homogeneização. O segundo grupo é o dos migmatitos heterogêneos, geralmente estromatíticos, que ocorrem em meio à plataforma continental, na Ilha Queimada Grande e Pequena, e no setor nordeste da planície, no Morro do Botoruçú. O terceiro grupo é o de migmatitos oftalmíticos, biotita gnaisses e augen-gnaisses do Bairro dos Prados (Morro Butrapoan). Os três grupos se associam indiferenciadamente na parte sudoeste da Serra das Laranjeiras, compreendida entre o limite norte do Maciço de Itatins e o limite sul dos maciços graníticos do Caepéu.

Rochas metassedimentares do Grupo Açungui ocorrem na fronteira nordeste da planície. O caráter tectônico de seu contato com as unidades adjacentes é sugerido por seu alinhamento contínuo na direção SW-NE, coincidindo com a faixa cataclástica da Falha de Cubatão. Nos flancos do vale do Rio Branco, que segue seu fluxo encaixado nessa zona de falha, afloram principalmente xistos, como granada-biotita-quartzo xistos, muscovita xistos e clorita-muscovita xistos, enquanto, mais a SW, junto à margem norte do Rio Preto, predomina os metarenitos de granulação fina e cor cinza, relativamente fraturados, que adquirem cor avermelhada e aspecto xistoso quando alterados (Silva et al., 1978).

As rochas graníticas e afins sin-tardi-cinematáticas brasileiras são representadas na região pelo maciço do Caepéu, que tem contato direto com os sedimentos pleistocênicos na região de cabeceira do Rio Preto (Giannini, 1987).

As rochas cataclásticas na área abrangem principalmente as originadas por esforços compressivos nas falhas de Cubatão e Itariri, incluindo filonitos, milonitos, e protomilonitos ricos em quartzo (Silva et al., 1978). A Falha de Cubatão é muito evidente apenas a norte de Itanhaém. Sua continuidade a sul, constituindo o trecho Miracatu foi evidenciada por Coutinho (1971), que registrou ao longo da secção geológica Peruíbe-Pedro Barros, a passagem de gnaisses cinzentos bandados para gnaisses miloníticos finos, seguidos de xistos miloníticos quartzo-feldspáticos e finalmente filonitos. Segundo o mesmo autor, os gnaisses cinzentos da região de Peruíbe “se desfazem em fragmentos imersos na matriz granítica”, constituindo uma brecha magmática do tipo agmatito.

Em Itanhaém foram descritos diques de tinguaito, assim como ocorrências dispersas de diques de olivina sovito, ambas as variedades de rochas alcalinas ultramáficas. Estas rochas foram datadas por Amaral et al. (1967), usando método K-Ar, que lhes indicou uma idade aproximada de 130 Ma. A datação radiométrica permite situar as intrusões alcalinas de Itanhaém no primeiro episódio do magmatismo ligado à reativação Wealdeniana e que, segundo Hasui & Almeida (1978), afetou principalmente o Arco de Ponta Grossa e o leste paulista. Deste modo, os diques de Itanhaém são contemporâneos às demais intrusões alcalinas da região, como Jiquiá, Piedade e Jacupiranga, à exceção do maciço de Cananéia, este pertencente ao segundo episódio magmático, com uma idade de 82 Ma (Ulbrich & Gomes, 1981).

A bacia do Rio Itanhaém está inserida no compartimento morfológico denominado Santos-Itanhaém-Peruíbe, que vai da Serra de Itatins até a ponta do Una (Serra do Juquiriquerê). Nesta área ocorre grande diversidade de antigas enseadas colmatadas, com amplo desenvolvimento de formações flúvio-lagunares, cordões litorâneos, dunas, mangues e estuários, resultantes de transgressões e principalmente por tectonismo. Destacam-se três compartimentos geomorfológicos distintos: 1) Planalto constituído por morrotes baixos (700-800m aproximadamente, com declividade média); 2) Serras compostas de espigões e topos angulosos (100-700m com declividade alta); e 3) Planície Costeira formada por terraços baixos

(0-90m com declividade baixa), poucos metros acima do nível do mar (Fulfaro et al., 1974).

A evolução morfogenética da região da Serra do Mar está ligada a três principais fatores: erosão diferencial (tipo de substrato), tectonismo tafrogênico wealdeniano, epirogenia, e oscilações eustáticas, relacionadas entre outros fatores, às glaciações quaternárias (Giannini, 1987).

A influência do tipo de substrato rochoso na morfologia costeira paulista foi inicialmente admitida por Almeida (1953), que ressaltou a coincidência de localização entre as escarpas de falha mais íngreme e as rochas de maior resistência, como granitos e gnaisses, principalmente aqueles com orientação estrutural paralela à costa. A diferença de largura da planície entre seu setor nordeste, onde afloram rochas xistosas, e o setor sudoeste, em que predomina o Complexo Gnáissico-Migmatítico, é um reflexo da erosão remontante diferencial.

Cobertura sedimentar

Segundo Giannini (1987), os sedimentos superficiais da planície de Itanhaém ocorrem em uma faixa descontínua entre as serras de Itatins e Mongaguá. A planície é tida como formada em maior parte por depósitos arenosos quaternários que não chegam a atingir o sopé da zona serrana, dela se separando por sedimentos coluviais e, eventualmente, por zonas pantanosas, presentes nos vales de drenagem do Rio Preto e Rio Branco. Os sedimentos coluviais encontram-se associados, como áreas-fonte, aos sedimentos aluviais desses rios que atravessam a planície. As águas fluviais, durante os períodos de cheia, distribuem material de intemperismo do embasamento cristalino por suas planícies de transbordamento, apesar do gradiente energético reduzido. Este mecanismo de transporte é evocado por Fulfaro et al. (1979) para explicar a elevada percentagem de argila e de mica que caracteriza os sedimentos aluviais.

A cor escura das águas do Rio Preto e o alto teor de matéria coloidal e matéria orgânica encontrado em seus sedimentos fazem supor, todavia, que a grande quantidade de carga suspensa não se deve apenas à contribuição de argilas continentais, mas também, em significativa parcela, à matéria argilo-orgânica formada em ambiente redutor, como mangues e pântanos. É provável, portanto, que a faixa atravessada por estes rios não seja apenas coberta por sedimentos de inundação da fase atual de deposição fluvial, mas também, conforme citado por Suguio & Martin (1978), por sedimentos flúvios-lagunares preexistentes.

A planície sedimentar arenosa de Itanhém foi descrita por Giannini & Fernandes (1984) como sendo constituída de três faixas regressivas paralelas à costa: 1) a faixa dos sedimentos holocênicos de praia, depositados durante a fase atual (últimos três mil anos) de suave rebaixamento do nível relativo do mar; 2) a faixa dos sedimentos holocênicos interiores, depositados nas fases de regressão, após os dois auges principais da última transgressão pós-glacial, em 5.500 e 3.600 anos BP (antes do presente); 3) a larga faixa de sedimentos pleistocênicos depositados após a transgressão de 120.000 anos BP. Os mesmos autores produziram superfícies de tendência por regressão múltipla para parâmetros granulométricos de sedimentos ao longo da planície, interpretando as variações observadas em função de três fatores principais: 1) sucessão de eventos regressivos e transgressivos; 2) ação de correntes de deriva longitudinal; 3) aporte de sedimentos de fora da planície.

Dois ambientes de sedimentação encontram-se ativos na área, relacionados à praia e às zonas de mangue, associando-se a estas últimas as ocorrências da “lama negra” de Peruíbe. “Lama negra” é a denominação popular de sedimentos siltico-argilosos ricos em matéria orgânica depositados no leito do Rio Peruíbe e nas margens e meandros abandonados do curso inferior do Rio Preto (Giannini, 1987). A sedimentação praial ocorre vinculada à descida do nível relativo do mar nos últimos 1.800 anos, conforme a curva de variação obtida por Suguio & Martin (1978), e à atuação de correntes de deriva litorânea. A respeito destas correntes, ocorre um predomínio de transporte longitudinal no sentido SW-NE ao longo da praia.

Compartimentação tectônica e aspectos estruturais

A porção sul-oriental do Estado de São Paulo é integrada por compartimentos tectônicos delimitados por expressivas zonas de cisalhamento e faz parte da Província Mantiqueira, especificamente da porção sul do Cinturão Ribeira, constituído por diferentes terrenos com características litológicas, geocronológicas e isotópicas distintas (Almeida et al., 1981).

Dentre as zonas de cisalhamento adjacentes à bacia do Rio Itanhaém, destaca-se, na direção SW, a Falha de Itariri, a qual, segundo Egydio da Silva (1981), é mais antiga que a Orogênese Brasileira, uma vez que a ela se associam milonitos visivelmente recristalizados, além de

diques de aplitos e lamprófiros. Já na direção NW está localizada a Falha de Cubatão, que também iniciou sua atividade no Pré-Cambriano, porém com reativações posteriores, inclusive no Terciário, conforme admitido por Fulfaro et al. (1974). A região em que está inserida a bacia do

Rio Itanhaém abrange dois domínios tectônicos, ou seja, o Domínio Embu, que compreende a região a norte da Zona de Cisalhamento Cubatão (ZCC) e o Domínio Mongaguá, que é delimitado pela ZCC a NW e a SSE pela Zona de Cisalhamento Itariri (ZCI) (Figura 10).

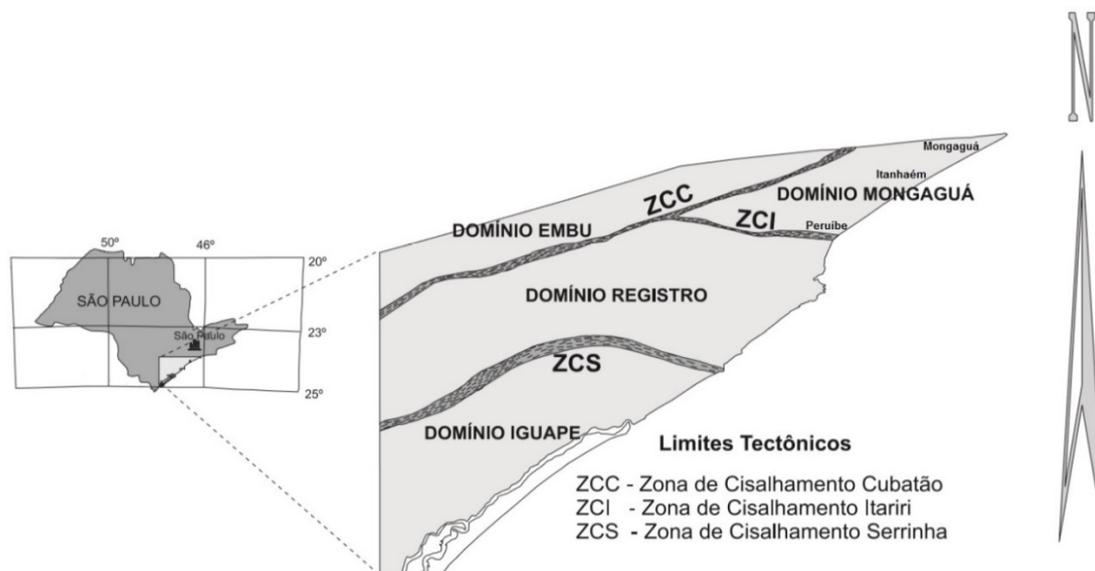


Figura 101 - Compartimentação tectônica da porção sul-oriental do Estado de São Paulo, Brasil. Adaptado de Passarelli et al. (2004).

Na porção sudeste do Estado de São Paulo, o Domínio Embu compreende micaxistos, paragneisses parcialmente migmatizados e quartzitos (Complexo Embu) e xisto fino, filito e subordinadamente quartzito, metabasito e rocha cálcio-silicática (Sequência Miracatu). Estas unidades são intrudidas por granitos cálcio-alcálicos de alto potássio e peraluminosos tardi-orogênicos (Dantas et al., 1987).

Logo a norte da ZCC, rochas metassedimentares de médio a alto grau metamórfico apresentam-se intrudidas por corpos de muscovita-biotita monzogranito peraluminoso, denominados informalmente de Granito Juquiá e Sete Barras por Passarelli (2001). Segundo a autora, faixas miloníticas cortam o Domínio Embu e definem importantes lineamentos subparalelos às ZCC e ZCI, com direções em torno de EW e mergulhos subverticais. Falhas transcorrentes de movimentação dextral afetam as rochas metassedimentares e balizam diversos *stocks* graníticos. Os granitos de Sete Barras e Juquiá estão orientados nas faixas de cisalhamento (orientação do eixo maior dos *stocks* em torno de N70E), e mostram formas estiradas, notadamente o Granito Juquiá. Normalmente apresentam textura protomilonítica, caracterizada pela orientação de porfiroclastos de feldspato potássico com formato sigmoidal e orientação dos minerais máficos.

No Domínio Mongaguá verifica-se a existência de rochas gnáissico-migmatíticas (afloramentos-tipo na região de Mongaguá e Itanhaém) e rochas granitóides, estas subdivididas em três grupos principais (Passarelli, 2001): Tipo Itariri (monzogranitos, granodioritos e tonalitos, localmente com feições gnáissico-migmatíticas); Tipo Areado (monzogranitos e localmente tonalitos); e Ribeirão do Óleo (predominantemente monzogranitos). Este Domínio corresponde aos migmatitos indiferenciados do Complexo Costeiro (Gimenez Filho et al., 1987), aos terrenos gnáissico-migmatíticos da Microplaca Serra do Mar (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000) e ao Cinturão Granítico Costeiro (Basei et al., 1999, 2000), correlacionado por estes autores ao Batólito Paranaguá (Basei et al., 1990). Na região de Mongaguá e Itanhaém, feições texturais observadas por Passarelli et al. (2004), como a presença de enclaves máficos microgranulares, contato irregular em cuspide e fragmentos de diques sin-intrusivos, sugerem uma íntima associação entre magmas distintos (*mingling/mixing*) na geração das rochas gnáissico-migmatíticas, isto é, um granítico (mais frio) e um básico (mais quente). A coexistência de magmas que podem ter se cristalizado concomitantemente, permitiu a formação de rochas híbridas, que foram intensamente deformadas (gneisses bandados). A ocor-

rência de granitos híbridos, com presença de enclaves microgranulares, possivelmente está associada à origem profunda destas rochas.

A geração e colocação das rochas do Domínio Mongaguá possivelmente associadas a regimes compressivos podem ser corroboradas pelas feições estruturais observadas, como *megaboudins* na região de Itanhaém, indicativos de compressão EW,

MATERIAIS E MÉTODOS

A sistemática da análise morfoestrutural empregada nesta pesquisa é fundamentada na interpretação de informações básicas dos elementos de drenagem e relevo e suas relações espaciais, onde as morfoestruturas surgem como feições anômalas dentro da tendência regional, e que podem ser um indicativo de áreas com maior grau de fraturamento e, conseqüentemente, com maior suscetibilidade natural à erosão. O método baseia-se na premissa de que muitas estruturas podem ser refletidas em superfície e que esse reflexo é passível de identificação por meio de produtos de sensoriamento remoto (Jiménez-Rueda et al., 1989a).

A interpretação morfoestrutural foi baseada nos procedimentos metodológicos descritos por Soares & Fiori (1976), Mattos et al. (1982), Veneziani (1987), Jiménez-Rueda & Mattos (1992), Franzoni (2000) e Rodrigues (2000). A sistemática consiste basicamente no reconhecimento de padrões da rede de drenagem, anomalias de drenagem, suas feições retilíneas e traços de junta. A partir da análise desses elementos, se estabeleceu o traçado de flexuras do terreno por meio de linhas de contorno. Como produto final, elaborou-se o mapa morfoestrutural, de traços de junta e *trends* estruturais, que analisados em conjunto, possibilitam o reconhecimento de setores com maior fraturamento do solo/rocha e coberturas superficiais, ou seja, com maior potencial percolativo do substrato e, conseqüentemente, com maior suscetibilidade natural à erosão (Mattos et al. 2002).

As imagens ASTER e CBERS-2 foram utilizadas na sistemática da análise morfoestrutural.

O sistema de coordenadas geográficas Universal Transversa de Mercator (UTM) e o Datum SIRGAS 2000, zona 23S foram adotados para o georreferenciamento.

A imagem ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Digital Elevation Model*), a bordo da plataforma TERRA, com resolução espacial de 15 metros, disponível em <<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>> foi utilizada no processo de

como também a observação de fluxo magmático condicionado a ambiente de achatamento aparente (elipsoides oblato obtidos em granitoide não deformado). A deformação impressa nestas rochas possivelmente está relacionada ao momento de sua colocação e pode estar diretamente associada à justaposição do Domínio Mongaguá aos demais domínios tectônicos (Passarelli et al., 2004).

adensamento da rede de drenagem e, por conseguinte, na fotointerpretação das morfoestruturas e *trends* estruturais. Da imagem CBERS-2, banda 4, órbita 154, ponto 127, em escala de 1:100.000, com resolução espacial de 20 metros e data de passagem em 15 de novembro de 2006, disponível em <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>>, foram extraídos os traços de junta. Esta imagem foi previamente processada no *software* SPRING (1996), com o intuito de realçar as feições de interesse.

Hidrografia

A base de dados foi composta de imagens de radar do programa ASTER e de um arquivo vetorial contendo as principais drenagens recortado nos limites da bacia hidrográfica. De posse desse banco de dados inicial, procedeu-se com o adensamento da rede de drenagem por meio do módulo ArcHydro, base de todos os procedimentos sequenciais da análise morfoestrutural.

O ArcHydro é um módulo do *software* ArcGis 10.3 desenvolvido por ESRI (2013) em associação com universidades e pesquisadores norte-americanos com a finalidade de gerenciar redes hidrológicas. Este módulo consiste basicamente em dois componentes, ou seja, o ArcHydro Data Model e o ArcHydro Tools. O primeiro corresponde à estrutura que gerencia o banco de dados básico da hidrografia em estudo. 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 SIG (Sistema de Informação Geográfica) em pesquisas hidrológicas, proporcionando flexibilidade e facilidade na elaboração de redes de drenagens extraídas automaticamente a partir de modelos digitais do terreno.

O atrativo do ArcHydro, quando aplicado na análise morfoestrutural, consiste no fato de que este módulo determina o caminho que o fluxo da água percorre em superfície no relevo. A rede gerada define um único identificador para cada

drenagem, o que permite traçar o movimento da água de uma feição à próxima. Desta forma, é possível associar pontos às junções dos segmentos de drenagem onde cada extremidade de um segmento de reta tem uma assinatura única, o que facilita a identificação do sentido de fluxo.

Adotou-se no processo de adensamento um módulo escalar de 50. Este procedimento é de suma importância, pois, permite a escolha do

número de células para a definição dos canais de drenagem. Quanto menor este número maior será o adensamento da rede de drenagem.

Após a conclusão do processamento da rede de drenagem no ArcHydro, obteve-se um arquivo de drenagem adensada da bacia hidrográfica. Quando necessário, o traçado da drenagem em alguns locais foi complementado (Figura 11) ou suprimido manualmente com base na imagem CBERS-2.

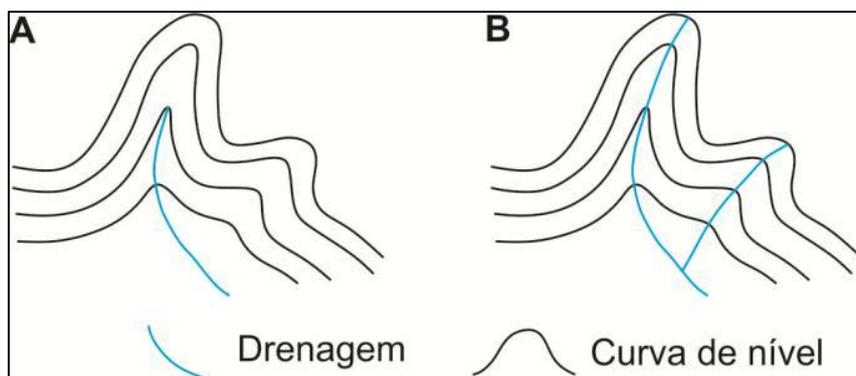


Figura 11 - Esquema representativo do adensamento da rede de drenagem. Em **A**, a drenagem original, em **B**, a complementação realizada (Adaptado de Moraes, 2007).

Como resultado da interpretação dos elementos de relevo e drenagem na imagem ASTER impressa em escala 1:100.000, principalmente a disposição das indicações de assimetrias e formas anelares, foram traçadas linhas morfoestruturais considerando-se as suas relações espaciais como no exemplo exibido na figura 2. Essas linhas dão uma ideia da tendência regional do acamamento/foliação, assumindo um significado aproximado de contorno estrutural não cotado. Desta forma, são estabelecidas zonas estruturalmente anômalas positivas (estruturas dômicas ou antifórmas), negativas (baixos estruturais ou sinforas) e as discontinuidades estruturais (lineamentos e falhas). Localmente, nas áreas onde ocorre uma perturbação destes mergulhos, as linhas morfoestruturais refletem a existência da estrutura perturbadora e a disposição geométrica que ela assume em superfície. As linhas de forma são feições virtuais qualitativas, sem nenhuma conotação quantitativa.

Traços de junta e *trends* estruturais

A análise dos traços de junta foi realizada a partir da imagem de satélite CBERS-2 em escala 1:100.000 com o reconhecimento de lineações de drenagem. As lineações de drenagem são segmentos fortemente estruturados e retilíneos, com repetitividade e tamanhos uniformes, geralmente de primeira e segunda ordem, e com comprimento aproximado entre 300 e 500 metros. Entende-se como drenagem de primeira ordem os rios de cabeceira, definido desde a

nascente até a confluência com outro rio de cabeceira, passando então, a partir desse ponto, para drenagem de segunda ordem.

A análise preliminar dos traços de junta proporcionou um entendimento inicial do grau de fraturamento do solo/rocha em toda a bacia. Posteriormente, realizou-se uma análise espacial para se identificar as duas direções preferenciais de traços de junta por unidade de área. Para tal, utilizou-se de um círculo com raio de 2 km, tamanho compatível com a escala de trabalho, onde cada unidade de área foi analisada de maneira aleatória e independente das unidades circunvizinhas (Figura 12). As duas direções preferenciais são denominadas de máximos 1 (em vermelho) e máximos 2 (em verde) de traços de junta, as quais correspondem, respectivamente, à primeira e segunda direção de maior frequência dos traços. Estas são interpretadas como o reflexo de estreitas zonas de maior intensidade de fraturamento das rochas.

As áreas onde se detectou maior frequência e orientação de máximos 1 e de máximos 2 de traços de junta foram delimitadas por polígonos, sendo o sentido do polígono, de modo geral, concordante com as direções dos máximos. Vale ressaltar que, as zonas de máximos não podem ser interpretadas como áreas fechadas, pois, essas zonas representam áreas de mudança/ruptura entre diferentes tendências regionais de fraturamento, sendo seu limite transicional.

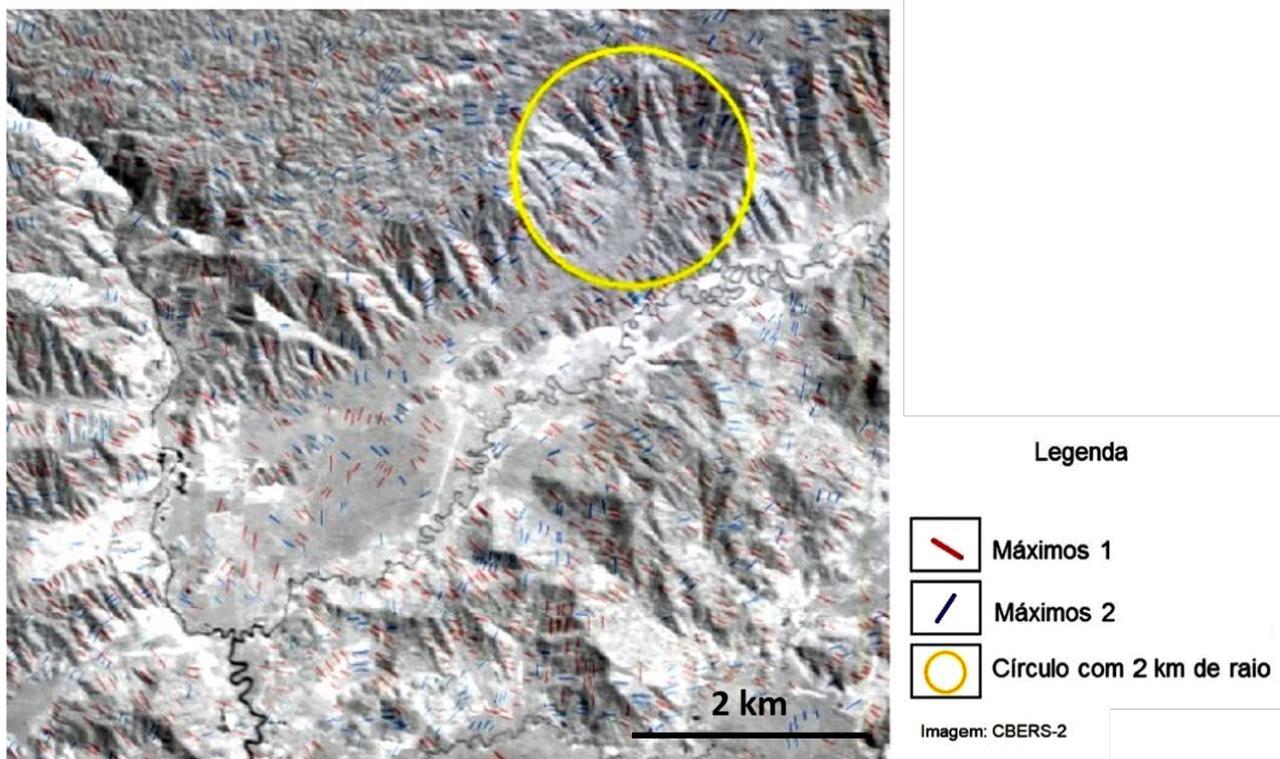


Figura 12 - Exemplo de análise espacial das direções de máximos 1 e 2 de traços de junta em imagem de satélite.

A análise das zonas de máximos 1 e 2 tem como objetivo estabelecer uma visão regional do processo deformacional. Nas zonas onde ocorre uma mudança brusca na direção de máximos 1 e 2, ou quando estas se encontram sobrepostas, entende-se como áreas de variação no regime do campo de tensão deformacional e, conseqüentemente, maior fraturamento do maciço rochoso e coberturas superficiais, o que conduz a um maior potencial percolativo do substrato rochoso e, conseqüentemente, a uma maior suscetibilidade à erosão (Mattos et al., 2002).

Os feixes de *trends* estruturais, ou zonas homólogas de drenagem fortemente estruturadas unidirecionalmente, foram definidos a partir da análise da rede de drenagem adensada na imagem

ASTER, impressa em escala 1:100.000, onde os elementos de primeira e segunda ordem de drenagem que, de modo geral, apresentaram a mesma orientação, são interpretados como o reflexo em superfície de um conjunto de falhas no embasamento.

O efeito destas zonas de rupturas pode se refletir em camadas posteriores ao evento tectônico por meio de esforços sistemáticos atuantes na litosfera (Soares et al., 1981b). As áreas onde se constatou forte estruturação unidirecional dos elementos de drenagem foram delimitadas, constituindo-se nos feixes de *trends* estruturais como no exemplo ilustrado na figura 6. Para melhor identificação destes elementos optou-se por reduzir a escala de trabalho em 50%.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com base na aplicação da sistemática da análise morfoestrutural à bacia do Rio Itanhaém, elaborou-se o mapa de zonas de traços de junta, mapa de *trends* estruturais e mapa de morfoestruturas, indicando os setores com maior intensidade de fraturamentos na área, isto é, mais tectonizados e instáveis, conseqüentemente, com maior percolabilidade e suscetibilidade natural à erosão.

A partir do processo de adensamento da rede de drenagem da bacia do Rio Itanhaém, gerou-se o mapa da rede de drenagem adensada (Figura 13), cujo objetivo consistiu em evidenciar também os drenos perenes e intermitentes que talvez

pudessem contribuir para um melhor entendimento da dinâmica fluvial da área, sua distribuição espacial, características e padrões predominantes. Esse adensamento da rede de drenagem foi importante para se definir, com maior confiabilidade, as feições anelares e radiais, alinhamentos e assimetrias, que possibilitaram, posteriormente, a definição das linhas de forma aparentes que caracterizaram as anomalias presentes na área (altos e baixos estruturais). A rede de drenagem reflete os aspectos litológicos, geológicos, estruturais, geomorfológicos e pedológicos. Isto nos permitiu extrair informações valiosas sobre a

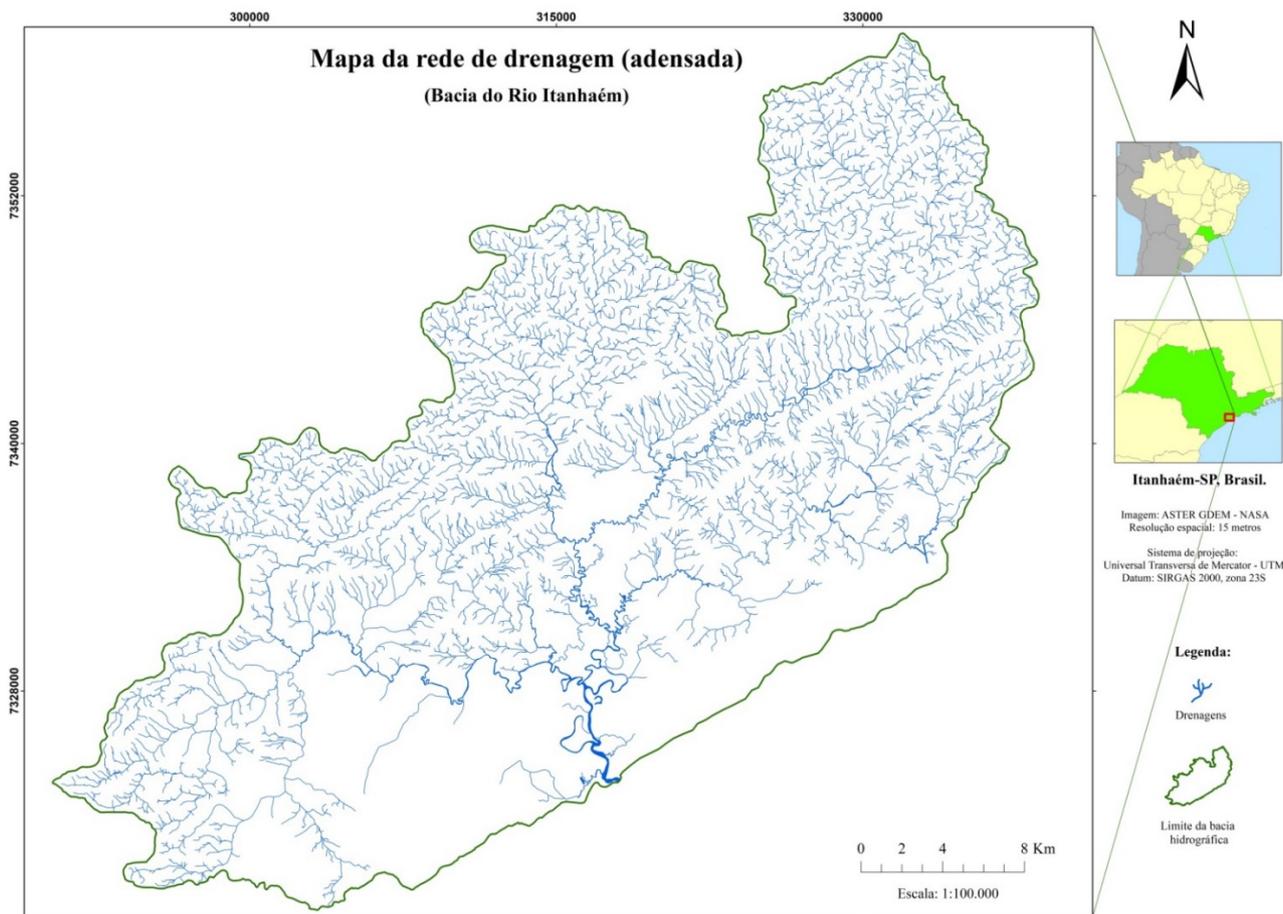


Figura 13 - Mapa da rede de drenagem adensada da bacia hidrográfica do Rio Itanhaém.

geologia (altos e baixos estruturais, morfometria, lineamentos de drenagem e traços de fraturas), geomorfologia e hidrologia da área de estudo (Weg, 1972). Analisando-se o mapa da rede de drenagem adensada é possível identificar uma expressiva diversidade de padrões de drenagem na parte alta da bacia, principalmente ao longo da Serra do Mar, onde ocorrem formas estruturais circulares e anelares que são características de altos e baixos estruturais, e que, segundo Verstappen (1963) são importantes indicativos do delineamento das formações geológicas, geomorfológicas, litológicas e estruturais.

A análise da rede de drenagem constitui-se numa excelente ferramenta para estudos neotectônicos, pois, é imprescindível para a interpretação estrutural de uma área (Howard, 1967), uma vez que os rios são muito sensíveis às deformações e capazes de se ajustarem a elas em períodos que podem variar de décadas a séculos (Keller & Pinter, 1996). A maior parte dos rios que formam a bacia de Itanhaém, e que possuem suas nascentes localizadas nas escarpas da Serra do Mar, são fortemente controlados pelas estruturas tectônicas presentes. O poder erosivo destas drenagens, que descem em declives acentuados, produziu vales profundos em forma de “V”. O

Rio Branco, por exemplo, segue parte de seu curso encaixado numa expressiva zona de cisalhamento (Falha de Cubatão), e apresenta um regime torrencial, sobretudo nos meses de verão, quando a pluviosidade mais elevada causa inundações repentinas que distribuem material de intemperismo do embasamento cristalino por suas planícies de transbordamento. O nível das águas deste rio chega a subir cerca de cinco metros nestas ocasiões (Tessler et. al., 2006).

O mapa de traços de junta e o mapa de máximos 1 e 2 de traços de junta encontram-se nas figuras 14 e 15, respectivamente. Esses mapas serviram de base para a elaboração do mapa de zonas de máximos de traços de junta e classes de suscetibilidade/vulnerabilidade da bacia do Rio Itanhaém (Figura 16).

As áreas com maiores incidências e sobreposições de zonas de máximos 1 e 2 de traços de junta estão localizadas no setor centro-norte e na faixa central NE - SW da bacia, com destaque para a faixa de cisalhamento, ao longo do curso do Rio Branco.

Os traços de junta são considerados registros das deformações mais modernas da paisagem e, conseqüentemente, utilizados no estudo da dinâmica da paisagem e da suscetibilidade à erosão

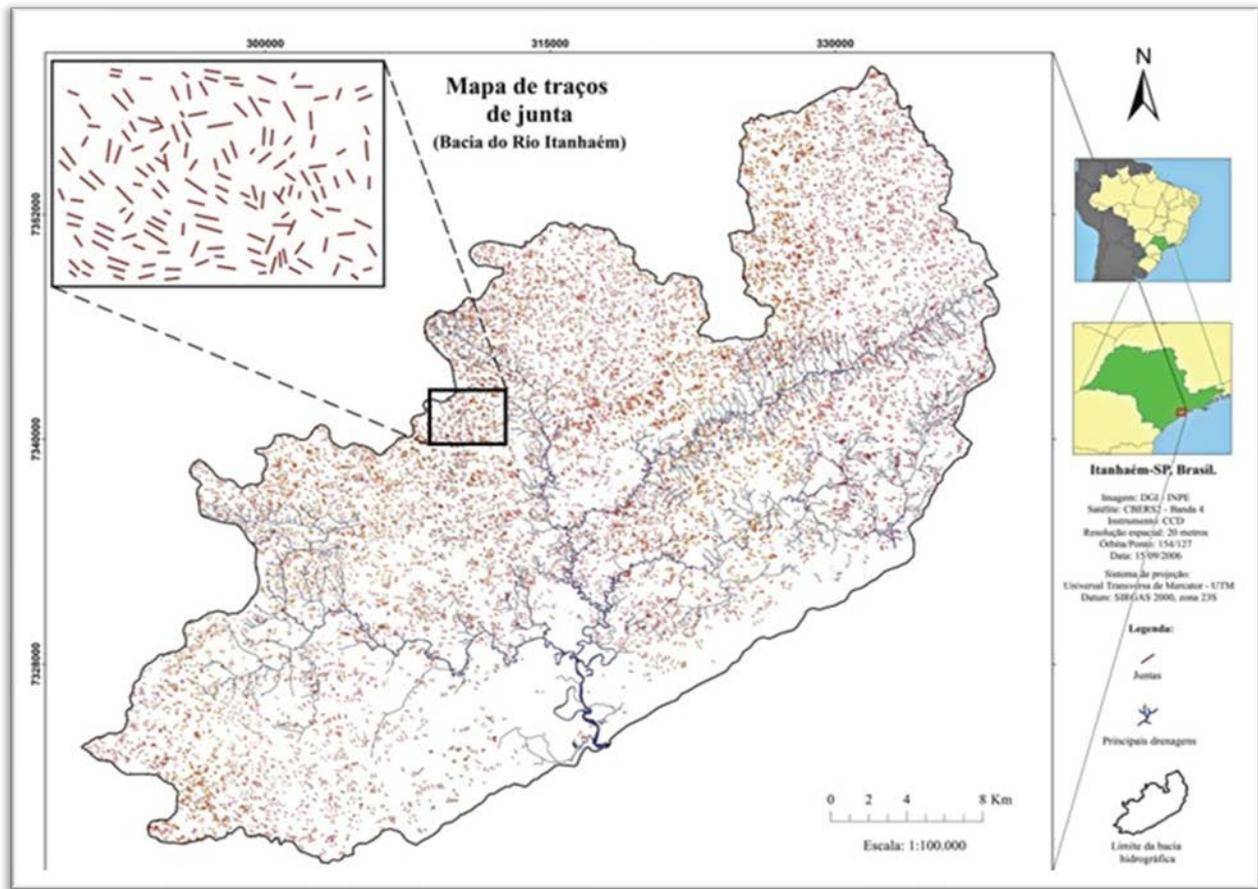


Figura 14 - Mapa de traços de junta.

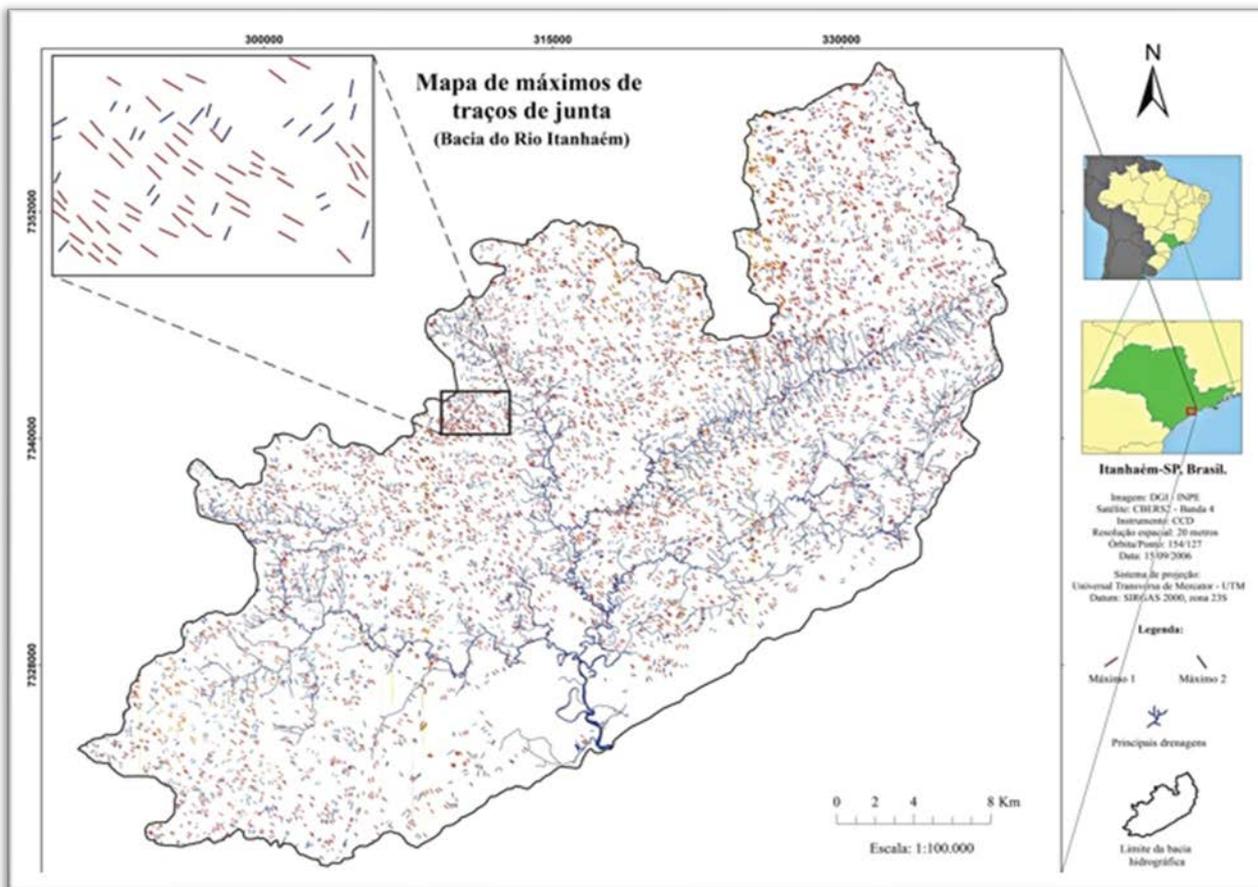


Figura 15 - Mapa de máximos 1 e 2 de traços de junta

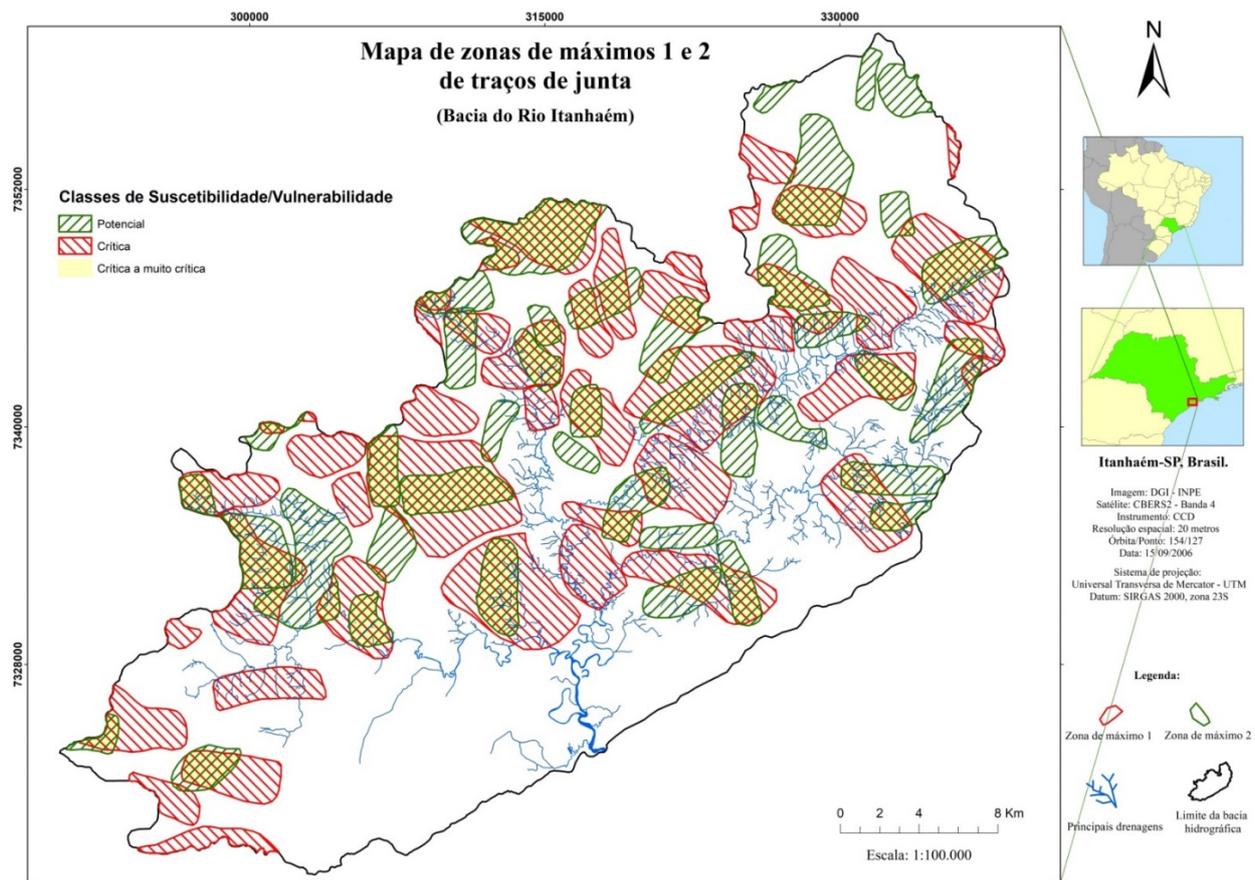


Figura 16 - Mapa de zonas de máximos de traços de junta e classes de suscetibilidade/vulnerabilidade da bacia do Rio Itanhaém.

(Shimbo, 2006). Segundo Mattos et al. (2002), as áreas em que zonas de máximos 1 estão sobrepostas e/ou quando os máximos 1 e 2 se sobrepõe, podem ser classificadas como muito críticas quanto à ocorrência de processos erosivos.

Pode-se ainda classificar uma área como crítica quando as zonas de máximos 2 estão sobrepostas ou, quando ocorrem zonas de máximos 1 isoladas. Por fim, pode-se dizer que uma área apresenta um potencial de erodibilidade quando ocorrem zonas de máximos 2 isoladas. Nestes locais, os processos erosivos estão apenas potencializados e não instalados, pois nestas regiões, as formas de relevo estão em equilíbrio dinâmico quando não “alteradas”, mas se desestabilizam por qualquer eventual intervenção antrópica.

O mapa de zonas de máximos 1 e 2 de traços de junta apresentou, assim, uma visão regional do processo deformacional e, principalmente nos locais onde estes máximos mudam bruscamente de direção, indicando a existência de variação no campo de tensão da deformação e, conseqüente-mente, maior fraturamento do maciço rochoso e coberturas superficiais (Mattos et al., 2002). Os *trends* estruturais são interpretados como o reflexo em superfície de um conjunto de falhas no embasamento. O efeito destas zonas de rupturas pode se refletir em

camadas posteriores ao evento tectônico por meio de esforços sistemáticos atuantes na litosfera (Soares et al., 1981a; Stefani, 2000). Neste contexto, o mapeamento destas feições pode indicar as áreas em que a rocha e coberturas superficiais apresentam-se mais fraturadas, com maior fraqueza estrutural e, conseqüentemente, mais suscetíveis à erosão. Analisando-se a figura 17 verifica-se que os locais de maior ocorrência de *trends* estruturais estão no setor norte da bacia de Itanhaém, onde os *trends* apresentam duas principais direções.

Ou seja, NE-SW, aproximadamente acompanhando a orientação da Zona de Cisalhamento Cubatão, e NW-SE, na direção perpendicular. Desta forma, há sobreposição (cruzamentos) de *trends* estruturais em alguns setores, com destaque para as regiões de drenagem dos rios Mambú e Branco, sendo que as maiores incidências destas zonas de rupturas estão localizadas ao longo do curso deste último. A acomodação de *trends* perpendiculares entre si eleva não só o grau de instabilidade estrutural da área, mas também o nível de restrições de uso e, conseqüentemente, aumenta a percolabilidade, maior suscetibilidade à erosão, além de potencializar movimentos de massa em caso de manejo inapropriado (Ribeiro, 2010).

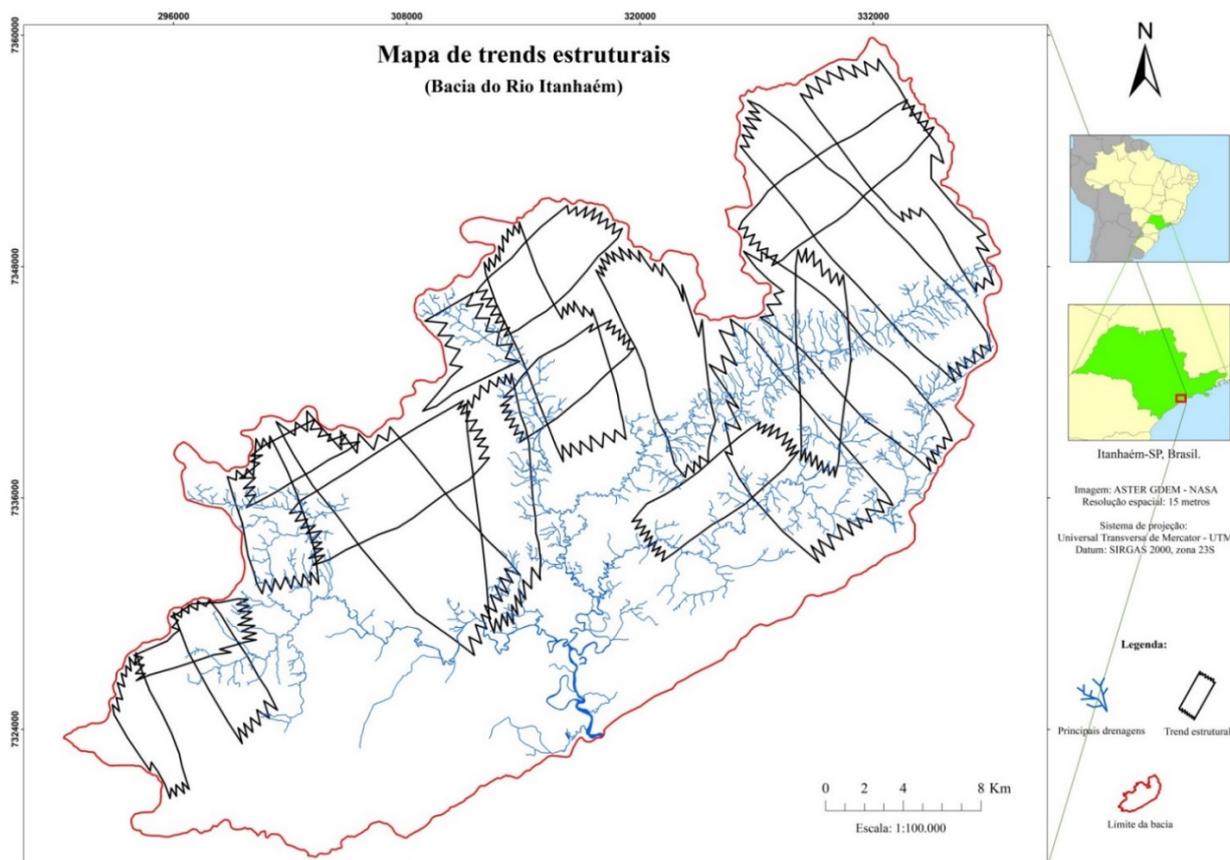


Figura 17 – Mapa de *trends* estruturais da bacia hidrográfica do Rio Itanhaém.

O estudo dos elementos de drenagem e relevo forneceu subsídios para a elaboração do mapa de morfoestruturas da bacia do Rio Itanhaém. Os principais lineamentos que balizaram as anomalias estruturais também estão representados no mapa morfoestrutural. A análise morfoestrutural parte do princípio de que muitas estruturas geológicas podem se refletir em superfície, sendo passíveis de identificação analisando-se padrões específicos de anomalias da rede de drenagem, de feições de relevo, e suas relações espaciais. Neste sentido, as morfoestruturas (altos e baixos estruturais) surgem como feições anômalas dentro da tendência regional, especialmente em áreas relativamente arrasadas pela erosão e/ou que sofreram aplainamento (Jiménez-Rueda et al., 1989a). Analisando-se o mapa de morfoestruturas (Figura 18) verifica-se que as anomalias (altos e baixos estruturais) estão dispostas predominantemente na parte norte da bacia, em toda área da Serra do Mar, assim como os traços de junta e *trends* estruturais.

Os altos estruturais se destacam no setor centro-norte e a noroeste da bacia, na região do alto curso do Rio Mambú e Preto, respectivamente. Encontram-se deformados e/ou limitados por descontinuidades estruturais e sinformes, o que reforça a hipótese de que a área provável-

mente sofreu diferentes tipos de processos deformacionais ao longo do tempo (Yakushova, 1986). Estas anomalias estão associadas a altos topográficos, fato que lhes atribui um alto grau de intemperismo e lixiviação intensa (Jiménez-Rueda et al., 1993). A suscetibilidade natural à erosão tende a ser baixa, entretanto, neste mesmo setor, também se constatou a sobreposição de zonas de máximos de traços de junta e sobreposição de *trends* estruturais.

Estruturas dômicas (altos estruturais) associam-se a sistemas abertos (locais exorreicos), com intensa circulação de água, e que correspondem a importantes áreas de recarga de aquíferos. A tendência à retenção de água é baixa e os solos apresentam-se mais evoluídos e muito permeáveis, com forte lixiviação de nutrientes e translocação de material coloidal. São caracterizados como ambientes oxidativos que conduzem, sob condições de climas tropicais úmidos a muito úmidos, à evolução de mantos de alteração intempérica profundos e que, quando associados a falhas e *trends* estruturais, podem provocar erosões intensas e afloramento dos substratos líticos que caracterizam o domínio da morfogênese sobre a pedogênese (Jiménez-Rueda et al., 1993). No limite norte da bacia, na região do alto curso do Rio Mambú, ocorrem dois baixos estruturais e

outros dois a sudoeste. Também se destaca um baixo estrutural isolado a nordeste e outros dois

na região sudeste da planície, e próximo à foz do Rio Itanhaém.

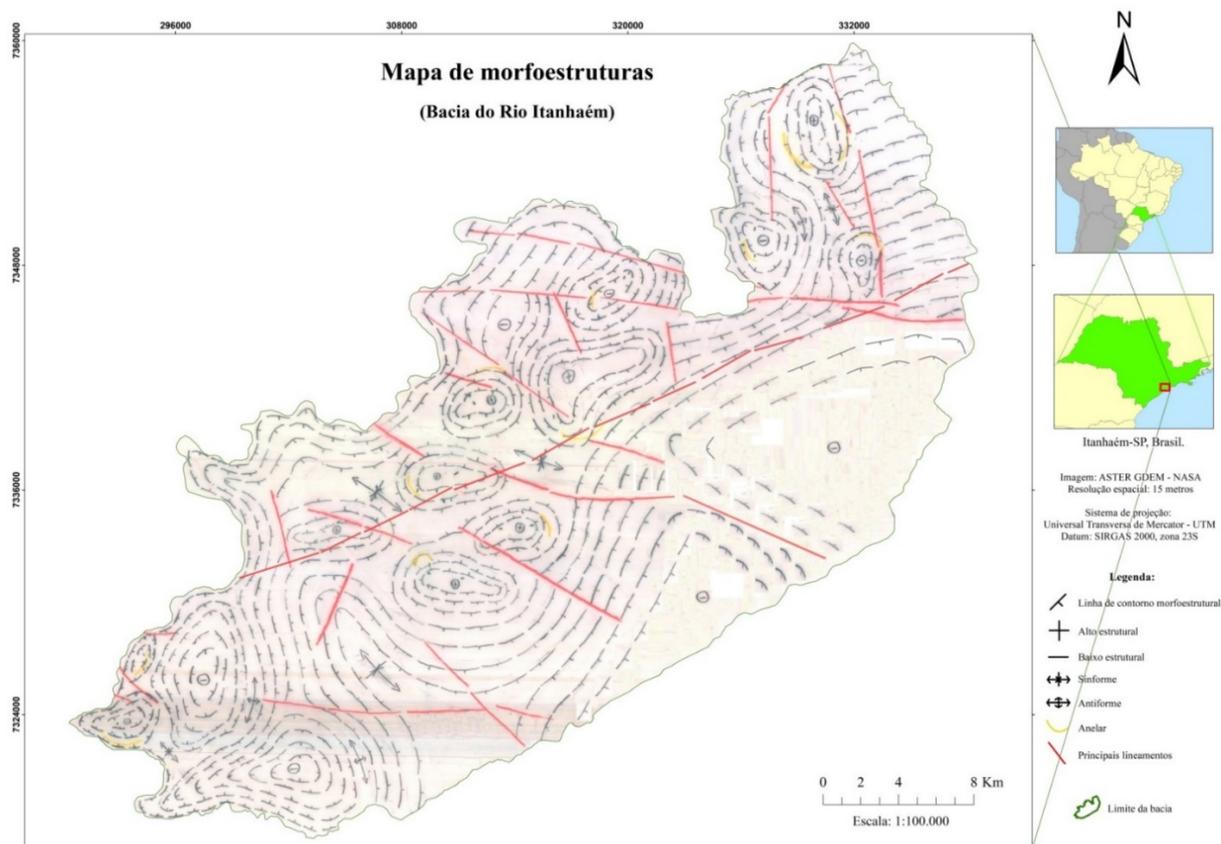


Figura 18 - Mapa de morfoestruturas da bacia hidrográfica do Rio Itanhaém.

As anomalias a nordeste e sudoeste também estão deformadas e/ou limitadas por discontinuidades estruturais, sinformes e antiformes. Nas áreas em que estas morfoestruturas estão associadas a altos topográficos, os solos tendem a ser mais evoluídos e o intemperismo de médio a forte (Jiménez-Rueda et al., 1993). Com exceção dos baixos estruturais localizados na região de foz e a sudoeste da bacia, as demais anomalias também se encontram em locais de sobreposição de zonas de máximos de traços de junta, e sobreposição de *trends* estruturais.

Anomalias negativas (baixos estruturais) são caracterizadas como sistemas fechados (endorreicos),

com baixa e direcionada circulação de água, onde predominam processos de retenção e acumulação de elementos químicos. São ambientes redutores, onde se destacam os processos de argilização e gleização. Devido à fragilidade, requerem maiores cuidados no manejo e ocupação, em especial se associados à fraturamentos, quando se tornam altamente percolativos e suscetíveis à erosão, e à contaminação das águas subterrâneas (Jiménez-Rueda et al., 1993). A tabela 2 sintetiza as propriedades de percolação, lixiviação, alteração, circulação e erosão para os altos, baixos estruturais e para os *trends* de fraturas, com relação a sua posição topográfica.

Tabela 2 - Relações entre morfoestruturas, altimetrias, *trends* de fraturas e suas propriedades.

Estrutural	<i>Trends</i>			
	I - Alto	II - Baixo	III - Alto	IV - Baixo
Topografia				
Alto	Lixiviação Alta Percolação Alta Alteração Profunda Circulação H ₂ O Intensa Erosão Baixa	Lix. Média Perc. Média Alter. Média Circ. H ₂ O Baixa Erosão Baixa	Lix. Baixa Perc. Baixa Alter. Média Circ. H ₂ O Média Erosão Moderada	Lix. Alta Perc. Alta Alter. Profunda Circ. H ₂ O Controlada/Alta Erosão Baixa
Baixo	Lixiviação Alta Percolação Alta Alteração Profunda Circulação H ₂ O Intensa Erosão Alta	Lix. Baixa Perc. Baixa Alter. Baixa Circ. H ₂ O Alta/Direcionada Erosão Alta	Lix. Alta/Moder. Perc. Alta Alter. Alta Circ. H ₂ O Moder./Alta Erosão Alta	Lix. Baixa Perc. Baixa Alter. Baixa Circ. H ₂ O Moder./Alta Erosão Muito Intensa

Fonte: Jiménez-Rueda et al. (1989b).

As relações entre morfoestruturas (altos e baixos estruturais) e suas altimetrias (alto e baixo topográfico) são de grande relevância para a análise do meio físico e compreensão da fisiologia da paisagem, bem como para indicação mais adequada quanto ao uso e ocupação do solo (Lima, 2016).

O Planalto Atlântico na região de Itanhaém apresenta altimetrias, em muitos pontos, superiores a 800 metros, onde as formas de relevo correspondem a morros suavizados, com vertentes côncavas e convexas, nas quais ocorrem sulcos erosivos, voçorocas e cicatrizes de escorregamento. Essas feições erosivas associam-se às características do relevo, onde predominam declividades acentuadas, variando entre 12% e 30%, à grande quantidade de nascentes, e ao tipo de solo, predominantemente Cambissolos Háplicos (Santos et al., 2013). Esse tipo de solo se caracteriza por apresentar horizonte B incipiente, com concentração de fragmentos rochosos, sendo propício à erosão hídrica, quando associado às altas declividades (Sato et al., 2015).

As Escarpas da Serra do Mar e os morros isolados caracterizam-se pela influência estrutural em sua configuração, com drenagens direcionadas e perceptivelmente encaixadas em falhas. Apresentam solos pouco desenvolvidos, alta declividade (declives $\geq 30\%$) e altos índices pluviométricos, que podem oscilar entre 1.500 e 2.500mm anuais.

Agregado a estes fatores, as intempéries do clima local e a intervenção antrópica, como a retirada de cobertura vegetal, propicia um ambiente altamente susceptível a processos erosivos (Gigliotti et al., 2014). A morfometria intensifica o escoamento superficial e, conseqüentemente, possibilita a ocorrência de movimentos de massa, principalmente escorregamentos, desmoronamento e *creeping*, sendo esses processos naturais ou induzidos pela ação antropogênica. Os processos denudacionais são fortemente ativos nesta área, vinculados diretamente à alta energia presente, a qual desencadeia os processos morfogenéticos. Neste contexto, as Escarpas da Serra do Mar caracterizam-se como um conjunto de áreas transmissoras de matéria e energia (Sato et al., 2015).

De modo geral, o sistema das Escarpas da Serra do Mar, devido aos altos índices de declividade, solos de profundidade variável e uma vegetação densa, tem como característica a existência de diversos processos geomorfológicos. A composição litológica, destacando-se gnaisses

e granitos, que possuem um alto grau de coesão e resistência, quando expostos ao intemperismo químico (bastante intenso na área devido ao alto índice pluviométrico, alta temperatura e a floresta tropical), ocorre fragmentação do material rígido, formando-se blocos que, após a ação do escoamento superficial, são carreados. Outra variável importante é o desenvolvimento do entalhamento das drenagens nas áreas de encosta, onde existe um desnível muito acentuado entre a linha de cumeada e o curso d'água, favorecendo o aumento da energia cinética, e fazendo com que um grande volume de material seja deslocado e depositado no talvegue dos rios, sendo posteriormente transportado para as áreas de planície (Gigliotti et al., 2014).

Por sua vez, a Planície Costeira é formada pela sucessão e justaposição de cordões litorâneos regressivos e/ou terraços marinhos, em geral associados a outros tipos de depósitos sedimentares de origem continental e flúvio-marinha, entre eles depósitos fluviais, eólicos, lagunares e paleolagunares, paludiais (pântanos), lacustres (lagos), de planície de maré e colúviais (Souza et al., 2008). Embora esteja situada em um nível altimétrico entre 0 e 13 metros acima do nível do mar e apresente declividade baixa (inferior a 2%), é importante ressaltar o papel dos cursos fluviais no processo de transporte de matéria e energia. Se no caso das escarpas e morros a declividade e a força da gravidade eram as principais responsáveis pelo traslado de matéria e energia, na planície, os cursos fluviais possuem este papel. É na planície que os cursos fluviais provindos das escarpas e morros confluem, formando os grandes rios da bacia e determinando a intensa dinâmica fluvial na área (Sato et al., 2015).

Ainda que se considere a complexidade e os diversos processos compreendidos na bacia hidrográfica de Itanhaém, a sistemática da análise morfoestrutural se destaca como uma ferramenta bastante eficaz e de rápida exequibilidade para o mapeamento e estudo da suscetibilidade natural do meio físico. Isto porque este método, com o auxílio da topografia, permite predizer as propriedades de percolação, lixiviação, alteração, circulação e erosão, assim como definir o uso e manejo adequado do solo, pois, estes condicionam os aspectos pedológicos, pedogeoquímicos e fisiográficos (Jiménez-Rueda et al., 1993).

A caracterização da variabilidade do campo de tensão, representada pela mudança repentina na direção preferencial dos traços de junta, *trends*

estruturais, lineamentos e feições anômalas definidas por linhas de forma truncadas, possibilita a compreensão do grau de cisalhamento local e, por conseguinte, a predição da potencialidade à erosão em determinadas áreas (Fagundes et al.,

2010). Do mesmo modo, o estudo detalhado da origem das direções de estruturas de deformação rúptil pode esclarecer a sua relação com a formação e o desenvolvimento de erosões lineares (Morinaga, 2014).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A pesquisa realizada por meio de produtos de sensoriamento remoto na bacia do Rio Itanhaém, a segunda maior bacia litorânea do Estado de São Paulo, produziu dados importantes valendo-se da sistemática da análise morfoestrutural aplicada na caracterização de áreas naturalmente suscetíveis à erosão. Os resultados apresentados contribuem para o aprimoramento das estratégias de monitoramento, gestão e preservação da bacia hidrográfica. A análise morfoestrutural mostrou-se eficaz no mapeamento de áreas naturalmente sensíveis à erosão, mesmo quando aplicada em diferentes escalas de trabalho. Os setores de

maior suscetibilidade encontram-se a montante da bacia e abrangem, principalmente, áreas de drenagem do Rio Mambú e Rio Branco, sendo que ao longo do curso deste último, destacam-se as regiões com maior vulnerabilidade. Outro aspecto relevante é que este rio segue o seu curso encaixado em uma importante zona de cisalhamento, a Falha de Cubatão. A discussão sobre as relações entre morfoestruturas e suas altimetrias é de grande relevância para a análise do meio físico e compreensão da fisiologia da paisagem, bem como para indicação mais adequada quanto ao uso e ocupação do solo.

AGRADECIMENTOS

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e CNPQ (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela bolsa de estudo concedida a C.G.

REFERÊNCIAS

- ALLUM, A.E. **Photogeology and regional mapping**. Oxford: Pergamon, 107 p., 1966.
- ALMEIDA, F.F.M. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 15, p. 3-17, 1953.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 51, p. 117-142, 1967.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JÚNIOR, O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M.; PRECIOZZI, P. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguai and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Coords), **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: CPRM, p. 311-334, 2000.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JÚNIOR, O.; REIS NETO, J.M. O Batólito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, v. 4, 1990, p. 1684-1699.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JÚNIOR, O.; REIS NETO, J.M.; PASSARELLI, C.R.; PRAZERES, H.J.; KAULFUSS, G.; SATO, K.; LIMA, P.S. Paleoproterozoic granulitic belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC). In: SOUTHAMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, 1999, Córdoba. **Extended Abstracts...** Córdoba: SEGEMAR, 1999, p. 291-294.
- BATISTA, I.X. **Desenvolvimento sustentável em Rondônia: políticas públicas, desmatamento e evolução econômica**. Rio Claro, 2001. 172 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- CAMARGO, A.F.M.; FERREIRA, R.A.R.; SCHIAVETTI, A.; BINI, L.M. Influence of physiography and human activity on limnology characteristics of lotic ecosystems of the south coast of São Paulo, Brazil. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 8, p. 231-243, 1996.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 2, p. 143-162, 1995.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Coords), **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: CPRM, p. 335-365, 2000.
- CANCIAN, L.F. **Modelagem de distribuição geográfica potencial de macrófitas aquáticas em bacias hidrográficas**. Rio Claro, 2012. 80 p. Tese (Doutorado em Ciências Biológicas) - Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista.
- COUTINHO, J.M.V. O Falhamento de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Resumos...** São Paulo: SBG, Bol. Esp., v. 1, 1971, p. 130-131.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Programa Geologia do Brasil - Mapa Geológico Estado de São Paulo (Escala 1:750.000)**. Brasília: CPRM, 2006.
- CRISÓSTOMO-NETO, A. P. **Mapeamento Geoambiental por imagem de satélite do Vale do Paraíba**. Rio Claro, 2002. 67p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- DANTAS, A.S.L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A.L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L.A.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L.; FRASCÁ, M.H.B.O. Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juiquá e Miracatu, Sul do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, 1987, Rio Claro. **Anais...** Rio Claro: SBG, v. 1, 1987, p. 173-189.
- EGYDIO DA SILVA, M. **Análise estrutural das faixas ectínicas associadas ao falhamento de Cubatão entre as**

- regiões de Juquiá e Pedro Barros, Estado de São Paulo.** São Paulo, 1981. 118 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ESRI. **ArcGis 10.1 - GIS tutorial 2.** New York: Spatial Analysis Workbook, 325 p., 2013.
- FAGUNDES, I.C.; MACHINI, P.L.F.; PUPIM, F.N.; MATTOS, J.T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R. Análise morfoestrutural aplicada a problemas de erodibilidade natural da quadrícula São Carlos, SP. **Revista de Geografia**, v. especial VIII SINAGEO, n. 3, p. 315-330, 2010.
- FRANZONI, A.M.B. **Avaliação do meio físico para fins de planejamento geoambiental no traçado e manutenção da rede viária: Ilha de Santa Catarina – SC.** Rio Claro, 2000. 145 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L.; CIANTELLI JR., C.A. A Planície de Itanhaém, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. Atas... Rio Claro: SBG, v. 1, 1979, p. 279-290.
- FÚLFARO, V.J.; SUGUIO, K.; PONÇANO, W.L. A gênese das planícies costeiras paulistas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, v. 3, 1974, p. 37-42.
- GERASIMOV, I.P. & MESCHERIKOV, J.A. Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Coord.), **The Encyclopedic of Earth Sciences Series.** Heidelberg: Springer, v. III, p. 731-732, 1968.
- GIANNINI, P.C.F. & FERNANDES, H.G. Aplicação de análise de tendências por regressão múltipla a parâmetros sedimentológicos em duas áreas da costa sudoeste Paulista. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de geologia, v. 1, 1984, p. 145-158.
- GIANNINI, P.C.F. **Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP).** São Paulo, 1987. 115 p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- GIGLIOTTI, M.S.; GOBBI, E.S.; BACCI, P.H.M. Riscos Associados a Processos Geomorfológicos na Serra do Mar Paulista. In: III CONGRESSO INTERNACIONAL E I SIMPÓSIO IBERO-AMERICANO DE RISCOS, 3, 2014, Guimarães-Portugal. **Memórias...** Vilarinho - Portugal: RISCOS - Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança, 2014, p. 211-214.
- GIMENEZ FILHO, A.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L.; DANTAS, A.S.L.; FERNANDES, L.A.; NAGATA, N.; TEIXEIRA, A.L. Geologia da Folha Miracatu, S-SE do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, 1987, Rio Claro. **Anais...** Rio Claro: SBG, v. 1, 1987, p. 225-241.
- GUIMARÃES, S.C.P. **Zoneamento geoambiental como subsídio à aptidão agrícola das terras do município de Cujubim.** Rio Claro, 2001. 133 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- HASUL, Y. & ALMEIDA, M.A. Aspectos estruturais na geomorfologia da área cristalina de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, v. 1, 1978, p. 360-367.
- HASUL, Y. **Neotectônica, morfogênese e sedimentação moderna no Estado de São Paulo e regiões adjacentes.** Rio Claro, FAPESP (Proc. No. 95/04417), Relatório Final, 2000.
- HERZ, R. **Manguezais do Brasil.** São Paulo: Instituto Oceanográfico - USP, 233 p., 1991.
- HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summary. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.
- 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, 1992, Pereira-Colômbia. **Memórias...** Pereira-Colômbia: CARDER, v. 1, 1992, p. 181-192.
- JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; MATTOS, J.T.; MALAGUTTI FILHO, W. Estudos integrados para controlar impactos ambientais de um sistema de irrigofertilização com vinho na região centro-leste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO EN PERCEPCION REMOTA, 4, 1989b, Bariloche. **Memórias...** Bariloche: SELPER, v. 1, 1989b, p. 459-465.
- JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; NUNES, E.; MATTOS, J.T. Caracterização fisiográfica e morfoestrutural da folha São José de Mipibu - RN. **Geociências**, v. 12, n. 2, p. 481-491, 1993.
- 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 EN PERCEPCION REMOTA, 4, 1989a, Bariloche. **Memórias...** Bariloche: SELPER, v. 1, 1989a, p. 135-139.
- KELLER, E. & PINTER, N. **Active tectonics: earthquake, uplift and landscape.** New Jersey: Prentice Hall, 338 p., 1996.
- LAMPARELLI, C.C. & MOURA, D.O. **Mapeamento dos ecossistemas costeiros do Estado de São Paulo.** São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente - CETESB, 108 p., 1998.
- LIMA, M.M. **Estudo do meio físico e caracterização da capacidade de suporte natural da região de Pirassununga/SP.** Rio Claro, 2016. 174 p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- MADRUCCI, V.; ARAUJO, 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, n. 2, p. 43-52, 2003.
- MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; MENESES P. R.; CSORDAS S. M. **Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-Landsat e Radar para pesquisa de hidrocarbonetos no estado de São Paulo.** São José dos Campos: INPE, RTR/015, 167 p., 1982.
- MATTOS, J.T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; OHARA, T.; MENDES, M.L.B.; SANTANA, M.A. Critérios para mapeamento de classes de risco à erosão de solos em imagem TM-Landsat. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO EN PERCEPCION REMOTA, 10, 2002, Cochabamba. **Memórias...** Cochabamba: SELPER, 2002, p. 1-5.
- MORAES, F.T. **Zoneamento geoambiental do planalto de Poços de Caldas (MG/SP) a partir de análise fisiográfica e pedoestratigráfica.** Rio Claro, 2007. 173 p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- MORINAGA, M.S. **Análise morfotectônica e morfoestrutural no controle de erosões hídricas lineares na região de Marília (SP).** Rio Claro, 2014. 133 p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- NAVARRA, C.T. Fácies hidroquímicas dos rios da Planície Costeira Sul Paulista. **Acta Limnológica Brasiliensis**, v. 2, p. 931-942, 1988.
- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for olds terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, n. 10, p. 1463-1469, 1976.
- OHARA, T. **Zoneamento Geoambiental da região do Alto-médio Paraíba do Sul (SP) com sensoriamento remoto.** Rio Claro, 1995. 235 p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- OHARA, T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; MATTOS, J.T.; CAETANO, N.R. 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. 33, n. 2, p. 173-182, 2003.
- PASSARELLI, C.R. **Caracterização Estrutural e Geocronológica dos Domínios Tectônicos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo.** São Paulo, 2001. 254 p.

- Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; SIGA JR., O.; PRAZERES FILHO, H.J. Geocronologia e geologia isotópica dos terrenos Pré-Cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. **Geologia USP Série Científica**, v. 4, p. 55-74, 2004.
- PLICKA, M. Observations on joint zones in Moravia, Czechoslovakia. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Salt Lake City. **Proceedings...** Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v. 30, 1974, p. 279-289.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology: folds and fractures**. London: Academic Press, v. 2, 700 p., 1987.
- RIBEIRO, L.S. **Evolução paleogeomorfológica do Estado do Rio de Janeiro e arredores (cadernos de mapas)**. Rio Claro, 2010. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- RODRIGUES, R.M. **Estudo e caracterização do meio físico da Bacia do Rio Camboriú/SC, visando o zoneamento geoambiental**. Rio Claro, 2000. 73 p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; COELHO, M R.; ALMEIDA, J.A.; CUNHA, T.J F.; OLIVEIRA, J B. **Sistema Brasileiro de Classificação de solos**. Brasília: Embrapa Solos, 3 ed., 353 p., 2013.
- SATO, S.E.; MACHADO, A.C.P.; CUNHA, C.M.L. Itanhaém. In: CUNHA, C. M. L. & OLIVEIRA, R. C. (Coordenadores) **Baixada Santista: uma contribuição à análise geoambiental**. São Paulo: Editora UNESP, p. 235–250, 2015.
- SHIMBO, J. Z. **Zoneamento Geoambiental como subsídio aos projetos de reforma agrária, estudo de caso: Assentamento Rural Pirituba II (SP)**. Rio Claro, 2006. 154 p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; ALGARTE, J.P. Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, v. 1, 1978, p. 208-221.
- SILVA, C.L. **Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Moji-Guaçu: Região de Pirassununga**. Rio Claro, 1997. 169 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.
- SIOLI, H. Hydrochemistry and Ecology in the Brazilian Amazonian Region. **Amazoniana**, v. 1, p. 267-277, 1968.
- SOARES P.C.; LUZ, M.E.; REDAELLI, R.; GUERRA, S.M.S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, 1982a, Brasília. **Anais...** Brasília: SBSR, 1982a, p. 157-168.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. **Notícias Geomorfológicas**, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.
- SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, 1982b, Brasília. **Anais...** Brasília: SBSR, 1982b, p. 153-157.
- SOARES, P.C.; BARRETO, M.L.K.; REDAELLI, R. Aplicação de análise morfoestrutural em semi-detalle com fotos aéreas na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981a, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 1981a, p. 217-225.
- SOARES, P.C.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; BARCELLOS, P.E.; MENESES, P. R.; GUERRA, S. M. S.; CSORDAS, S. M. Análise morfoestrutural regional com imagens de Radar e Landsat na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981b, Curitiba. **Separata...** Curitiba: SBG, 1981b, 23 p.
- SOUZA, C.R.G.; HIRUMA, S.T.; SALLUN, A. E.M.; RIBEIRO, R.R.; SOBRINHO, J.M.A. **Restinga: conceitos e empregos do termo no Brasil e implicações na Legislação Ambiental**. São Paulo: Instituto Geológico, 2008.
- SOUZA-PEREIRA, P.E. & CAMARGO, A.F.M. Efeito da salinidade e do esgoto orgânico sobre a comunidade zooplânctônica, com ênfase nos copépodes, do estuário do Rio Itanhaém, Estado de São Paulo. **Acta Scientiarum Biological Sciences**, v. 26, n. 1, p. 9-17, 2004.
- SPRING. Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Computers & Graphics**, v. 20, n. 3, p. 395-403, 1996.
- STEFANI, F.L. **Zoneamento Geoambiental da Região de Casa Branca/SP**. São José dos Campos, 2000. 170 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN QUATERNARY, 1, 1978, São Paulo. **Special Publication IGCP Project 61**. São Paulo: SBG, 1978, 55 p.
- TESSLER, M.G.; GOYA, S.C.Y.; YOSHIKAWA, P.S.; HURTADO, S. N. Erosão e Progradação do Litoral do Estado de São Paulo. In: MUEHE, D. (Coord.), **Erosão e Progradação no Litoral Brasileiro**. Brasília: MMA-Ministério do Meio Ambiente, p. 297-346, 2006.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 135-154, 1981.
- VENEZIANI, P. **Análise de movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. São Paulo, 1987. 186 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- VENEZIANI, P. & ANJOS, C.E. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia**. São José dos Campos: INPE, 76 p., 1982.
- VERSTAPPEN, H.T. **Fundamentals of Photo Geology-geomorphology - Textbook of Photo-Interpretation**. Delft: International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), 7 v. 47 p., 1963.
- VOLKMER, S. **Caracterização mineralógica das coberturas de alteração intempéricas da quadrícula de São Carlos (QSC), SP – escala 1:100.000**. Rio Claro, 1993. 157 p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- WEG, R.F. **Patrones de Drenaje**. Bogotá: CIAF - Centro Interamericano de Fotointerpretação, 25 p., 1972.
- YAKUSHOVA, A.F. **Geology with the elements of Geomorphology**. Moscow: Mir Publishers, 400 p., 1986.

*Submetido em 10 de outubro de 2021
Aceito para publicação em 10 de setembro de 2022*